



ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

Журнал освещает теоретические и прикладные проблемы изучения природных вод: формирование водных ресурсов и управление ими, динамику водной среды, качество и охрану вод, гидрохимические и гидроэкологические процессы в водных объектах.



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 52, номер 1, 2025

Гидролого-морфологические и гидролого-экологические процессы в устьевых областях рек

Гидрологические опасности в устьях рек: терминология, типизация, география <i>Д. В. Магрицкий, М. В. Михайлова</i>	3
Характеристики многолетней и сезонной изменчивости стока в вершине устьевой области р. Онеги <i>А. А. Сапожникова, О. В. Горелиц</i>	24
Водный и ледовый режим устья р. Печоры в современных гидроклиматических условиях <i>С. А. Агафонова, Д. В. Магрицкий, Л. С. Банщикова</i>	38
Моделирование гидродинамических процессов в устьях рек севера Европейской территории России при возможных изменениях климата <i>И. Н. Крыленко, С. В. Лебедева, Е. Д. Панченко, А. М. Алабян</i>	52
Исторический обзор замерзания и вскрытия устья р. Онеги с конца XVIII в. <i>Г. С. Ермакова, И. Ю. Милютин, О. В. Горелиц, В. Н. Крыжов</i>	67
Литодинамические аспекты развития черноморской части морского края дельты р. Кубани во второй половине голоцена <i>М. В. Крыленко, В. В. Крыленко, Д. В. Крыленко</i>	84
Гидролого-морфологическое районирование устьевой области р. Пясины <i>Е. В. Румянцева, О. В. Муждаба, А. А. Пискун, М. В. Третьяков</i>	95
Проникновение морских вод в дельту Дона в маловодный период <i>А. В. Клещенков, В. А. Костюк, А. Ю. Московец, Е. Г. Алешина</i>	107
Придонные интрузии солоноватой воды из Калининградского залива в рукав Нижняя Преголя <i>Р. В. Боскачёв, Б. В. Чубаренко</i>	118
Сезонная изменчивость концентрации биогенных веществ и органического углерода в реках Камчатке и Аваче (полуостров Камчатка) в 2023 г. <i>П. Ю. Семкин, Г. Ю. Павлова, С. Л. Горин, А. М. Колтунов, Е. В. Лепская, О. А. Уланова, Е. М. Шкирникова, М. Г. Швецова, Ю. Сюй, С. Цзян, Дж. Чжан</i>	136
Гидрохимическая характеристика вод устьевого участка р. Колымы в современный период <i>А. В. Савенко, В. С. Савенко, В. А. Ефимов, О. С. Покровский</i>	150

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ В УСТЬЯХ РЕК: ТЕРМИНОЛОГИЯ, ТИПИЗАЦИЯ, ГЕОГРАФИЯ

© 2025 г. Д. В. Магрицкий^{a, b, *}, М. В. Михайлова^{b, **}

^aМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, 119991 Россия

^bИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: magdima@yandex.ru

**e-mail: mv.mikhailova@gmail.com

Поступила в редакцию 23.05.2024 г.

После доработки 05.07.2024 г.

Принята к публикации 11.07.2024 г.

Статья имеет методический и теоретический характер, содержит результаты разработок терминологии и типизации опасных гидрологических процессов и событий в устьевых областях рек. Приведена комплексная классификация опасных гидрологических процессов и событий, учитывающая их вид, происхождение и характер воздействия на природный и социально-экономический комплекс устьев рек; рассмотрены и другие подходы в разделении и группировке таких процессов с уточнениями и новыми формулировками имеющих к ним отношение понятий. Перечень рассмотренных процессов включает наводнения и опасные обмеления различного генезиса, опасные ледовые события и морфодинамические процессы, негативные изменения режима увлажнения, гидрохимического режима и качества воды, опасные гидродинамические события морского происхождения. Проанализированы основные факторы, механизмы развития и характер негативных последствий этих процессов. Теоретические положения подкрепляются обширным фактическим материалом по конкретным устьям рек или итогами региональных обобщений. Полученные результаты могут быть использованы в работах по изучению, мониторингу, идентификации, количественной оценке и ранжированию опасных гидрологических процессов, районированию подверженных их воздействию территорий и акваторий.

Ключевые слова: река, море, устьевая область, опасные процессы и события, терминология, классификация.

DOI: 10.31857/S0321059625010012 **EDN:** UZWWCZ

В последние десятилетия много внимания уделяется проблемам, связанным с усилением негативного воздействия процессов в атмосфере и гидросфере на жизнь людей и экономику. Прежде всего, они связаны с масштабным изменением климата Земли, особенно начиная с конца 1970-х гг. Как показано в докладах МГЭИК и Росгидромета [39, 50], потепление климата — доказанный факт. В результате него усилилось таяние ледников и разрушение многолетнемерзлых пород, ускорилось повышение уровня Мирового океана и связанных с ним морей, активизировалась циклоническая деятельность, более частыми и масштабными стали наводнения (а где-то, наоборот, выросла продолжительность засушливых периодов и нехватка пресноводных ресурсов), стал неустойчивым ледовый

режим рек и водоемов. Возрос ущерб, наносимый водой природной среде и социально-экономическому комплексу [54]. В числе наиболее уязвимых географических объектов оказались устьевые области рек (УОР). Этому способствовали особенности их местоположения, а также и строения, и гидрологического режима: низменные берега и нестабильность грунтов, густая и быстро меняющаяся гидрографическая сеть, подверженность одновременному речному и морскому воздействию. Дополнительными факторами служат высокая плотность населения на территориях устьев рек и их хозяйственное освоение, уязвимость ценных биоценозов. Поэтому нередко в УОР перечень опасных гидрологических процессов, их повторяемость и интенсивность больше, чем в бассейнах рек и на обычных участках морского побережья.

¹ Работа выполнена в рамках государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001). Теоретический раздел по наводнениям выполнен при финансовой поддержке РНФ (проект № 24-17-00084).

Опасные процессы в устьях рек изучены недостаточно: во-первых, мало первичных сведе-

ний о них (наблюдений на постах, экспедиционных материалов, документальных свидетельств и т. п.), крупных работ по их систематизации, серьезного анализа и обобщений; во-вторых, слабо разработаны понятийный аппарат и классификация этих процессов. К числу немногих опубликованных работ, специально и комплексно рассматривающих опасные устьевые гидрологические процессы, можно отнести [9, 22, 40]. Основная же часть исследований этих процессов в устьях рек, проводившихся разными специалистами, как правило, посвящена наводнениям, морским штормам и нагонам, негативным изменениям гидрохимических условий.

Авторами статьи предложены новые подходы к типизации и понятийному определению опасных гидрологических процессов в УОР, а также приведены представленные в научной литературе и нормативных документах теоретические разработки других специалистов. Они не только перечисляются, но и подкрепляются данными по фактическим событиям в конкретных устьях. Авторы статьи много лет занимаются изучением этого вопроса на примере устьев рек России и мира, создали уникальный массив предметных данных. Настоящая статья может служить приглашением специалистов к дискуссии и дальнейшей разработке типизации и определений опасных гидрологических процессов в устьях рек.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ. ОСНОВНЫЕ ТЕРМИНЫ

В настоящем исследовании использован следующий главный подход: собранные авторами многочисленные гидрологические данные, главным образом по опасным гидрологическим явлениям в устьях рек мира, а также теоретические разработки по гидрологическим опасностям из научных работ сторонних специалистов и нормативных документов использованы для обоснования первой полной классификации опасных гидрологических процессов и событий в УОР и на морских побережьях, критического анализа и унификации терминологии по таким процессам. Эти и другие данные также послужили информационной основой для сделанных в работе выводов о факторах, пространственном распространении и временной (сезонной, многолетней)

повторяемости того или иного типа гидрологических опасностей в конкретных районах и УОР (в целом), о связанных с ними ущербах и др.

Опасными природными процессами и явлениями признаются те из них, которые по интенсивности, масштабу распространения и продолжительности могут оказать негативное воздействие на население, хозяйственные объекты и природную среду и нанести материальный, социальный и экологический ущерб [44]. Поскольку в число природных процессов и явлений входят также гидрологические, то и к ним можно отнести приведенное выше определение. В итоге авторы статьи предлагают опасными гидрологическими процессами и явлениями считать те из них, которые “оказывают или могут оказать негативное воздействие на население, населенные пункты, социальные и промышленные объекты, сельскохозяйственные угодья и фермы, инфраструктуру и другие хозяйственные объекты, а также на окружающую природную среду, памятники природы, приводят или могут привести к социальному, материальному и экологическому ущербу”. В основе этого определения – не только взгляд авторов, но и теоретические разработки из [2, 5, 11, 12, 33, 43–45] и др. Необходимо обратить внимание на сходство выше приведенного определения и понятия “негативное воздействие вод” (“затопление, подтопление, разрушение берегов водных объектов, заболачивание и другое негативное воздействие на определенные территории и объекты”), данного в Водном кодексе РФ в редакции от 3 июня 2006 г. [56].

Неблагоприятные гидрологические процессы генерируют менее масштабные и разрушительные последствия, чем опасные процессы. Они затрудняют деятельность отдельных субъектов экономики, создают дискомфорт для населения и биоценозов и по своим параметрам не соответствуют критериям опасного процесса. При более общем подходе неблагоприятные процессы можно считать одним из подвидов опасных процессов с наименее тяжелыми последствиями.

Разъяснения требуют термины “опасный гидрологический процесс” и “опасное гидрологическое явление”. Согласно понятийному аппарату

философии, процесс (лат. *processus* — “течение”, “ход”, “продвижение”) рассматривается как “последовательная смена явлений, состояний в развитии чего-либо” [41]; т. е. в процессе, во-первых, присутствует временной фактор, во-вторых, его составляют сменяющие друг друга некоторые характерные состояния объекта (системы, среды) или стадии развития; в-третьих, “явление” — лишь внешняя форма (внешнее проявление) существования (протекания) отдельных сторон (фаз, этапов, стадий, фрагментов) одного или нескольких процессов [41, 43]. Эти же подходы применяются при дефиниции “гидрологических процесса и явления”. Но если первый четко определен в [11, 27, 43, 44], то для второго требуется пояснение. Гидрологическое явление, по сути, это внешняя форма одной из стадий гидрологического процесса, кратковременная часть (элемент) гидрологического режима. Когда явление реализовалось, визуально и инструментально зафиксировано, оно становится “гидрологическим событием”. Если с ним связан какой-то ущерб, то его называют опасным гидрологическим событием. Использование понятия “гидрологический процесс” приемлемо в тех случаях, когда известны причины изменений и факторы, их определившие, если гидрологические изменения прослежены от их начала до завершения, когда вскрыты физические закономерности гидрологических изменений и подтверждены надежными данными наблюдений и измерений.

Синонимами опасных событий могут служить термины “бедствие”, “стихийное бедствие”, “катастрофа” (природная, техногенная), “чрезвычайная гидрологическая ситуация” и др. Их объединяет факт наступления события, а различают характер и величина ущерба. Согласно международной практике [55], бедствие — это событие, которое серьезно нарушает жизнь большого числа людей, может приводить к жертвам среди населения, вызывает обширный экономический и экологический ущерб, и в целом воздействие, которое превосходит способность местного сообщества справиться с ним собственными силами, требует оказания внешней помощи. В случае особенно крупных потерь, разрушений, человеческих жертв, большой площади поражения и продолжительности стихийные бедствия могут классифицироваться как катастрофы.

Нельзя также ставить знак равенства между опасными и стихийными явлениями. Последние могут как быть опасными (например, цунами), так и не быть ими (свечение моря). Вообще понятие “стихия” может толковаться по-разному: либо как один из основных элементов природы, либо как явление природы, отличающееся могущественной, трудно преодолимой и часто разрушительной силой, а также сфера (среда) его проявления. Наоборот, катастрофическими однозначно воспринимают те изменения гидрологического режима (гидрологические процессы, явления и события), что сопровождаются масштабными и разрушительными последствиями, человеческими жертвами.

К экстремальным гидрологическим событиям и их характеристикам (например, экстремальным расходам или уровням воды) относят те из них, которые оказываются наибольшими или наименьшими либо за весь период наблюдений (исторические максимумы или исторические минимумы), либо за некоторый репрезентативный многолетний период [29, 45]. Они могут обладать чертами гидрологических опасностей или, наоборот, не быть опасными, как в случае с низким половодьем или высокой меженью. Для описания характеристик гидрологического режима, не являющихся экстремальными, но сильно отличающихся от среднеарифметических или медианных величин, авторы предлагают понятие “аномальные” характеристики или величины. Для определения степени аномальности гидрологических величин можно, например, применить подход, иногда используемый при расчете гарантированных навигационных уровней воды на реках в период открытого русла или очень больших / очень малых расходов воды повторяемостью <5 или $<10\%$. Возможен и другой подход через определение границ между обычными и аномальными величинами по перегибу кривых обеспеченности.

Несколько слов об объекте исследования. Определение УОР как объекта исследований, ее типизация, районирование приведены в [29]. Важно указать, что УОР различаются по морфологическому строению и гидрологическому режиму, а также экологическим условиям, переносу и характеру проявления в них опасных процессов. Наибольшее число гидрологических

опасностей и самый большой ущерб от них происходят на устьевом участке реки и в дельте.

В рамках многолетних исследований авторам удалось собрать обширные сведения об опасных гидрологических процессах и событиях (ОГПиС) в немного более чем 100 устьях рек мира: 30 в России (5 устьев средних по размеру рек, 20 – больших, 5 – крупнейших), 72 за рубежом (соответственно 12, 44 и 16), из которых 35 устьев расположены в зарубежной Европе, 34 – в зарубежной Азии, 10 – в Африке, 8 – в Южной Америке, 14 – в Северной Америке, 1 – в Австралии (рис. 1). К дельтовому типу относятся 66 УОР; они наиболее уязвимы, поскольку дельтовая часть обычно более плотно заселена и хозяйственно освоена и одновременно подвержена частым затоплениям, обширным подтоплениям или, наоборот, гидрологическим засухам в засушливых районах Земли.

Главным информационным источником по опасным гидрологическим процессам в устьях рек Европейской части России стала электронная база соответствующих данных с регистрационным № 2015620918 (автор Д.В. Магрицкий).

ТИПИЗАЦИЯ ОПАСНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И СОБЫТИЙ В УСТЬЯХ РЕК

До недавнего времени отсутствовала детальная классификация опасных гидрологических процессов и событий в устьях рек. Основные

причины: во-первых, трудность адаптации применявшихся в обычной гидрологической практике подходов к группировке опасных процессов к таким сложным (по своему местоположению, строению, гидрологическому режиму, действующим природным и антропогенным факторам) объектам, как УОР; во-вторых, отсутствие полноценных данных по многим гидрологическим опасностям в конкретных устьях. Впервые комплексная классификация опасных гидрологических процессов в речных устьях была представлена в 2013 г. [40]. В [26, 29] опубликованы ее новые версии, распространившие ее на морские побережья и местные водосборы морей, объединяющие бассейны малых и небольших средних рек (пример – Краснодарское Причерноморье). В настоящей статье приведен последний вариант “классификации опасных гидрологических процессов и событий в устьевых областях рек” (табл. 1). В качестве ее основного принципа принято подразделение ОГПиС, учитывающее характер их воздействия на природный и социально-экономический комплекс устьев рек. Все опасные процессы и события подразделены на семь типов: наводнения, опасные обмеления, опасные ледовые, опасные морфодинамические, негативные изменения режима увлажнения (на устьевом участке и в дельте), опасные гидродинамические события морского происхождения (на устьевом взморье) и в дельтовых водоемах, негативные изменения гидрохимического режима и качества вод. В пределах каждого типа выделен ряд подтипов

Таблица 1. Типы и подтипы опасных гидрологических процессов и событий в устьевых областях рек (УОР)

Индекс типа и подтипа	Название типа и подтипа процесса или события	Основные определяющие гидрологические факторы	Часть УОР
I. Затопления, наводнения			
Ia	Стоковые наводнения	Большой сток воды, превышающий пропускную способность русел	Пойма устьевых участков реки, дельта
Iб	Подпорные – заторные, зазорные и “заломные” наводнения	Заторы льда, зазоры, заломы древесины и мусора в русле реки/рукава	То же
Iв	Стоково-заторные и стоково-заторные наводнения	Большой сток воды, заторы льда, зазоры	<<
Iг	Морфодинамические наводнения	Размыв и прорыв берегов, дамб обвалования	<<
Id	Стоково-морфодинамические и стоково-заторно-морфодинамические наводнения	Большой сток воды, заторы льда, интенсивный ледоход, размыв и прорыв берегов и дамб обвалования	<<

Таблица 1. Продолжение

Ie	Нагонные наводнения	Штормовые нагоны, длинные положительные волны анемобарического происхождения (при глубоких циклонах)	Пойма устьевое участка реки, низменные участки дельты вдоль рукавов и вблизи моря (озера)
Iж	Стоково-нагонные наводнения	Большой сток воды, штормовые нагоны, длинные положительные волны анемобарического происхождения	То же
Iз	Наводнения в результате цунами	Волны цунами в океане или море	Пойма устьевое участка, низменные участки и водоемы дельты
Iи	Трансгрессивные затопления	Эвстатическое повышение уровня океана, моря, озера, опускание суши	Вся УОР
Iк	Дождевые наводнения	Локальные ливневые или обильные обложные осадки, сопутствующее им повышение уровня грунтовых вод, малые уклоны поверхности суши и ее обвалование	Пойма устьевое участка реки, дельта
Iл	Наводнения при интенсивном снеготаянии	Локальное интенсивное снеготаяние в условиях промерзания почвы или на фоне высокого уровня грунтовых вод, малые уклоны поверхности суши и ее обвалование	То же
Iм	Стоково-дождевые наводнения	Большой сток воды, локальные ливневые или обильные обложные осадки и др.	<<
II. Опасные обмеления			
IIa	Стоковые (маловодья, пересыхание водотоков)	Малый сток воды, жаркая и сухая погода, перестройка русловой сети дельты	Устьевой участок реки, водотоки (и связанные с ними водоемы) дельты
IIб	Заторные и зажорные	Мощные, находящиеся выше по течению заторы льда или зажоры	Устьевой участок реки, водотоки дельты
IIв	Морфодинамические	Повышение отметок дна водных объектов суши в результате их занесения, заиления и отмирания	Устьевой участок реки, водотоки и водоемы дельты
IIг	Сгонные	Штормовые ветровые сгоны, длинные отрицательные волны	Устьевой участок, рукава и морская (озерная) береговая зона дельты
IIд	Стоково-сгонные	Малый сток воды и ветровые сгоны	То же
IIе	Регрессивные	Эвстатическое понижение уровня океана, моря, озера	Устьевое взморье
IIж	Прочие смешанные	Комплекс разных факторов	Вся УОР
III. Опасные ледовые			
IIIa	Заторы и навалы льда	Интенсивный ледоход, гидрологические, морфологические и техногенные ограничения ледоходу	Устьевой участок, рукава дельты и их берега
IIIб	Зажоры	Интенсивное шугообразование, гидрологические, морфологические и техногенные ограничения шугоходу	Устьевой участок, рукава дельты
IIIв	Аномальное по срокам замерзание и вскрытие	Аномальные метеорологические и гидрологические условия	Устьевой участок, рукава и водоемы дельты, взморье
IIIг	Промерзание водотоков и водоемов	Суровые метеорологические и гидрологические условия, вечная мерзлота	Устьевой участок, рукава и водоемы дельты
IIIд	Наледи	Промерзание водотоков и верхней толщи почвогрунтов, выход речных или подземных вод на поверхность	Устьевой участок и берега реки, рукава и поверхность дельты
IIIе	Интенсивный дрейф морских льдов	Нарушение целостности ледяного покрова на взморье и в море, ветер, волнение, течения	Устьевое взморье

Таблица 1. Окончание

IIIж	Сильное сжатие льдами судов и морских сооружений	То же	То же
IIIз	Торосы и навалы льда	Дрейф льдов, ветер, волнение	Устьевое взморье и их берега
IV. Опасные морфодинамические			
IVa	Размыв дна и берегов водотоков	Большие расходы воды и скорости течения, ледоход, дефицит наносов в потоке, термоэрозия, повышенная размываемость и незащищенность грунтов дна и берегов	Русло и берега реки и водотоков дельты
IVб	Занесение, заиливание и отмирание водотоков	Большое гидравлическое сопротивление русел и уменьшение стока, смыв наносов с берегов и их отложение, блокировка истоков и устьев водотоков, зарастание русел	Река и водотоки дельты
IVв	Заиливание и занесение водоемов	Уменьшение поступления речных и морских вод, отложение наносов, зарастание	Водоемы в пределах УОР
IVг	Абразия, размыв морских, озерных берегов	Дефицит речных и морских наносов, штормовое волнение и течения, тепловое воздействие морских вод, повышенная размываемость и незащищенность грунтов, крутизна берегов и склоновые процессы	Берега водоемов, морской (озерный) край дельты
IVд	Интенсивное выдвигание морского (озерного) края дельты	Положительный баланс речных, морских, минеральных и органических наносов, отмелое устьевое взморье, слабое воздействие морских факторов, понижение уровня моря, защищенность берегов растительностью и гидротехническими сооружениями	То же
V. Негативные изменения режима увлажнения			
Va	Подтопление и заболачивание	Обильные осадки, повышение уровня грунтовых вод, затрудненный отток поверхностных и подземных вод	Пойма устьевых участков реки, дельта
Vб	Остепнение и опустынивание	Маловодье, уменьшение обводнения дельты, понижение уровня грунтовых вод, малые осадки и высокие температуры воздуха	То же
VI. Опасные гидродинамические события морского происхождения			
VIa	Штормовое волнение	Штормовый ветер, открытость акватории	Устьевое взморье, водоемы дельты
VIб	Разрывные течения	Ветер, волнение, нагоны	Устьевое взморье
VIв	Большие приливы, бор, сильные приливные и отливные течения	Приливы в океане, концентрация приливной энергии на мелководьях устьевых взморья и в устьях эстуариев и водотоков дельты, отсутствие ледяного покрова	Водотоки в пределах УОР, устьевое взморье
VIг	Апвеллинг (прибрежный)	Сильный сгонный ветер, расходящиеся течения и др.	Устьевое взморье
VIд	Сильный тягун	Ветер, волнение	Морские порты в пределах УОР
VIе	Прочие, в том числе рассмотренные в I и II	Комплекс разных факторов	Устьевое взморье, водоемы дельты
VII. Негативные изменения гидрохимического режима и качества воды			
VIIa	Загрязнение вод	Сброс неочищенных вод в водные объекты УОР и в бассейн реки, в море, техногенные аварии, поверхностный смыв, разрушение хранилищ токсичных веществ	Вся УОР
VIIб	Сильное проникновение морских осолоненных вод	Малый сток воды, приливы, нагоны, большие глубины русел и устьевых баров	Устьевые участки, рукава и подземные воды дельты, эстуарий

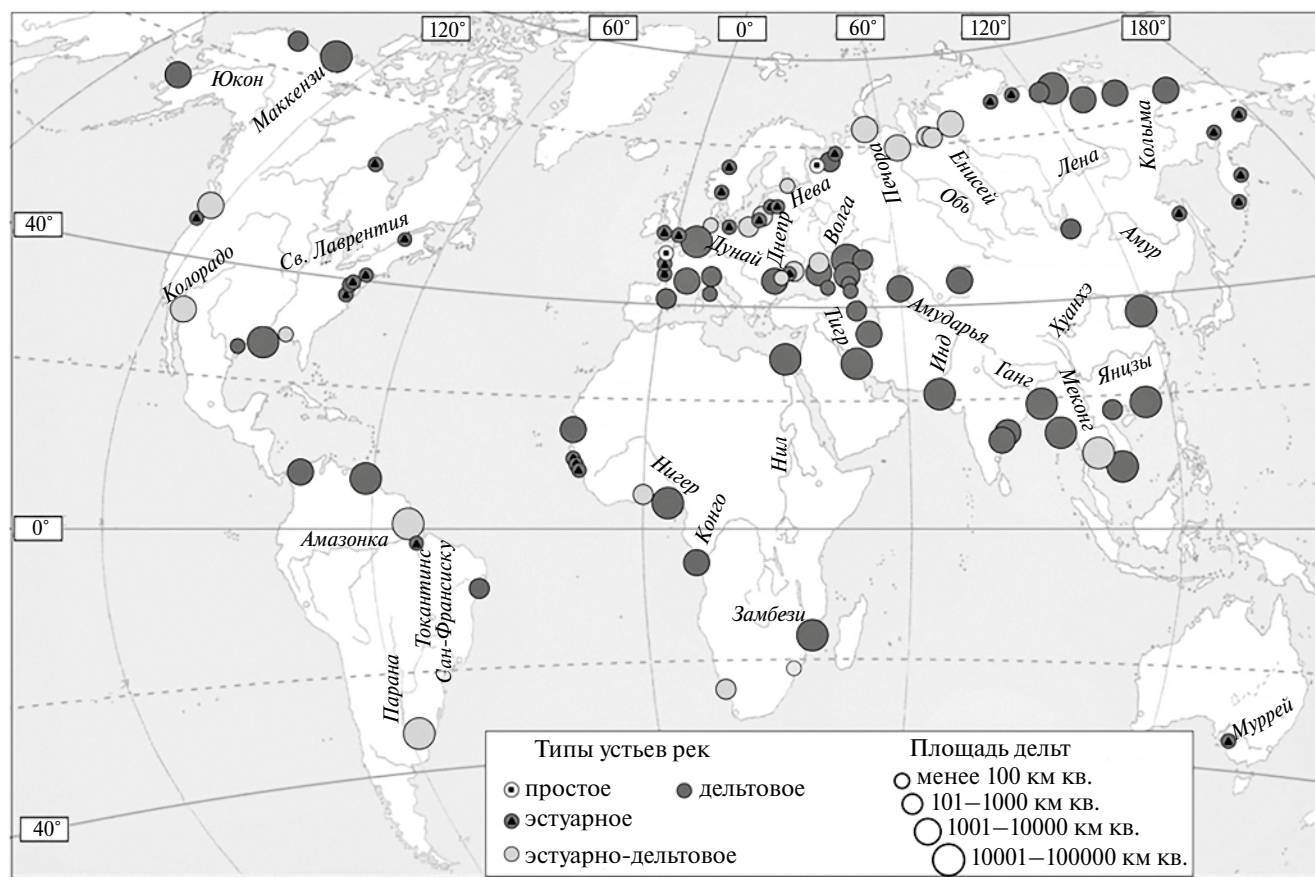


Рис. 1. Местоположение и морфологический тип устьевых областей рек, сведения по которым использованы в настоящем исследовании.

процессов и событий, различающихся по происхождению и определяющим факторам. В зависимости от степени участия морских, речных и местных (физико-географических) факторов ОГПиС в УОР могут быть речного, морского, местного и смешанного (суммарного) типа. Это первый и главный подход при типизации ОГПиС, но есть и другие.

ОГПиС можно подразделять с учетом временного аспекта: они бывают почти мгновенные (секунды, минуты), кратковременные (от нескольких часов до нескольких суток), сезонные, многолетние (до нескольких лет), внутри-вековые и вековые. Принимается во внимание также случайность, периодичность (или систематичность) их возникновения, фактор внезапности и др. ОГПиС можно также делить по происхождению на исключительно природного, антропогенного либо природно-антропогенного происхождения; по размерам подвергшейся воз-

действию территории или акватории, выделяя события локальные, районного и даже регионального масштаба, а также трансграничные; по характеру пространственного охвата и векторам измерения они могут быть точечными, линейными, площадными и объемными.

По характеру и “тяжести” воздействия ОГПиС ранжируют от малоопасных (небольших, неблагоприятных, легчайших и т. п.) до катастрофических (выдающихся, разрушительных и т. п.). По этому вопросу есть много подходов и градаций. Принимаются во внимание прежде всего энергетические характеристики события (пространственный масштаб, скорость изменения гидрологических характеристик, продолжительность и т. п.); число эвакуированных, пострадавших и погибших; масштабы повреждений и разрушений; степень необратимости нарушения привычного уклада жизни людей и нормальной хозяйственной деятельности; размер

материального и нематериального ущерба и др. Особенно опасными гидрологическими событиями, приводящими к максимальному экономическому ущербу, человеческим жертвам, считаются речные наводнения, штормовые нагоны и волны цунами. В числе малоопасных ОГПиС — проникновение морских вод на устьевой участок реки и апвеллинг.

Похожие и важные дополнительные предложения по классификации экстремальных гидрологических ситуаций изложены в [45].

Наводнения

Наводнения сопровождают человеческое общество с древнейших времен и по своей частоте, масштабам и разрушительным последствиям возглавляют список опасных природных процессов [13, 45, 55]. Кроме того, наводнения и вызывающие их гидрометеорологические факторы могут инициировать другие опасные процессы, такие как переформирование речных русел, ослабление грунтов и оползни, подтопление, ухудшение качества вод. Первое известное человечеству масштабное наводнение — библейский “Всемирный потоп”.

Термин “наводнение” — один из немногих, которые, во-первых, формулируются именно с позиции конфликта человека и природы, где человек и результаты его деятельности рассматриваются как потерпевшая сторона; во-вторых, истолкованы в разных источниках, включая зарубежные, очень похоже. В целом, под наводнением понимается “временное затопление освоенной человеком территории, вызывающее отрицательные последствия социально-экономического и экологического характера, выражающиеся в материальном и нематериальном ущербе” [13, 32, 43]. В то же время в нормативах Росгидромета [33] понятия “наводнение” нет, а есть “очень большие расходы воды обеспеченностью < 10%” и “высокий уровень”. Причем в следующей редакции нормативного документа [34] “высокий уровень” заменен терминами “половодье” и “паводки”, также привязанными к неким критическим уровням на постах.

Затопление водой земель, не сопровождающееся ущербом, следует считать заливанием

или разливами рек и озер. Это более или менее регулярное гидрологическое событие, в естественных условиях и на неосвоенных территориях сопровождающее половодье и паводки. Оно, наоборот, способно создавать положительный эффект, обводняя пойменные нерестилища, увлажняя и удобряя почву. Собственно затоплением называют “образование свободной поверхности воды, или покрытие местности слоем воды той или иной высоты, в результате повышения уровня водотока, водоема или подземных вод, сильных дождевых осадков, а также при поливе сельскохозяйственных угодий, лиманного орошения” [11, 36, 43, 44].

Наводнения в устьях рек могут иметь или исключительно природное, или антропогенное, или смешанное происхождение. По продолжительности их можно разделить на очень длительные (сотни и тысячи лет), длительные (годы и десятилетия), которые связаны с трансгрессией приемных водоемов, циклами развития дельт рек с очень большим стоком наносов; а также — на сезонные, сопровождающие, например, половодья, и кратковременные во время заторов льда, отдельных паводков, штормовых нагонов, метеорологических приливов, волн цунами и др. Еще больше подходов к ранжированию наводнений по интенсивности, пространственному охвату, структуре, размерам ущерба и другим факторам содержат работы [2, 10, 13, 14, 32, 45], и даже их краткое описание — предмет отдельной статьи. Рассмотрим лишь типы наводнений по определяющим факторам достижения в УОР критической отметки уровня, выше которой возникает социальный, экономический и экологический ущерб (табл. 1). Причем предлагаемую классификацию можно детализировать, в частности, указав фазу водного режима, генезис или гидрологическую структуру речных вод, время года и другое, как в [14].

Первая большая группа наводнений в устьях рек, согласно предлагаемой классификации, — речные наводнения (табл. 1). К ним относят стоковые (Iа — связаны с прохождением в реке и дельтовых рукавах критически больших расходов воды при отсутствии значительных подпорных эффектов), подпорные (Iб — заторные и зажорные — по причине большого сопротивления

беспрепятственному движению речных вод со стороны ледяных заторов, зажоров и из-за зало-мов в русле древесины и мусора), морфодинами-ческие или прорывного типа (Iг — из-за прорыва шеек излучин, размыва берегов, прирусловых валов и защитных дамб, при обязательном до-стижении уровнем в реке/рукаве критической высотной отметки), смешанные (Iв, Iд). По-следних большинство, причем стоковый фактор в них обычно основной, поэтому, как правило, они приурочены к многоводной фазе водно-го режима реки. Продолжительность активной фазы наводнения, когда максимальные уровни и расходы воды превышают критические величи-ны, меняется от нескольких суток до нескольких недель. Остаточные затопления речными вода-ми могут сохраняться более длительное время. В устьях небольших горных и полугорных рек во время ливневых осадков паводки могут транс-формироваться во внезапные и очень опасные наводнения, именуемые за рубежом “flash flood”. Они периодически случаются на реках Красно-дарского Причерноморья, горного Дагестана, и с ними связан огромный ущерб [40, 46]. Иногда причиной резкого и катастрофического увеличе-ния расходов воды в реке и ее устье становится прорыв завальных и ледниковых озер, аварий-ные сбросы из водохранилищ или прорыв гидро-технических сооружений напорного фронта.

Речные наводнения периодически возникают во всех устьях рек. Среди них преобладает сто-ковый тип, прежде всего в регионах с незамер-зающими реками, муссонными осадками и т. п. В России и странах бывшего СССР стоковые наводнения — доминирующие в устьях Дона (68 случаев с 1900 г.), Волги (63), Урала, Амура и дру-гих рек, заливавшихся во время высокого весен-него или летнего половодья, особенно сильно до зарегулирования максимального стока этих рек. В низовье и устье Дона катастрофическим наводнениям даже присваивались собственные названия, например “Таракановская”, “Красно-щевская”, “Чернышевская”, “Хомутовская” и “Сунженская большая вода”, “Страшный раз-лив” и др. [17].

Заторный и стоково-заторный тип наводне-ний преобладает главным образом в устьях арктических рек России, Канады и США, за-

жорные — в устьях Невы (37 случаев), Нарвы и Нижнего Выга. Наиболее известно своими за-торными наводнениями устье Северной Двины и г. Архангельск: с 1900 по 2015 г. их здесь было 71, из которых особо опасные и катастрофические наводнения составили 14% [26]. В то же время стоково-заторные наводнения случались и в бо-лее южных устьях, например, Преголи (9 случаев с 1900 г.), Немана, Кубани (27) и Терека (3) [9, 23, 40].

Морфодинамические и стоково-морфодина-мические наводнения обычно бывают в устьях рек, переносящих огромное количество наносов, с легкоразмываемыми дельтовыми отложениями и интенсивными русловыми переформировани-ями, быстрыми и значительными изменениями уровня приемного водоема (обычно бессточного типа). Это прежде всего устья рек, впадающих в Каспийское море: Терека, Куры и Сефидруда [40], а также устья Или, Амударьи (в прошлом), Хуанхэ и др. Одно из последствий прорывных наводнений — необратимая перестройка гидро-графической сети. В дельте Терека это имело (до середины XX в.) циклический характер, и в среднем через 50–70 лет возникало новое ос-новное направление для стока терских вод в Ка-спий [18]. Последний раз это случилось в 1914 г. и привело к образованию рук. Каргалинский Прорыв. Один из зарубежных примеров — сто-ково-заторно-морфодинамическое наводнение в дельте Вислы у дер. Гурки-Всходне в январе 1840 г., которое дало начало новому дельтовому рукаву — Смелой Висле [30].

Широкому распространению речных на-воднений способствуют большой подъем уровня воды в низовьях и устьях рек во вре-мя половодья, паводков и аварийных сбросов из водохранилищ; преобладание на устьевом участке и в дельтах низменных аккумулятивных форм рельефа, подпорные эффекты со стороны моря, многочисленные отмели (в русле и на вы-ходе в море) и заторы льда, активные русловые деформации и др. Превышение дельтовой пой-мы над средним уровнем моря обычно не вы-ходит за пределы диапазона от 0.5 м до 4–8 м, тогда как максимальный размах колебаний уровня в устьях в течение года у 58% рассмо-тренных рек варьирует от 5 до 10 м, у 30% — от

10 до 20 м. В среднем максимальная часть дельтовой равнины, подверженная затоплению речными водами, > 25%. Глубины затопления — 2–4 м и больше. Катастрофические затопления случаются обычно не так часто — 1–2 раза в 50–100 лет, хотя во влажных субтропиках и тропических широтах, субэкваториальном климате очень сильные наводнения бывают чаще. Например, в дельте Ганга и Брахмапутры каждый год речными водами затопляется до 20% ее поверхности, > 40% — 1 раз в 10 лет. Дельта Чаупхры ежегодно затопляется наполовину.

Вследствие искусственного регулирования максимального стока рек водохранилищами, активного забора речной воды на коммунальные и производственные нужды, обвалования, углубления и расчистки речных русел, борьбы с заторами льда и других мероприятий опасность речных наводнений в устьях многих рек снизилась. Например, если с 1900 по 1951 г. в устье Дона было 45 случаев стоковых наводнений, из которых два катастрофических — в 1917 и 1942 гг., то в 1952–2021 гг. после ввода в строй Цимлянского водохранилища речных наводнений было всего 23, причем ни одного особо опасного и катастрофического [24]. Похожая ситуация сложилась в устьях Урала, Волги, Кубани, Куры, Днепра [9, 40, 45] и других зарегулированных рек. Есть примеры эффективной борьбы с заторами льда и заторными наводнениями. Так, механическое воздействие на ледяной покров в устье Северной Двины, “обогрев” реки теплыми сточными водами, общее климатическое потепление в регионе привели к тому, что повторяемость заторов в Холмогорском разветвлении уменьшилась с 87 (1939–1961) до 59% (1962–2004), а на участке главного судового хода в дельте — с 30 до 1% [6]; после 1966 г. повторяемость наводнений уменьшилась на 25%, а в дельте особо опасных и катастрофических наводнений, как и человеческих жертв, не было вовсе [26].

Вторая большая группа наводнений в устьях рек — морские; в зарубежной литературе — “прибрежные наводнения” (“coastal flooding”). К нагонным наводнениям (Ie) приводят не только штормовые (ветровые) нагоны воды со стороны моря, но и длинные волны, приходящие из удаленных частей моря [10]. Образование та-

ких волн (их еще называют метеорологическими приливами, метеорологическими цунами) связано с быстрым перемещением над морем глубокого циклона. Двигаясь в сторону суши и деформируясь на мелководье, при сокращении площади поперечного сечения залива эта волна вызывает интенсивное повышение уровня воды даже при отсутствии сильного ветра. Иногда приливная, ветровая, длинноволновая и сейшевая составляющие складываются, генерируя наиболее опасные нагонные наводнения. Ущерб от нагонного затопления дополняется ущербом от ветрового воздействия и штормового волнения. Важно указать, что во время интенсивного подъема уровня на устьевом взморье низкие участки суши вдоль рукавов и реки затопляют не столько морские, сколько подпертые речные воды. В случае приглубых взморьев и при больших уклонах берегов речь идет не о нагонах, а о штормовых нагонных накатах [46]. В устьях рек Европейской части России штормовые нагоны и нагонные наводнения чаще всего бывают поздней осенью, в период усиления циклонической активности. В случае совпадения (во времени) штормового нагона и паводка на реке образуются стоково-нагонные наводнения (Iж). Это происходит также и по той причине, что сильные ветры и осадки порой вызываются одними и теми же синоптическими объектами.

Цунами-наводнения (Iз) вызываются волнами цунами, а также “волнами вытеснения” в озерах, водохранилищах, морских заливах при внезапном обрушении в них большого объема горных пород или ледниковых масс. Мощные цунами характеризуются быстрым и кратковременным подъемом уровня воды на взморье, быстрым перемещением по суше и даже водным объектам огромных водных масс, а также захваченных потоком наносов и различного “мусора”. Длится цунами-наводнение относительно недолго — от нескольких десятков минут до часа и более.

Трансгрессивные наводнения (Iи) возникают главным образом в результате эвстатического повышения уровня Мирового океана и связанных с ним морей. Немаловажным фактором в этом процессе служат тектоническое опускание, просадка или уплотнение грунта, которые сильно

ускоряют затопление и подтопление приморской суши. Причем просадка грунта в дельтах рек — не только естественный процесс, обусловленный уплотнением и обезвоживанием молодых и рыхлых дельтовых отложений, но и результат воздействия антропогенных факторов — откачки из дельтовых отложений нефти, газа, пресных подземных вод. В [28, 53] приведены сведения о просадке грунта в речных дельтах со второй половины XX в. Наибольшие величины просадки грунта (> 5 мм/год) отмечены в следующих дельтах (мм/год): По (7), Миссисипи (25), Хуанхэ (8), Янцзы (10), Чжуцзян (7.5), Меконг (5), Чаупхрая (18–30), Иравади (6), Ганга и Брахмапутры (18), Нила (5), Нигера (23), Нила (5), Сан-Франциску (10), Магдалены (6.6). Это одна из причин начавшегося (с 2022 г.) переноса столицы Индонезии из Джакарты (о. Ява) в Нусантуру (о. Калимантан). Трансгрессивные наводнения не могут считаться обычными наводнениями, поскольку этот процесс имеет другой временной интервал (исторический, геологический), и социально-хозяйственный комплекс успевает адаптироваться к этому затоплению.

Нагонные наводнения в устьях рек бывают реже, чем речные, но ущерб от них не меньше. Это следующие УОР: 1) с отмытым устьевым взморьем, открытого или раструбного типа, где нагонная волна, трансформируясь, значительно наращивает свою высоту; 2) с низкими и слабо наклоненными берегами; 3) в регионах с сильными ветрами и штормами. Важны также ориентация устья по отношению к эффективным ветрам, характер и величина морских приливов. На побережьях неприливных морей (с величиной сизигийного прилива < 0.3 м) нагонные наводнения генерируются только синоптическими причинами (сильным ветром и “метеорологическими приливами”). Их доля в перечне рассматриваемых УОР 32%. К микроприливному типу относятся 29% УОР (0.3–2.0 м), к мезоприливному — 16% (2–4 м), к макро- и гиперприливному — 23% (> 4 м). Для таких УОР в большинстве источников величина нагона указана вместе с приливной компонентой. Оказалось, что число УОР с максимальным нагоном повышением уровня на устьевом взморье < 0.5 м, 0.5–1.5, 1.5–3 и 3–4.5 м (и выше) равно соответственно 6, 28, 40 и 20%. Мало УОР

с очень большими нагонами (> 4.5 м) — всего 6%. Один из рекорсменов — объединенная дельта Ганга и Брахмапутры в Бенгальском заливе, где нагонные повышения уровня при прохождении тайфунов и ураганов могут достигать 10–12 м [44]. Ширина приморской зоны нагонного затопления в подавляющем большинстве случаев исчисляется километрами и первыми десятками километров (< 30 –40 км). Но в дельте Иравади она составила 100–130 км. Огромный ущерб штормовые нагоны создают в устьях рек Юго-Восточной Азии, на восточном и южном побережьях Северной Америки.

В устьях основных рек Европейской части России с начала XX в. по 2015 г. произошло ~530 нагонных наводнений. Наиболее известны нагонными наводнениями устье Невы и г. Санкт-Петербург. Здесь в 1900–2015 гг. было нагонных наводнений (с учетом потенциальных после 2011 г.) 121 опасных, 39 особо опасных и одно катастрофическое (23.09.1924) [24]. С момента основания Санкт-Петербурга для устья Невы имеются сведения по более чем 310 штормовым нагонам. С 2011 г. от опасных нагонов город защищает Комплекс защитных сооружений. Подобные гидротехнические сооружения есть в дельте Рейна и Мааса (Проект Дельта), эстуарии Темзы (Барьер Темза), в Венецианской лагуне (MOSE), в дельте Миссисипи. В устье Дона нагонных наводнений разной величины было 111, в устье Преголи — 112. В дельте Кубани они малочисленны, тем не менее возможны катастрофические события ~1 раз в 50 лет. Последнее было в 1969 г. На северо-западном побережье Каспия — от Аграханского п-ова до дельты Волги — повторяемость и интенсивность нагонных наводнений в значительной мере зависит от положения среднего уровня моря и периодов штормовой активности [40]. Поэтому большое число катастрофических нагонных наводнений здесь фиксировалось и в период высокого стояния уровня (в XIX в. и первой трети XX в., в середине и второй половине 1990-х гг.), и в период понижения уровня — до 1977 г. На севере от нагонных наводнений в большей мере страдает устье Северной Двины и г. Архангельск: с 1900 по 2015 г. здесь отмечено ~83 штормовых нагона (80% умеренно опасных), приведших к тем или иным ущербам [26].

Известны > 1000 случаев цунами, из них 100 с катастрофическими последствиями [45]. Цунами достигают значительных величин на побережьях Тихого (включая российские тихоокеанские УОР), реже — Индийского и Атлантического океанов и их окраинных морей. Последние катастрофические цунами были 26 декабря 2004 г. на побережье Индийского океана и 11 марта 2011 г. в Японии. Цунами захватывают огромные по протяженности участки морских побережий со всеми устьями на них. Катастрофическими оказываются 15–20% общего числа цунами [27]. Потенциально цунами опасны (и в прошлом такие события наблюдались) для российских побережий Черного и Каспийского морей.

Третья группа — наводнения, вызванные местными атмосферными осадками (дождевые и при интенсивном снеготаянии). Это наводнения в основном дождевого генезиса (Ik). К ним приводит сочетание выпадающих над освоенными районами интенсивных или продолжительных дождей и “неспособности” территории быстро отвести дождевую воду по причине отсутствия условий для впитывания выпавших осадков (из-за водонасыщения почвогрунтов, наличия водонепроницаемых покрытий и др.), из-за малых уклонов поверхности и препятствий (в виде дамб, валов и дорожных насыпей) для сброса дождевых вод в гидрографическую сеть. Масштаб дождевых наводнений возрастает в городах, в частности из-за плохой работы ливневой канализации. Неслучайно за рубежом их относят к категории “городских наводнений”, “дренажных наводнений”. Они характерны для устьев рек в районах с муссонным климатом, влажных субтропиков и тропиков, субэкваториального и экваториального климатических поясов. В устьях рек России такие наводнения редки, локальны, меньше по интенсивности и продолжительности; случаются в крупных населенных пунктах, например — Краснодарского Причерноморья, в устье Дона (г. Ростов-на-Дону), Волги (г. Астрахань) и Преголи (г. Калининград). Но их повторяемость возрастает по мере урбанизации дельтовых земель и климатических изменений.

Часто дождевые и стоковые наводнения совпадают во времени, особенно в бассейнах и устьях небольших рек, поскольку их генерирует

один и тот же циклон, атмосферный фронт или водяной смерч. В результате затопление происходит как дождевыми, так и речными водами. Разделить их порой невозможно. Это наводнения смешанного типа — стоково-дождевые (Im). Таких наводнений много на побережье Черного (Краснодарский край) и Каспийского (Дагестан, к югу от устья Сулака) морей.

Опасные обмеления

Противоположный наводнениям опасный гидрологический процесс в УОР — это опасное обмеление рек, дельтовых водотоков и водоемов, включая устьевое взморье. Во-первых, оно проявляется критическим понижением уровней воды и уменьшением глубин; во-вторых, как и наводнение, оно рассматривается с позиции негативного воздействия на производство, жизнедеятельность населения и состояние природных экосистем; в-третьих, определяется не только экстремальными отметками уровня и величинами расхода воды, но и потребностями в воде водохозяйственного комплекса, поэтому усиливается по мере роста этих самых потребностей и расширения в УОР социально-хозяйственного комплекса.

Основными причинами опасного обмеления могут быть значительное сокращение расхода воды (стоковый тип IIa), ветровые сгоны (сгонные IIг), мощные и продолжительные зазоры выше по течению (заторные и зазорные IIб), сочетание нескольких процессов (IIд, IIе, прочие смешанные) (табл. 1). Глубины могут уменьшаться также из-за отложения наносов и повышения отметок дна (морфодинамические IIв). Такие ОГПиС оказывают крайне негативное воздействие на водный транспорт и водозабор в устьях рек, на рыбное хозяйство и в целом на состояние водных и околотоводных экосистем, ведут к зарастанию водных объектов, ухудшению качества воды в них. Обычно они не приводят к человеческим жертвам, но ущерб от них может быть очень большим. Так, в 2000–2001 гг. экономические потери от гидрологической засухи в низовье и устье Куры составили ~110 млн долл. США, тогда как от катастрофического наводнения в 2003 г. — 60–65 млн долл. [25]. Причем в XXI в. число гидрологических засух в мире заметно выросло [1]. Экстремально негативная,

опасная форма обмеления — пересыхание реки, дельтового водотока или водоема. Примером антропогенного и катастрофического пересыхания водотоков и водоемов в УОР служит ситуация в устьях Амударьи и Сырдарьи, сток которых перестал достигать Аральского моря уже в 1970–1980-х гг. в связи с его разбором на орошение полей. Ежегодные потери для всего Приаралья оцениваются в 145 млн долл. США [1].

Стоковые обмеления вызываются значительным и продолжительным уменьшением расхода воды в реке и дельтовых рукавах. В результате уровень воды снижается до неблагоприятных и даже опасно низких отметок. Происходит это в меженный сезон в условиях уменьшения или прекращения поступления в речную сеть снеготалых и дождевых вод, истощения русловых запасов воды, перехода реки на питание подземными водами [7]. Но кризисными могут быть и низкие половодья с недостаточными объемами стока и заливанием пойменных лугов и нерестилищ. В дельтах к критическому снижению расхода и уровня воды может приводить перестройка русловой сети и прекращение поступления водного стока в “старые” рукава. Негативные последствия усиливаются в случае серии маловодных лет и при крупном хозяйственном изъятии части водного стока. В какой-то мере синонимом этого понятия могут служить термины “маловодье”, “гидрологическая засуха” [2, 45, 47]. В Росгидромете оперируют понятиями “низкая межень”, “низкий уровень воды” продолжительностью ≥ 10 сут, а также “очень малые расходы воды” обеспеченностью $\geq 90\%$ [34]. Понятие “низкий уровень” дополняется назначенными (на некоторых гидрологических постах) критическими отметками, при снижении уровня воды ниже них событие квалифицируется как неблагоприятное или даже опасное. Причем понятия “низкий уровень”, “неблагоприятная/опасная отметка” распространяется на все случаи критического падения уровня воды вне зависимости от его факторов. Поэтому в эту категорию попадают и ветровые сгоны. В гидроэкологии и рыбохозяйственной отрасли научно обоснована и введена в употребление своя система понятий [16], которые обозначают некое обязательное количество воды в реке, необходимое для обеспечения экологического благополучия водного

объекта, его обитателей, сохранения восстановительного потенциала экосистемы, поддержания необходимых условий водопользования. В [7, 45] предложен еще ряд подходов по ранжированию маловодий.

Из более чем 100 рассмотренных УОР 36% расположено в аридных и полупустынных районах земного шара (с коэффициентом сухости < 1), а в остальных 64% дефицит речных вод возникает в меженные сезоны года, а также в связи с избыточным водопотреблением или необоснованным регулированием стока, отмиранием в дельтах отдельных русловых систем и по другим причинам. В России наиболее подвержены неблагоприятным и даже опасным стоковым обмелениям устья южных рек — Дона, Кубани, Терека, Волги, небольших рек побережий Азовского, Каспийского и Черного морей. В устьевых областях северных рек оно лимитирует в основном летне-осеннюю навигацию: в устье Северной Двины обмеление бывает с июля до появления первого льда (единым периодом или с разбиением на несколько); с 1916 г. средняя продолжительность такого периода здесь составила 34 сут, а максимальная — 132 сут [26]. В устьях крупных транзитных рек, в сравнении с малыми, опасные обмеления случаются реже, и они не такие глубокие. Это же характерно для устьев зарегулированных рек. Например, после сооружения в 1973 г. Краснодарского водохранилища на Кубани маловодья в ее низовье и дельте перестали быть катастрофическими [9]. Также улучшает ситуацию с обводнением разных частей и русловых систем дельт сооружение разветвленных систем оросительных и обводнительных каналов, вододелителей. Примером могут служить дельты Волги, Кубани и Терека.

К штормовым сгонам относят значительные снижения уровня воды в реке, дельтовых рукавах и на устьевом взморье (порой до их частичного и временного осушения), вызванные либо непосредственным воздействием сильных ветров сгонного направления на водную поверхность, либо сейшевыми колебаниями уровня поверхности моря [2, 33, 34]. Они продолжительнее в 1.5–2 раза, чем нагоны; развиваются не так стремительно; величина сгонного понижения уровня обычно значитель-

но меньше величины нагона. Максимальная ширина осушки на устьевом взморье во время сгонов ≤ 5 км. Препятствием для развития сгонов служат устьевые отмели и бары, ледостав, сильная изолированность (от приемного водоема) устьевого взморья. В 64% УОР сгонное падение уровня составляет от 0.5 до 1.5 м, лишь у 11% оно > 1.5 м. Наибольшее сгонное понижение уровня в устье Невы составило 1.2–1.4 м, в устье Кубани — 1.6 м, на устьевом взморье Дона (в Таганрогском заливе) — 3 м, в устье Северной Двины — 0.9 м. В устьях основных рек Европейской части России с 1900 по 2015 г. выявлено 862 случая опасных сгонов: 795 — в УОР Дона (умеренно-опасные здесь были в среднем 4–5 раз в году, большие — 3 раза, особо опасные — 0.054 раз [24]), на его взморье случалось даже опрокидывание на бок судов (1958, 1960 и 1987 гг.). На побережье Каспийского моря ситуация со сгонами связана с отметками морского уровня: значительные сгоны здесь наблюдались в 1950–1970-х гг. Число сгонов в устьях рек Европейской части России уменьшается (тренд убывающий, но статистически незначимый), особенно с конца 1970-х гг.; циклы более длительные (до 20 лет), чем у опасных нагонов.

Обмеления и какие-либо ущербы из-за образования на выше расположенных участках реки зажоров или заторов льда — редкие события в устьях рек, не очень продолжительные и незначительные по величине. Есть лишь несколько упоминаний о крупных обмелениях такого типа в прошлом в устье Невы: с 1900 г. обнаружено 11 лет с уровнями в реке ниже опасной отметки.

Опасные ледовые процессы и объекты

Гидрологические процессы этого типа могут затруднять судоходство, приводить к повреждению или даже разрушению сооружений в русле, на взморье и на берегах, к эрозии берегов. Они способны вызывать другие опасные гидрологические события, такие как заторные и зажорные наводнения, опасные обмеления и даже прекращение стока (в случае промерзания водотока). Поэтому нередко их сложно рассматривать по отдельности; мало того, одно ледовое явление может переходить в другое в пределах одной фазы.

Опасные ледовые процессы и события можно подразделить на несколько подтипов [5, 29, 33, 34], в том числе по месту их проявления в пределах УОР, в зависимости от объектов негативного воздействия льдов. К опасным ледовым процессам и объектам на устьевом участке реки и в дельте относят заторы льда (IIIa) и зажоры (IIIб), аномальное по срокам ледообразование и вскрытие (IIIв), особые события и объекты повторяемостью не чаще одного раза в 10 лет, включая навалы льда на берегах вблизи населенных пунктов и хозяйственных объектов (IIIa), промерзание до дна водотоков и водоемов (IIIг), наледи (IIIд) (табл. 1). Наиболее опасными считаются ледяные заторы и зажоры. Во время этих явлений опасен не только подъем уровня воды и заторное/зajorное наводнение, но и давление ледяных масс на берега и сооружения, резкий прорыв мощного затора с формированием волны прорыва. Зажоры, кроме того, нарушают работу водозаборных станций, забивая водопропускные отверстия.

Опасные ледовые процессы и события обнаружены в устьях практически всех основных рек России, в том числе южных, за исключением устьев рек Черноморского и Дагестанского побережий, а также в устьях рек на севере зарубежной Европы, в Канаде и северных штатах США, поскольку именно в устьях рек много гидрологических и морфологических факторов, способствующих заторообразованию [9, 20]. Интересно, что в некоторых отечественных классификациях заторов льда отдельно выделяют устьевой тип.

Если рассматривать конкретные устья рек в России, то можно отметить следующее. Ледовая опасность в дельте Дона мала, но в береговой зоне во время зимних штормовых нагонов она существенно выше. Повторяемость заторов в низовьях Северной Двины и Печоры — 60–85 и 25–55% соответственно; максимальные заторные подъемы уровня — 3.5–5.5 м. Опасные заторы образуются в устьях рек Кольского п-ова (и на всем их протяжении [5]), а также в устьях Преголи, Немана, Кубани и реже Терека. Максимальная длина затора льда может достигать нескольких десятков километров, продолжительность — от 0.5 до нескольких суток [32]. Повышенной зажорностью отличаются устьевые

участки и дельты больших северных рек, “озерных” рек Карелии и Кольского п-ова, низовье и дельта Волги; опасной — устья Невы (повторяемость зажоров 100% [5]), Нарвы и Кубани. Например, в устье Невы в 1900–2013 гг. было выявлено одно катастрофическое, 11 больших и 25 умеренно опасных зажорных наводнений; площадь затоплений была небольшой (2.5–3 км²) [23].

Аномальные сроки ледообразования и вскрытия реки, дельтовых рукавов и устьевого взморья включают в себя следующее: 1) экстремально раннее появление льда, образование ледостава на судоходных реках, озерах и взморье и преждевременное прекращение речной/морской навигации осенью, а также экстремально позднее освобождение ото льда и начало навигации; 2) позднее установление устойчивого ледостава и открытие ледовой переправы. Дата раннего ледообразования для конкретного пункта назначается исходя из повторяемости этого события не чаще одного раза в 10 лет. Например, для устья Невы эти даты — раньше 1 ноября; в устье Дона появление льда — раньше 19–23 ноября, а установление ледостава — раньше 25 ноября. В последнее время из-за потепления климата и “смягчения” зим неблагоприятным процессом становится, наоборот, позднее ледообразование, мешающее (вместе с недостаточными толщиной и прочностью ледяного покрова) налаживанию ледовых переправ (особенно это чувствительно для устьев Северной Двины, Печоры, Оби, Анадыря), усиливающее осеннее зажорообразование и увеличивающее вероятность образования заторов льда на этом участке весной.

На устьевом взморье перечень опасных ледовых процессов и объектов включает в себя следующее [33, 34]: интенсивный дрейф морских больших ледяных полей (≥ 500 м в поперечнике) со скоростью ≥ 1 км/ч (Ше), сильное сжатие льдами судов и морских сооружений (Шж), торосы и навалы льда на морских берегах (Шз) и прочее (отрыв прибрежных льдин в местах выхода на них людей и вынос их в море, непроходимые на судовых трассах и в районах промысла льды, обледенение морских судов и платформ — при скорости нарастания корки плотного льда на конструкциях судна ≥ 2 см/ч).

Опасные морфодинамические процессы и события

Основные негативные морфологические процессы в устьях рек — размыв берегов водотоков (IVa) и водоемов (IVг), занесение и заиливание водных объектов (IVб, IVв), интенсивное выдвижение морского (озерного) края дельты (IVд) (табл. 1). Поэтому они тесно связаны с некоторыми опасными событиями, входящими в группы наводнений и опасных обмелений. В результате повреждаются береговые сооружения, мосты и трубопроводы, ухудшаются условия судоходства и качество воды, формируются предпосылки для развития морфодинамических наводнений и т. п. Терминология для данной группы процессов хорошо разработана в теории русловых и устьевых процессов, морской геоморфологии [11, 35, 42], опасных природных процессов [2] и др.

Наиболее опасными признаются, во-первых, размывы берегов с расположенными на них объектами и сельхозугодьями, способные привести еще и к морфодинамическому наводнению; во-вторых, глубинная эрозия на участках мостовых переходов, линий электропередач и трубопроводов [2, 3]. Такие процессы особенно опасны, если их интенсивность соответствует критическим величинам или превышает их. Критериями здесь служат средняя и максимальная линейные скорости размыва берегов, скорости изменения высотных отметок дна, протяженность фронта размыва, относительная площадь пораженной территории, объем деформируемых грунтов [2, 37]. Интенсивность переформирования высока в устьях рек с большим стоком наносов, сосредоточением основной части годового стока в короткий период, с хорошо размываемыми грунтами, с нарушенным на берегах почвенно-растительным покровом, в условиях быстро меняющегося уровня приемного водоема, с непродолжительным ледоставом или его отсутствием, с интенсивным ледоходом. Это, например, устьевые участки и дельты Кубани, Терека (12–24 м/г од), Амударьи и Куры. Катастрофически высокой скоростью русловых деформаций может быть во время паводков на реках Черноморского побережья — до нескольких десятков метров горизонтальные и нескольких метров (максимальная эрозия — 10–15 м за паводок) вертикальные деформации [46]. В дельте Волги плановые деформации меняются

от 0.5–1.0 до 3–5, Дона — от 1 до 3, Кубани — от 0.2–1.0 до 2 м/год в современных условиях. В зоне распространения многолетней мерзлоты один из главных факторов эрозии — тепловое воздействие вод на берега и дно водного объекта [49].

Прорывы рукавов и перестройка гидрографической сети дельт обычно приводят к крупномасштабному перераспределению стока. В результате такого процесса какие-то дельтовые угодья лишаются поступления речных вод и наносов и начинают деградировать; а на других участках, наоборот, условия обводнения существенно улучшаются и основную угрозу создают уже наводнения. Большая скорость такого перераспределения свойственна дельте Терека, где в естественных условиях она достигала 20–35%/10 лет; периодически скачкообразно менялось направление стока речных вод в море, что вызывало катастрофические наводнения в одной части дельты и аридизацию дельтовых угодий в другой. Максимальные скорости зафиксированы также в устьях Сулака, Сефидруда, Куры, Амударьи, Миссисипи, Колорадо и особенно Хуанхэ (1 раз в 10–20 лет происходил новый прорыв). В дельтах с более спокойным русловым режимом происходят более медленные процессы перераспределения стока по дельтовым водотокам: в дельте Волги — 0.3–1.1%/10 лет, Урала — 1–3, Дона — 1.6, Кубани — 2–7, Немана — 0.1–0.8, Северной Двины — > 1–2%/10 лет), — связанные с морфологическими процессами, меняющими длину и поперечные размеры водотоков: устьевым удлинением, меандрированием водотоков, заилием, размывом.

Негативная динамика морских (озерных) берегов дельты определяется серией факторов: неблагоприятным (либо существенно отрицательным, либо значительно положительным) балансом наносов на устьевом взморье, ветро-волновым воздействием (как правило, разрушительным) на берега, сильными течениями, термоабразионным тепловым воздействием морских вод на мерзлые и льдистые грунты, значительными и быстрыми колебаниями фоновый уровень приемного водоема (как правило, бессточного), вертикальными движениями поверхности суши и дна, степенью закрепленности/защищенности берегов растительностью

и др. За рубежом абразию (размыв, разрушение, отступление) берегов относят вместе с морскими наводнениями к наиболее серьезным так называемым “прибрежным опасностям”. Абразия приводит к потере части дельтовой суши, повреждению и даже разрушению береговых сооружений, к необходимости их переноса, а также к усилению проникновения в глубь суши штормовых нагонов и волн цунами, осолоненных морских вод.

Интенсивное выдвигание (намыв) берегов негативно сказывается на деятельности морских портов и водного транспорта, на рекреационной отрасли, заставляет перестраивать выпуски сточных вод, приводит к понижению зеркала грунтовых вод, в засушливых районах — к остепнению и даже опустыниванию приморских ландшафтов.

Максимальные скорости смещения морских берегов наблюдались в устьях Амударьи (2100 м/год) и Хуанхэ (≥ 500 –1000 м/год и выше). Для сравнения, в устье Сулака — 150–300 м, Самура — 50 м, Дона — это 2.5–7 м, Кубани — 40–70 м в естественный период и 2–9 м в настоящее время, в арктических устьях — < 0.5–1 м/год.

Негативные изменения режима увлажнения

К негативным изменениям режима увлажнения относят подтопление и заболачивание земель (Va), а также противоположный процесс — остепнение и опустынивание (Vб) (табл. 1). Эти изменения на устьевом участке и в дельте — следствие изменения климата, стока воды рек и характера разлива речных вод, колебаний уровня приемного водоема и других водоемов в УОР, естественной перестройки гидрографической сети дельт, нарушения гидрогеологического режима подземных вод, а также результат хозяйственной деятельности. Кроме того, эти процессы соответствуют естественным этапам формирования дельт, особенно у тех рек, которые несут много наносов и отлагают их в своих устьях.

Подтопление — это повышение уровня грунтовых вод, нарушающее нормальное использование территории, затрудняющее или препятствующее строительству и эксплуатации расположенных на ней объектов [11, 12, 36, 38]. К подтопленным

относят территории, на которых глубина залегания грунтовых вод меньше допустимой для хозяйственного использования: для лугов — 0.6–0.8 м, пашни — 0.8–1.4 м, садов — 1.2–1.8 м, мелких населенных пунктов — 1.5–2.0 м, городов — 3–4 м. Подтопление может быть локальным или иметь площадной характер. Нередко подтопление — результат непродуманной хозяйственной деятельности, выражающейся в создании водохранилищ, проведении мелиоративных мероприятий и несоблюдении поливных режимов на сельхозугодьях, в строительстве каналов, дорог и дамб, прокладке подземных коммуникаций, аварийном состоянии водопроводно-канализационной сети и т. п. Подтопление может быть кратковременным и довольно продолжительным, может прогрессировать. Для устьевых участков и дельт это нередкий процесс из-за обилия здесь воды и водных объектов, частых разливов речных и морских вод, обширных водоупоров из морских глин, а в дельтах Кубани и Терека — еще и масштабной ирригационной деятельности (строительство каналов разного назначения и орошение полей).

Вероятная конечная стадия подтопления — заболачивание земель — образование болот на переувлажненных участках земной поверхности вследствие затрудненного стока или близкого залегания к поверхности водоносных пород либо водоупорного слоя. Но в дельтах оно часто не ухудшает экологические условия в регионе, а, наоборот, улучшает. Недаром в настоящее время во многих дельтах (Рейна и Мааса, Инда, Дуная, Тигра и Евфрата, Хуанхэ и Волги) проводятся мелиоративные работы по восстановлению водно-болотных угодьев.

Остепнение и опустынивание некоторых участков в ряде дельт мира — следствие естественного или антропогенного сокращения водного стока многих рек либо масштабной перестройки русловой сети дельт. Наиболее печальным примером здесь служит опустынивание дельт Амударьи и Колорадо.

Некоторые опасные гидродинамические события морского происхождения

Перечень опасных гидродинамических событий морского происхождения в устьях рек

дополняют уже рассмотренные выше опасные события морского происхождения (табл. 1). В тип VI включены такие опасные гидрологические события для судоходства, инженерных сооружений, прибрежной инфраструктуры, пребывающих на воде и берегах людей, как штормовое волнение (VIa), разрывные течения (VIб), большие приливы, бор, сильные приливные течения (VIв), апвеллинг (VIг), сильный тягун в портах (VIд) и другие (VIе). Не для всех этих событий разработаны четкие критерии опасности, лишь для штормового волнения (высота волн в прибрежных районах ≥ 4 м, в открытом море ≥ 6 м) и сильного тягуна в морских портах (амплитуда колебаний ≥ 1 м) [33].

Апвеллинг — подъем глубинных холодных вод к поверхности — неблагоприятное гидрологическое событие прежде всего в теплый сезон года для отдыхающих на морских побережьях. При сильном снижении температуры воды могут пострадать и даже погибнуть гидробионты. Апвеллинг ограничен устьями сравнительно теплых широт с приглубым и очень приглубым взморьем, в России это устья рек черноморского побережья Кавказа и Дагестана; часто сопровождается сильными ветровыми сгоны, длится несколько дней.

Сильные приливные и разрывные морские течения опасны в первую очередь для отдыхающих и купающихся. Они могут представлять опасность и для морских судов.

НЕГАТИВНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И КАЧЕСТВА ВОДЫ

В силу своего особенного положения (на замыкающем участке речного водосбора, на побережье морей), отличаясь значительным хозяйственным освоением и заселением, речные устья подвержены, во-первых, сильному антропогенному загрязнению поверхностных и подземных вод (VIIa) [4, 8, 9]; во-вторых, гидрохимическому воздействию со стороны моря (океана), проявляющемуся прежде всего в проникновении солоноватых и соленых вод в дельтовые рукава, реку и горизонты подземных вода (VIIб). Последнее — типично устьевой гидрологический

процесс, который оказывает обычно негативное воздействие на водные экосистемы, нарушает работу водозаборов, способно вызывать засоление почв, формирует агрессивную среду для находящихся в воде металлических конструкций. Клин осолоненных вод в придонном слое в устье реки может стать препятствием для перемещения наносов, что неизбежно приводит к заилению судоходных каналов, портовых бассейнов и доков, к накоплению в донных отложениях загрязняющих веществ. Иногда проникновение морских вод в УОР, наоборот, способствует водообмену, обновлению вод и улучшению условий водных объектов. Интрузии могут быть короткопериодными и долгопериодными (до нескольких месяцев, связаны с сезонными изменениями стока).

Проникновение морских вод наиболее активно в межень и маловодные годы, при приливах и нагонах, больших градиентах плотности вод в устьевой зоне смешения, после углубления устьевых баров для улучшения условий судоходства, на побережьях с интенсивной откачкой подземных вод; наоборот, ослабевает при наличии ледяного покрова, отмелого и полузакрытого устьевого взморья, обширной баровой отмели [21, 29, 52]. Глубокому проникновению способствуют продолжительные сгоны, предшествующие нагонам. Резкое усиление процессов проникновения морских вод отмечено при искусственном углублении устьевых баров для улучшения условий судоходства (устья Оби, Яны, Дуная, Миссисипи и др.). Наибольшая дальность проникновения осолоненных вод характерна для устьев рек, бассейны которых подвержены сильной засухе (Сенегал, Гамбия, Салум, Казаманс), для устьев крупных глубоких рек с малыми уклонами водной поверхности (Миссисипи), для устьев рек, подверженных действию приливов (Ганг и Брахмапутра, Нигер и др.).

В [29, 31] приведена таблица с данными проникновения осолоненных вод в устья рек мира. В отношении устьев рек России известно следующее. Интрузии не характерны для устьев Невы и Волги, чьи обширные и мелководные взморья представляют транзитную зону речных вод. Они мало опасны для дельт Кубани и Терека (максимальная дальность < 5–10 км), чьи рукава блокированы мелководными устьевыми барами [9,

40]. В устьях Печоры, Онеги и Мезени дальность достигает соответственно 5–7, 10 и 33 км, но ущербов они почти не создают. Реальный ущерб проникновению морских вод создает в устьях Северной Двины и Преголи [15, 21, 51]. Максимальная и средняя дальность проникновения морских вод в дельту Северной Двины равны соответственно 43–45 и 10–15 км. Оно способно нарушить водоснабжение и работу двух крупных предприятий и ТЭС г. Архангельска. Сложная ситуация сложилась в устье Дона [19], в устьях степных рек Приазовья.

В литературе отмечены факты усиления проникновения морских вод в устья Инда, Чаупхрая, Меконга, Красной, Годавари, в отмирающие рукава общей дельты Ганга и Брахмапутры и др. Основные причины — усиливающееся маловодье у ряда рек мира, подъем уровня Мирового океана и увеличение воздействия морских факторов, дноуглубление в рукавах и на взморье. Самый яркий недавний пример этого процесса — экстремальная интрузия осолоненных вод в устье р. По во время катастрофической летней межени 2022 г., вызванной долгим периодом без осадков и постепенным уменьшением стока воды реки. В итоге, если предельная дальность проникновения осолоненных вод в 1960-х гг. составляла ~2 км, в 1980-х гг. — 10 км, то в 2022 г. ~40 км [48].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе обширных и достоверных собственных гидрологических данных и исследований, а также широкого обзора российской и зарубежной литературы разработаны терминология и типизация опасных гидрологических процессов и событий в УОР как наиболее уязвимых географических объектов. Перечень опасных гидрологических процессов, их повторяемость и интенсивность больше, чем в бассейнах рек и на не устьевых участках морского побережья.

Новая комплексная классификация опасных гидрологических процессов и событий учитывает их вид, происхождение и характер влияния на природный и социально-экономический комплексы устьев рек. Уточнены или предложены

новые формулировки имеющих к ним отношение понятий.

Опасные гидрологические процессы и события выделены в подтипы и типы, главные из которых следующие: затопления и наводнения различного генезиса; опасные обмеления; опасные ледовые события; опасные морфодинамические процессы; негативные изменения режима увлажнения; опасные гидродинамические события морского происхождения; негативные изменения гидрохимического режима и качества воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аральское море и Приаралье. Ташкент: Bactria press, 2017. 122 с.
2. Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций. М., 2010. 636 с.
3. Беркович К.М., Чалов Р.С., Чернов А.В. Экологическое русловедение. М.: ГЕОС, 2000. 332 с.
4. Брызгалов В.А., Никаноров А.М., Косменко Л.С., Решетняк О.С. Устьевые экосистемы крупных рек России: антропогенная нагрузка и экологическое состояние. Ростов-на-Дону: ЮФУ, 2015. 164 с.
5. Бузин В.А. Опасные гидрологические явления. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2008. 228 с.
6. Васильев Л.Ю. Весеннее наводнение и противозаторные мероприятия в устьевой области Северной Двины // Наводнения и другие опасные гидрологические явления: оценка, прогноз и смягчение негативных последствий: Докл. VI Всерос. гидрол. съезда. М., 2006. С. 223–229.
7. Владимиров А.М. Сток рек в маловодный период года. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 295 с.
8. Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования / Под ред. Н.И. Алексеевского. М.: ГЕОС, 2007. 585 с.
9. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани / Под ред. В.Н. Михайлова, Д.В. Магрицкого, А.А. Иванова. М.: ГЕОС, 2010. 728 с.
10. Гидрометеорологические риски / Под ред. Л.Н. Карлина. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2008. 282 с.
11. ГОСТ 19179-73 Гидрология суши. Термины и определения. М.: Изд-во стандартов, 1988. 34 с.
12. ГОСТ 22.0.03-97 Безопасность в чрезвычайных ситуациях. Природные и чрезвычайные ситуации. Термины и определения. Минск: Изд-во стандартов, 2000. 12 с.
13. Добровольский С.Г., Истомина М.Н. Наводнения мира. М.: ГЕОС, 2006. 256 с.
14. Доброумов Б.М., Тумановская С.М. Наводнения на реках России: их формирование и районирование // Метеорология и гидрология. 2002. № 12. С. 70–78.
15. Домнин Д.А., Соколов А.Н. Моделирование речного стока с территории водосборного бассейна Вислинского залива и затока солоноватых вод в устье реки Преголи // Изв. КГТУ. 2014. № 35. С. 11–20.
16. Дубинина В.Г., Гаргона Ю.М., Чебанов М.С., Катунин Д.Н., Филь С.А. Методические подходы к экологическому нормированию антропогенного сокращения речного стока // Вод. ресурсы. 1996. № 1. С. 78–85.
17. Зайков Б.Д. Высокие половодья и паводки на реках СССР за историческое время. Л.: Гидрометеиздат, 1954, 135 с.
18. Землянов И.В., Горелиц О.В., Поставик П.В., Павловский А.Е., Сапожникова А.А. Современные тенденции развития дельты Терека // Тр. ГОИНа. 2007. № 210. С. 253–264.
19. Клещенков А.В., Московец А.Ю. Интрузии соленых вод в дельту Дона: закономерности развития и последствия // Наука Юга России. 2021. Т. 17. № 3. С. 30–37.
20. Козлов Д.В., Бузин В.А., Фролова Н.Л., Агафонова С.А. и др. Опасные ледовые явления на реках и водохранилищах России. М., 2015. 348 с.
21. Луначев Ю.В., Макарова Т.А. Проникновение морских вод в рукава дельты Северной Двины и его возможные изменения // Тр. ГОИНа. 1984. Вып. 172. С. 117–125.
22. Магрицкий Д.В. Опасные гидрологические явления и процессы в устьях рек: вопросы терминологии и классификации // Наука. Техника. Технология (политехнический вестник). 2016. № 2. С. 35–61.
23. Магрицкий Д.В. Опасные гидрологические явления и процессы в устьях Невы и Преголя // “Водные и экологические проблемы, преобразование экосистем в условиях глобального изменения климата”. Мат-лы конф. Хабаровск, 2016. С. 61–64.
24. Магрицкий Д.В. Опасные гидрологические процессы в устье Дона и многолетние тенденции в изменении их параметров // Актуальные вопросы гидрологии и геоэкологии. Мат-лы конф. Пермь, 2016. С. 35–41.
25. Магрицкий Д.В. Опасные гидрологические процессы в устьях рек России // Дельты рек России: закономерности формирования, биоресурсный

- потенциал, рациональное хозяйствование и прогнозы развития. Мат-лы конф. Ростов-на-Дону, 2018. С. 49–56.
26. Магрицкий Д.В., Скрипник Е.Н. Опасные гидрологические процессы в устье Северной Двины и факторы их многолетней изменчивости // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2016. № 6. С. 59–70.
 27. Михайлов В.Н., Добролюбов С.А. Гидрология. Учебник для вузов. М.; Берлин: Директ-Медиа, 2017. 752 с.
 28. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Влияние многолетних изменений морских факторов на устья рек // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 367–379.
 29. Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Магрицкий Д.В. Основы гидрологии устьев рек: учебное пособие. М.: Триумф, 2018. 316 с.
 30. Михайлова М.В. Наводнения в устьевой области Вислы и их влияние на изменения гидрографической сети дельты // Вод. ресурсы. 2023. Т. 50. № 6. С. 674–685.
 31. Михайлова М.В. Процессы проникновения морских вод в устья рек // Вод. ресурсы. 2013. Т. 40. № 5. С. 439–455.
 32. Нежиховский Р.А. Наводнения на реках и озерах. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 184 с.
 33. РД 52.04.563-2002. Инструкция. Критерии опасных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. 31 с.
 34. РД 52.04.563-2013. Инструкция по подготовке и передаче штормовых сообщений наблюдательными подразделениями. СПб.: Гидрометеиздат, 2013. 52 с.
 35. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Наука, 2006. 415 с.
 36. СНиП 2.06.15-85. Инженерная защита территории от затопления и подтопления. М., 2002. 19 с.
 37. СНиП 22-01-95. Геофизика опасных природных воздействий. М., 1996. 11 с.
 38. СП 116.13330.2012. Свод Правил. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. Основные положения. М., 2012. 65 с.
 39. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Под ред. В.М. Катцова. СПб.: Научные технологии, 2022. 676 с.
 40. Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления / Под ред. В.Н. Михайлова. М.: ГЕОС, 2013. 703 с.
 41. Философский энциклопедический словарь. М.: Сов. энциклопедия, 1983. 840 с.
 42. Чалов Р.С. Русловые процессы (русловедение). М., 2016. 569 с.
 43. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 308 с.
 44. Экологическая энциклопедия. М.: Энциклопедия, 2008–2013. 656 с.
 45. Экстремальные гидрологические ситуации / Отв. ред. Н.И. Коронкевич, Е.А. Барабанова, И.С. Зайцева. М.: Москва-ПРЕСС, 2010. 464 с.
 46. Alexeevsky N.I., Magritsky D.V., Koltermann K.P., Krylenko I.N., Toropov P.A. Causes and systematics of inundations of the Krasnodar territory on the Russian Black Sea coast // Natural Hazards Earth System Sci. 2016. V. 16. P. 1289–1308. DOI: 10.5194/nhess-16-1289-2016
 47. Beran M.A., Rodier J.A. Hydrological aspects of drought. Paris: UNESCO-WMO, 1985. 151 p.
 48. Bonaldo D., Bellafore D., Ferrarin C., Ferretti R., Ricchi A., Sangelantoni L., Vitelletti M.L. The summer 2022 drought: a taste of future climate for the Po valley (Italy)? // Regional Environ. Change. 2023. V. 23. № 1. P. 1–6.
 49. Costard F., Dupeyrat L., Gautier E., Carey-Gailhardis E. Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: Application to the Lena River (Central Siberia) // Earth Surf. Process. Landforms. 2003. № 28. P. 1349–1359.
 50. Global reported natural disasters by type. <https://our-worldindata.org/grapher/natural-disasters-by-type>
 51. Guidelines on the study of seawater intrusion into rivers. Studies and reports in hydrology. Paris: UNESCO, 1991. № 50. 138 p.
 52. IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 2391 p. DOI: 10.1017/9781009157896
 53. Magritsky D., Lebedeva S., Skripnik E. Hydrological hazards at mouths of the Northern Dvina and the Pechora rivers, Russian Federation // Nat. Hazards. 2017. V. 88 (1). P. 149–171.
 54. Syvitski J.P.M., Kettner A.J., Overeem I., Hutton E.W.H., Hannon M.T., Brakenridge G.R., Day J., Vörösmarty C., Saito Y., Giosan L., Nicholls R.J. Sinking Deltas due to Human Activities // Nature Geosci. 2009. V. 2. № 10. P. 681–686.
 55. UNISDR terminology on disaster risk reduction. <http://www.undrr.org/quick/10973>

56. <https://www.consultant.ru/document/> – сайт КонсультантПлюс с полным текстом “Водного ко-

декса Российской Федерации” от 03.06.2006 № 74-ФЗ.

HYDROLOGICAL HAZARDS IN RIVER MOUTHS: TERMINOLOGY, CLASSIFICATION, GEOGRAPHY

D. V. Magritsky^{a, b, *}, M. V. Mikhailova^{b, **}

^a*Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^b*Institute of Water Problems, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119333 Russia*

^{*}*e-mail: magdima@yandex.ru*

^{**}*e-mail: mv.mikhailova@gmail.com*

The article has methodological and theoretical significance, contains the results of development of terminology and typification of hazardous hydrological processes and events in river mouth areas. A comprehensive classification of dangerous hydrological processes and events is given, taking into account their type, origin and nature of their impact on the natural and socio-economic complex of river mouths; other approaches to the division and grouping of such processes are also considered, with clarifications and new formulations of concepts related to them. The list of considered hazardous processes includes floods and dangerous shoaling of various genesis, dangerous ice events and morphodynamic processes, negative changes in the humidification regime, hydrochemical regime and water quality, dangerous hydrodynamic events of marine origin. The main causes, mechanisms of development and nature of negative consequences of these processes are analysed. Theoretical presentations are supported by extensive background material on specific river mouths or results of regional generalizations. The achieved results can be used in the study, monitoring, identification, quantitative assessment and ranking of dangerous hydrological processes, and zoning of territories and water areas undergone by their impact.

Keywords: river, sea, river mouth area, hazardous processes and events, terminology, classification.

ХАРАКТЕРИСТИКИ МНОГОЛЕТНЕЙ И СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СТОКА В ВЕРШИНЕ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ р. ОНЕГИ

© 2025 г. А. А. Сапожникова^а, *, О. В. Горелиц^а

^аГосударственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Росгидромет, Москва, 119034 Россия

*e-mail: asapozhnikova@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2024 г.

После доработки 27.06.2024 г.

Принята к публикации 05.07.2024 г.

Представлена характеристика режима стока р. Онеги и его элементов в вершине устьевой области за 80 лет. Проведен анализ многолетней и сезонной изменчивости стока, и дана характеристика его внутригодового распределения. Выполнена статистическая обработка многолетних рядов максимальных расходов весенне-го половодья и дождевых паводков, минимальных меженных расходов летне-осеннего и зимнего периодов. Выявлены закономерности многолетних колебаний годового и сезонного стока, характерных расходов воды. Анализ изменения элементов стока основывался на выявлении общих многолетних трендов и сравнении расчетных параметров по периодам, выделенным с помощью разностно-интегральных кривых и хронологических графиков. Отмечены особенности изменчивости стока р. Онеги, связанные с климатическими изменениями, начавшимися в 1980-е гг. Особое внимание в работе уделено режиму стока в XXI в.

Ключевые слова: устьевая область, расход воды, изменчивость, восстановление расходов, статистические параметры.

DOI: 10.31857/S0321059625010023 EDN: UZBVLT

ВВЕДЕНИЕ

В современных условиях на фоне наблюдающихся климатических изменений внимание исследователей привлекает арктический регион, в частности — водно-ресурсный потенциал рек бассейна Северного Ледовитого океана. Комплексные индикаторы изменчивости гидрологического режима северных рек, антропогенной нагрузки в пределах водосборных бассейнов, а также динамики показателей состояния прибрежных морских вод — устьевые области рек. Устья северных рек — ключевые звенья в развитии морского транспорта и судоходства по Северному морскому пути. Объектом настоящего исследования выступает р. Онега — одна из четырех крупнейших рек Севера Европейской территории России (ЕТР) и самая малая среди них по площади водосбора. В то же время бассейн Онеги — один из наиболее изученных. Густота наблюдательной сети и длительные периоды работы пунктов наблюдения позволяют провести детальный анализ изменения элементов стока за многолетний период.

Сток р. Онеги, поступающий в ее устьевую область и далее в Онежский залив Белого моря, формируется на водосборе, площадь которого составляет 56 900 км². Особенность бассейна Онеги — его меридиональное расположение, что обуславливает более тесную связь гидрологического режима с региональными климатическими изменениями [19]. Характеристика водного режима в вершине устьевой области составлена по данным наблюдений на гидрологическом посту р. Онега — с. Порог, расположенном в 31 км от устьевого створа [18]. В 100 м ниже поста начинается участок Кокоринских порогов, которые принято считать верхней границей устьевой области р. Онеги, так как выше них приливно-отливные и сгонно-нагонные колебания уровня моря не распространяются [9].

В бассейне р. Онеги мало крупных населенных пунктов и промышленных предприятий, требующих значительных объемов воды для коммунального водоснабжения и обеспечения непрерывного производственного цикла. Изменчивость основных параметров гидрологического режима устьевой области реки прак-

тически полностью определяется природными факторами [3].

Цель данной работы — провести анализ многолетней и сезонной изменчивости стока р. Онеги и дать характеристику его внутригодовому распределению за период 1943–2021 гг.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве исходной информации для выполнения работы использованы данные ежедневных наблюдений за расходом и уровнем воды р. Онеги, полученные из гидрологических ежегодников за 1936–2021 гг. [1, 2, 4, 5], и основные сведения о водном режиме рек водосборного бассейна, содержащиеся в [6, 10–15].

Регулярные гидрологические наблюдения в устьевой области р. Онеги были начаты в 1910-х гг., гидрологический пост (г/п) р. Онега — с. Порог был открыт в 1912 г., однако данные наблюдений за стоком в вершине устьевой области доступны лишь с 1943 г.

Величины среднесуточных расходов, содержащиеся в ежегодниках, вычислялись по основной кривой $Q = f(H)$, построенной по измерениям за период 1949–1954 гг. с ежегодным уточнением по данным новых измерений [1].

С 1993 г. в Гидрологических ежегодниках данные по стоку на г/п р. Онега — с. Порог публикуются только за период открытого русла (май–октябрь), с 2005 по 2011 г. данные отсутствуют. Причина этого, как указано в [5] — отсутствие измерений расходов воды или их пониженная точность, а также сомнительные отметки уровней в зимние месяцы из-за сложной ледовой обстановки.

Для анализа водного режима р. Онеги за многолетний период, включая последние десятилетия, годовой сток на г/п р. Онега — с. Порог с 1994 г. был восстановлен с помощью программных средств автоматизации гидрологических расчетов для изученных и недостаточно изученных бассейнов “HydroStatCalc–2012”, разработанных в Государственном гидрологическом институте в соответствии с СП 33–101–2003 [16, 17]. Для восстановления значений средних

годовых расходов воды применен аппарат множественной корреляции с использованием рядов расходов воды по рекам-аналогам.

В качестве рядов-аналогов использованы данные наблюдений на гидрологических постах бассейна р. Онеги, расположенных выше по течению на основном водотоке — в д. Надпорожский Погост, д. Череповская и д. Казаково и на правом притоке — р. Волошке в д. Тороповской. Статистические характеристики данных расчетного ряда и ряда-аналога за совместный период наблюдений показали хорошее соответствие установленным критериям связи [16, 17] (коэффициент корреляции $R \approx 0.9$), что позволило восстановить средние годовые расходы воды на г/п р. Онега — с. Порог за 1994–2021 гг.

В результате выполненной процедуры восстановления получен 80-летний ряд средних годовых расходов воды за 1943–2021 гг. Далее ряд восстановленных значений был вручную проверен и скорректирован с использованием зависимости среднемесячных расходов воды от уровней за весь период наблюдений на г/п р. Онега — с. Порог, а также с привлечением данных наблюдений на г/п р. Онега — с. Турчасово за период 2008–2021 гг. [1, 2, 4, 5]. С целью выявления и исключения возможных ошибок в записи рядов данных, а также величин расходов с признаками генетической неоднородности полученный многолетний ряд средних годовых расходов воды р. Онеги был проверен на однородность по критериям Смирнова–Граббса и Диксона для экстремальных значений выборки и на стационарность по критериям Стьюдента для средних значений и Фишера для дисперсии.

Проверка ряда за период 1943–2021 гг. по всем критериям при установленном уровне значимости 5% дала положительные результаты, поэтому он был использован для дальнейшего анализа и статистических расчетов.

Для этих рядов рассчитаны линейные тренды. Статистическая значимость трендов оценивалась по критерию Стьюдента в одностороннем тесте с учетом автокорреляции в рядах [7].

Эта методика восстановления рядов расходов воды и их статистическая обработка были также

применены для анализа данных наблюдений за характерными расходами воды межени и половодья.

ГОДОВОЙ СТОК И ВНУТРИГОДОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Средний многолетний расход воды р. Онеги в вершине устьевой области составляет $507 \text{ м}^3/\text{с}$, объем стока — 16 км^3 .

В ходе среднегодовых расходов воды за весь рассматриваемый период выявлена общая тенденция к увеличению (рис. 1). Коэффициент линейного тренда составляет $10 \text{ м}^3/\text{с} / 10 \text{ лет}$, что значимо на 5%-м уровне.

Анализ разностно-интегральной кривой (РИК) показал перелом в многолетнем ряду в 1988–1989 гг. (рис. 2). С 1989 г. отмечено повышение водности. Средний годовой расход за этот период увеличился на $40 \text{ м}^3/\text{с}$ по сравнению с предыдущим периодом 1943–1988 гг. (рис. 1).

Увеличение годового стока за последние 30 лет составляет $> 1 \text{ км}^3$.

Диапазон изменения средних годовых расходов воды за период 1943–1988 гг. составляет $429 \text{ м}^3/\text{с}$, а за период 1989–2021 гг. — $483 \text{ м}^3/\text{с}$. Однако межгодовая изменчивость стока более ярко выражена до начала 1970-х гг. (рис. 1, 2).

По РИК можно выделить несколько периодов повышенной и пониженной водности, но их границы выражены недостаточно четко ввиду того, что в пределах практически каждого периода наблюдается кратковременное резкое увеличение или снижение годовых расходов.

Распределение величин средних годовых расходов весьма неравномерно (рис. 1). Минимальный среднегодовой расход воды равен $309 \text{ м}^3/\text{с}$ (1960 г.). Максимальный среднегодовой расход за период непрерывных (круглогодичных) инструментальных наблюдений равен $738 \text{ м}^3/\text{с}$ (1966 г.). Наибольший за весь период наблюде-

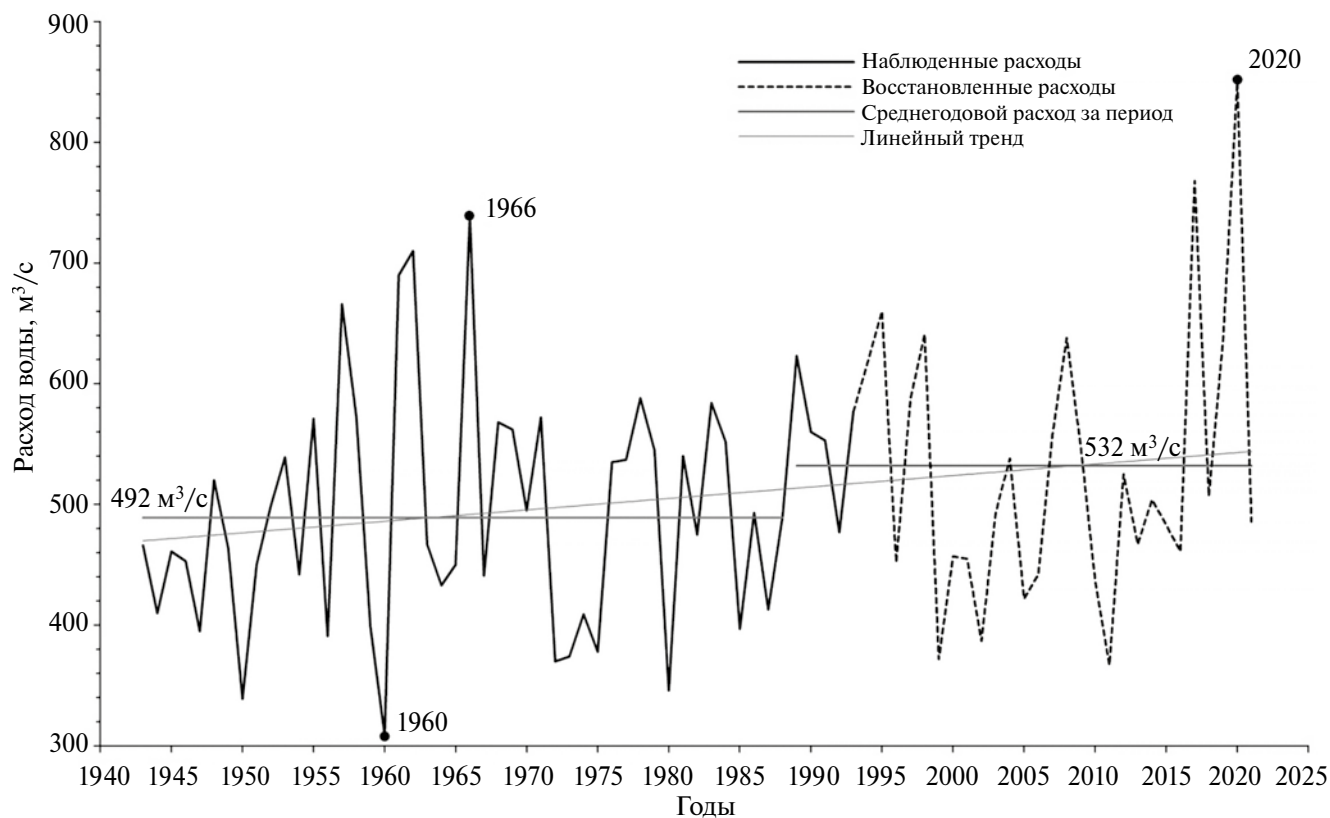


Рис. 1. Многолетние колебания средних годовых расходов воды на г/п р. Онега — с. Порог за период 1943–2021 гг.

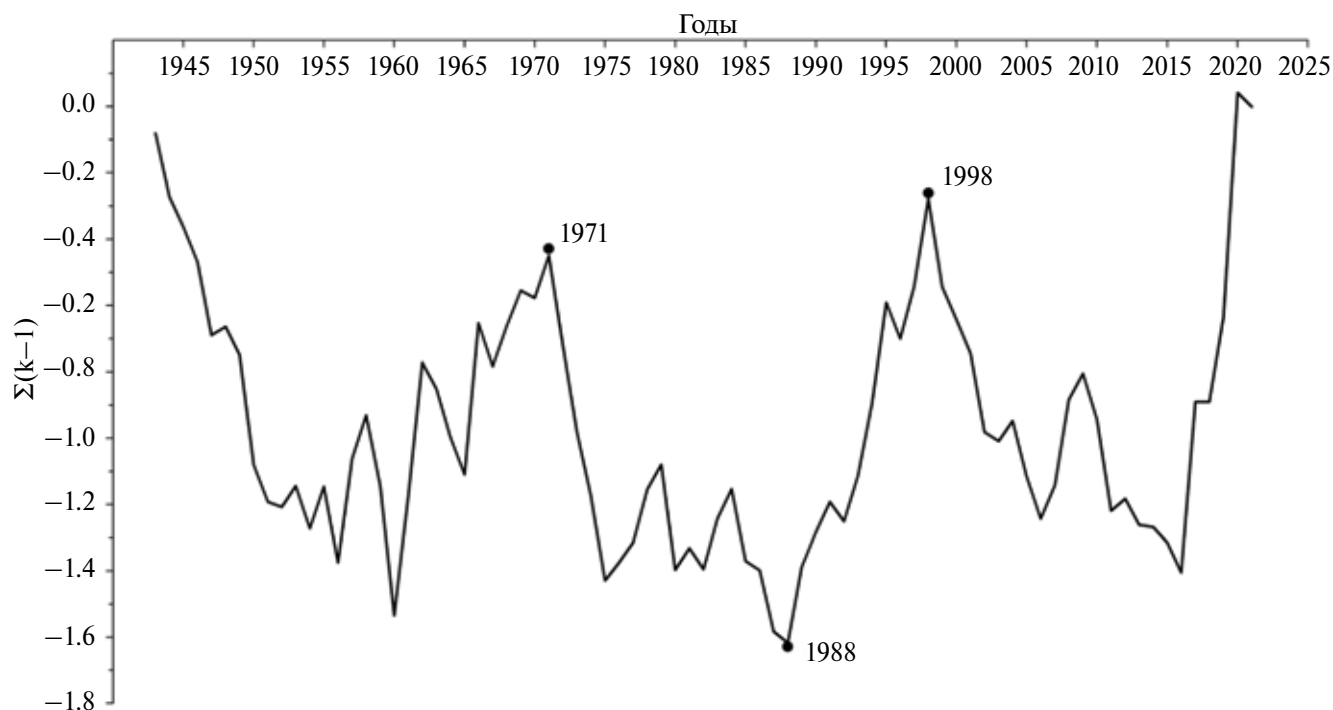


Рис. 2. Разностно-интегральная кривая средних годовых расходов воды на г/п р. Онега – с. Порог за период 1943–2021 гг.

ний – восстановленный среднегодовой расход в 2020 г., равный $850 \text{ м}^3/\text{с}$.

Среднеквадратическое отклонение (СКО) средних годовых расходов воды составляет $104 \text{ м}^3/\text{с}$. При этом внутри многолетнего ряда наблюдений 1943–2021 гг. можно выделить три периода с разной степенью разброса средних годовых расходов (табл. 1).

Для расходов 1943–1966 и 1999–2021 гг. характерна тенденция к увеличению и большая изменчивость по сравнению с 1967–1998 гг. Наибольшее СКО последнего десятилетия (2011–2021 гг.) объясняется значительным ростом средних годовых расходов с 2011 по 2021 г. (рис. 1). Приведенные в табл. 1 статистические

параметры этого периода отражают лишь изменения в величинах годового стока и не могут быть использованы для статистических оценок ввиду малой длины ряда (11 лет).

На основе многолетних данных о стоке на г/п р. Онега – с. Порог рассчитаны значения среднего годового расхода воды разной обеспеченности (табл. 2).

Из статистических расчетов исключена величина годового расхода 2020 г. В этом году наблюдались исключительные условия формирования стока. Имело место превышение среднеемноголетних расходов во все месяцы, а зимние и осенние среднемесячные расходы были выше средних многолетних в 2–4 раза. В литературных

Таблица 1. Статистические характеристики годового стока р. Онега – с. Порог за разные периоды наблюдений

Период, годы	Средний многолетний расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$	Среднее квадратическое отклонение (СКО), $\text{м}^3/\text{с}$	Коэффициент вариации C_v
1943–2021	507	104	0.20
1943–1966	493	114	0.23
1967–1998	513	86	0.17
1999–2021	513	117	0.23
2011–2021	550	144	0.26

Таблица 2. Параметры аналитической кривой обеспеченности средних годовых расходов воды на г/п р. Онега – с. Порог

Модуль стока, л/с км ²	C_v	C_s / C_v	Расходы воды различной обеспеченности, м ³ /с									
			1 %	5%	10%	25%	50%	75%	90%	95%	97%	99%
9.0	0.19	2.5	761	674	631	563	495	433	385	358	340	312

и архивных материалах отсутствуют данные об исторических экстремумах средних годовых расходов. Поэтому экстремальному расходу 850 м³/с не было поставлено в соответствие значение обеспеченности, находящееся за границами периода наблюдений на г/п р. Онега – с. Порог.

Средние месячные величины расхода с ноября по апрель за период 1993–2021 гг. восстановлены вручную по данным наблюдений на постах-аналогах и среднемесячным уровням воды на г/п р. Онега – с. Порог.

Основной источник питания р. Онеги – талые снеговые воды [15]. Для данного бассейна характерно неравномерное внутригодовое распределение стока, и эта неравномерность разная в разных частях бассейна. Типовой гидрограф стока характеризуется однопиковым половодьем, незначительным повышением расхода воды в период осенних паводков и низкой зимней меженью. По оценкам авторов статьи величины сезонного стока за многолетний период, на весну (апрель–июнь) приходится более половины (53%) объема годового стока, при этом 32% – майский сток. На период летне-осенней межени (июль–ноябрь) приходится 34% стока, а доля зимнего (декабрь–март) стока составляет 13% годового объема.

Форма волны половодья на спаде более высокая, чем на подъеме, что свидетельствует в том числе о регулирующей роли проточных озер в бассейне Онеги. Озера выполняют роль аккумуляторов стока в период половодья, срабатывая накопленную воду в межень и тем увеличивая долю межнего стока [15].

В результате актуализации рядов наблюдений за стоком р. Онеги получены уточненные характеристики внутригодового распределения стока воды. Наибольшие среднемесячные расходы воды в вершине устьевой области наблюдаются в мае. Максимальная величина (3557 м³/с) зафиксирована в мае 1997 г. Минимальные среднемесячные расходы приурочены к марту.

Наименьшая величина 71 м³/с зафиксирована в марте 2006 г. Расходы летне-осенней межени в 2 раза превышают расходы зимней межени. Среднегодовое расхождение воды в июле–ноябре равен 407 м³/с, а декабре–марте – 204 м³/с. Минимальные среднемесячные расходы в период открытого русла наблюдаются в августе и составляют 320 м³/с. При этом расход летне-осенней межени имеет очень большой разброс величин – от 116 до 1250 м³/с. Меженные расходы возрастают в периоды прохождения паводков. Чаще всего наблюдаются осенние паводки с пиком в октябре, среднемесячный расход воды за 1943–2021 гг. составляет 485 м³/с.

Анализ сезонного стока р. Онеги показал, что за период наблюдений 1943–2021 гг. на фоне общего роста водности реки выявлены тенденции увеличения стока летне-осенней и зимней межени. Линейные тренды составляют 0.14 км³/10 лет в летне-осеннюю межень (статистически значимо на 10%-м уровне) и 0.20 км³/10 лет в зимнюю межень (статистически значимо на 1%-м уровне) (рис. 3).

Сток летне-осенней межени за период 2006–2021 гг. увеличился на ~1 км³ по сравнению с 1943–2005 гг. и составил 6.0 км³. Это произошло в основном за счет полуторакратного увеличения стока в ноябре. Одновременно зимний сток увеличился на 1.4 км³ и составил 3.3 км³. Увеличение стока в ~2 раза связано с высокой водностью зимы 2006/2007 гг. и осени–зимы 2019/2020 гг. вследствие положительных аномалий температуры воздуха и суммы осадков в бассейне [8]. В 2006 г. сток зимней межени составлял 7.4 км³, в 2019 г. – 6.7 км³ (табл. 3). Методом количественной оценки выбросов (тест Граббса) при проведении статистического анализа ряда величин зимнего стока данные 2006 и 2019 гг. последовательно идентифицированы как выбросы.

Сток межнего периода с июля по март характеризуется повышенной изменчивостью. Коэффициенты вариации C_v зимнего и летне-

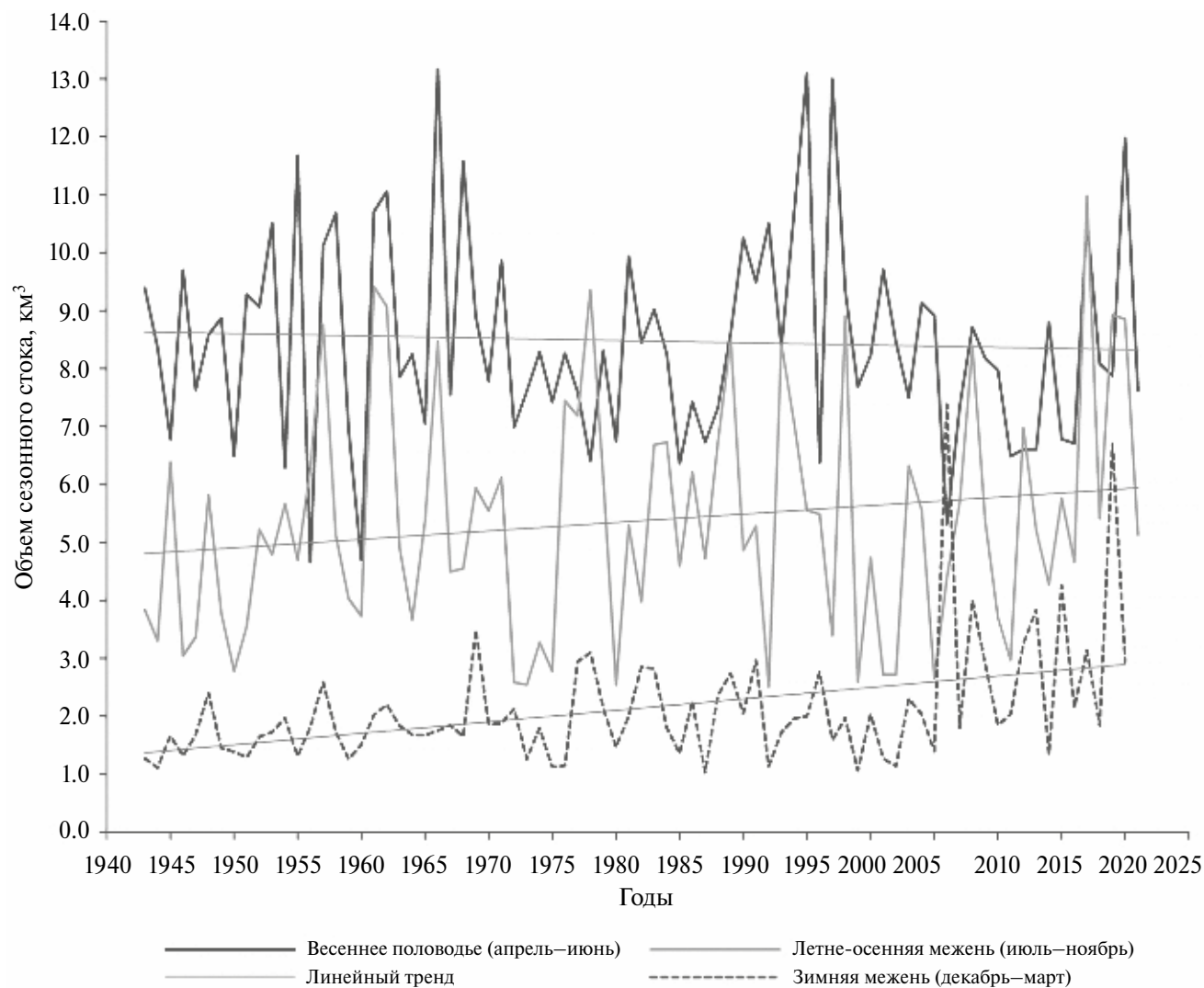


Рис. 3. Сезонный сток на г/п р. Онега – с. Порог за 1943–2021 гг.

Таблица 3. Характерные значения сезонного стока на г/п р. Онега – с. Порог за 1943–2021 гг.

Значение	Половодье (IV–VI)		Летне-осенняя межень (VII–XI)		Зимняя межень (XII–III)	
	км³	год	км³	год	км³	год
Среднее	8.5	1966	5.4	2017	2.0	2015 (2006)
Наибольшее	13.2		11		4.3 (7.4)	
Наименьшее	4.7	1956, 1960	2.5	1973, 1980, 1992	1.0	1987
Среднее квадратическое отклонение (СКО)	1.8		2.0		0.7*	
C_v	0.21		0.38		0.36*	

*Статистическая величина рассчитана без учета экстремальных значений 2006 и 2019 гг.

осеннего стока превышают C_v годового и весеннего стока в ~2 раза и составляют 0.36 и 0.38 соответственно. Это может быть вызвано влиянием осенних паводков.

Сток весеннего (апрель–июнь) половодья остается относительно стабильным, наблюдается лишь незначительное его снижение. Для последних 15 лет рассматриваемого периода характер-

ны изменения распределения месячных объемов стока внутри этого сезона. Доля майского стока уменьшилась на 8%, объем стока снизился с 5.3 (1943–2005 гг.) до 4.4 км³ (2006–2021 гг.). Сток апреля увеличился на 0.6 км³.

Оценка величины сезонного стока в среднем за период 2006–2021 гг. относительно величины предшествующего периода 1943–2005 гг. показывает уменьшение доли весеннего стока с 55 до 46% и увеличение зимнего стока с 12 до 19% годового. Доля летне-осеннего стока возросла незначительно – с 33 до 35%. На фоне увеличения доли зимнего стока сохраняется четкое распределение расхода внутри сезона с максимальной величиной в декабре и минимальной в марте.

Изменение характеристик стока внутри года, особенно в зимний период, связано с особенностями климатического режима водосбора Онеги [18]. За последние десятилетия наблюдается увеличение средних месячных значений температуры воздуха. Повышение температуры воздуха в декабре приводит к частым оттепелям, что вызывает увеличение водоотдачи из снежного покрова в холодный период. Повышение температуры воздуха за последние десятилетия в апреле и ноябре способствовало более позднему установлению и более раннему сходу снежного покрова [8, 19].

В сезонном распределении стока в годы разной водности имеются различия (табл. 4). С уменьшением водности года увеличивается доля весеннего стока и уменьшается доля летне-осеннего и зимнего (незначительно). Значи-

тельная доля летне-осеннего стока в многоводные и средние по водности годы обусловлена регулирующим влиянием проточных озер в бассейне Онеги. В очень многоводные годы величина стока летне-осенней межени сопоставима с величиной стока в половодье.

При определении расчетного внутригодового распределения стока р. Онеги для групп разной водности выявлены различия месячных долей обеспеченного стока (табл. 5).

Для многоводных лет (обеспеченности годового стока 5 и 25%) характерно наличие двух пиков годового гидрографа – весеннее половодье и существенное увеличение стока в осенние месяцы за счет паводков (рис. 4). Период паводков имеет затяжной характер. Высокие расходы наблюдаются в сентябре и сохраняются вплоть до декабря. Пик паводковых расходов приходится на октябрь: его доля вдвое меньше доли стока в мае – 11–13% годового объема. В средние по водности годы (~50%-й обеспеченности) маловодный период отличается высокими расходами воды в июле (10% годового объема стока), а период осенних паводков характеризуется незначительным увеличением стока.

Гидрограф маловодных лет (75%) имеет однопиковую форму. Максимальные расходы весеннего половодья сменяются повышенными расходами летней межени, плавно снижающимися к сентябрю, что растягивает период спада половодья. Низкая осенняя межень практически не осложнена паводками. Наибольшие (75, 95%) расходы летне-осенней межени в маловодные

Таблица 4. Распределение стока разной водности по сезонам на г/п р. Онега – с. Порог

Водность (обеспеченность годового стока), %	Единицы измерения	Весна (IV–VI)	Лето–осень (VII–XI)	Зима (XII–III)	Год, км ³
5	%	42.9	41.5	15.6	21.3
	км ³	9.1	8.8	3.3	
25	%	50.2	36.6	13.2	17.7
	км ³	8.9	6.5	2.3	
50	%	54.8	33.3	11.9	15.6
	км ³	8.5	5.2	1.9	
75	%	58.9	30.3	10.8	13.6
	км ³	8.0	4.1	1.5	
95	%	64.4	25.6	10.0	11.3
	км ³	7.3	2.9	1.1	

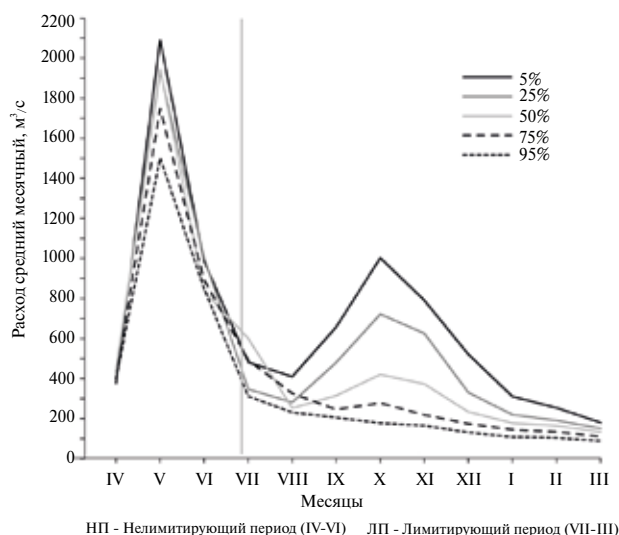


Рис. 4. Внутригодовое распределение стока на г/п р. Онега – с. Порог для разных градаций водности.

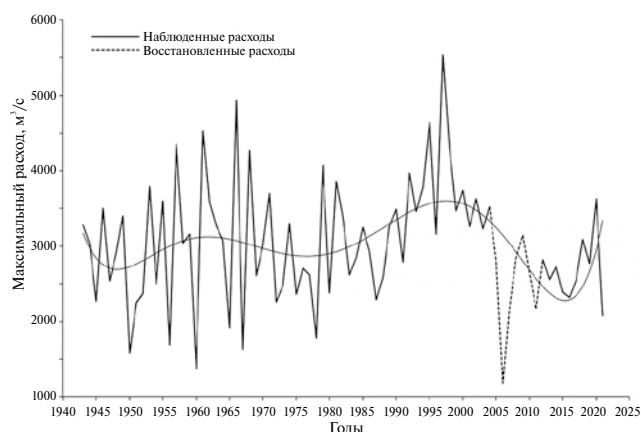


Рис. 5. Максимальные расходы воды весеннего половодья на г/п р. Онега – с. Порог за 1943–2021 гг.

и очень маловодные годы отмечены в июле, как и в средние по водности годы.

Распределение месячного стока в очень маловодные годы (95%) четко иллюстрирует деление на лимитирующий и нелимитирующий периоды внутри года. Для этих лет характерно ярко выраженное половодье, на которое приходится 2/3 годового стока, и глубокая межень с июля по март. Основные различия месячных долей стока в разные по водности годы свойственны маловодным сезонам – лимитирующему периоду (рис. 4).

Распределение стока внутри зимнего сезона в разные по водности годы имеет схожий характер. Доли стока февраля и марта минимальны и практически неизменны, составляют 2–3%. Доля стока декабря меняется заметно: с уменьшением водности года она снижается с 6.6 до 3.1%.

МАКСИМАЛЬНЫЙ СТОК

Среднемноголетний максимальный расход весеннего половодья восстановленного ряда (1943–2021 гг.) составляет 3013 м³/с. Максимальный расход воды половодья – как правило, наибольший за год – за весь период наблюдений менялся в широких пределах (рис. 5). Наибольший максимальный расход (5540 м³/с) отмечен 17.05.1997. Наименьший в ряду наблюдений максимальный расход половодья (1380 м³/с) зафиксирован 26.04.1960. Анализ восстановленного ряда максимальных расходов показывает, что наименьший пиковый расход половодья приходится на 2006 г. и равен 1183 м³/с (рис. 5).

Максимальный расход в том же 2006 г. приходится на декабрь, о чем свидетельствуют данные наблюдений за уровнем воды на г/п р. Онега – с. Порог и наблюдения за стоком на гидрологических постах, расположенных выше по течению. Восстановленный по графику связи $Q = f(H)$ максимальный расход в 2006 г. составил 1900 м³/с.

В многолетнем ходе максимальных расходов наблюдается выраженная цикличность (рис. 5). Сорокалетний цикл, начавшийся в 1981 г., имеет максимальный размах колебаний, равный 4300 м³/с. Межгодовая изменчивость максимальных расходов до начала 1980-х гг. и после также различается. Период 1943–1980 гг. характеризуется частой сменой высоких и низких максимальных расходов половодья, в 1981–2021 гг. можно выделить более продолжительные группы лет, близкие по водности.

Изменчивость максимальных расходов воды характеризуется коэффициентом вариации $C_v = 0.27$ (табл. 6). Причем для периода 1943–1980 гг. значение C_v максимально и равно 0.30, а с 1981 г. уменьшается до 0.25. Изменения в колебаниях максимального стока с 1980-х гг. обусловлены климатическими факторами [18, 19].

Таблица 5. Распределение стока разной водности по месяцам (I–XII) на г/п р. Онега – с. Порог

Сток	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Очень многоводный год (5%)												
%	3.9	2.9	2.3	4.6	26.3	12.0	6.1	5.1	8.0	12.6	9.6	6.6
м³/с	310	254	180	377	2091	987	482	409	658	1003	791	521
Многоводный год (25%)												
%	3.3	2.6	2.3	6.3	29.2	14.7	5.2	4.2	7.0	10.9	9.2	5.0
м³/с	219	191	151	433	1935	1003	347	281	481	722	626	330
Год средней водности (50%)												
%	3.0	2.5	2.3	7.5	33.4	13.9	10.3	4.3	5.2	7.2	6.2	4.0
м³/с	177	164	134	448	1946	837	601	252	315	421	373	233
Маловодный год (75%)												
%	2.8	2.4	2.2	7.6	34.3	17.0	9.7	6.4	4.7	5.5	4.2	3.4
м³/с	145	134	110	400	1749	893	492	326	246	278	218	174
Очень маловодный (95%)												
%	2.6	2.2	2.1	9.2	35.7	19.5	7.4	5.5	4.7	4.2	3.8	3.1
м³/с	108	104	88	401	1502	849	311	231	205	178	165	131

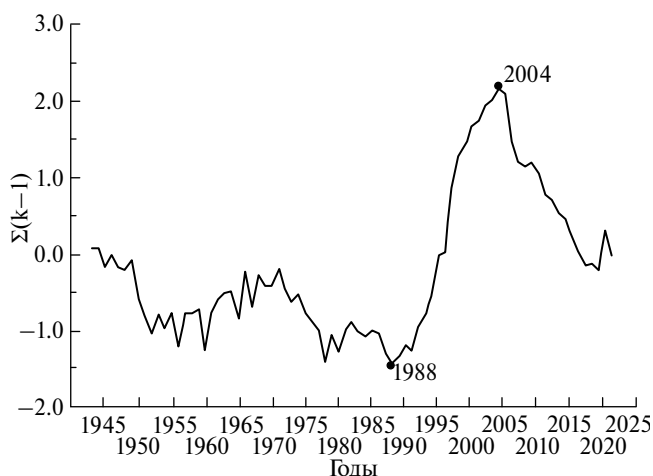
Таблица 6. Параметры максимальных расходов весеннего половодья на г/п р. Онега – с. Порог

Модуль стока, л/с км²	Средний многолетний расход, м³/с	C_v	C_s / C_v	Максимальные расходы различной обеспеченности, м³/с					
				0.1%	1%	2%	5%	10%	25%
54.1	3013	0.27	1.5	6003	5144	4854	4441	4090	3526

При оценке линейного тренда в многолетнем ходе максимальных расходов половодья тенденции не выявлено. На основе анализа РИК выделен относительно стабильный период до 1988 г. (рис. 6). Средняя величина максимального расхода 1943–1988 гг. составляет 2900 м³/с, его обеспеченность в среднем равна 53%. С 1989 г. можно выделить два последовательных периода с высокими и низкими максимальными расходами. В 1989–2004 гг. наблюдалось увеличение максимальных расходов, равных в среднем 3700 м³/с обеспеченностью 25%. Весь следующий период (кроме 2020 г.) характеризуется низкими максимальными расходами половодья (2520 м³/с): обеспеченность менялась от 44 до 99%.

Пик половодья в вершине устьевой области р. Онеги в среднем за многолетний период наступает 8 мая. Самая ранняя дата наступления пика половодья – 21.04.1951, самая поздняя – 27.05.1969. С 1981 г. наблюдается смещение даты наступления пиковых расходов на 5 дней в сторону более ранних дат. С того же года уменьшился разброс дат максимальных расходов половодья с 36 до 24 дней (рис. 7).

В многолетних колебаниях стока весеннего половодья (IV–VI) также не наблюдается значимого тренда. Средний многолетний объем стока половодья равен 8.5 км³. Изменчивость весеннего стока р. Онеги в устье характеризуется значением $C_v = 0.21$. Самые многоводные половодья наблюдались в годы, когда были зафиксированы максимальные пиковые расходы – 1966, 1995

**Рис. 6.** Разностно-интегральная кривая максимальных расходов весеннего половодья на г/п р. Онега – с. Порог за период 1943–2021 гг.

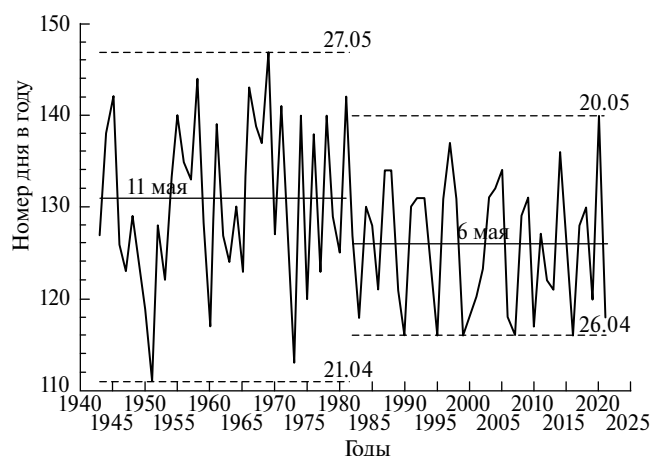


Рис. 7. Даты максимальных расходов весеннего половодья на г/п р. Онега — с. Порог 1943–2021 гг.

и 1997 гг., а наименьший весенний сток наблюдался в 1956, 1960 и 2006 гг.

Совместный анализ рядов максимальных расходов половодья и объемов весеннего стока показал, что связь параметров выражена недостаточно четко. Это связано с неравномерностью снеготаяния, обуславливающей прохождение половодья в виде сложной многопиковой волны, а также со значительным участием в формировании весеннего половодья жидких осадков, влияющих на объем стока, но мало сказывающихся при этом на величине максимального расхода.

Региональные климатические изменения, наблюдавшиеся в последнее 20-летие (2000–2021 гг.) — увеличение температуры воздуха в ноябре и декабре, увеличение жидких осадков в холодное время года и уменьшение снегозапасов — по большей части способствовали снижению стока в период весеннего половодья.

Максимальные расходы дождевых паводков на р. Онеге наблюдаются преимущественно в летне-осенний период с июля по ноябрь. Редко случаются паводки в конце июня и в декабре. Примечательно, что наиболее значительный паводок прошел в декабре 2006 г., о чем сви-

детельствуют данные наблюдений за уровнем воды [5, 18].

Величина максимального расхода в период дождевых паводков обычно в несколько раз меньше, чем в период половодья. Объем паводочного стока зависит не только от слоя осадков и их интенсивности, но и от предшествующей увлажненности бассейна [15]. Высокие значения расходов редких летних паводков обусловлены повышенной увлажненностью почвы после прохождения весеннего половодья. Средний паводочный расход в июле составляет 910 м³/с. В 6% случаев на спаде волны половодья в конце июня наблюдаются паводки с расходом > 1000 м³/с. Чаще всего дождевые паводки наблюдаются в октябре (32% случаев) со средним расходом 850 м³/с. Кроме того, для октября характерен наибольший диапазон величин расходов. Для ноября характерны наиболее узкие диапазоны изменчивости, а изменчивость паводковых расходов, фиксируемых в августе, максимальна. Анализ данных многолетних наблюдений за стоком дождевых паводков показал, что в 50% случаев величина максимальных паводочных расходов менялась в пределах от 600 до 1100 м³/с.

Средний многолетний расход дождевого паводка за период 1943–2021 гг. равен 890 м³/с. Наибольший паводочный расход (1760 м³/с) наблюдался 17.10.2019, наименьший расход (258 м³/с) — 30.10.1972. В изменениях величин паводочных расходов многолетнего периода 1943–2021 гг. зафиксирован положительный тренд с коэффициентом 30 м³/с /10 лет. Наиболее значимое увеличение наблюдается с 2000 г.

Для оценки обеспеченности паводочных расходов проведена статистическая обработка ряда данных наблюдений с 1943 по 2021 г. с пропусками в период 2005–2011 гг. (табл. 7). Поскольку из-за неравномерности выпадения осадков дождевые паводки в бассейне Онеги проходят не синхронно, удовлетворительные связи между

Таблица 7. Статистические характеристики максимальных расходов дождевых паводков на г/п р. Онега — с. Порог

Модуль стока, л/с км ²	Средний многолетний расход, м ³ /с	C_v	C_s/C_v	Максимальные расходы различной обеспеченности, м ³ /с					
				0.1%	1%	2%	5%	10%	25%
16.0	890	0.43	1.5	2382	1943	1798	1580	1404	1123

характеристиками паводков на ближайших гидрологических постах, как правило, отсутствуют [15]. Поэтому величины максимальных расходов дождевых паводков за период отсутствия данных наблюдений (2005–2011 гг.) на г/п р. Онега – с. Порог не были восстановлены.

МИНИМАЛЬНЫЙ СТОК

Минимальный сток р. Онеги наблюдается в зимний период. Расходы зимней межени в среднем в ~2 раза ниже минимальных расходов летне-осенней межени. Летне-осенняя межень практически ежегодно прерывается дождевыми паводками, а зимняя межень, напротив, устойчива и характеризуется постепенным уменьшением расходов воды к концу сезона по мере истощения запасов грунтовых вод.

Минимальные расходы зимней межени в период 1943–2005 гг. наблюдаются в основном в марте (65% случаев). Наименьший расход зимней межени ($82.6 \text{ м}^3/\text{с}$) зафиксирован 05.03.1956, наибольший расход ($196 \text{ м}^3/\text{с}$) – 25.02.1990.

Многолетний ряд минимальных расходов зимней межени непродолжителен и имеет пропуски за

некоторые годы, а с 1996 г. наблюдения за зимним стоком не проводятся вовсе. В изменениях минимальных расходов зимней межени восстановленного ряда наблюдается ярко выраженный положительный тренд, который составляет $4.5 \text{ м}^3/\text{с}/10 \text{ лет}$, что значимо на 5%-м уровне (рис. 8).

По результатам статистической обработки многолетнего ряда минимальных зимних расходов, приведенного к периоду 1943–2005 гг., получены расчетные параметры (табл. 8).

Величины летне-осеннего стока меняются в больших пределах, чем зимние. Минимальные расходы летне-осенней межени за весь период наблюдений колебались от 124 (19.09.1999) до $443 \text{ м}^3/\text{с}$ (10.09.2017). Причем величина $443 \text{ м}^3/\text{с}$ выделяется из общей выборки минимальных расходов, зафиксированных в сентябре. Это объясняется тем, что в 2017 г. наблюдались большие величины расходов воды на протяжении всего меженного периода и величина летне-осеннего стока 11 км^3 была максимальной за весь период наблюдений.

В изменении величин летне-осенних межених расходов (рис. 9) отмечена тенденция к уве-

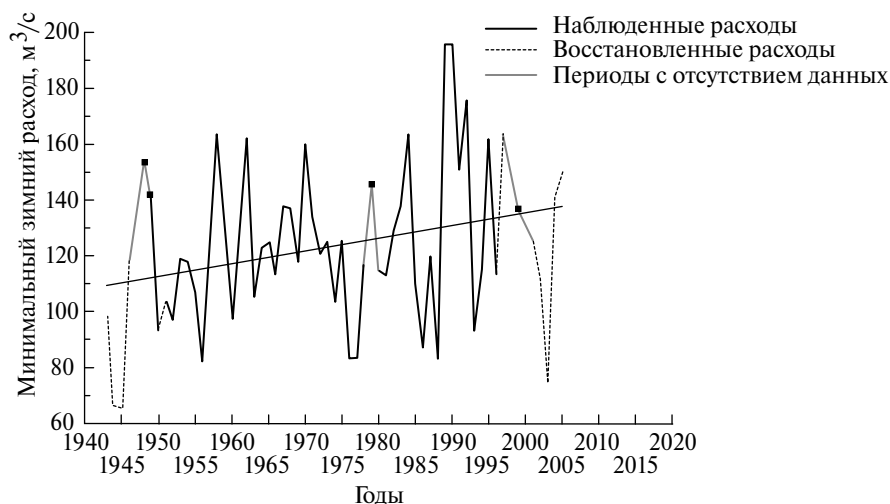


Рис. 8. Минимальные расходы воды зимней межени на г/п р. Онега – с. Порог 1943–2005 гг.

Таблица 8. Характеристики минимальных расходов зимней межени на г/п р. Онега – с. Порог 1943–2005 гг.

Модуль стока, л/с км²	Средний многолетний расход, м³/с	C _v	C _s /C _v	Минимальные зимние расходы различной обеспеченности, м³/с						
				75%	80%	85%	90%	95%	97%	99%
2.26	123	0.24	1.5	103	98.6	93.0	87.4	78.8	73.0	63.3



Рис. 9. Минимальные расходы воды летне-осенней межени на г/п р. Онега — с. Порог 1943–2021 гг.

личению, особенно в период с 2000 г. Коэффициент линейного тренда составляет $6.5 \text{ м}^3/\text{с} / 10 \text{ лет}$.

Минимальные расходы летне-осенней межени наблюдаются в основном в августе (28% случаев) и сентябре (47% случаев) до периода дождевых паводков.

Результаты статистической обработки восстановленного ряда минимальных летне-осенних расходов приведены в табл. 9.

Анализ связи минимальных расходов летне-осенней межени и уровней воды на г/п р. Онега — с. Порог показывает, что в период после 1989 г. уровень воды снизился при прохождении тех же соответствующих расходов по сравнению с периодом до 1989 г. Для выявления причин происходящего требуются дополнительные полевые экспедиционные исследования, включая проверку истории изменения отметок нуля поста, а также оценку динамики русла в створе поста и в вершине устьевой области р. Онеги (рис. 10).

Для визуализации данных наблюдений за минимальными расходами р. Онеги на диаграмме на рис. 11 показано распределение значений по месяцам меженного (лимитирующего) периода

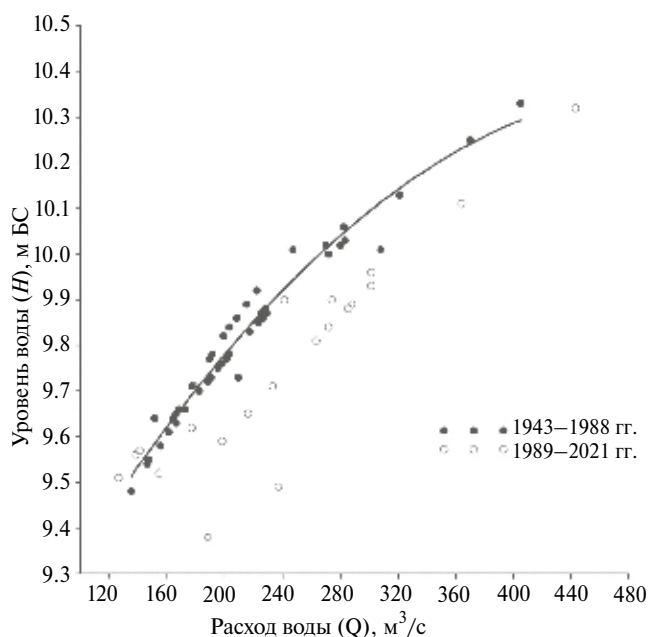


Рис. 10. График связи минимальных расходов воды летне-осенней межени и уровней на г/п р. Онега — с. Порог 1943–2021 гг.

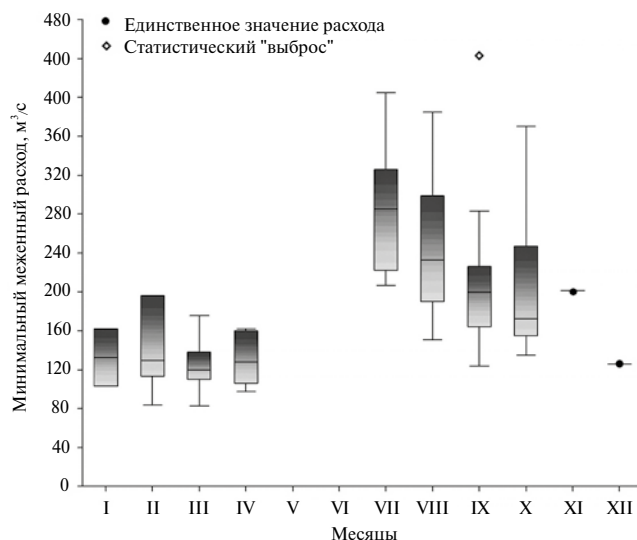


Рис. 11. Распределение минимальных расходов по месяцам меженного периода на г/п р. Онега — с. Порог. ("Ящикковая диаграмма": отображает область значений между квантилями вероятности 25 и 75% с медианой 50% вероятности и максимальные и минимальные наблюдаемые значения).

Таблица 9. Характеристики минимальных расходов летне-осенней межени на г/п р. Онега — с. Порог в 1943–2021 гг.

Модуль стока, л/с км²	Средний многолетний расход, м³/с	C _v	C _s /C _v	Минимальные летне-осенние расходы различной обеспеченности, м³/с						
				75%	80%	85%	90%	95%	97%	99%
4.0	226	0.29	3.5	177	169	160	151	139	130	121

1943–2021 гг. Закрашенные области диапазонов объединяют группу расходов, фиксируемых в 50% случаев. Данная диаграмма демонстрирует разницу между рядами минимальных меженных расходов, наблюдаемых в разные месяцы, и их асимметрию. Об асимметрии можно судить по смещенной к какому-либо концу “ящика” медиане и по разной длине “усов”, выходящих из “ящика”.

Анализ подтвердил, что по сравнению с минимальными летне-осенними расходами минимальные зимние расходы имеют меньшую дисперсию: СКО величин равно, соответственно, 66 и 29 м³/с. Минимальные расходы, наблюдаемые зимой чаще всего в марте, а осенью – в сентябре, в большинстве случаев наименьшие за сезон. Наибольшее число случаев наблюдений минимальных расходов в эти месяцы косвенно подтверждает форма диаграмм, отражающая близкое к нормальному распределение значений.

Выдающаяся величина минимального расхода (443 м³/с), наблюдаемого 10.09.2017, на диаграмме обозначена как статистический выброс вследствие отличных условий формирования стока соответствующего меженного периода за все годы наблюдений. Тот же результат дала проверка по тесту Граббса. Показано, что в июле и августе фиксируются наибольшие из минимальных меженных расходов редкой повторяемости, которые близки к самому экстремальному (рис. 11).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследования режима стока, поступающего в устьевую область Онеги, за период 1943–2021 гг. основной акцент был направлен на выявление особенностей динамики параметров стока, связанных с изменениями климата, которые наблюдаются на севере ЕТР с начала 1980-х гг. Многолетние изменения стока р. Онеги обусловлены изменением условий увлажнения на водосборе и повышением приземной температуры воздуха. Результаты анализа многолетних колебаний годового стока свидетельствуют об увеличении водности реки. В период с 1989 по 2021 г. объем годового стока увеличился на 1.3 км³ по сравнению с 1943–1988 гг.

Изменение климатических факторов привело прежде всего к трансформации сезонного стока – перераспределению его внутри года. На фоне незначительного снижения стока весеннего половодья наблюдается заметное увеличение стока летне-осенней и зимней межени. Зимний сток за последние 15 лет увеличился в 2 раза по сравнению с периодом 1943–2005 гг. (1.9 км³) и составил 3.3 км³. Это произошло в основном за счет аномально высоких расходов межени в 2006/2007 и 2019/2020 гг. При практически неизменной доле летне-осеннего стока доля весеннего стока снизилась на 9% годового, а доля зимней межени почти на столько же увеличилась.

С начала 1980-х гг. изменился характер межгодовой изменчивости максимальных расходов воды: в меньшей степени – дождевых паводков, а в большей – весеннего половодья. Произошло смещение дат наступления пика половодья на более ранние, а вместе с этим – уменьшение диапазона разброса дат с максимальными расходами на 12 дней. Наблюдается перераспределение стока внутри весеннего сезона. На 0.5 км³ увеличился сток в апреле, сток в мае уменьшился на ~1 км³.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрологический ежегодник. Т. 0. Бассейны Белого и Баренцева морей. Вып. 2–9. 1936–1962 гг. Л.: Гидрометеиздат, 1937–1962.
2. Гидрологический ежегодник. Т. 0. Вып. 2, 3, 5–7. 1963–1977 гг. Архангельск: Северное УГМС, 1964–1979.
3. Горелиц О.В., Землянов И.В., Крыжов В.Н. Гидрологический режим реки Онеги в условиях современных климатических изменений // Материалы Международ. науч. конф. “Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы)”. Воронеж: Науч. кн., 2012. С. 209–211.
4. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 0. Вып. 2, 3, 5–7. 1978–1980 гг. Архангельск: Северное УГМС, 1980–1982.
5. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Ч. 1. Реки и каналы. Ч. 2. Озера и водохранилища. Т. 1. Вып. 8. Бассейны Онеги, Северной Двины

- и Мезени. 1981–2021 гг. Архангельск: Северное УГМС, 1982–2022.
6. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. РСФСР. Вып. 8. Бассейны Онеги, Северной Двины и Мезени. Л.: Гидрометеиздат, 1986.
7. Киктев Д.Б., Крыжов В.Н. О сравнении различных методов оценки статистической значимости линейных трендов // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С. 27–38.
8. Крыжов В.Н., Горелиц О.В. Зимняя арктическая осцилляция и формирование весеннего половодья рек бассейна Баренцева моря // Метеорология и гидрология. 2019. № 3. С. 50–61.
DOI: 10.3103/S106837391903004X
9. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
10. Научно-прикладной справочник. Многолетние колебания и изменчивость водных ресурсов и основных характеристик стока рек Российской Федерации. СПб.: РИАЛ, 2021. 190 с.
11. Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность. Т. 3. Северный край. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 611 с.
12. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Т. 3. Северный край / Под ред. И.М. Жилы. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 395 с.
13. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики (за 1963–1970 гг. и весь период наблюдений). Т. 3. Северный Л.: Гидрометеиздат, 1974. 475 с.
14. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики (за 1971–1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 3. Северный край. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 432 с.
15. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 3. Северный край. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 663 с.
16. Руководство пользователя <https://www.hydrology.ru/rukovodstvo-polzovatelja-programmy-hydrostatcalc>
17. СП 33-11-2003 Определение основных расчетных гидрологических характеристик. М.: Госстрой России, 2004. 73 с.
18. Справочно-аналитический обзор гидрологического режима устьевой области реки Онега / Под ред. О.В. Горелиц, Г.С. Ермаковой, Г.Ш. Турсуновой. Воронеж: Воронежская областная типография, 2023. 334 с.
19. Gorelits O.V., Kryjov V.N., Rakcheeva E.A., Ermakova G.S. Wintertime Arctic Oscillation Harbinger of Spring Floods in the Mouth Areas of the North-Eastern European Rivers // Water Resour. 2022. V. 49. № 5. P. 836–844. DOI: 10.1134/S0097807822050049

CHARACTERISTICS OF LONG-TERM AND SEASONAL VARIABILITY OF THE ONEGA RIVER FLOW REGIME AT THE HEAD OF THE MOUTH AREA

A. A. Sapozhnikova*, O. V. Gorelits

Zubov State Oceanographic Institute Federal Service on Hydrometeorology and Environmental Monitoring, Moscow Russia

**e-mail: asapozhnikova@mail.ru*

The characteristics of the Onega River flow regime and its elements at the top of the mouth area over 80 years are presented. The analysis of the long-term and seasonal runoff variability is carried out, the characteristic of the intra-annual distribution were given. Statistical processing of long-term series of maximum discharges of spring floods and rain floods, minimum low-water discharges of the summer-autumn and winter periods was carried out. Patterns of long-term fluctuations of the annual and seasonal runoff and extreme water discharges have been revealed. The analysis of changes in runoff elements was based on identifying general long-term trends and comparing calculated parameters by periods, identified using difference-integral curves and chronological graphs. The features of fluctuations in Onega River flow, related with climate change started in the 1980-s are noted. Particular attention was paid to the water flow regime in the 21st century, characterized by a rising of its parameters.

Keywords: Mouth area, water discharge, variability, discharge recovery, statistical parameters.

ВОДНЫЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ УСТЬЯ р. ПЕЧОРЫ В СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

© 2025 г. С. А. Агафонова^{а,*}, Д. В. Магрицкий^а, Л. С. Банщикова^б

^аМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, 119991 Россия

^бГосударственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, 199053 Россия

*e-mail: sv_ice@list.ru

Поступила в редакцию 05.06.2024 г.

После доработки 25.07.2024 г.

Принята к публикации 25.07.2024 г.

Представлены особенности водного и ледового режима р. Печоры на устьевом участке за весь период наблюдений и в современных климатических условиях. Проанализирована временная изменчивость основных характеристик водного и ледового режима реки (в ее нижнем течении и на устьевом участке), а также климатических условий его формирования, включая данные с гидрометеорологической сети в бассейне реки. Исходными данными послужили материалы стационарных наблюдений на гидрологических постах и метеорологических станциях вплоть до 2021/2022 гг. Показано, что на фоне заметного повышения температуры приземного воздуха и сумм осадков — с конца 1980-х — начала 1990-х гг. (первое) и с начала 2000-х гг. (второе, наиболее выраженное) — отмечен рост расхода воды во все фазы водного режима с незначительным перераспределением стока в пользу меженных сезонов. Сокращается продолжительность периода с ледовыми явлениями, меняются условия прохождения весеннего ледохода и формирования высших уровней воды.

Ключевые слова: Печора, устье, ледовый режим, водный режим, изменение климата, опасные гидрологические явления.

DOI: 10.31857/S0321059625010032 **EDN:** UYSQOZ

Устьевая область р. Печоры (УОП) — самой большой (по длине и водоносности) реки на севере европейской территории России, занимает срединную часть Ненецкого АО. Здесь расположен г. Нарьян-Мар — столица автономного округа, где проживает большая часть населения автономного округа, крупный водно-транспортный узел. Часть добычи, транспортировки нефти и природного газа также связана с УОП. Последние 20 лет регион динамично развивается благодаря увеличению нефтедобычи и вложений в социальную сферу, модернизации и расширению транспортной инфраструктуры, в том числе связанной с Северным морским путем. Все это формирует новые запросы на полноту и актуальность данных по природным ограничениям, социально-экономической и экологической безопасности этого процесса,

особенно с учетом особенностей географического положения региона, суровых природных условий и уязвимости местных экосистем к внешним воздействиям. В устьевой области Печоры определяющий для социально-экономической деятельности и функционирования экосистем — водный, ледовый и гидрохимический режим ее водных объектов, его климатически обусловленные и антропогенные изменения.

Современный этап в изучении гидрологических условий УОП начался с 2007 г. — с выходом в свет двух монографий [8, 24], в подготовке которых принимали участие авторы данной статьи, и научной статьи сотрудников ГОИНа [19]. В них, по экспедиционным данным конца XX в. и обновленным гидрологическим рядам, были обобщены сведения о гидрологическом режиме УОП и его изменениях на начало XXI в. С середины 2010-х гг. появляются научные работы на базе новых данных, в них анализируются текущие гидрологические условия и их многолетние изменения, прежде всего в отношении опасных гидрологи-

¹ Работы выполнены в рамках государственного задания (тема НИР I.10 кафедры гидрологии суши МГУ (изменение климатических условий и ледового режима)), 2.2 НИР Росгидромета (регистрационный номер АААА-А20-120112690064-2 (затопы льда)), раздел СТОК И ВОДНЫЙ РЕЖИМ НИЖНЕЙ ПЕЧОРЫ. ИХ МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ выполнен при финансовой поддержке РНФ (проект 24-17-00084).

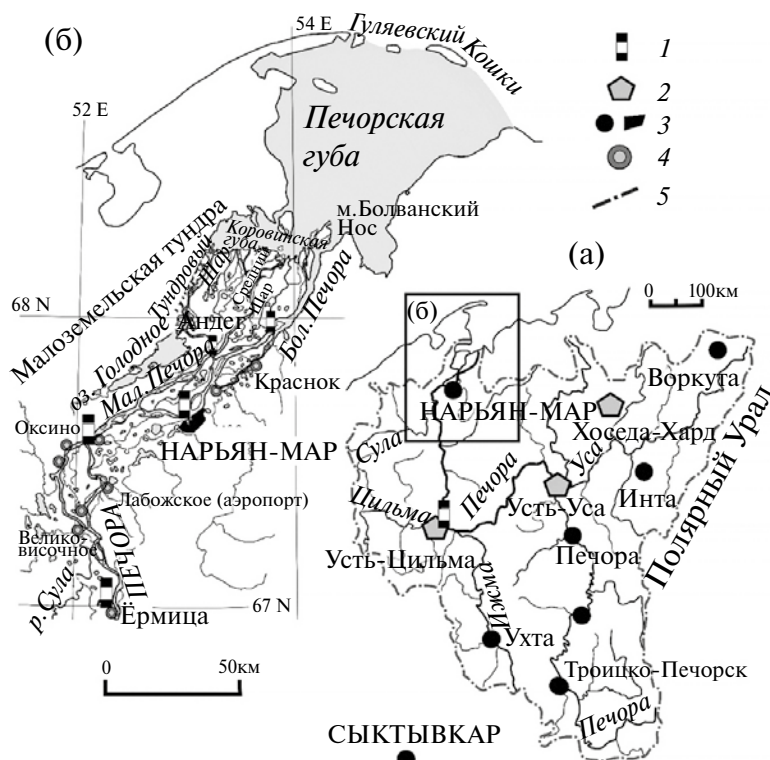


Рис. 1. Картограммы бассейна (а) и устьевой области (б) р. Печоры. 1 – гидрологический пост, 2 – метеостанция в небольших населенных пунктах, 3 – крупные города, 4 – небольшие населенные пункты на устьевом участке, 5 – граница бассейна Печоры.

ческих процессов [6, 12, 13, 25], распределения водного стока по дельтовым рукавам и влияния на него и в целом на гидродинамический режим УОП приливных явлений [3, 17, 21], отдельных аспектов ледового режима [5, 22]. Часть исходных данных – это материалы полевых измерений ГОИНа в 2011, 2018 и 2019 гг. [17, 21] и МГУ им. М.В. Ломоносова в 2020 и 2022 гг. [3].

В настоящей статье при учете результатов предыдущих исследований приведены актуализированные и более детальные сведения о современном водном и ледовом режиме устьевом участке Печоры, тенденциях и причинах его изменений, связанных с этими изменениями опасных процессах. Именно эти вопросы определяют основной перечень задач проведенного исследования, результаты которого имеют как научную, так и практическую ценность.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Устьевая область Печоры замыкает бассейн одноименной реки при ее впадении в Печорскую губу Баренцева моря. Она служит есте-

ственной границей между Большеземельской и Малоземельской тундрами (рис. 1). УОП по своему морфологическому строению и, согласно классификации В.Н. Михайлова [14], дополненной В.Н. Коротаевым [24], относится к эстуарно-дельтовому типу, состоит из устьевом участка (объект исследования), включая дельту, и устьевом взморья. Площадь всей устьевой области Печоры – 10 700 км². Устье относится к микроприливному типу, максимальная величина приливов достигает 1 м (на морской границе дельты), величина квадратного прилива – 0.4 м. Приливы имеют неправильный полусуточный характер. Максимальная величина штормовых нагонов – 2–3 м (у Нарьян-Мара средняя и наибольшая величина нагонов – 60–80 и 140–150 см) [14]. Максимальные величины сгона у Нарьян-Мара могут достигать 60–80 см. На морском крае дельты они больше на ~50%.

Верхней границей устьевом участка служит устье притока – р. Сулы, куда со стороны моря могут проникать нагонные колебания уровня [14]. Длина устьевом участка 190 км, он включает придельтовый отрезок и дельту (рис. 1б).

Выше дельты р. Печора имеет широкую пойму с многочисленными протоками и озерами, разветвленное русло. Между населенными пунктами Великовисочное и Оксино Печора разделяется на два русловых рукава (Малую Печору и Большую Печору), которые выше с. Оксино сливаются и образуют единое русло.

Дельта Печоры относится к дельтам выполнения лиманов и лагун; она многорукавная. Вершина дельты (ВД) у с. Большая Сопка — это узел разделения реки на дельтовые рукава Большая Печора (правый) и Малая Печора (левый), которые нельзя отождествлять с одноименными русловыми рукавами на придельтовом отрезке (рис. 1). Малая Печора разделяется на несколько крупных (Утчер Шар, Крестовый Шар, Средний Шар и Месин) и множество небольших рукавов. Большая Печора (основной рукав) имеет широкое, но извилистое, с несколькими разветвлениями русло и основной узел бифуркации недалеко от Печорской губы. Длина дельты 120 км, площадь 2600 км² [8], а с учетом оз. Голодная губа — 3250 км² [14]. На долю суши в межень приходится ~70% территории дельты [10]. Преобладающие высоты над уровнем моря — от 1 до 6 м, максимальная высотная отметка — 7 м БС; правый и левый берега высокие — до 20–50 м БС. Морской край дельты сильно расчлененный, его длина 60 км.

Устьевое взморье приливное, включает полузакрытую (площадью 6400 км²) и открытую части. К полузакрытому взморью относят Печорскую губу и остатки Коровинской губы, соединяющиеся между собой проливом Глубокий шар. Печорская губа представляет собой мелководную лагуну, отделенную от Баренцева моря (на севере) п-овом Русский Заворот и цепью островов Гуляевских кошек с глубокими проливами между ними (рис. 1б). Открытое устьевое взморье занимает юго-восточную акваторию Баренцева моря с заметным влиянием речных вод — прежде всего на гидрохимические и температурные условия [16]. Эту часть именуют Печорским морем.

УОП расположена в поясе субарктического климата (морской подтип), характеризуемом малым количеством солнечной радиации, непродолжительным и прохладным климатическим летом (с нередкими заморозками), продол-

жительной и суровой зимой. Для приморских районов характерны сильные ветры. Зимой преобладают юго-западные и южные ветры, летом — ветры северных румбов. Средняя скорость ветров 4.5–6.0 м/с, максимальная 34 м/с. Частые сильные ветры наблюдаются зимой и весной. Продолжительность периода с отрицательной температурой воздуха — 210–220 дней, продолжительность безморозного периода — 60–90 дней [15, 20]. Среднегодовая температура воздуха отрицательная (–3.5°C). Самые теплые месяцы — июль и август (в Нарьян-Маре — средняя температура +13.0°C, максимальная +33.0°C; на побережье +8.5°C), самые холодные — январь и февраль (средняя температура –17.0°C, наименьшая –48.0°C). Годовая сумма осадков в Нарьян-Маре равна 492 мм и менялась от года к году в пределах 294–644 мм [21]. Осадки в течение года распределены неравномерно: 53% их выпадает в жидком виде с мая по сентябрь. Снежный покров устанавливается в начале октября. Он устойчивый и распределен по территории более-менее равномерно, сохраняется 210–214 дней.

Дельта Печоры расположена в зоне островного и массивно-островного залегания многолетнемерзлых пород [15]. Мощность мерзлой толщи < 100 м, льдистость пород 20–40%. Глубина сезонно-талого слоя меняется от 0.35–0.40 на торфяниках до 1.50–1.60 м на песчаном субстрате. В долине и под руслом реки находится сквозной талик.

В дельте, помимо рукавов и протоков, множество озер (самое большое — оз. Голодная губа) и болот. Ландшафтный облик устьевого участка мало изменен человеком.

В устье главный населенный пункт, морской и речной порт — г. Нарьян-Мар (23 600 человек). Еще ~ 2000 человек проживает в населенных пунктах — селах Великовисочном, Оксино, Красном; деревнях Андег, Нарыга, Осколково, Куя, Юшино; пос. Нельмин Нос. Основные отрасли хозяйства — рыболовство и рыбообработка, водный транспорт, оленеводство, охота, разведение и выпас крупного рогатого скота, лесозаготовка. До 1980 г. разрабатывалось крупное Кумжинское месторождение газа и газоконденсата, но в 1980 г. на скважине Кумжа-9 началось крупный пожар, который тушили несколько

лет. В настоящее время существуют планы по расконсервации этого месторождения. Есть газопровод, связывающий Нарьян-Мар с Василковским месторождением газа, а также крупные месторождения нефти к востоку и северо-востоку от дельты. С 1997 г. в устье функционирует Ненецкий природный заповедник площадью 313,4 тыс. га, из них 181,9 тыс. га — это морская акватория.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве исходных материалов при решении задач исследования были использованы прежде всего данные наблюдений на гидрологических постах (за уровнем H и расходом Q воды, ледовыми явлениями и толщиной льда вплоть до 2021–2022 гг.) и опубликованные материалы экспедиционных гидрологических изысканий. Источниками данных послужили: гидрологические ежегодники, после 1980 г. — издания Государственного водного кадастра. Часть данных за последние годы была взята с сайта АИС ГМВО [1], а также была предоставлена Объединенной гидрометеорологической станцией “ОГМС Нарьян-Мар”.

В устье Печоры основной стоковый пост — это ГП-1 Оксина ($F = 312\,000\text{ км}^2$; в 141 км от моря), который функционирует с 1916 г. Измерения Q на нем имеют большой перерыв с 1946 по 1979 г. Кроме того, измеренные значения имеют пониженную точность. Во-первых, с 1995 по 2010 г. расходы воды измерялись лишь в зимний период [4]. Во-вторых, на скоростное поле потока и связь $Q = f(H)$ заметно влияют не только эпизодические ветровые нагоны, но и периодические приливные колебания уровня [3], что ранее, вероятнее всего, не учитывалось при расчете расходов воды по уровням. Поэтому для анализа гидрологической обстановки в устье также используют данные измерений Q на посту Усть-Цильма ($F = 248\,000\text{ км}^2$; в 425 км), хотя этот пост учитывает не весь сток, поступающий к верхней границе УОП. Именно по данным поста Усть-Цильма были восстановлены среднегодовые расходы воды на посту Оксина за период 1946–1979 гг. Среднегодовые и среднемесячные величины расхода воды между Оксиной и Усть-Цильмой увязаны неплохо ($R^2 = 0.88$), тогда как при меньшей дискретности — намного хуже.

Это служит дополнительным свидетельством недостаточной надежности стоковых наблюдений на посту Оксина. Кроме того, с 1990 г. связь между величинами расхода воды на двух постах меняется.

Другие главные посты в устье Печоры — уровенные (рис. 1б): МГП Нарьян-Мар (основной пост в дельте, в 100 км от залива, действует с 1927 г.), МГП-2 Андег (в 75 км, с 1974 г.), МГП-2 Осколково (53 км, с 1968 г.) и морские посты. Пост Красное (в 62 км) был закрыт в 1987 г. На придельтовом отрезке важный пост — Ермицы (в 236 км, с 1933 г.).

Метеорологические данные (по температуре воздуха, атмосферным осадкам, высоте снежного покрова и величине влагозапасов в нем) получены из [2]. Проанализированы данные многолетних наблюдений (вплоть до 2022/2023 гг.) на метеостанциях Сыктывкар, Троицко-Печорское, Печора, Усть-Уса, Хоседа-Хард, Усть-Цильма и Нарьян-Мар (рис. 1а). Рассмотрены два типа данных по атмосферным осадкам: с одной поправкой (на смачивание, вводимой непосредственно на самой станции), в виде рядов, начинающихся с января 1966 г.; пересчитанные осадки (с устранением систематических погрешностей осадкомерных приборов [7]) почти с начала метеонаблюдений. Установлено, что второй тип данных не всегда приводит к правдоподобным результатам, порой противореча очевидным гидрометеорологическим изменениям.

Основными методами обработки и анализа исходных данных были стандартные гидрологические расчеты и статистические методы анализа с проверкой рядов на соответствие важным статистическим гипотезам (при 5%-м уровне значимости α): однородности и стационарности — на базе критериев Фишера (F-test), Стьюдента (t-test) и Манна–Уитни (U-test) применительно к коррелированной во времени и асимметричной гидрологической информации; наличия тренда — на базе критерия Спирмена (Spearman RCC, или SRCC) и др. Выполнялись построение разнообразных эмпирических зависимостей и хронологических графиков, оценка их тесноты и адекватности (на базе R^2 и F), аналитическая аппроксимация. Ординаты разностной интегральной кривой St рассчитывались по

формуле: $St_i = \sum_1^i \left(\frac{x_i}{\bar{x}} - 1 \right)$. Часть статистиче-

ского анализа проведена в программах Гидро-расчеты (компания Гидротехнологии), Excel (Microsoft) и Statistica (StatSoft). Также проведен сравнительный анализ данных с постов по экстремальным и среднесуточным уровням воды и критических высотных отметок, к которым относятся отметки начала затопления поймы, освоенной территории и социально-хозяйственных объектов. Для оценки наблюдаемых изменений характеристик ледового режима в качестве базового принят период 1961–1990 гг., в качестве современного – 1991–2022 гг.

НОВЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПЕЧОРЫ

Изменения характеристик водного и ледового режима нижней Печоры и ее устьевое участка связаны с теми изменениями, которые произошли не только в упомянутых районах, но и на водосборе реки в целом. Главная особенность региональных климатических изменений – заметное повышение температуры приземного воздуха (ТПВ) как средней за год, так и во все календарные сезоны. Причем первый рост зафиксирован с 1988 г., а второй, более выраженный, с 2000–2003 гг. Об этом же свидетельствуют результаты исследований ГОИНа, полученные по открытым данным CRU TS [21]. В последние 10 лет на ряде метеостанций южной половины бассейна летом и зимой рост ТПВ усилился. Исключение – весенняя температура: ее повышение наблюдалось в южной половине бассейна еще с 1973 г., а в северной – с 1981–1982 гг.; последнее увеличение ТПВ датируется с ~2010 г. Это очень похоже на ситуацию, описанную авторами для соседнего бассейна р. Северная Двина [12, 13].

Среднее по бассейну отклонение среднегодовой ТПВ (АТПВ) в 1991–2022 гг. от нормы, относящейся к базовому периоду 1961–1990 гг., составило 1.1–1.6°C (с уменьшением на юг и юго-запад); коэффициент линейного тренда увеличивается с 0.43–0.47°C/10 лет (за 1988–2022 гг.) в южной части бассейна до 0.71–0.73°C/10 лет в северной. Это потепление – итог роста ТПВ во все календарные сезоны года, но в основном зимой (XII–II, на 1.2–

2.1°C) и весной (III–V, на 1.0–2.2°C). Причем в северной части бассейна (на станциях Нарьян-Мар и Хоседа-Хард) АТПВ выше весной, в южной и юго-западной – зимой (в 1.5–2 раза); на станциях Печора, Усть-Уса и Усть-Цильма значения почти равны. АТПВ летнего (VI–VIII) и осеннего сезонов составили 0.5–1.4 и 0.9–1.4°C с явно большими величинами на севере.

Важные климатические характеристики холодного периода года – суммы среднесуточных значений температуры воздуха ниже 0, –5 и –15°C, а также число дней с температурой воздуха ниже указанных значений. Наиболее выражены изменения температурных характеристик холодного периода года в конце 1990-х гг. По данным метеостанций Усть-Цильма и Нарьян-Мар и сравнения периодов 1961–1990 и 1991–2022 гг., сумма отрицательных значений температуры воздуха сократилась на 11%, температуры воздуха ниже –15°C – на 15%. Наблюдаемые изменения происходят в большей степени за счет роста температуры воздуха в октябре, апреле и мае. Число дней с отрицательной температурой воздуха сократилось на 7–8 сут, с температурой ниже –15°C на 8–12 сут. При этом число дней с оттепелями с ноября по март не меняется; число дней со среднесуточной температурой воздуха ниже –5°C сократилось на 30% в апреле и на 1–2 сут с октября по март.

На устьевом участке Печоры также изменились температурные условия в период вскрытия. По данным ст. Нарьян-Мар, средняя температура воздуха в период весеннего ледохода выросла на 1.2°C, а в предледоходный период (5 сут до начала ледохода) – на 0.9°C. За современный период в 42% случаев среднесуточные значения температуры воздуха во время весеннего ледохода не опускаются ниже 0°C, до 1990 г. такие условия наблюдались лишь в 27% случаев.

Пространственная и временная структура изменений сумм осадков в бассейне Печоры существенно более неоднородна по сравнению с ТПВ; многолетние колебания величины осадков на разных метеостанциях, даже на соседних, слабо связаны между собой, что повторяют ситуацию в бассейне Северной Двины [13]. Тем не менее важные закономерности удалось установить. В це-

лом, сумма осадков за год выросла. Повсеместным положительное отклонение суммы осадков становится в 1990-х гг. (в сравнение с величиной за 1967–1990 гг.) и особенно — с начала–середины 2000-х гг., хотя на ряде метеостанций неустойчивое увеличение осадков наблюдалось и в 1970-х, и в начале — середине 1980-х гг. Аномалии осадков колеблются в среднем от 35 до 75 мм (10–20% величины 1967–1990 гг.). Меньше всего они на станциях Троицко-Печорское и Усть-Цильма (< 10 мм); в Нарьян-Маре составили 85 мм (или почти 20%), в бассейне р. Усы — 40–55 мм (8–11%). Интенсивность изменений варьирует от 5 до 14 мм/10 лет. Количество осадков выросло во все календарные сезоны года: весной — в среднем на 5–18, летом — на 7–27, осенью — на 11–20 мм, зимой — изменилось от 0 до 10 мм. Причем весенние осадки показали более ранний рост. На ст. Нарьян-Мар вклад сезонных аномалий в общее увеличение годовой суммы осадков составил: 22 (весна), 32 (лето), 33 (осень) и 13% (зима).

На фоне роста сумм осадков в зимний период (включая как зимние месяцы, так и частично октябрь, ноябрь, март и апрель) растет и высота снега. Наибольшая высота снежного покрова достигается в начале марта в верховьях бассейна и к середине марта — концу марта в низовьях. При сравнении двух периодов (1961–1990 и 1991–2022 гг.) видно, что наибольшая высота снега выросла на 8–11 см в средней и нижней части бассейна и практически не изменилась в верхнем течении. Изменение запасов воды в снеге имеет более сложное пространственное распределение. По данным снегомерных маршрутов отмечено снижение запасов на лесном маршруте вблизи ст. Усть-Уса и на полевом маршруте у ст. Троицко-Печорское. Рост снегозапасов отмечен по данным маршрутов вблизи ст. Усть-Цильма. Смещения сроков схода снежного покрова и значимых изменений продолжительности его залегания при сравнении двух периодов (1961–1990 и 1991–2022 гг.) не наблюдается.

СТОК И ВОДНЫЙ РЕЖИМ НИЖНЕЙ ПЕЧОРЫ. ИХ МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Годовой сток воды Печоры в вершине дельты равен 142 км³ (1925–2021 гг.), или 4490 м³/с. На дельтовом участке он может увеличивать-

ся, во-первых, за счет положительной разницы осадков и испарения в самой дельте — на 1.14–1.24 км³/год [8], во-вторых, благодаря боковой приточности в пограничные рукава дельты (прежде всего по р. Куя) — на 1.0–1.5 км³/год. Таким образом, в Печорскую губу поступает ~145 км³/год. В многолетнем масштабе годовой сток Печоры растет с 1990 г. и особенно выражено — с 2002 г. (рис. 2а). На посту Усть-Цильма отклонение величины годового стока за 1990–2021 гг. от многолетней нормы оценено в 5.5%, на посту Оксина ~9.0%. Если учитывать самые ранние наблюдения на посту Оксина (с 1917 г.), то сток Печоры заметно и впервые вырос с середины XX в., в итоге самый маловодный период был до 1947 г.

Внутри бассейна Печоры примерно такой же переломный год (с 1990 по 1993 г.) и современную положительную тенденцию имеют реки в северной его части, включая р. Усу с притоками, тогда как в средней и южной частях перелом в колебаниях датируется в основном началом 1980-х гг. [23]. Увеличение годового стока достигало 10–20% у отдельных рек, стекающих с наветренных склонов Урала и Северных Увалов; у ~30% рассмотренных постов (в бассейне) положительные изменения оказались статистически значимыми по критериям Стьюдента и Манна–Уитни. Вместе с увеличением водности возросло среднеквадратическое отклонение (СКО) годового стока — на 10–20% и даже больше.

Хозяйственная деятельность практически не влияет на водные ресурсы Печоры, гидроэнергетические ресурсы не используются. Во второй половине 1980-х гг. забор воды на хозяйственные нужды достигал 0.59 км³/год, а сброс использованных вод в речную сеть — 0.52 км³/год [13, 12]. В настоящее время эти показатели уменьшились до 0.41 и 0.34 км³/год соответственно.

Печора относится к рекам с весенним половодьем, осенними паводками и низкой зимней меженью. Питание в основном снеговое (60% годового стока); на долю дождевых осадков и грунтовых вод приходится по 20–25%. Основная часть (65%) годового стока поступает в устье во время весеннего половодья (с конца апреля — начала мая по третью декаду июля) (рис. 2д). Сред-

ний многолетний максимальный расход воды равен 23 600 м³/с (Усть-Цильма) и 27 000 м³/с (Оксино), самый большой расход воды на первом посту составил 39 500 м³/с (июнь 1952 г.), на втором — 39 200 м³/с (май 1991 г.). Чаще всего максимальные расходы фиксируются во второй—третьей декадах мая и в первой декаде июня. В связи с более поздним началом половодья в бассейне р. Усы (правом и крупнейшем притоке Печоры) в устье часто наблюдаются две волны половодья. Причем начало первой сопровождают еще ледовые явления, а вторая обычно проходит при открытом русле. Сложение этих волн способно привести к более высокому половодью и затоплениям обширных территорий.

Современные климатические изменения способствовали увеличению максимального стока рек в бассейне Печоры, хотя оно и не было статистически значимым. Переход к новым условиям формирования максимального стока рек в бассейне Печоры произошел в отличный от годового стока период — с 1973 по 1988 г. Но, как и в случае с годовым стоком, он соответствует хронологии заметных климатических изменений в бассейне как по ТПВ (годовым и сезонным), так и по осадкам. В устье Печоры переломным годом следует считать 1990 г. (рис. 26). На посту Усть-Цильма, вероятнее всего, это был 1981 г. В результате в 1981–2021 гг. максимальные за год величины расхода воды нижней Печоры выросли на 1.4%. Интересно, что до перерыва в измерениях расхода воды на посту Оксино (т. е. до 1946 г.) максимальные величины расхода были в основном меньше расходов на посту Усть-Цильма, тогда как после возобновления измерений ситуация поменялась. Это о необходимости детальной проверки стоковых данных поста Оксино.

Максимальному расходу весеннего половодья в устье Печоры соответствуют высшие за год отметки уровня воды, часто превышающие критические высотные отметки поймы, что приводит к затоплениям и наводнениям. Средняя отметка уровня в Печоре (выше дельты) равна 6.7 м, максимальная — 9.0 м. Причем его формируют увеличение расхода воды в реке и мощные заторы льда в реке и дельтовых рукавах. Согласно [9], максимальные заторные подъемы уровня воды у г. Нарьян-Мара достигают 2.0–3.5 м, а на при-

дельтовом отрезке (у с. Ермицы) они еще выше — 3.7–4.0 м, средняя величина заторного подъема уровня воды равна 2.2 и 2.7 м.

Превышение высшим уровнем в реке или дельтовом рукаве высотной отметки поймы запускает процесс ее затопления. Авторами установлено, что пойма вблизи постов затопляется практически ежегодно, за исключением участка поста Нарьян-Мара, где повторяемость таких событий составила 84% за 1936–2021 гг. У поста Ермицы затопление поймы в 23% случаев происходило дважды за одно половодье — второй раз во время “Усинской волны”. Превышение высшим уровнем отметки неблагоприятного явления (НЯ) реализует угрозу наводнений. Превышение отметки НЯ случается в среднем в 25–50% случаев опять с самыми низкими показателями на посту Нарьян-Мар (20%) и наиболее высокими на посту Осколково (68% с учетом отметки НЯ до 1998 г.). Частота превышения НЯ увеличивается к морскому краю дельты, несмотря на распластывание волны половодья, которое, по [19], выражается в следующем: половодные подъемы уровня ниже Нарьян-Мара составляют 85, 60, 50 и 25% соответственно в 90, 70, 50 и 7 км от устьевого створа.

В многолетнем измерении повторяемость затоплений (в силу тенденций изменения максимального уровня половодья) практически не меняется. Все тренды — как убывающие для постов Ермицы, Нарьян-Мар, Андег, так и возрастающие для поста Оксино или нейтральный для поста Осколково — статистически незначимы по критерию Спирмена (при $\alpha = 5\%$). На разностных интегральных кривых для разных постов прослеживается схожая цикличность в многолетних колебаниях максимальных уровней с примерной продолжительностью самых долгопериодных циклов в 25 лет (рис. 3а). Поэтому в настоящее время река, вероятнее всего, находится на этапе повышенного уровня воды с высоким риском затоплений. Максимальные отметки уровня наблюдаются все раньше: на 7 дней раньше на посту Ермицы (в 1991–2021 гг., по сравнению с 1936–1990 гг.) и на 2–3 дня на постах в дельте.

Весеннее половодье сменяется кратковременной летне-осенней меженью, приходящейся на период с конца июля по начало сентября и на-

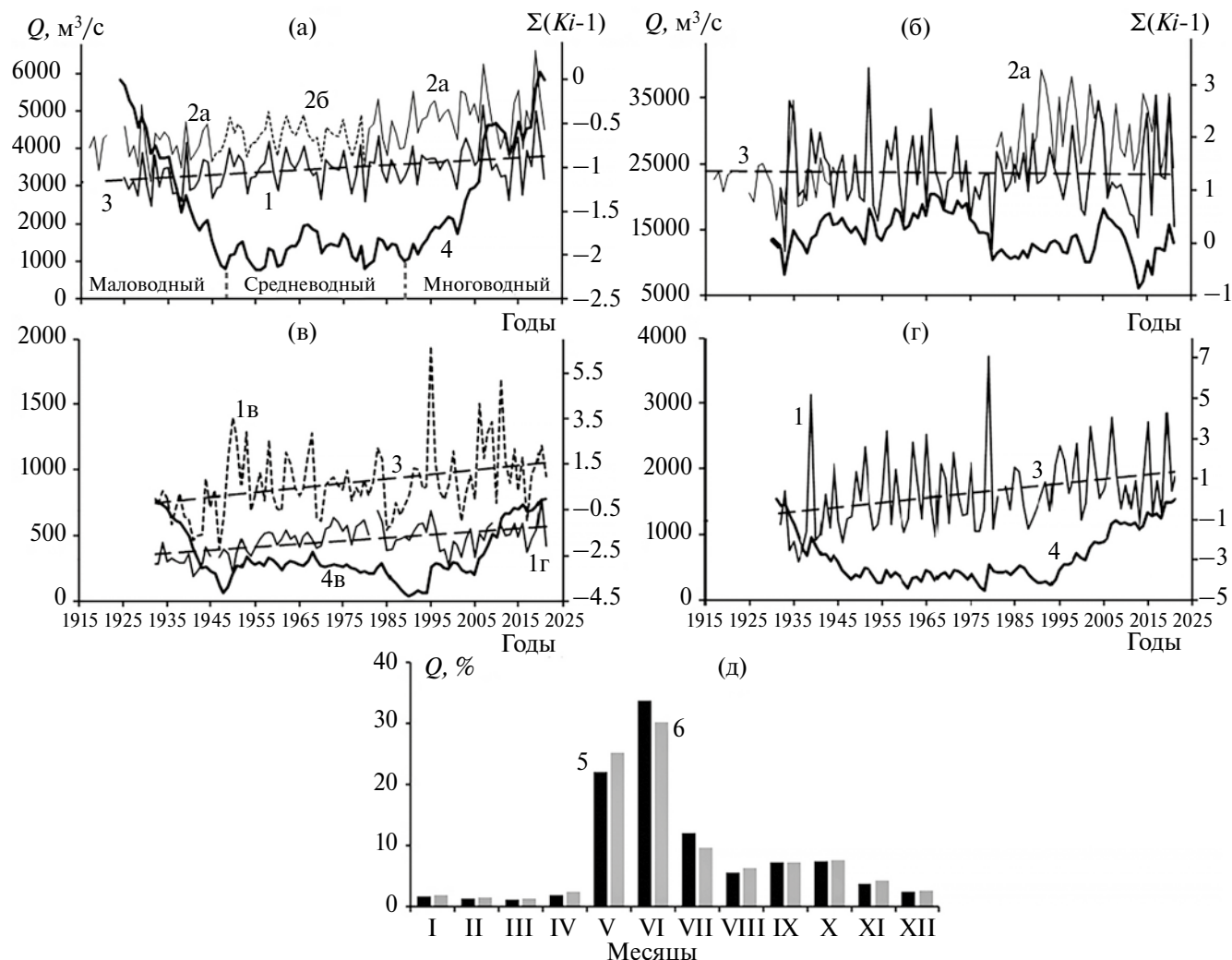


Рис. 2. Многолетние и внутригодовые изменения характеристик стока р. Печоры. Годовой сток воды (а): 1 – пост Усть-Цильма, 2а – пост Оксино (фактические данные), 2б – пост Оксино (восстановленные данные), 3 – линейный тренд, 4 – разностная интегральная кривая; максимальные за год расходы воды (б): 1 – пост Усть-Цильма, 2а – пост Оксино (фактические данные), 3 – линейный тренд, 4 – разностная интегральная кривая; расходы воды в зимний сезон (в): 1в – минимальный за год/зиму, пост Усть-Цильма, 1г – средний за зимнюю межень, пост Усть-Цильма, 3 – линейный тренд, 4в – разностная интегральная кривая; расходы воды в летне-осенний сезон (г): 1 – минимальный за летне-осенний сезон (пост Усть-Цильма), 3 – линейный тренд, 4 – разностная интегральная кривая; внутригодовое распределение стока (д): 5 – в 1932–1989 гг., 6 – 1990–2021 гг.

рушаемой дождевыми паводками, учащающимися и большими по величине в сентябре–октябре. В эти месяцы проходит до 15% годового стока. Самый маловодный месяц летне-осеннего сезона – август с долей стока в 5.9 и 7.2% на постах Усть-Цильма и Оксино соответственно. После осенних паводков наступает устойчивая зимняя межень (ноябрь–апрель) с долей стока в 13–14%. Самый маловодный месяц – март (1.2–1.4%). Среднегодовой минимальный расход лета–осени – 1630 и 2670 м³/с, зимней межени – 461 и 543 м³/с.

С начала–середины 1990-х гг. меженный сток Печоры увеличился. В августе увеличение водности реки на посту Усть-Цильма составило 21%. То же произошло с минимальными в летне-осеннюю межень величинами расхода воды (рис. 2г). Зимний сток также вырос – на 22%, и происходило это тремя волнами – с 1949, 1990 и 2006 гг. (рис. 2д). Кроме того, в многолетнем ходе меженного стока наблюдается определенное совпадение с колебаниями годового стока в смене характерных по водности периодов. На посту Оксино тенденции похожие, особенно в изменениях с

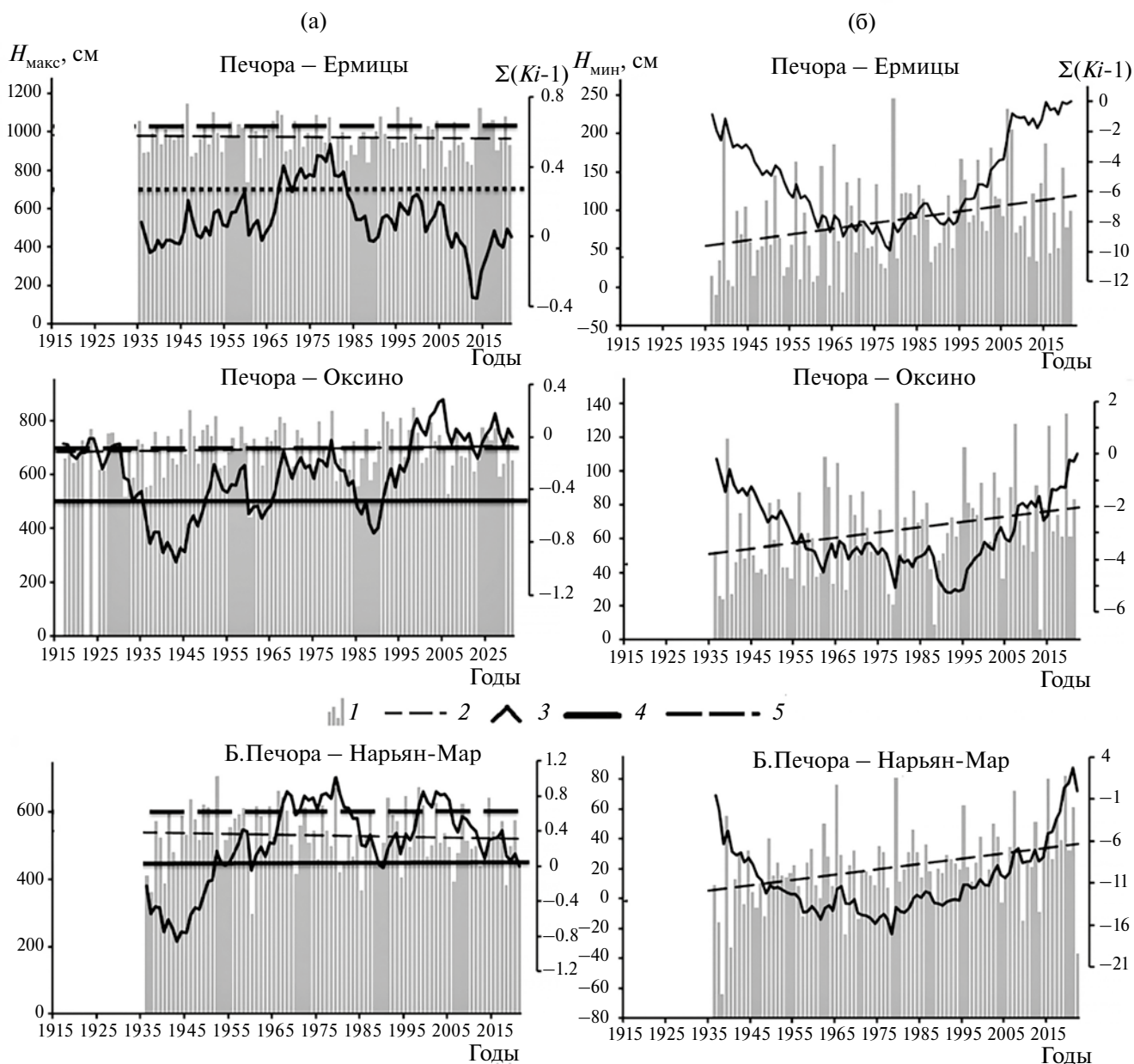


Рис. 3. Многолетние колебания высших (а) и низших (б) уровней воды на устьевом участке Печоры. 1 – уровень воды, 2 – линейный тренд, 3 – разностная интегральная кривая, 4 – отметка выхода воды на пойму, 5 – отметка неблагоприятного явления.

1990-х гг., но из-за пропуска в данных и недостаточной достоверности имеющихся наблюдений окончательный вывод сделать невозможно.

Повысились и минимальные отметки уровня воды летне-осеннего сезона (рис. 36). В 1990–2021 гг. отметки повысились по сравнению с предыдущим периодом на 0.15 (Усть-Цильма), 0.35

(Ермицы), 0.17 (Оксино) и 0.16 м (Нарьян-Мар). Первый “положительный перелом” случился во второй половине 1970-х гг. (в среднем течении Печоры еще раньше), второй и более выраженный – в начале 1990-х гг. В то же время при сравнении двух периодов значимых изменений в датах прохождения минимального уровня воды не выявлено.

Произошло незначительное перераспределение стока половодья в пользу меженных сезонов (рис. 2д): доля половодья уменьшилась с 67.5 до 65.0%, доли летне-осенней межени с паводками и зимней межени выросли соответственно с 20.2 до 21.1% и с 12.3 до 13.9%.

В дельте сток воды Печоры распределяется по рукавам и протокам. О характере этого распределения и его перераспределении в многолетнем масштабе можно судить по данным полевых измерений ГОИНа в 1978–1980 гг. [18, 19], 2010, 2011, 2018 и 2019 гг. [4, 17, 21] и МГУ им. М.В. Ломоносова в 2020 и 2022 гг. [3]. Согласно данным первых гидрометрических работ [19], сток Печоры в вершине дельты между Большой Печорой и Малой Печорой в половодье – 46 и 54%, в межень – 40 и 60%. Ниже по течению, во втором крупном узле разделения – Андегском – сток Малой Печоры распределяется между водотоками Утчер Шар, Крестовый Шар, Средний Шар и проток Месин. Последний сбрасывает воду в Большую Печору. При снижении расхода воды р. Печоры от 26 700 до 1000 м³/с доли самых водоносных водотоков – Среднего и Месина – менялись с 22.4 до 5.0% и с 16.9 до 50% (от стока реки), а Утчера и Крестового – с 8.4 до 5.0 и с 2.7 до ~0%; т. е. во время сезонного или многолетнего маловодья больше поступало стока в юго-восточную часть Печорской губы (в среднем это 55%). Вообще сезонное уменьшение стока приводит к уменьшению доли стока большинства боковых водотоков вплоть до прекращения стока в совсем небольших протоках. В зимний период водность Большой Печоры в вершине дельты заметно меньше, чем при открытом русле. Измерения ГОИНа в 2018 и 2019 гг. показали, что характер распределения стока Печоры в вершине дельты сохраняется – больше уходит в Малую Печору, и ее доля возрастает со снижением водности реки [21]. В Андегском узле разветвления распределение стока почти соответствует прежнему: доли Утчера, Среднего, Крестового и Месина составили соответственно 15, 38, 3 и 44% от расхода воды Малой Печоры, который был 7000 м³/с. На распределение стока между рукавами влияют приливы и стонно-нагонные колебания [3, 17]. Установлено, что подъем уровня во время прилива способствует перераспределению стока из Большой Печоры в западные водотоки дельты, а также

возникновению реверсивных течений в протоке Месин и Утчер-Шаре. В вершине дельты в отлив доля стока Малой Печоры увеличивается еще больше в сравнении с приливной фазой.

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ И УСТЬЕВОГО УЧАСТКА ПЕЧОРЫ

Ледовые явления на устьевом участке Печоры наблюдаются большую часть года: даже в самые теплые зимы продолжительность этого периода составляет ≥ 6 мес., а в 69% случаев превышает 210 сут за период наблюдений. Ледовый режим на устьевом участке характеризуется устойчивым ледоставом и заторами льда в период весеннего ледохода.

Первые ледовые образования появляются в октябре – первых числах ноября. Средние сроки появления льда на постах устьевом участка за современный период (1991–2021 гг.) – 21–22 октября, сроки установления ледостава – 28 октября – 4 ноября. Хотя в среднем за весь период наблюдений в створе с. Ермицы и с. Оксина р. Печора замерзает несколько позже, чем на дельтовом участке, нет единой последовательности установления ледостава. В 30% случаев на участке ниже с. Оксина ледостав устанавливается в течение ≤ 2 сут. В 56% случаев река замерзает раньше у г. Нарьян-Мара, в 23% случаев – в створе д. Андег, в остальных – в один день.

Формирование ледового режима на устьевом участке происходит под влиянием в том числе морских факторов. Мелкие протоки в вершине дельты, а также протоки и рукава ниже Андегско-

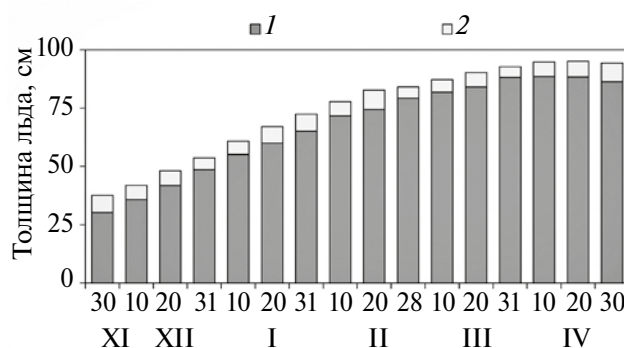


Рис. 4. Осредненное нарастание толщины льда в рук. Большая Печора (г. Нарьян-Мар) за периоды 1991–2018 (1) и 1960, 1965–1990 гг. (2).

го узла часто характеризуются торосистой поверхностью льда и трещинами [21]. По данным гидрологических постов, толщина ледяного покрова наиболее интенсивно нарастает в первые месяцы ледостава и к концу декабря достигает в среднем 50 см. Максимальная толщина льда к концу ледостава может составлять от 61 до 141 см. Но фактически нарастание льда прекращается еще в марте, к 20 марта толщина льда достигает в среднем 90% от максимальной за зимний сезон (рис. 4).

На фоне роста зимних значений температуры воздуха наблюдается уменьшение толщины ледяного покрова. По сравнению с 1961–1990 гг. в 1991–2021 гг. максимальная толщина льда в створе с. Ермацы снизилась на 11 см, в створе г. Нарьян-Мар — на 7 см. Для поста в с. Ермацы в 1961–1990 гг. обеспеченность максимальной толщины льда в 90 см составляла 47%, в 1991–2021 гг. — 23%, для поста Нарьян-Мар — 81% и 58% соответственно. Сокращение толщины льда отмечено во все сроки наблюдений и для Нарьян-Мара составляет 5–9 см (рис. 4).

Даты начала весеннего ледохода меняются на устьевом участке в широком интервале — с конца апреля до середины июня. Продолжительность очищения ото льда наибольшая в створе с. Ермацы (13 сут, 1947 г.) и ≤ 6 сут у с. Оксина и г. Нарьян-Мара, 8–9 сут — у деревень Андег и Осколково. Весенний ледоход распространяется от верхних участков вниз по течению, фронт вскрытия проходит участок между с. Оксина и д. Осколково в среднем за 4 сут. В большинстве случаев на Большой Печоре у г. Нарьян-Мара и на Малой Печоре у д. Андег ледоход начинается практически одновременно с разницей ≤ 1 сут. Начало весеннего ледохода в створе г. Нарьян-Мара наблюдалось раньше на 2–3 сут, чем у д. Андег, в 1979, 1995 и 1998 гг.; вскрытие на Малой Печоре у д. Андег начиналось раньше в 1985, 1988, 2016 и 2017 гг.

Весенний ледоход на устьевом участке сопровождается образованием заторов. В работах [11, 19] отмечено, что на исследуемом участке заторы образуются ежегодно вследствие заклинивания ледяных полей в сужениях русла, а также у кромки ненарушенного ледяного покрова. По длине рукавов дельты нередко наблюдаются цепочки заторов, т. е. разрушение одного небольшого

затора приводит к формированию следующего ниже по течению. В работе [5] по результатам анализа данных на соседних постах, а также по графикам с изолиниями уровней воды в координатах расстояния L и времени (t): $H = f(L, t)$ — выявлено, что наиболее мощные заторы по дельтовой протоке Большая Печора образуются у островов Среднего, Кермудей, Кисличного и на Куйских перекатах, по Малой Печоре — у островов Чаечьих, Кобыльеого и Середового.

Оценка повторяемости и других характеристик заторов — сложная задача, особенно на участках рек с редкой сетью гидрологических постов. Так, в [9] повторяемость заторов у с. Ермацы оценивалась не только по книжкам водомерных наблюдений на посту, но и по данным о расходе воды на посту Усть-Цильма. Такая оценка за период с 1936 по 1970 г. составила 56%. По ледовым данным гидрологических ежегодников полученная авторами статьи повторяемость заторов за период 1936 по 2021 г. у с. Ермацы составила 33%, у Оксина — 27%, а на дельтовом участке за весь период наблюдений на трех основных постах — лишь 20%.

Заниженные оценки повторяемости по данным гидрологических ежегодников частично связаны с тем, что характерные места образования заторов расположены между постами и наблюдения в районе поста не позволяют достоверно зафиксировать факт образования затора, заторные подъемы уровней могут быть не выраженными. Авиаразведки или подробные наземные ледовые обследования могут дать более достоверную информацию, но в гидрологических ежегодниках такие сведения не публикуются. Хотя условия заторообразования меняются (например, снижается толщина льда, растет температуры воздуха в период весеннего ледохода), при таком наборе данных выявить временную изменчивость повторяемости заторов на устьевом участке не представляется возможным.

Высшие годовые отметки уровня воды, как уже отмечено, наблюдаются весной и часто сопровождаются ледовыми явлениями, т. е. они содержат и стоковую, и ледовую составляющую. За период наблюдений повторяемость высших годовых уровней с ледовыми явлениями увеличи-

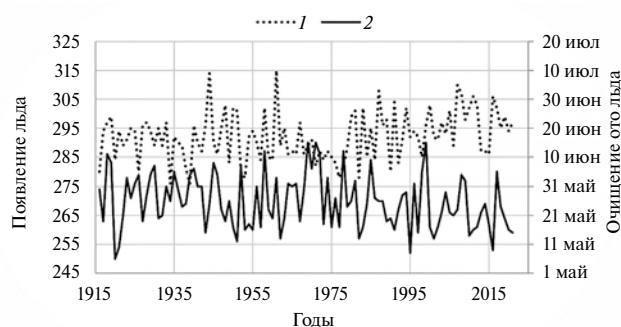


Рис. 5. Многолетние изменения сроков появления льда (1) и очищения русла ото льда (2) на р. Печоре (пост Оксина).

вается от с. Ермицы вниз по течению к устьевому створу. Смещение сроков очищения ото льда может привести к тому, что высшие отметки уровня воды будут формироваться без ледовых явлений, только за счет больших величинах расхода воды, хотя это не всегда приводит к снижению таких уровней. Для устьевых участков Печоры смещаются в сторону более ранних даты очищения ото льда, и даты высших отметок уровня воды. С 1961–1990 к 1991–2021 гг. повторяемость высших уровней воды с ледовыми явлениями для с. Ермицы увеличилась с 46 до 58%, для с. Оксина почти не изменилась (74–71%), а для г. Нарьян-Мар снизилась на 13% (с 90 до 77%).

За период наблюдений на постах устьевых участков продолжительность ледовых явлений менялась от 185 до 258 сут, продолжительность ледостава — от 163 до 248 сут. Хотя в начале XIX в. наблюдались периоды с относительно теплыми зимами, смещение сроков ледовых явлений и их продолжительность становятся заметными только с конца 1970-х гг. (рис. 5). Наибольшая повторяемость экстремально длительных периодов с ледовыми явлениями (т. е. > 240 сут) фиксировалась с 1957 по 1986 г. и составляла для поста с. Оксина 20%, а для г. Нарьян-Мара 27%. За те же годы повторяемость экстремально длительных периодов ледостава (т. е. > 230 сут) составила 17% для с. Оксина и 20% для г. Нарьян-Мара. За последние 30 лет такие продолжительные периоды с ледовыми явлениями и ледоставом наблюдались лишь дважды (зимой 1992–1993 и 1998–1999 гг.).

С 1961–1990 к 1991–2021 гг., по данным четырех постов в пределах устьевых участков, продолжительность ледовых явлений сократилась на

9–11 сут, ледостава — на 7–13 сут. Как уже отмечено, уменьшение сумм отрицательных значений температуры воздуха происходит за счет роста температуры воздуха в октябре, апреле и мае, поэтому изменение продолжительности ледовых явлений и ледостава в равной степени обеспечены смещением сроков весной и осенью: сроки появления льда и ледостава сместились в сторону более поздних на 5–7 сут, а сроки начала весеннего ледохода и очищения ото льда сместились в сторону более ранних на 5–6 сут. Перечисленные изменения — статистически значимые по критерию Стьюдента. Значимого сокращения периодов заморозания и очищения ото льда не наблюдается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современный водный и ледовый режим устьевых участков р. Печоры регулируется меняющимися климатическими условиями как в самом устье реки, так и на ее обширном водосборе. Климатические изменения выражаются прежде всего в повышении температуры приземного воздуха — средней за год (в среднем на 1.1–1.6°C с уменьшением на юг и юго-запад) и во все календарные сезоны (мощнее всего зимой и весной — на 1.2–2.1°C и 1.0–2.2°C) с конца 1980-х гг., а также увеличением годовой суммы осадков в 1990-х гг. Причем весенние осадки показали более ранний рост. Хотя временная изменчивость климатических характеристик имеет сложный характер, в целом наиболее выраженные их изменения наблюдаются с начала–середины 2000-х гг. В последние 10 лет на ряде метеостанций южной половины бассейна потепление усилилось, прежде всего летом и зимой.

Ежегодный приток печорских вод в Печорскую губу Баренцева моря оценен авторами в 145 км³. Он заметно увеличился (на 5.5 и 9.0% на постах Усть-Цильма и Оксина) с 1990 г. и особенно выражено — с 2002 г. Это совпадает с хронологией климатических изменений и гидрологических изменениями в бассейне Печоры, прежде всего в его северной части. Установлено, что хозяйственная деятельность практически не влияет на водные ресурсы Печоры. Многолетнее увеличение общих водных ресурсов Печоры поддерживается ростом водности во все гидрологические сезоны. Максимальные за год величины

расхода воды нижней Печоры выросли на 1.4%. Тем не менее повторяемость затоплений поймы изменилась разнонаправленно (на разных постах) и статистически незначимо. За весь период наблюдений оказалось, что пойма вблизи постов затопляется практически ежегодно, за исключением участка поста Нарьян-Мара (повторяемость равна 84%). Превышение высшим уровнем воды отметки неблагоприятного явления реализует угрозу наводнений: они происходили в среднем в 25–50% лет. В настоящее время река, вероятнее всего, находится на этапе повышенных уровней воды с высоким риском затоплений. Зимний сток вырос на 22%, сток самого маловодного месяца летне-осеннего сезона – на 21%. Повысились и минимальные отметки уровня воды летне-осеннего сезона. В 1990–2021 гг. (по сравнению с предыдущим периодом) отметки повысились на 0.15 (Усть-Цильма), 0.35 (Ермицы), 0.17 (Оксино) и 0.16 м (Нарьян-Мар). Под влиянием климатически обусловленных изменений сезонного стока произошло незначительное перераспределение стока половодья в пользу меженных сезонов: доля половодья уменьшилась с 67.5 до 65.0%, доли летне-осенней межени с паводками и зимней межени выросли соответственно с 20.2 до 21.1% и с 12.3 до 13.9%.

Температура воздуха в зимний период хотя и растет, но все же остается в отрицательной зоне; число дней с оттепелями с ноября по март не меняется. Заметно сокращается сумма отрицательных значений температуры в переходные сезоны (преимущественно в октябре, апреле и мае). В результате продолжительность ледовых явлений с 1961–1990 к 1991–2021 гг. сократилась на 9–11 сут, а ледостава – на 7–13 сут.

Ледовые явления играют важную роль в формировании высших отметок уровня воды. Хотя данные наблюдений на гидрологических постах не позволяют адекватно оценить повторяемость заторов на устьевом участке Печоры, а тем более их временную изменчивость, достоверно можно утверждать, что гидроклиматические условия прохождения весеннего ледохода меняются. Высшие годовые отметки уровня воды наблюдаются как в первую волну половодья и сопровождаются ледовыми явлениями, так и после очищения ото льда во вторую “усинскую” вол-

ну. В последние годы в сторону более ранних смещаются и сроки очищения ото льда, и сроки прохождения высших годовых отметок уровня воды. Пространственная неоднородность повторяемости высших годовых отметок уровня воды в период с ледовыми явлениями выравнивается. С 1961–1990 к 1991–2021 гг. этот показатель для с. Ермицы увеличился с 46% до 58%, для с. Оксино – почти не изменился (74–71%), а для г. Нарьян-Мара снизился на 13% (с 90 до 77%).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). <https://gmvo.skniihv.ru>
2. Автоматизированной информационной системы обработки режимной информации Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации (АИСОРИ). <http://aisori-m.meteo.ru/waisori>
3. Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Крыленко И.Н., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А. Приливная динамика вод в дельте Печоры в летнюю межень // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2022. № 1. С. 167–179.
4. Балакина О.Н., Волик В.А., Дуркина Л.М., Полонский В.Ф. Состояние наблюдений и работ в устьевой области р. Печоры // Тр. ГОИН. М., 2013. Вып. 214. С. 96–107.
5. Банщикова Л.С., Агафонова С.А., Сумачев А.Э. Особенности формирования заторов на Нижней Печоре в задачах разработки противозаторных мероприятий // Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России. Мат-лы V Всерос. науч.-практ. конф. Иркутск, 2022. Иркутск: ИГУ, 2023. С. 188–194.
6. Бузин В.А. Зажоры и заторы льда на реках России. СПб.: ГГИ, 2015. 240 с.
7. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1017 с.
8. Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования / Под ред. Н.И. Алексеевского. М.: ГЕОС, 2007. 585 с.
9. Каталог заторных и зажорных участков рек СССР. Т. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 260 с.
10. Лупачев Ю.В. Гидрологические условия устьевой области Печоры и их возможные измене-

- ния при изъятии части стока из бассейна // Тр. ГОИН. М.: МО Гидрометеоздата, 1979. Вып. 143. С. 49–68.
11. *Луначев Ю.В.* Особенности динамики весенних ледоходов и заторов льда в устьях Северной Двины и Печоры // Вод. ресурсы. 2001. Т. 28. № 2. С. 245–249.
 12. *Магрицкий Д.В.* Водопотребление на водосборах арктических рек и в Арктической зоне Российской Федерации: параметры, структура, многолетняя динамика // Вод. хоз-во России: проблемы, технологии, управление. 2019. № 3. С. 20–37.
 13. *Магрицкий Д.В., Скрипник Е.Н.* Опасные гидрологические процессы в устье Северной Двины и факторы их многолетней изменчивости // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2016. № 6. С. 59–70.
 14. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
 15. Национальный атлас России. Т. 2. Природа. Экология. М.: Роскартография, 2007. 496 с.
 16. Печорское море. Опыт системных исследований. М.: Море, 2003. 486 с.
 17. *Полонский В.Ф.* Влияние приливов на перераспределение стока воды в дельте реки Печоры // Арктика: экология и экономика. 2012. № 2 (6). С. 20–27.
 18. *Полонский В.Ф.* Распределение стока воды в устьевой области Печоры и тенденция его изменения // Тр. ГОИН. М.: МО Гидрометеоздата, 1984. Вып. 172. С. 96–110.
 19. *Полонский В.Ф., Луначев Ю.В., Остроумова Л.П.* Основные черты гидрологического режима устьевой области Печоры // Тр. ГОИН. М., 2007. Вып. 210. С. 265–284.
 20. *Разуваев В.Н., Булыгина О.Н., Коришнова Н.Н., Клещенко Л.К., Кузнецова В.Н., Трофименко Л.Т., Шерстюков А.Б., Швець Н.В., Давлетшин С.Г., Зверева Г.Н.* Научно-прикладной справочник “Климат России”. <http://aisori-m.meteo.ru/climspn/>
 21. Справочно-аналитический обзор гидрологического режима устьевой области реки Печора. М.; Ивово: ПресСто, 2021. 152 с.
 22. *Сумачев А.Э., Банщикова Л.С.* Ледовый режим реки Печора и особенности прогнозирования высшего уровня ледохода // Гидрометеорология и экология. 2020. № 61. С. 446–459. DOI: 10.33933/2074-2762-2020-61-446-459
 23. *Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Киреева М.Б., Григорьев В.Ю., Гельфан А.Н., Сазонов А.А., Шевченко А.И.* Сток рек России при происходящих и прогнозируемых изменениях климата: обзор публикаций. 1. Оценка изменений водного режима рек России по данным наблюдений // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 3. С. 251–269.
 24. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития. М.: ГЕОС, 2007. 445 с.
 25. *Magritsky D., Lebedeva S., Skripnik E.* Hydrological hazards at mouths of the northern dvina and the pechora rivers, russian federation // Natural Hazards. 2017. V. 88. № 1. P. 149–170.

WATER AND ICE REGIME OF THE PECHORA RIVER MOUTH UNDER CURRENT HYDROCLIMATIC CONDITIONS

S. A. Agafonova^{a,*}, D. V. Magritskii^a, L. S. Banshchikova^b

^aMoscow State University, Moscow, 119991 Russia

^bState Hydrological Institute, St. Petersburg, 199053 Russia

*e-mail: sv_ice@list.ru

The article presents the features of the water and ice regime of the Pechora River at its mouth for the entire observation period and in modern climatic conditions. The temporal variability of the main characteristics of the water and ice regime of the river (in its lower reaches and at its mouth) and the climatic conditions of its formation are analyzed, including data from the hydrometeorological network in the river basin. The initial data were the materials of stationary observations at hydrological gages and meteorological stations up to 2021/2022. It is shown that against the background of a noticeable increase in surface air temperature and precipitation amounts from the late 1980s – the early 1990s (the first) and from the early 2000s (the second, most pronounced), an increase in water discharge was noted in all phases of the water regime with an insignificant redistribution of runoff in favor of the low-water seasons. The duration of the period with ice phenomena decreases, and the conditions for the passage of spring ice drift and the formation of higher water levels change.

Keywords: Pechora, mouth, ice regime, water regime, climate changes, hazardous hydrological phenomena.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В УСТЬЯХ РЕК СЕВЕРА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ПРИ ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА¹

© 2025 г. И. Н. Крыленко^{a, b, *}, С. В. Лебедева^c, Е. Д. Панченко^{a, b}, А. М. Алабян^{a, b}

^aМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, 19991 Россия

^bИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^cГосударственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, 199053 Россия

*e-mail: krylenko_i@mail.ru

Поступила в редакцию 13.12.2023 г.

После доработки 10.08.2024 г.

Принята к публикации 11.08.2024 г.

Рассмотрены возможные сценарии влияния изменений климата на гидродинамические процессы в устьях Северной Двины, Онеги и Печоры. Для этого использовались ранее разработанные авторами в программных комплексах STREAM 2D, HEC-RAS и Delft3D гидродинамические модели устьевых областей, для которых в качестве нижнего граничного условия задавались различные варианты изменений уровня моря, полученные по данным глобальных климатических моделей GFDL-ESM2M, IPSL-CM5A-LR, HadGEM2-ES, MIROC-ESM-CHEM. При этом в качестве верхнего граничного условия задавались расходы воды в замыкающих створах речных бассейнов, рассчитанные по модели формирования стока ECOMAG для условий изменившегося климата по данным тех же климатических моделей. На основе ансамблевых расчетов выявлены и проанализированы две основные тенденции изменения факторов гидродинамики устьевых областей – рост уровня моря и снижение речного стока. Промоделированы сценарии весеннего половодья и летне-осенней межени, соответствующие разным сочетаниям граничных условий для исторического периода, а также для наиболее вероятных и наиболее неблагоприятных гидрометеорологических условий середины XXI в. Представлен анализ возможных изменений гидродинамических характеристик водного потока и их влияния на различные аспекты гидроэкологической безопасности и использования водных ресурсов устьевых областей исследуемых рек.

Ключевые слова: устья, численное моделирование, гидродинамика, затопление, изменения климата, формирование стока, ECOMAG, STREAM 2D.

DOI: 10.31857/S0321059625010042 **EDN:** UYRXMR

ВВЕДЕНИЕ

Исследования гидродинамических процессов в устьях рек, представляющие сами по себе сложную задачу [1, 14], особенно в условиях нехватки натурных наблюдений, еще более усложняются при необходимости учета возможных климатических изменений. Ввиду климатической повестки наиболее остро звучат проблемы, связанные с ростом уровня моря [38, 34], что может привести к опасному росту уровней воды в пределах

речных дельт и увеличению продолжительности их затопления. Кроме того, может увеличиться дальность проникновения приливных течений и интрузии соленых вод в русла рек [23, 24, 28], которая может существенно меняться в зависимости от фазы водного режима реки и ветровых нагонов с моря [27, 30, 33]. Таким образом, помимо изменений уровня моря, существенные факторы, которые необходимо учитывать при оценках влияния климата на гидродинамические процессы в речных устьях, – изменения стока и его внутригодового распределения.

Разные сочетания изменений двух основных факторов – уровня моря и речного стока – определяют возможные варианты трансформации гидродинамического режима устьевых областей,

¹ Работа выполнена в рамках госзадания географического факультета МГУ, раздел 1.10 (тема ЦИТИС 121051400038-1) – модельные расчеты, раздел 1.13 (тема ЦИТИС 121051100166-4) – дискуссия; Института водных проблем РАН (тема FMWZ-2025-0003) – оценка изменений характеристик затопления на период климатического прогноза. Оценка изменений стока Печоры выполнена при поддержке РНФ (проект 24-17-00084).

который, в свою очередь, обуславливает особенности термических, гидрохимических и гидробиологических процессов при взаимодействии речных и морских вод.

Исследователи отмечают, что трансформация различных процессов в устьях под влиянием изменений климата может проявляться по-разному в разных природных условиях в зависимости от определяющих факторов [21]. При этом, несмотря на большое количество исследований по возможному влиянию изменений климата на речные дельты, до сих пор наименее охваченными в подобных работах остаются арктические регионы. Например, в детальном обзоре влияния изменений климата на 49 крупных речных дельт [34] из северных рек включена только р. Маккензи. В исследованиях [26, 36] в дополнение к дельте р. Маккензи рассмотрена дельта р. Лены, а в работе [18] приведены оценки возможного влияния изменений климата на устьевую область Оби.

Отсутствие аналогичных оценок для устьев крупных рек севера Европейской территории России (ЕТР) обуславливает актуальность проводимых авторами исследований. Цель данной статьи – оценка возможных изменений основных гидродинамических характеристик в устьях крупнейших рек севера ЕТР – Северной Двины, Онеги и Печоры при ожидаемых изменениях климата.

Основой для расчетов были разработанные авторами на основе программного комплекса STREAM 2D [3] гидродинамические модели устьевых областей Северной Двины [9, 10, 19] и Печоры [7], а также одномерная и двумерная модели устьевой области Онеги [32], реализованные с использованием программных комплексов HEC-RAS [22] и Delft3D [25]. Основой для разработки сценариев гидродинамического моделирования послужили результаты климатического прогноза на середину XXI в. (2036–2065 гг.) в отношении изменения двух основных факторов – уровня моря (по данным глобальных климатических моделей GFDL-ESM2M, IPSL-CM5A-LR, HadGEM2-ES, MIROC-ESM-CHEM) и изменений речного стока, полученных в результате расчетов по модели формирования

стока ECOMAG [15] на основе данных этих же климатических моделей.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Бассейны рек Онеги, Северной Двины и Печоры расположены в северной и северо-восточной частях ЕТР и относятся к бассейну Северного Ледовитого океана, занимают в сумме площадь, равную 737 900 км² (56 900, 357 000 и 324 000 км² соответственно) [16]. Онега и Северная Двина впадают в Белое море, Печора – в Баренцево море (рис. 1).

Устьевая область Северной Двины относится к типу приливного устья с многорукавной дельтой и приглубым устьевым взморьем, занимающим вершину Двинского залива. Общепринятой речной границей устьевого участка реки считается устье Пинеги, расположенное в 135 км от морского края дельты. Однако на этом расстоянии еще прослеживаются приливные колебания уровней воды в меженный период, поэтому речной границей может считаться с. Орлецы [12], где заканчивается переуглубленный участок русла. В дельте Северной Двины выделяются три основных рукава – Никольский, Мурманский и Корабельный и две крупные протоки – Кузнечиха и Маймакса. Вершина дельты находится в центре г. Архангельска, в истоке Никольского рукава. Площадь дельты ~900 км². На морском крае дельты наблюдаются правильные полусуточные приливы величиной от 0.7 м в квадратуру до 1.5 м в сизигию [12]; при речных расходах ≤ 1000 м³/с приливы распространяются до гидрологического поста (г/п) с. Усть-Пинега, который находится в 137 км выше устьевого створа, ниже впадения р. Пинеги. Площадь водосбора Северной Двины составляет 348 000 км², средний годовой расход воды – 3250 м³/с (табл. 1).

Характерная особенность периода наблюдений с начала XXI в. в вершине дельты Северной Двины (г.п. Смольный Буян) – участвовавшие ситуации, когда максимальный нагонный уровень превышает максимальный уровень весеннего половодья. В вершине устьевой области сгонно-нагонные явления не оказывают значительного воздействия на формирование максимальных уровней воды. Отмечается тенденция

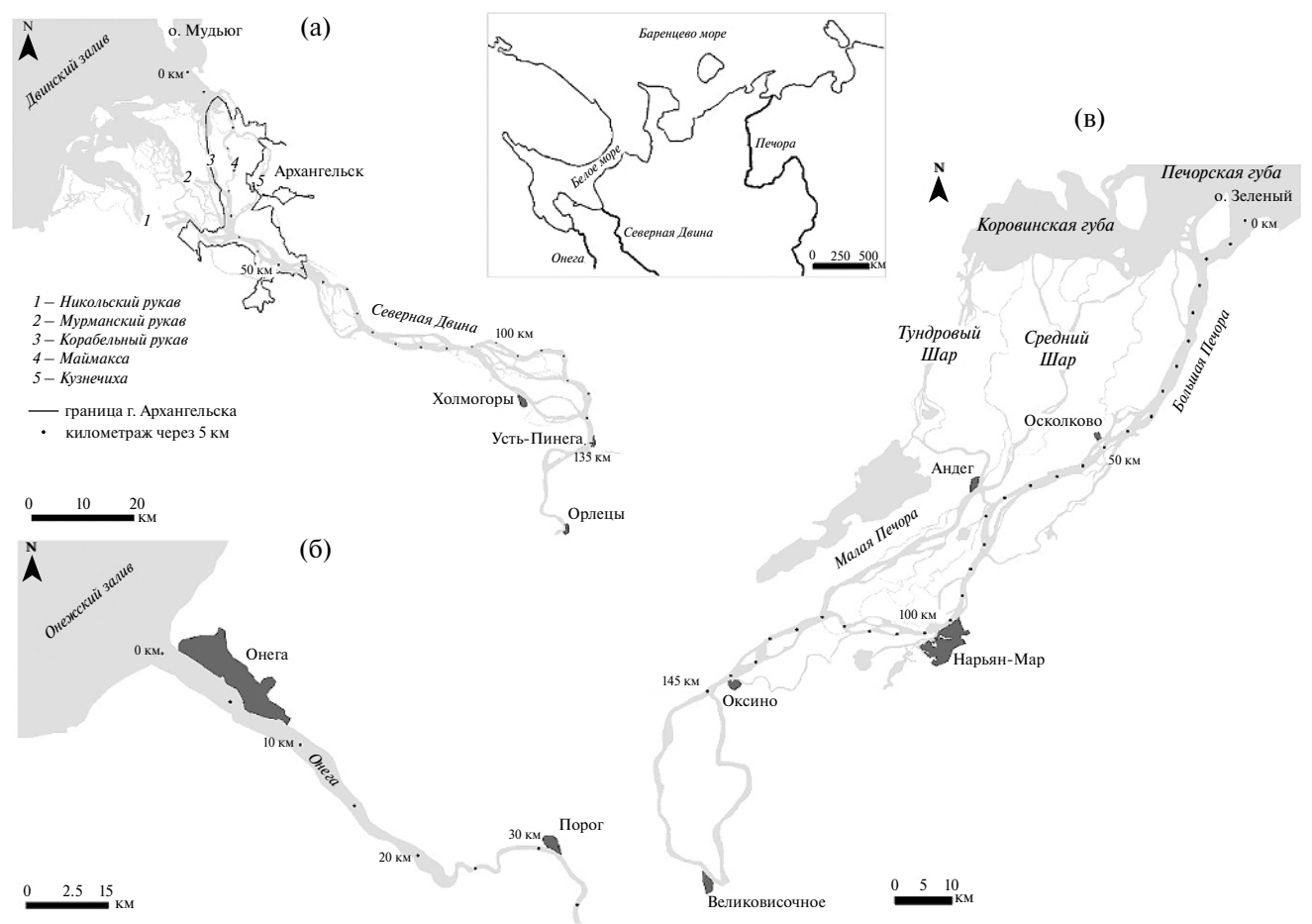


Рис. 1. Картосхема исследуемых устьевых областей Северной Двины (а), Онеги (б) и Печоры (в).

Таблица 1. Основные сведения об исследуемых устьевых областях

Характеристика	р. Северная Двина	р. Онега	р. Печора
Длина реки, км	744	416	1805
Расходный гидрологический пост в замыкающем створе	с. Усть-Пинега	с. Порог	с. Оксино
Площадь водосбора до замыкающего створа, км ²	348000	55700	312000
Средний годовой расход воды, м ³ /с	3250	507	4400
Средний максимальный расход воды*, м ³ /с	21900	2930	28880
Средний минимальный расход воды*, м ³ /с	720	124	564
Площадь дельты, км ²	900	—	3250
Величина прилива в устьевом створе, м	0.7–1.5	1.9–2.75	0.4–1.2
Длина устьевое участка по основному рукаву, км	135–152	26	190
Дальность распространения приливных колебаний уровня воды**, км	> 130	23–25	> 150
Дальность распространения обратных течений**, км	100	18–20	90

*Приведено за период моделирования гидрографов стока: 1972–2001 гг. для Северной Двины и Онеги, 2000–2014 гг. — для Печоры.
**Приведено по данным [4, 5, 12].

постепенного уменьшения величин максимальных уровней воды за последние два десятилетия. Помимо опасных затоплений, к неблагоприятным гидрологическим явлениям в устье Северной Двины относится проникновение осолоненных вод, в ее главном судоходном рук. Маймаксе может формироваться клин осолоненных вод протяженностью до 45 км, что осложняет работу коммунального водоснабжения островных районов г. Архангельска [12].

Устьевая область р. Онеги относится к типу приливного устья с однорукавным устьевым участком и открытым отмелым устьевым взморьем. Длина устьевого участка составляет ~26 км. Выше расположены Кокоринские пороги, резко ограничивающие проникновение приливов даже в периоды пониженного речного стока. Русло реки на устьевом участке слабоизвилистое, практически не разветвленное, имеет приливное расширение и по геоморфологическим признакам приближается к эстуарию, пойма практически отсутствует. В Онежском заливе наблюдаются правильные полусуточные приливы величиной от 1.9 до 2.75 м (квадратурный и сизигийный прилив соответственно) [5]. Расходный гидрологический пост расположен в с. Порог в 31 км от устьевого створа, выше зоны проникновения приливов, площадь водосбора до замыкающего створа 55 700 км², средний годовой расход воды 507 м³/с.

Для р. Онеги ввиду характерной формы эстуария опасных затоплений не наблюдается, к опасным гидрологическим явлениям относится проникновение осолоненных вод до 10 км от устьевого створа [5], при этом обычно наблюдается частичное или полное перемешивание водных масс при малых значениях вертикального градиента солености.

Река Печора впадает в Печорскую губу Баренцева моря в его юго-восточной части, образуя обширную многорукавную дельту. Устьевая область реки по своему строению относится к эстуарно-дельтовому типу. Протяженность устьевого участка Печоры — 190 км от устьевого створа до с. Великовисочного. В вершине дельты, расположенной на 70 км ниже, в районе с. Большая Сопка происходит разделение русла на примерно равные

по водоносности рукава Большая Печора и Малая Печора. В районе д. Андег от Малой Печоры отходят несколько рукавов: Тундровый Шар, Средний Шар и Крестовый Шар, а через короткую протоку, называемую “пролив Месино”, водный поток Малой Печоры взаимодействует с потоком Большой Печоры. Площадь дельты Печоры составляет 3250 км² [5]. Дельта Печоры относится к микроприливному с величинами сизигийного прилива 1.0–1.2 м и квадратурного прилива 0.4–0.5 м. Приливы имеют неправильный полусуточный характер, т. е. в течение суток чередуются большая и малая приливная волна. Замыкающий гидрологический пост расположен в с. Оксина в 141 км от устьевого створа. Площадь бассейна — 312 000 км², средний годовой расход воды по г/п с. Оксина — 4402 м³/с.

К наиболее выраженным проявлениям опасных гидрологических процессов в дельте Печоры относятся наводнения стокового и стоково-заторного генезиса. Тренды в изменениях максимальных уровней Печоры в районе устьевой области статистически не значимы, и влияние изменения уровней моря на затопление к настоящему времени не выявлено, хотя исследователи отмечают, что частота превышения уровней воды над уровнями неблагоприятных и опасных явлений возрастает к морскому краю дельты [13]. При этом отмечаются статистически значимые тренды в росте объемов стока в бассейне Печоры (г.п. Усть-Цильма). Максимальная дальность проникновения осолоненных вод в рук. Большая Печора ≤ 10 км, глубоководные ямы с осолоненными водами обнаруживались и выше по течению, однако нарушения водоснабжения водозаборов Нарьян-Мара из-за осолоненных вод за период эксплуатации не происходило [4, 13].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Моделирование динамики потока на устьевом участке Северной Двины выполнялось в двумерной плановой модели, разработанной на базе программного комплекса STREAM 2D [9, 19]. Модельная область охватывает весь устьевой участок реки длиной 135 км от морского края дельты до опорного гидрологического поста в с. Усть-Пинега. Нижняя ее граница, вдоль которой задавались отметки уровня воды, на про-

тяжении 50 км проходит по Двинскому заливу в 4–5 км ниже морского края дельты и параллельно ему. Расчетная сетка нерегулярная, гибридная треугольно-четыреугольная, с размером ячеек от 20–100 м в руслах до 200–500 м на пойме (всего около 170 тыс. ячеек). Калибровка и верификация модели выполнялись по полевым данным 2015–2021 гг. [10, 11].

Модель устьевого участка р. Онеги охватывает 31 км от устьевого створа до с. Порог, где расположен гидрологический пост. Гидродинамические модели различной мерности на основе единого рельефа разработаны с помощью программных комплексов HEC-RAS (одномерная модель) и Delft3D (двумерная модель – однослойный вариант 3D-модели). В одномерной модели рельеф русла представлен 63 поперечными профилями, проведенными через 500 м. В двумерной модели рельеф задан прямоугольной сеткой с размером ячеек от 40×20 м в верхней части модели до 100×50 м в нижней. Калибровка и верификация моделей по полевым данным 2017 г. подробно описаны в [32]. Разработанные модели предоставляют достоверный результат расчетов для периода открытого русла на всем протяжении устьевого участка. Судя по результатам моделирования, одномерная и двумерная модели практически одинаково воспроизводят основные характеристики динамики потока на устьевом участке Онеги, поэтому для проведения сценарных расчетов использовалась одномерная модель, требующая меньше вычислительных ресурсов по сравнению с двумерной моделью.

Двумерная гидродинамическая модель устьевой области р. Печоры, разработанная на основе программного комплекса STREAM 2D, охватывает дельту Печоры и приустьевой участок реки до с. Великовисочного, где приливные колебания перестают проявляться даже в условиях глубокой межени. Это позволяет задавать на верхней границе модели постоянный расход воды. Суммарная протяженность области моделирования составляет 190 км, ее ширина достигает 45 км, гибридная расчетная сетка включает более 80 тыс. ячеек. Построение и калибровка модели выполнены на основе полевых данных летней экспедиции 2020 г., верификация – на основе натурных данных 2022 г. [2, 7].

Для оценок возможных изменений расхода воды рек Онеги, Северной Двины и Печоры привлекались результаты расчетов на основе модели формирования стока ECOMAG по данным глобальных климатических моделей для рассматриваемых бассейнов рек. Модель ECOMAG была адаптирована для оценки стока рек исследуемого региона [31] и расчета по данным баз данных реанализа ранее [8], и в данной статье эти этапы подробно не рассматриваются. Для расчетов по данным климатических моделей параметры модели ECOMAG были настроены на основе базы данных реанализов EWEMBI с пространственным шагом $0.5 \times 0.5^\circ$ [37]. Для оценки гидрологических последствий изменения климата использованы результаты расчетов по ансамблю глобальных моделей климата GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM – участников эксперимента CMIP5 [34], входящих в базу данных проекта ISI-MIP2 (The Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project) [29] с учетом четырех сценариев антропогенных воздействий (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5).

Результаты моделирования на основе модели формирования стока ECOMAG дали возможность выполнить оценку изменения средних максимальных и средних минимальных расходов воды на период климатического прогноза 2036–2065 гг., которые далее использовались в качестве входных данных для гидродинамических моделей устьевых областей этих рек.

Оценки возможных изменений уровня моря получены непосредственно по данным ансамбля глобальных моделей климата из баз данных проекта ISI-MIP2 и использовались для задания изменений уровней моря на нижних границах модельных участков.

Непрерывные расчеты по гидродинамическим моделям устьевых областей с детальными расчетными сетками для всего 30-летнего периода климатического прогноза, как это реализовано в методике [6], в настоящее время технически сложно реализуемы, поэтому применен упрощенный сценарный подход. На основе сочетаний указанных изменений средних максимальных и средних минимальных величин

расхода воды и ожидаемых изменений уровня моря разработаны сценарии для выполнения расчетов по гидродинамическим моделям. На верхних границах гидродинамических моделей задавался расход воды, соответствующий рассматриваемому сценарию, а на нижних — прогнозный средний уровень моря, на который накладывались приливные колебания, трансформированные с учетом роста уровня. Рельеф и шероховатость дна области моделирования на современном этапе исследований предполагались неизменными.

В качестве наиболее репрезентативных и практически значимых характеристик для анализа гидродинамики потока выбраны: дальность распространения приливных колебаний уровня воды (с диапазоном > 10 см), дальность распространения реверсивных течений (нулевая средняя по сечению скорость течения во время фазы прилива), диапазон колебания уровня воды, а также максимальные скорости и расходы воды приливного и отливного течения в ключевых створах в районе наиболее развитой прибрежной инфраструктуры, например — у причалов порта Онега в 6.4 км выше устьевого створа реки, у г. Нарьян-Мара на Печоре, в г. Архангельске на Северной Двине.

СЦЕНАРИИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ СТОКА И УРОВНЯ МОРЯ

Глобальные климатические модели прогнозируют в XXI в. рост среднего уровня юго-западной части Белого моря и южной части Баренцева моря при всех сценариях эмиссии парниковых газов и ледовой обстановки. На юго-западе акватории Белого моря рост уровня воды в среднем по ансамблю моделей к середине XXI в. может составить 27 см при межмодельном разбросе от 15 до 50 см, к 2065 г. эта тенденция монотонного роста уровней моря сохраняется (рис. 2). Для района устья Печоры в южной части Баренцева моря рост уровня к середине XXI в. может составить 29 см при межмодельном разбросе от 15 до 52 см.

Результаты моделирования стока показывают снижение максимальных расходов воды на середину XXI в. (осредненных за 30-летний

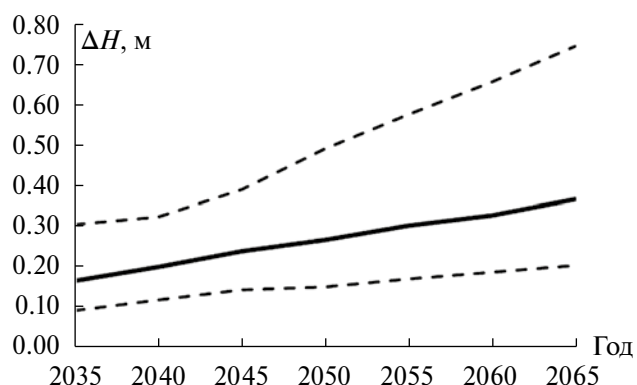


Рис. 2. Повышение уровня ΔH Белого моря (жирная линия) и его возможный диапазон (пунктирные линии) при разных сценариях изменения климата по данным ансамбля глобальных климатических моделей за 2035–2065 гг.

период 2036–2065 гг.) по сравнению с историческим периодом 1972–2001 гг. той же продолжительности. В среднем по ансамблю климатических моделей возможное снижение средних максимальных расходов воды Северной Двины составляет от 15 до 20%, Онеги — от 20 до 27%, Печоры — от 4 до 10% в зависимости от климатического сценария (табл. 2). Положительные аномалии среднемаксимальных расходов воды были получены только при расчетах по модели GFDL-ESM2M для Северной Двины (9%) и замыкающего створа бассейна Онеги (15%), причем среднемаксимальные величины расхода Печоры при использовании данных этой модели меняются незначительно. Таким образом, в расчетах по гидродинамическим моделям учитывались средние по ансамблю моделей и сценариев изменения средних максимальных величин расхода (–18, –24, –7%) для Северной Двины, Онеги и Печоры соответственно. В дополнительных сценариях учитывались аномалии, полученные при расчетах по данным климатической модели GFDL-ESM2M.

Средние минимальные величины расхода Северной Двины и Онеги, по результатам модельных оценок, к середине XXI в. могут существенно снизиться, в среднем изменения могут составить –37 и –39% соответственно. Средние минимальные величины расхода Печоры изменятся незначительно.

Таблица 2. Изменение средних максимальных и средних минимальных расходов воды Северной Двины, Онеги и Печоры за период 2036–2065 гг. (по сравнению с периодом 1971–2001 гг., %) для разных климатических моделей и сценариев радиационного форсинга, по результатам моделирования на основе ИМК ЕСОМАГ

Климатическая модель/сценарий	Средние максимальные				Средние минимальные			
	гср2.6	гср4.5	гср6.0	гср8.5	гср2.6	гср4.5	гср6.0	гср8.5
р. Северная Двина – г.п. с. Усть-Пинега								
GFDL-ESM2M	–1.0	8.6	8.2	8.1	7.1	7.4	0.4	9.2
IPSL-CM5A-LR	–31.8	–36.5	–29.6	–32.3	–40.0	–54.7	–46.4	–58.4
HadGEM2-ES	–8.0	–27.4	–20.4	–26.7	–29.7	–44.3	–35.3	–49.9
MIROC-ESM-CHEM	–21.0	–23.8	–30.8	–21.5	–59.8	–70.9	–63.7	–70.8
Среднее	–15.4	–19.8	–18.2	–18.1	–30.6	–40.6	–36.2	–42.5
р. Онега – г.п. с. Порог								
GFDL-ESM2M	2.3	12.4	15.4	8.5	–3.2	–10.0	–10.1	–12.6
IPSL-CM5A-LR	–38.8	–42.3	–38.6	–34.3	–42.6	–52.4	–44.0	–54.9
HadGEM2-ES	–14.6	–32.9	–29.9	–41.7	–32.2	–40.9	–34.5	–47.0
MIROC-ESM-CHEM	–30.1	–36.7	–44.8	–39.9	–53.4	–67.3	–60.9	–65.8
Среднее	–20.3	–24.8	–24.5	–26.8	–32.8	–42.6	–37.4	–45.1
р. Печора – г.п. с. Оксино								
GFDL-ESM2M	0.4	–0.6	–2.0	–8.1	1.3	1.3	0.7	1.3
IPSL-CM5A-LR	–8.7	–17.1	–10.8	–4.5	5.5	2.1	3.2	6.4
HadGEM2-ES	–3.4	–16.1	–2.4	–6.9	–1.5	–3.0	–1.4	–4.0
MIROC-ESM-CHEM	–5.0	–8.0	–8.9	–7.5	2.6	0.3	0.6	–4.3
Среднее	–4.1	–10.5	–6.0	–6.7	2.0	0.2	0.8	–0.2

Сценарии для гидродинамического моделирования устьевых областей сформированы исходя из возможных изменений среднего уровня моря, средних максимальных и средних минимальных величин расхода воды на середину XXI в. Одна группа сценариев ориентирована на оценку изменений гидродинамического режима устьевых участков рек и оценку потенциально опасных и неблагоприятных его проявлений в условиях прохождения половодья (сценарии 1–4), другая – в условиях межени (сценарии 5–8). Для межени периода использованы оценки относительных изменений средних минимальных годовых расходов воды, отдельные оценки аномалий расходов воды летней и зимней межени на данном этапе не выполнялись.

Отдельно рассмотрена наиболее неблагоприятная ситуация с точки зрения опасности увеличения зон затопления (сценарии 3–4) при одновременном росте уровня моря и увеличении стока в половодье, что может произойти в случае реализации прогноза по климатической модели

GFDL-ESM2M. Аналогичным образом дополнительно рассмотрены сценарии для межени, соответствующие наибольшему снижению стока при расчетах по данным модели MIROC-ESM-CHEM (сценарии 7–8).

Таким образом, в качестве сценариев гидродинамического моделирования устьевых областей Северной Двины, Онеги и Печоры рассмотрены различные сочетания граничных условий, соответствующие как историческому периоду, так и наиболее вероятным или же неблагоприятным условиям середины XXI в.:

сценарий 1: средний максимальный расход воды и средний уровень моря за исторический период (1971–2001 гг.) – базовый сценарий половодья, с которым впоследствии сопоставлялись результаты моделирования на середину XXI в. по сценариям 2–4;

сценарий 2: средний максимальный расход воды на середину XXI в. в сочетании со средним ростом уровня моря – наиболее вероятный сценарий будущего для половодья;

сценарий 3: средний максимальный расход воды на середину XXI в. по модели GFDL-ESM2M (увеличение стока) в сочетании со средним ростом уровня моря — неблагоприятный сценарий будущего в половодье;

сценарий 4: средний максимальный расход воды на середину XXI в. по модели GFDL-ESM2M (увеличение стока) в сочетании с наибольшим увеличением уровня моря — наиболее неблагоприятный сценарий будущего в половодье;

сценарий 5: средний минимальный расход воды и средний уровень моря за исторический период (1971–2001 гг.) — базовый сценарий в межень, с которым впоследствии сопоставлялись результаты моделирования на середину XXI в. по сценариям 6–8;

сценарий 6: средний минимальный расход воды на середину XXI в. в сочетании со средним ростом уровня моря — наиболее вероятный сценарий будущего в межень;

сценарий 7: средний минимальный расход воды на середину XXI в. по модели MIROC-ESM-CHEM (наибольшее снижение минимального стока) в сочетании со средним ростом уровня моря — неблагоприятный сценарий будущего в межень;

сценарий 8: средний минимальный расход воды на середину XXI в. по модели MIROC-ESM-CHEM (наибольшее снижение минимального стока) в сочетании с наибольшим ростом уровня моря — наиболее неблагоприятный сценарий будущего в межень.

Для р. Печоры особенности указанных сценариев — то, что роста среднего максимального расхода к середине XXI в. при расчетах на основе модели формирования стока ECOMAG не отмечено, поэтому для сценариев половодья 3 и 4 был рассмотрен только рост уровня моря. При этом меженный расход также меняется незначительно, сценарии 6 и 7 в данном случае идентичны и учитывают только влияние среднего роста уровня моря без учета изменений стока.

Группа сценариев для зимних условий, требующих подключения ледового блока гидродинамических моделей, на данном этапе работ не рассматривалась, так как требует более детального изучения.

РЕЗУЛЬТАТЫ СЦЕНАРНЫХ РАСЧЕТОВ

На Северной Двине повышение среднего уровня моря и снижение стока (сценарий 2) в половодье сказывается на увеличении дальности проникновения приливных колебаний уровня воды — на 6 км. Площадь затопления пойменных территорий, по результатам моделирования, для данного сценария меняется незначительно, повышение уровня моря полностью компенсируется за счет уменьшения стока реки в половодье. Сопоставление результатов моделирования для наиболее неблагоприятных сценариев 3 и 4 при росте расхода воды на 9% и уровня моря на 27 и 52 см соответственно показывает, что повышение среднего уровня моря в условиях увеличения расхода половодья приводит к росту площади затопления поймы и дельтовых островов на 13–20% в зависимости от повышения уровня моря (табл. 3). При этом изменение уровня моря в половодье в сочетании с ростом стока в сценариях 3, 4 практически не отразится на дальности распространения приливных колебаний уровня воды на придельтовом участке реки. Обратных течений в устье Северной Двины во время половодья не было отмечено ни при одном из рассмотренных сценариев.

Изменения расхода воды обуславливают изменения скорости половодного потока, это важное обстоятельство для планирования движения и маневрирования судов у причалов порта г. Архангельска. Так, максимальные скорости течения в районе железнодорожного моста у г.п. Смольный Буян понизятся с 1.8 м/с в современных условиях (сценарий 1) до 1.6 м/с (сценарий 2) и, напротив, возрастут при увеличении расхода воды до 2.0 м/с (сценарии 3, 4).

В меженных условиях (сценарии 5–8) наиболее существенно увеличивается дальность распространения обратных течений по главному рукаву — на 22–30 км в зависимости от сценария, при этом наблюдается значительное (в 2–3 раза) уменьшение меженных скоростей течения на некоторых участках судоходной акватории.

На р. Онеге в половодье при всех сценариях произойдет незначительное увеличение области распространения приливных колебаний уровня — с 17 до 18–20 км. При уменьшении стока

Таблица 3. Результаты сценарных расчетов на основе гидродинамических моделей для устьевых областей Северной Двины, Онеги и Печоры при изменениях стока и уровня моря (1–8 – сценарии)

Характеристика	Половодье				Межень			
	1	2	3	4	5	6	7	8
р. Северная Двина – г.п. с. Усть-Пинега								
Изменения стока, %	–	–18	9	9	–	–37	–71	–71
Рост уровня моря, м	–	0.27	0.27	0.50	–	0.27	0.27	0.50
Дальность проникновения приливных колебаний уровня воды, км	64	70	64	65	> 135	> 135	> 135	> 135
Дальность проникновения обратных течений (по главному рукаву), км	0	0	0	0	100	122	130	130
Изменение площади затопления пойм, %	–	–1.3	13	20	–	–	–	–
р. Онега – г.п. с. Порог								
Изменения стока, %	0	–24	15	15	0	–39	–67	–67
Рост уровня моря, м	0.00	0.27	0.27	0.50	0.00	0.27	0.27	0.50
Дальность проникновения приливных колебаний уровня воды, км	17	20	18	20	24.5	25	25	25
Дальность проникновения обратных течений (по главному рукаву), км	< 0.5	3.5	0	< 0.5	22	23	23	23.5
р. Печора – г.п. с. Оксино								
Изменения стока, %	–	–7	0	0	–	0	0	0
Рост уровня моря, м	–	0.29	0.29	0.52	–	0.29	0.29	0.52
Дальность проникновения приливных колебаний уровня воды, км	20		20	20	> 130	> 130	> 130	> 130
Дальность проникновения обратных течений (по главному рукаву), км	0	0	0	0	90	94	94	98
Изменение площади затопления пойм, %	0	–21	2.5	12	–	–	–	–

и одновременном росте уровня моря (сценарий 2) в половодье будут формироваться реверсивные течения в нижней части эстуария на участке протяженностью 3.5 км.

При уменьшении речного стока уменьшаются и скорости течения как на приливе, так и на отливе (рис. 3), максимальная отливная скорость течения в половодье при трех сценариях (1, 3, 4) у порта Онега достигает 1.1–1.2 м/с, а при минимальном в рассматриваемых вариантах речном стоке (сценарий 2) – только 0.9 м/с. Максимальные отметки уровня воды у г. Онеги в половодье будут иметь тенденцию к повышению в соответствии с ожидаемым ростом уровня моря, однако в несколько меньшей степени, чем на морском крае эстуария; рост уровней при сценарии 2 составит 25 см, наибольший уровень – при сценарии 4 – до 50 см (рис. 4).

В период летней межени (сценарии 5–8) при предполагаемом существенном уменьшении ми-

нимального стока р. Онеги с одновременным ростом уровня Белого моря возможно существенное снижение скоростей течения в русле. Так, у причалов порта Онега в современных условиях максимальная приливная скорость течения по результатам моделирования составляет ~0.5 м/с, а в сценарии 2 она в 2.5 раза меньше и составляет 0.2 м/с, что сопоставимо со значениями неразмывающих скоростей потока для мелкого песка. С ростом уровня моря произойдет повышение отметок максимального и минимального уровня в соответствии с повышением среднего уровня моря. Дальность проникновения приливных колебаний уровня воды и реверсивных течений увеличится незначительно – 0.5–1.5 км, так как дальнейшее их распространение ограничено порогами, находящимися в 26 км выше устьевого створа.

В устьевой области р. Печоры обратных течений в половодье в основном рукаве не было

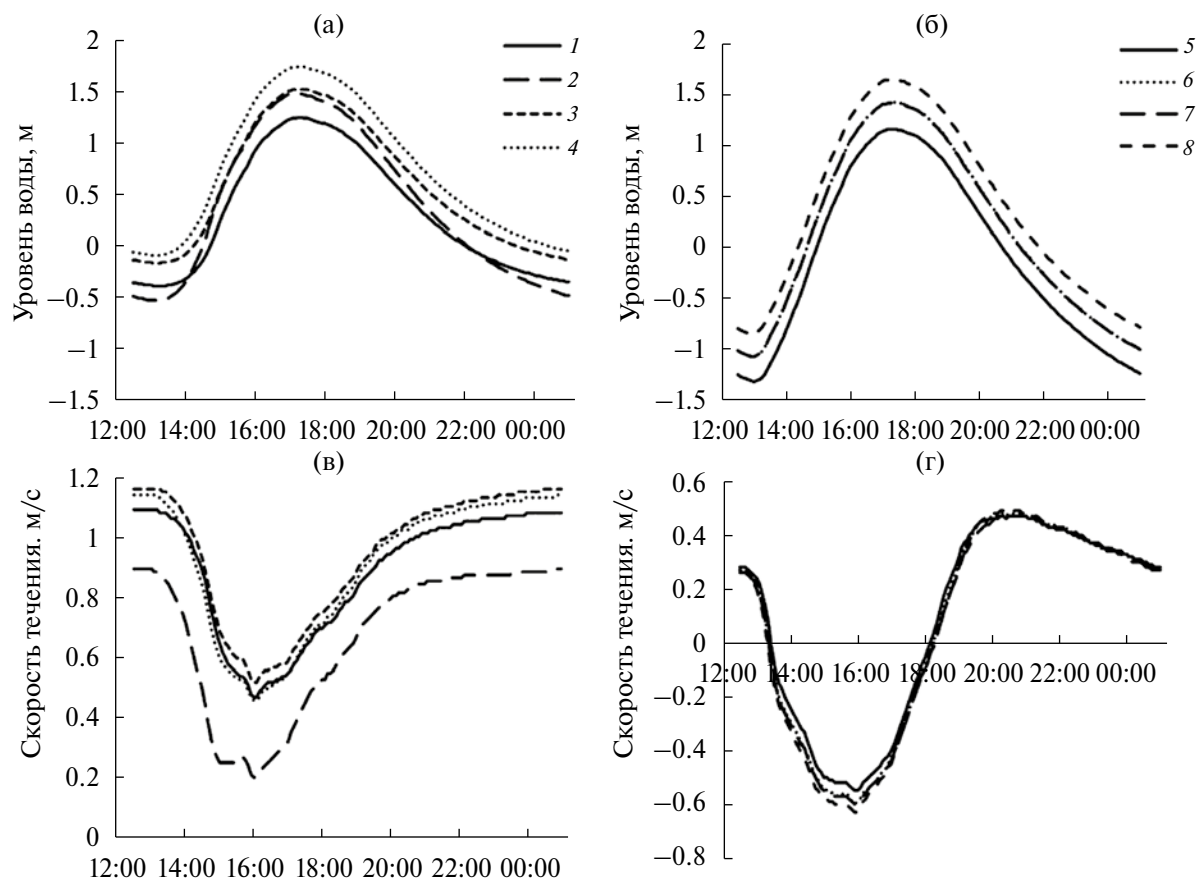


Рис. 3. Изменения уровня воды (а, б) и скорости течения (в, г) в 6.4 км выше устьевое створа р. Онеги при ожидаемых изменениях климата (сценарии 1–8) в половодье (а, в) и в межень (б, г), полученные на основе сценарных расчетов по модели HEC-RAS.

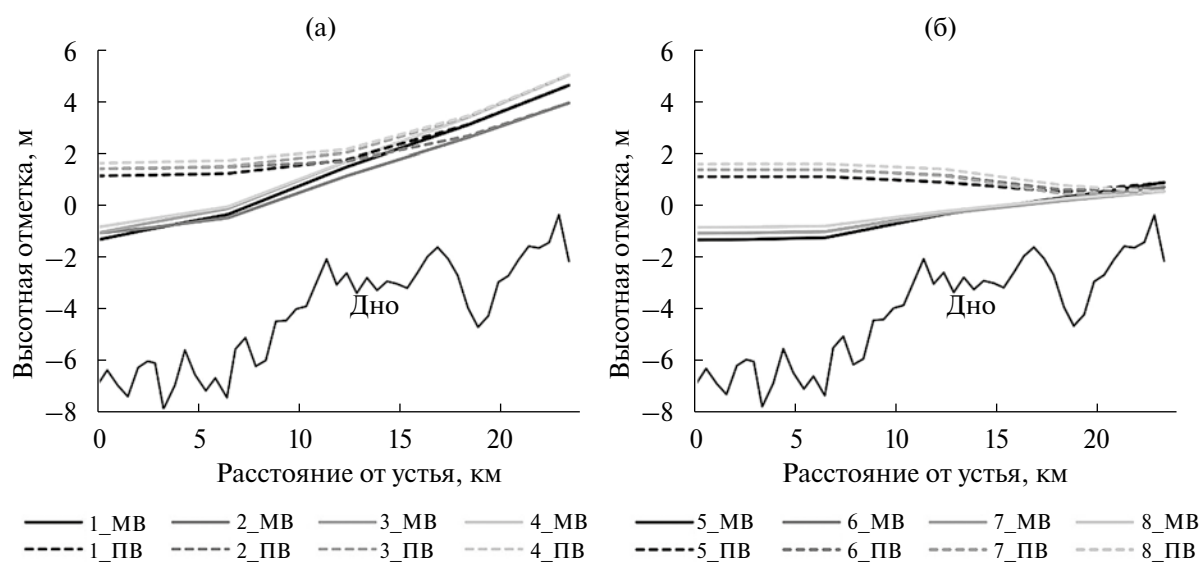


Рис. 4. Продольные профили уровня воды р. Онеги (0–25 км от устьевое створа) в малую (МВ) и полную (ПВ) воду в устьевом створе; а – сценарии 1–4; б – сценарии 5–8, полученные на основе сценарных расчетов по модели HEC-RAS.

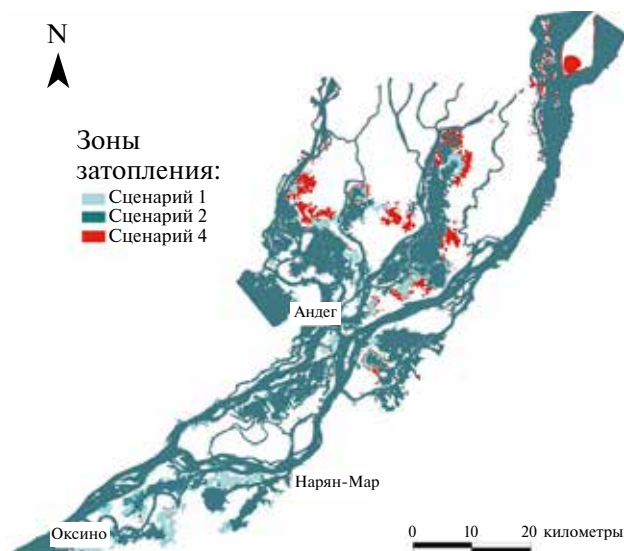


Рис. 5. Изменение зон затопления в устьевой области Печоры при ожидаемых изменениях климата по сценариям 2 и 4 относительно современных условий (сценарий 1).

отмечено ни при каких сценариях. В половодье повышение уровня моря приводит к подпорному увеличению уровней воды по длине основного рукава. Так, в 15 км от устья при росте уровня моря на 29 см уровни повышаются на 7 см, при росте уровня моря на 52 см — на 18 см. Выше по течению подпорное влияние незначительно. Так, у г. Нарьян-Мара в половодье оно не превышает 2–3 см. Рост уровня моря обуславливает увеличение диапазона изменений расхода воды в ходе приливного цикла; например, при росте уровня моря на 52 см диапазон изменения расхода в створе в 15 км от устья в половодье может увеличиться с 2000 до 3000 м³/с.

Площади затопления пойм при росте уровня моря на 29 см и снижении стока половодья на 7% (сценарий 2) снижаются на 21%. При росте уровня моря и расходе половодья, соответствующих современным по сценариям 3–4, возможно увеличение площади затопления пойменных участков; при росте уровня моря на 29 см оно составит ~2.5%; при дальнейшем росте уровня моря на 52 см оно может достигнуть 12% (рис. 5). В основном увеличение зоны затопления при росте уровня моря коснется малоосвоенных участков поймы Печоры в нижней части устьевой области, в районе крупных населенных пунктов (г. Нарьян-Мар, с. Красное) увеличения зон затопления не ожидается.

В межень при росте уровня моря (сценарии 6–8) приливные обратные течения могут наблюдаться выше современного положения на 3–7 км (до расстояния 93–97 км от устья, в черте г. Нарьян-Мара), что может способствовать активизации неблагоприятных русловых процессов, связанных с аккумуляцией наносов на перекачках поблизости от акватории порта. Приливные колебания уровня воды величиной > 10 см в межень, по результатам моделирования, распространяются выше узла разветвления Печоры на Малую Печеру и Большую Печору (далее 120 км от устья) и прослеживаются у с. Оксина (142 км от устья) при всех расчетных сценариях. При этом подпорное влияние роста уровня моря в межень за счет большой дальности проникновения приливных колебаний выше, чем в половодье. Так, у г. Нарьян-Мара в межень, по результатам моделирования, оно составляет ~20 см при росте

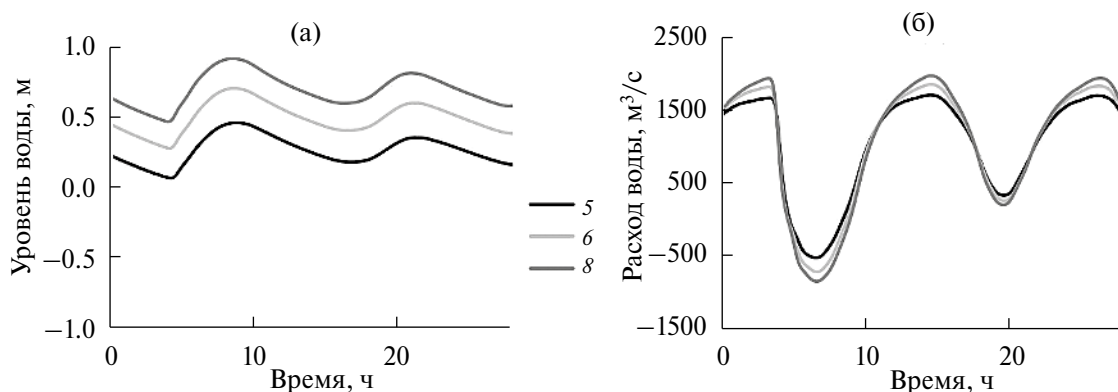


Рис. 6. Уровень воды у г. Нарьян-Мара (100 км от устья) (а) и расход воды в основном рукаве р. Печоры (85 км от устья, контрольная точка 13) (б) в межень. Сценарии: 5 — современные условия; 6 — при росте уровня моря на 29 см, 8 — при росте уровня моря на 52 см.

уровня моря на 29 см и до 40 см при росте уровня моря на 52 см (рис. 6а), возрастает и амплитуда изменения расходов на приливе и отливе (рис. 6б).

ДИСКУССИЯ

Даже относительно упрощенные сценарные расчеты с учетом изменений двух граничных условий — входного расхода воды и уровня моря на постоянную величину — дают представление о сложной картине возможных изменений гидродинамики в устьевых областях и о неоднозначных последствиях данных изменений, требующих дальнейших исследований с точки зрения отдельных процессов и оценки социально-экономических последствий.

Например, неблагоприятные последствия затопления низменной территории при наиболее вероятных сценариях — ожидаемое снижение расходов воды — компенсирует рост уровней моря. Однако в устьевой области р. Печоры расположен Ненецкий заказник, и снижение площадей затопления пойм в дальнейшем может негативно сказываться на состоянии аквальных и субаквальных биоценозов и разнообразии охраняемых видов флоры и фауны.

Для условий судоходства важные факторы — как изменения скоростей течения и уровней воды, так и обусловленные изменениями гидравлики потока неблагоприятные проявления русловых процессов. Снижение скоростей течения в половодье, отмеченное на Северной Двине и, особенно, на Онеге, необходимо учитывать при планировании движения и маневрирования судов у портовых причалов. Весьма неблагоприятное обстоятельство для судоходства — существенное (в 2–3 раза) уменьшение меженных скоростей течения на некоторых участках судоходной акватории Северной Двины, где могут существенно интенсифицироваться процессы отложения наносов и заилиения фарватера и рейдов. При этом подпорное повышение уровня воды в межень, прогнозируемое во всех устьевых областях за счет влияния повышения уровня моря, в краткосрочной перспективе — положительный фактор для условий судоходства.

На р. Онеге при уменьшении стока и одновременном росте уровня моря в половодье модельные расчеты диагностируют появление реверсивных течений в нижней части эстуария, что может оказаться наиболее нежелательным фоном для развития русловых процессов в эстуарии. Речные наносы, ранее выносимые половодным потоком реки в Онежский залив, могут начать откладываться непосредственно в эстуарии, не достигнув устьевого створа и заиливая судовой фарватер, что крайне негативно отразится на поддержании навигационных глубин у причалов порта. Возможность интенсификации процессов аккумуляции наносов непосредственно у причалов порта г. Онеги при уменьшении максимального стока подтверждается прогнозируемым изменением скорости течения в районе порта.

Существенное увеличение области распространения обратных течений в межень (на 22–30 км на Северной Двине и на 3–7 км на Печоре) затрагивает участки значительного хозяйственного освоения, включая городскую черту городов Архангельска и Нарьян-Мара — региональных административных центров. При росте уровня моря возможно увеличение интенсивности приливных течений в черте города и вследствие этого — активизация неблагоприятных русловых процессов, а на Печоре — также проникновение обратных течений в западную часть дельты через протоку Месино. В связи с планирующимся строительством судоходного канала на Печоре [17] это может привести к проникновению загрязнений в черту города и в западные рукава в ходе его строительства и эксплуатации.

На фоне роста уровня моря и увеличения дальности проникновения обратных течений в перспективе не стоит исключать и возможности проникновения осолоненных вод внутрь устьевых областей. Также стоит иметь в виду, что активное освоение устьевых областей и расширение хозяйственной деятельности могут влиять не меньше, чем ожидаемые изменения климата. Влияние таких мероприятий, как дноуглубление, строительство портовой инфраструктуры, искусственное перераспределение стока между рукавами дельт и т. п., также может быть изучено с применением гидродинамического моделирования.

Для дальнейшего развития моделей устьевых областей, усложнения сценариев, охвата расчетами длительных периодов необходимо расширение областей моделирования до морского края устьевых областей или сопряжение разработанных гидродинамических моделей устьевых областей с моделями течений в прибрежных морских акваториях, что позволит корректно задавать граничные условия со стороны моря в течение всего гидрологического цикла. Также необходимо развитие гидродинамических моделей исследуемых устьевых областей для периодов с ледовыми явлениями, что позволит проводить детальные расчеты гидравлики потока в зимний период.

ВЫВОДЫ

На основе данных глобальных климатических моделей и ансамблевых расчетов по модели формирования стока для устьевых областей Северной Двины, Онеги и Печоры выявлены две основные тенденции изменения определяющих факторов гидродинамики — возможный рост уровня моря и снижение стока. В среднем к середине XXI в. уровень моря в рассматриваемом районе может повыситься на 27–29 см, наибольшие изменения могут составить 50–52 см. Возможные изменения средних максимальных величин расхода воды составляют –18, –24 и –7% для Северной Двины, Онеги и Печоры соответственно, средних минимальных величин для тех же створов –37, –39 и < 1%.

Помимо наиболее вероятных сценариев, учитывающих средние изменения, в расчетах рассмотрены неблагоприятные сценарии при сочетании роста стока половодья, диагностируемого одной из моделей ансамбля (GFDL-ESM2M), и наибольшего уровня моря и сценарии для межени при сочетании наибольшего снижения стока при расчетах по данным модели MIROC-ESM-CHEM с наибольшим ростом уровня моря.

Для каждой из групп сценариев (1–4 для половодья и 5–8 для межени) выявлены как общие для трех устьевых областей, так и специфические проявления в отклике гидродинамических процессов на рост уровня моря и изменения стока. Так, в устьевых областях Северной Двины и Печоры в межень существенно увеличивается даль-

ность проникновения приливных колебаний уровней воды, а на Онеге их дальнейшее проникновение ограничено порогами. В половодье за счет роста уровня моря на Онеге начинают проявляться реверсивные течения, на Северной Двине и Печоре реверсивные течения в половодье не отмечены ни при одном из сценариев. Снижение скоростей течения как в межень, так и в половодье в сочетании с реверсивными течениями может приводить к изменениям темпов и направленности русловых процессов и влиять на условия судоходства. Опасность затопления при росте уровня моря в половодье компенсируется ожидаемым снижением стока, существенного роста площадей затопления при наиболее вероятных сценариях не ожидается.

Авторы выражают благодарность участникам полевых исследований в устьевых областях северных рек А.Н. Василенко, А.А. Попрядухину, С.В. Платонову, Е.С. Повалишниковой, Л.С. Одоеву, А.А. Алексеевой, М. Льюменсу, А.М. Медину (географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова), А.В. Дунюшину (ЗАО “Арктическая изыскательская компания”), Л.Ю. Севастьяновой (гидрометстанция Нарьян-Мар Северного УГМС), Н.А. Демиденко (Институт океанологии РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабян А.М., Алексеева А.А., Крыленко И.Н., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А., Фингерт Е.А., Демиденко Н.А., Лебедева С.В. Опыт и проблемы гидрологических изысканий в приливных устьях // Инженерные изыскания в строительстве. Материалы Двенадцатой Общерос. конф. изыскательских организаций. М.: Геомаркетинг, 2016. С. 260–263.
2. Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Крыленко И.Н., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А. Приливная динамика вод в дельте Печоры в летнюю межень // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2022. № 1. С. 167–179.
3. Беликов В.В., Алексюк А.И. Модели мелкой воды в задачах речной гидродинамики. М.: РАН, 2020. 346 с.
4. Борщевский Е.В., Мишин Д.В., Ермакова Г.С., Горелиц О.В., Фатхи М.О., Жбаков К.К., Ракчеева Е.А., Строков А.А., Турсунова Г.Ш., Севастьянова Л.Ю. Справочно-аналитический обзор гидрологического режима устьевой

- области реки Печора / Под ред. *Е.В. Борщенко, О.В. Горелиц*. М.: Иваново: ПресСто, 2021. 152 с.
5. *Ермакова Г.С., Сапожникова А.А., Милютин И.Ю., Ракчеева Е.А., Горелиц О.В., Строков А.А., Турсунова Г.Ш., Куликова Ж.М., Демиденко Н.А., Борщенко Е.В., Санин А.Ю., Фатхи М.О., Жбаков К.К., Мигунов Д.А., Малимон О.В.* Справочно-аналитический обзор гидрологического режима устьевой области реки Онега. Воронеж: Воронежская обл. типография, 2023. 334 с.
 6. *Крыленко И.Н.* Оценка характеристик затопления при изменениях климата // Вод. ресурсы. 2023. Т. 50. № 4. С. 485–491.
 7. *Крыленко И.Н., Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А.* Двумерная гидродинамическая модель устьевой области реки Печоры // Морские исследования и образование (MARESEDU-2021). Т. 1. М.: ПолиПРЕСС, 2021. С. 321–324.
 8. *Крыленко И.Н., Голосной Д.А., Жук В.А.* Оценка притока воды в Белое море с территории бассейнов рек Онеги и Северной Двины на основе модели формирования стока // Морские исследования и образование MARESEDU-2018. Т. 1. М.: ПолиПРЕСС, 2029. С. 161–171.
 9. *Лебедева С.В., Алабян А.М., Крыленко И.Н., Федорова Т.А.* Наводнения в устье Северной Двины и их моделирование // ГеоРиск. 2015. № 1. С. 18–25.
 10. *Лебедева С.В., Алабян А.М., Попрядухин А.А.* Верификация гидродинамической модели устья реки Северной Двины по полевым данным 2016–2017 гг. // Морские исследования и образование (MARESEDU-2017). М.: ПолиПРЕСС, 2017. С. 670–673.
 11. *Лебедева С.В., Одоев Л.С., Панченко Е.Д., Алабян А.М., Демиденко Н.А., Льюменс М., Турыкин Л.А.* Измерения расходов воды и учет водного стока в приливной устьевой области Северной Двины // Сб. докл. Международ. науч. конф. памяти Ю.Б. Виноградова. Пятые Виноградовские чтения. Гидрология в эпоху перемен. СПб.: Изд-во ВВМ, 2023. С. 279–284.
 12. *Лебедева С.В., Ракчеева Е.А., Горелиц О.В., Борщенко Е.В., Мишин Д.В., Турсунова Г.Ш., Фатхи М.О., Жбаков К.К., Строков А.А., Куликова Ж.М., Шевченко Л.Б., Землянов И.В.* Справочно-аналитический обзор гидрологического режима устьевой области реки Северная Двина / Под ред. *Е.В. Борщенко, Е.А. Ракчеева, О.В. Горелиц*. М.: Воронеж: ЮКОНЪ, 2022. 196 с.
 13. *Магрицкий Д.В., Агафонова С.А., Банищикова Л.С., Головин К.И., Севастьянова Л.Ю., Сумачев А.Э.* Гидрологические опасности в устье Печоры // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70. № 2. С. 185–209.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-2-185-209>
 14. *Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Магрицкий Д.В.* Основы гидрологии устьев рек: учебное пособие. М.: Триумф, 2018. 316 с.
 15. *Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н.* Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: РАН, 2018. 300 с.
 16. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 3. Северный край. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 662 с.
 17. Стратегии развития морской деятельности Российской Федерации до 2030 года. <https://docs.cntd.ru/document/561091982?marker=656010> (дата обращения 18.06.2024)
 18. *Третьяков М.В., Шикломанов А.И.* Оценка влияния на гидрологические процессы в Обской губе климатических и антропогенных изменений на ее водосборе // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 5. С. 608–624.
 19. *Alabyan A.M., Lebedeva S.V.* Flow dynamics in large tidal delta of the Northern Dvina River: 2D simulation // J. Hydroinformatics. 2018. V. 20. № 4. P. 798–814.
 20. *Aleksyuk A.I., Belikov V.V.* The uniqueness of the exact solution of the Riemann problem for the shallow water equations with discontinuous bottom // J. Computational Phys. 2019. V. 390. P. 232–248.
 21. *Biguino B., Haigh I.D., Dias J.M., Brito A.C.* Climate change in estuarine systems: Patterns and gaps using a meta-analysis approach // Sci. Total. Environ. 2023. V. 858. 159742.
 22. *Brunner G.* HEC-RAS River Analysis System User's Manual. Version 5.0. Davis, CA, USA: US Army Corps of Engineers, Inst. Water Resour., Hydrol. Engineering Center, 2016. 960 p.
 23. *Chen W., Chen K., Kuang C., Zhu D.Z., He L., Mao X., Liang H., Song H.* Influence of sea level rise on saline water intrusion in the Yangtze River Estuary, China // Appl. Ocean Res. 2016. V. 54. P. 12–25.
 24. *Costa Y., Martins I., de Carvalho G.C., Barros F.* Trends of sea-level rise effects on estuaries and estimates of future saline intrusion // Ocean. Coast. Manag. 2023. V. 236. 106490.
 25. Delft3D-FLOW User Manual. Version 3.15. Deltares, 2018. 694 p.
 26. *Dunn F.E., Darby S.E., Nicholls R.J., Cohen S., Zarfl C., Fekete B.M.* Projections of declining fluvial sediment

- delivery to major deltas worldwide in response to climate change and anthropogenic stress // *Environ. Res. Lett.* 2019. V. 14 (8). 084034.
27. Elahi M.W.E., Jalón-Rojas I., Wang X.H., Ritchie E.A. Influence of Seasonal River Discharge on Tidal Propagation in the Ganges-Brahmaputra-Meghna Delta, Bangladesh // *J. Geophys. Res. Ocean.* 2020. V. 125 (11).
 28. Hong B., Liu Z., Shen J., Wu H., Gong W., Xu H., Wang D. Potential physical impacts of sea-level rise on the Pearl River Estuary, China // *J. Mar. Syst.* 2020. V. 201. 103245. <https://www.isimip.org/> (дата обращения: 18.06.2024)
 29. Kosuth P., Callède J., Laraque A., Filizola N., Guyot J.L., Seyler P., Fritsch J.M., Guimarães V. Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River // *Hydrol. Process.* 2009. V. 23 (22). 3141–3150.
 30. Motovilov Y., Gelfan A. Assessing runoff sensitivity to climate change in the Arctic basin empirical and modelling approaches // *IAHS Publ: Cold and mountain region hydrological systems under climate change: towards improved projections.* 2013. V. 360. P. 105–112.
 31. Panchenko E., Leummens M., Lebedeva S. Hydrodynamic modelling of the Onega River tidal estuary // *E3S Web of Conferences.* V. 163. Saint-Petersburg: EDP Sci., 2020. P. 01008.
 32. Sun Y., Bricheno L.M., Payo-Payo M., Rahman M.M., Burns N.M. Simulation of freshwater transport network and salt flux in the Bangladesh delta // *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2022. V. 270. 107839.
 33. Scown M.W., Dunn F.E., Dekker S.C., van Vuuren D.P., Karabil S., Sutanudjaja E.H., Santos M.J., Minderhoud P.S.J., Garmestani A.S., Middelkoop H. Global change scenarios in coastal river deltas and their sustainable development implications // *Glob. Environ. Chang.* 2023. V. 82. 102736.
 34. Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2012. V. 93. P. 485–498.
 35. Tessler Z.D., Vörösmarty C.J., Grossberg M., Gladkova I., Aizenman H., Syvitski J.P.M., Foufoula-Georgiou E. Profiling risk and sustainability in coastal deltas of the world // *Sc.* 2015. V. 349 (6248). P. 638–643.
 36. Weedon G.P., Balsamo G., Bellouin N., Gomes S., Best M.J., Viterbo P. The WFDEI meteorological forcing data set: WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data // *Water Resour. Res.* 2014. № 50. P. 7505–7514.
 37. Wu W., Yang Z., Zhang X., Zhou Y., Tian B., Tang Q. Integrated modeling analysis of estuarine responses to extreme hydrological events and sea-level rise // *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2021. V. 261. 107555.

MODELING OF HYDRODYNAMIC PROCESSES IN THE MOUTH OF RIVERS OF THE EUROPEAN TERRITORY OF RUSSIA UNDER POSSIBLE CLIMATE CHANGES

I. N. Krylenko^{a, b, *}, S. V. Lebedeva^c, E. D. Panchenko^{a, b}, A. M. Alabyan^{a, b}

^a*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, 119991 Russia*

^b*Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119333 Russia*

^c*State Hydrological Institute, St. Petersburg, 199053 Russia*

^{*}*e-mail: krylenko_i@mail.ru*

Possible scenarios for the impact of climate change on hydrodynamic processes in the mouths of the Northern Dvina, Onega and Pechora Rivers are considered. For this purpose, we used hydrodynamic models of estuary areas previously developed by the authors in the STREAM 2D, HEC-RAS and Delft3D software packages. Projected sea level rise values, obtained from data of the global climate models GFDL-ESM2M, IPSL-CM5A-LR, HadGEM2-ES, MIROC-ESM-CHEM, were used to establish the lower boundary condition of hydrodynamic models.

As the upper boundary conditions of hydrodynamic models, runoff change estimations performed using the ECOMAG runoff formation model were taken into account. Based on ensemble simulations, two main tendencies in changes in the factors of hydrodynamics of estuarine areas were identified and analyzed - sea level rise and river flow reduction. Scenarios of spring flood and summer-autumn low water periods were modeled, corresponding to different combinations of boundary conditions for the historical period, as well as for the most probable and most unfavorable hydrometeorological conditions of the mid-21st century. An analysis of possible changes in the hydrodynamic characteristics of the water flow and their impact on various aspects of hydro-ecological safety and use of water resources in the estuarine areas of the rivers under study is presented.

Keywords: estuaries, numerical modeling, hydrodynamics, flooding, climate change, runoff formation, ECOMAG, STREAM 2D.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР ЗАМЕРЗАНИЯ И ВСКРЫТИЯ УСТЬЯ р. ОНЕГИ С КОНЦА XVIII В.¹

© 2025 г. Г. С. Ермакова^{а, *}, И. Ю. Милютина^а, О. В. Горелиц^а, В. Н. Крыжов^б

^аГосударственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Росгидромет, Москва, 119034 Россия

^бМосква, 105554 Россия

*e-mail: ermakova_gs@mail.ru

Поступила в редакцию 17.05.2024 г.

После доработки 25.06.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

В статье представлены результаты анализа временной изменчивости ледового режима в устье р. Онеги. Дан краткий исторический обзор наблюдений за ледовым режимом в устье реки, приведена характеристика основных источников информации за период до начала режимных наблюдений на МГ Онега. Впервые проанализированы сроки и продолжительности ледовых явлений для р. Онега за период с 1780 г. по 2021 г. и показана связь их изменений с изменениями климата. В частности, средняя продолжительность ледового периода сократилась со 177 дней в конце XVIII – начале XIX в. до 133 дней в конце XX – начале XXI в. В среднем, весеннее вскрытие стало происходить на 8 дней раньше, в то время как замерзание – на 34 дня позже. Причем наиболее резкое смещение средних сроков замерзания с ноября на январь произошло в конце XX – начале XXI в. Даны численные оценки вековых трендов и характеристика циклических колебаний ледовых характеристик в устье р. Онеги.

Ключевые слова: ледовый режим, замерзание и вскрытие, изменения климата, температура воздуха, устье Онеги.

DOI: 10.31857/S0321059625010053 **EDN:** UYEUSO

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в связи с наблюдающимися значимыми изменениями климата и их очевидным влиянием на разные параметры гидрологического режима проводится большое количество исследований влияния климатических изменений на ледовый режим рек и морей разных регионов России. В работах [9, 26, 28, 40, 41] рассмотрена взаимосвязь между многолетними трендами метеорологических величин, в частности температуры воздуха, и некоторыми характеристиками ледового режима – наличием тех или иных видов ледовых явлений, датами их наступления, продолжительностью, особенностями прохождения. Ряд подобных исследований проведен и непосредственно для региона Белого

морья: в целом по морю в работе [3] и по устью р. Северная Двина в [12].

При этом наличие четкой взаимосвязи между климатом и ледовым режимом позволяет поставить и дополнительную, в каком-то смысле обратную, задачу при проведении подобных исследований – восстановление климатических изменений по данным о ледовом режиме за периоды, в которые не проводилось инструментальных метеорологических наблюдений, но велись визуальные наблюдения за ледовой обстановкой.

Данные глобальной сети метеорологических наблюдений за редким исключением охватывают не более 150 лет. Представления о колебаниях климата за более продолжительный период могут быть получены путем применения методов математического моделирования или анализа археологических и исторических источников и многолетних рядов разных косвенных показателей: гляциологических, лимнологических, гид-

¹ Работа выполнена в рамках госзадания ГОИНа (тема 4.6 “Развитие моделей, методов и технологий мониторинга гидрохимического состояния и загрязнения морей России и оценки гидрологического и гидрохимического состояния морей и морских устьев рек”, государственная регистрация AAAA-A20-120042190045-6 от 21.04.2020).

рологических, дендрохронологических, палинологических [19, 29, 39].

Среди косвенных гидрологических показателей, позволяющих восстанавливать климатические тренды, немаловажны сведения о датах замерзания и вскрытия рек и морей. Возникновение, развитие и разрушение ледяных образований на водных объектах зависит от комплекса факторов, главный из которых — температура воздуха, поэтому сведения о ледовом режиме могут быть использованы как индикатор колебаний климата переходных сезонов [9, 15].

Еще в трудах XIX в. [5, 37] была показана ценность и практическая значимость данных наблюдений за ледовым режимом не только для нужд хозяйства, но и для оценок многолетних колебаний климата России. В работе немецкого географа и климатолога Э. Брюкнера “Климатические колебания с 1700 года” (1890 г.) для анализа многолетних колебаний климата в Европе были использованы среди прочего и сведения о вскрытии и замерзании русских рек [4].

И хотя с тех пор прошло уже более 130 лет, в течение которых накоплены большие массивы метеорологических данных и разработаны более совершенные и современные методы реконструкций климата, однако в отдельных случаях сведения о характерных датах ледового режима все еще могут быть весьма полезны и до сих пор применяются в исследованиях колебаний климата в предшествующие эпохи, например в [20, 31].

Устье р. Онеги относится к одному из немногих мест в России, где имеется ряд наблюдений за замерзанием и вскрытием реки продолжительностью более 200 лет. М. А. Рыкачев в книге “Вскрытия и замерзания вод в Российской империи” [36] — фундаментальной работе 1886 г., обобщающей все имеющиеся на тот момент сведения о сроках замерзания и вскрытия рек нашей страны, — отмечал, что к моменту написания книги в России имелось всего 13 станций с длинной ряд наблюдений за ледовым режимом более 80 лет, в их число входило и устье р. Онеги, в котором наблюдения были начаты в 1780 г. В первое время наблюдения велись силами портовых и таможенных служб, впоследствии с открытием

морской гидрометеорологической станции (МГ) Онега наблюдения за ледовым режимом в устье реки были переданы в ее ведение. К настоящему моменту общая продолжительность периода наблюдений составляет более 240 лет.

Исследование многолетних трендов дат замерзания и вскрытия рек по пунктам со сверхдлинным рядом наблюдений приведено в работе [9], однако в рассматриваемые пункты не включено устье Онеги.

Из работ последнего времени, обобщающих многолетний гидрологический, в том числе и ледовый, режим по устью Онеги, можно назвать [2, 13, 17, 21, 27] и ряд других работ. Однако все они либо ограничиваются анализом более короткого ряда данных наблюдений (с 1916 г.), либо рассматривают гидрологический режим во всех его аспектах, не фокусируясь отдельно именно на ледовом режиме, либо проводят обширные территориальные обобщения по северному региону в целом без прицельного внимания к устью Онеги. Анализ многолетних колебаний характеристик ледового режима в устье р. Онеги за весь исторический период наблюдений с 1780 г. проводится впервые.

ИСТОРИЯ ЛЕДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Изучение ледовых явлений в России имеет богатую историю, уходящую в глубь веков и берущую начало еще в летописных свидетельствах. Подробная история изучения ледовых явлений на реках России начиная с XI в. описана в диссертации В. М. Савенковой [38]. Работа проведена на основе систематизации и обобщения широчайшего набора опубликованных источников и архивных материалов.

Интерес к наблюдениям за ледовыми явлениями в устье р. Онеги возник в связи со спецификой хозяйственной деятельности в этом регионе и колоссальной значимостью моря и реки в жизни местного населения. С древнейших времен основные занятия жителей на территории в устье Онеги были связаны с мореплаванием, рыболовством и морскими промыслами, впоследствии к ним добавилась лесосплавная, лесозаготовительная деятельность и морская торгов-

ля. В регионе, где продолжительность периода с ледовыми явлениями составляет > 5 мес., а все основные занятия населения связаны с морем и рекой, ледовые явления, бесспорно, относятся к одному из главных лимитирующих факторов хозяйственной деятельности и требуют учета и обобщения. Жители территории устья Онеги с давних времен непременно должны были обращать внимание на ледовый режим реки и моря.

До XVIII в. хозяйственная деятельность онежского населения, как и других поморов, ограничивалась традиционными рыбным и зверобойным промыслом, скотоводством, охотой, добычей соли на поморских варницах [18, 44]. Промыслы в арктических морях формировали у поморов богатый морской опыт, в том числе и в том, что касается плавания в ледовых условиях. Об обширных морских знаниях поморов и о созданной ими разнообразной ледовой терминологии подробно рассказано в [34]. По-видимому, они знали многое о сроках прохождения ледовых явлений и о продолжительности ледового периода, однако эти знания не были зафиксированы в источниках.

Новый этап хозяйственного освоения в устье р. Онеги начался в середине XVIII в., когда здесь была начата лесозаготовительная и активная торговая деятельность. К 1764 г. в устье Онеги имелось уже две лесопильни, тогда же были построены канатная фабрика и прядильный двор. Развитие лесозаготовок дало толчок развитию морского судоходства и международной торговли — для вывоза леса в устье р. Онеги стали ежегодно приходить иностранные корабли. В 1780 г. Онега официально получила статус города, в 1781 г. в нем был открыт Онежский морской порт и таможня на о. Кий [18, 44].

Развитие морской торговли требовало обеспечения безопасной навигации, что инициировало начало гидрографических исследований в устье Онеги со второй половины XVIII в. К тому же периоду (1780 г.) относятся и первые документально зафиксированные сведения о вскрытии и замерзании р. Онеги в районе г. Онеги.

Результаты наблюдений за период с конца XVIII до середины XIX в. впервые были опу-

бликованы в газете “Архангельские губернские ведомости” в выпуске от 22 апреля 1850 г. Под заголовком “О вскрытии ото льда и покрытия льдом реки Онеги, противу города Онеги” в газете приведены даты вскрытия и замерзания Онеги за периоды 1780–1800 и 1812–1849 гг. с пометкой, что информация “извлечена из дел Онежской Портовой Таможни и Городского Правления” [7].

Впоследствии при составлении первых статистических сборников по Архангельской губернии эти сведения были процитированы в книге С. Ф. Огородникова “Климат Архангельской губернии” (1868 г.) [33].

В 1860–1870-е гг. Императорское Русское географическое общество занималось сбором сведений со всей России о вскрытии и замерзании рек, позже эти сведения были переданы в Главную физическую обсерваторию для обобщения [36]. В итоге в 1886 г. вышла книга руководителя отделения морской метеорологии обсерватории М. А. Рыкачева “Вскрытия и замерзания вод в Российской империи” [36]. По устью Онеги приведены данные за период 1780–1878 гг. Помимо этого, в [36] приведены разные статистические обобщения и даже первые оценки многолетней изменчивости сроков замерзания и вскрытия рек.

Следующие сводки многолетних данных о датах замерзания и вскрытия были опубликованы в отчетах о портовых изысканиях в устье р. Онеги [6, 27]. На рубеже XIX и XX вв. Онежский порт был одним из наиболее значимых торговых портов Белого моря с постоянно увеличивающимся грузо- и грузооборотом. Между тем в своем естественном состоянии порт был очень неудобен — мелководье устьевого бара препятствовало проходу морских судов вверх по реке до города для погрузки товаров [6]. Для изучения и решения этой проблемы в период с 1896 по 1927 г. в устье Онеги было проведено три серии портовых изысканий [6, 27, 32]. В отчетных материалах и трудах, выпускаемых по результатам изысканий, среди прочего публиковались обобщения многолетних данных по устью р. Онеги. Так, в [27] приведены таблицы продолжительности навигации за 1815–1895 гг., в [6] — таблицы дат вскрытия и замерзания за 1812–1911 гг.

Позднее наблюдения за ледовыми явлениями перешло в ведение гидрометеорологической службы. В 1887 г. в г. Онеге в 6.5 км от устьевого створа реки была открыта МГ Онега [8], с 1915 г. на ней начались наблюдения за ледовыми явлениями [42]. С этого времени результаты наблюдений за датами замерзания и вскрытия стали публиковаться в изданиях гидрометеорологической службы. Данные за многолетний период 1780–1930 гг. обобщены в [8], за период 1915–1963 гг. — в [42]. Данные за период 1974–2021 гг. публиковались в ежегодниках [10, 11, 30]. В настоящее время МГ Онега имеет категорию МГ-2 и находится в ведении “Северное УГМС”.

В связи с многообразием ледовых явлений, наблюдаемых в осенний и весенний периоды, программа наблюдений за ледовым режимом в устье р. Онеги со временем существенно расширилась. Если первые опубликованные сведения о ледовом режиме по данным XVIII–XIX вв. ограничиваются зачастую двумя основными характеристиками — датой замерзания и датой вскрытия реки, то в настоящее время по результатам наблюдений ежегодно составляются сводные ледовые таблицы “Сведения об основных элементах ледового режима”, содержащие более 20 характеристик ледового режима [35].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В рамках подготовки “Справочно-аналитического обзора гидрологического режима устьевой области реки Онега” [43] собраны сведения по ледовому режиму в устье Онеги. С учетом всех перечисленных источников информации собран ряд данных по датам замерзания и вскрытия р. Онеги у г. Онеги за период с 1780 по 2021 г.

Сведения о датах замерзания и вскрытия реки за период 1780–1914 гг., приводимые в [6, 8, 33, 36], зачастую достаточно разрозненны, при составлении рядов данных они по возможности максимально унифицировались. При наличии информации за дату замерзания принималась дата окончательного ледостава, за дату вскрытия — дата, наиболее близкая к полному очищению реки ото льда.

С 1915 г. за даты замерзания приняты даты окончательного полного замерзания, за даты вскрытия — даты окончательного полного очищения ото льда, опубликованные в [10, 11, 30, 42].

В рядах собранных данных имеются пропуски, отсутствует информация за периоды 1801–1811 и 1912–1913 гг. В период с 1964 по 2011 г. данные отрывочны — из 48 лет данные имеются только за 22 года. С учетом имеющихся пропусков к приведенным ниже обобщениям за этот период следует относиться с осторожностью.

К 2021 г. общая продолжительность периода наблюдений составляет 242 года. В связи с наличием пропусков общее количество лет, за которые имеются данные, составляет 195 лет по датам замерзания и 191 год по датам вскрытия.

Для выявления многолетних изменений климата и их взаимосвязи с изменениями ледового режима р. Онеги использован архив данных по температуре воздуха из базы данных АИСОРИ ВНИИГМИ-МЦД [1].

Непосредственно в устье р. Онеги метеорологические наблюдения ведутся на МГ Онега. Наиболее очевидный метеорологический параметр, влияющий на динамику дат вскрытия и замерзания, — дата перехода через 0°C температуры воздуха осенью и весной. Ряды данных по датам устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C к положительным значениям весной и к отрицательным значениям осенью для МГ Онега имеются за период с 1916 г.

Так как ряд данных по датам вскрытия и замерзания имеется за более длительный период (с 1780 г.), для анализа многолетних изменений климата использованы характеристики, по которым имеются более продолжительные ряды данных — среднемесячные значения температуры воздуха. Анализ графиков связи дат перехода температуры воздуха через 0°C весной и осенью со среднемесячными значениями температуры за разные месяцы показал, что наибольшая корреляция дат перехода весной и осенью наблюдается с температурой апреля и ноября соответственно.

По МГ Онега имеется ряд данных по среднемесячным значениям температуры воздуха только за период с 1888 г. В связи с этим для анализа привлечены данные метеорологической станции (М) Архангельск, имеющей более продолжительный ряд наблюдений (с 1814 г.). М Архангельск расположена в устье р. Северная Двина, в 133 км к северо-востоку от МГ Онега.

Графики связи между среднемесячными значениями температуры воздуха апреля и ноября по двум метеостанциям за период, когда наблюдения велись на обеих станциях (1888–2021 гг.), приведены на рис. 1.

Графики демонстрируют наличие высокой корреляции между двумя рядами как для ноября (рис. 1а), так и для апреля (рис. 1б). Это позволяет для анализа связи между среднемесячными значениями температуры воздуха и датами вскрытия и замерзания устья р. Онеги использовать ряды по М Архангельск.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ ТЕМПЕРАТУРОЙ ВОЗДУХА И ДАТАМИ ЗАМЕРЗАНИЯ И ВСКРЫТИЯ

Для совместного анализа многолетней изменчивости среднемесячных значений температуры воздуха и дат ледового режима проведено ис-

следование связи между средней температурой воздуха в ноябре и датой замерзания (рис. 2а) и между средней температурой воздуха в апреле и датой вскрытия (рис. 2б).

Графики демонстрируют наличие достаточно хорошей связи между рассматриваемыми параметрами, коэффициенты корреляции для замерзания составляют 0.70, для вскрытия — 0.73. Наибольшие выбросы характерны для лет с аномально теплой погодой осенью и в начале зимы и аномально холодной погодой весной. В такие годы имели место очень позднее замерзание и позднее вскрытие, вследствие чего температура воздуха в рассматриваемые месяцы (ноябрь и апрель) не была определяющим фактором для сроков замерзания и вскрытия.

Так, в годы, когда замерзание происходило в январе — феврале, сроки замерзания зависели уже не только и не столько от температурного режима в ноябре, но и от температуры декабря. Именно такие случаи выделены красным контуром на рис. 2а. Аналогичным образом дело обстоит и с поздним вскрытием, происходившим в июне, на сроки которого влияла температура воздуха не только в апреле, но и в мае. Однако за всю историю наблюдений зафиксировано всего два таких случая (рис. 2б).

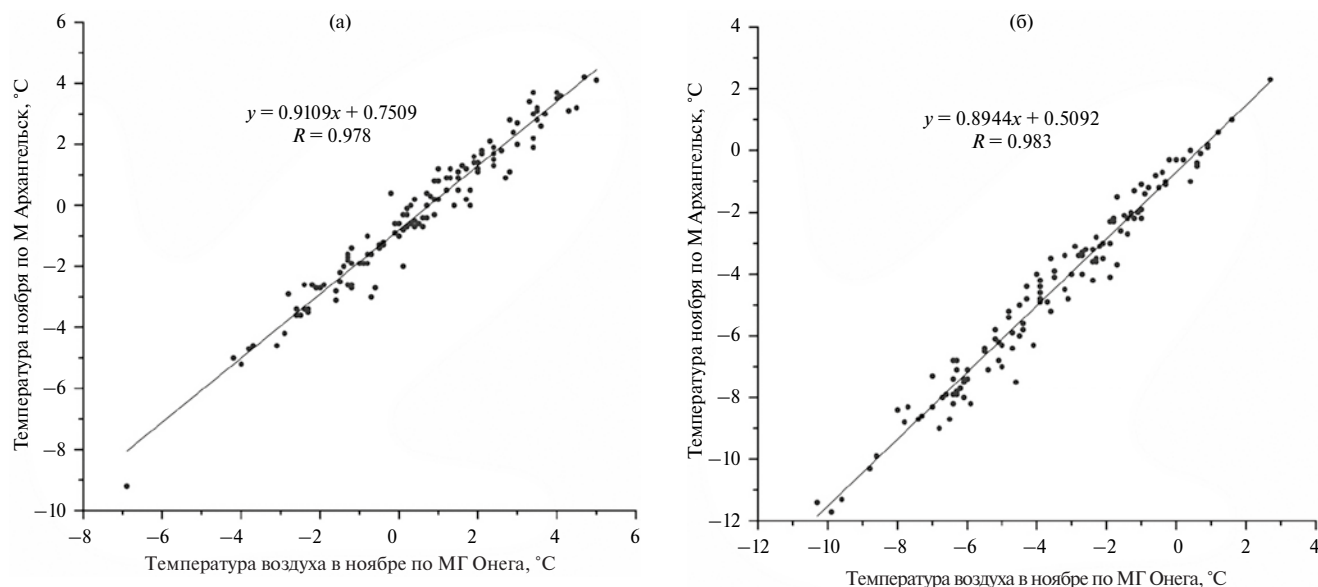


Рис. 1. График связи среднемесячных значений температуры воздуха ноября (а) и апреля (б) по МГ Онега и М Архангельск за период 1888–2021 г.

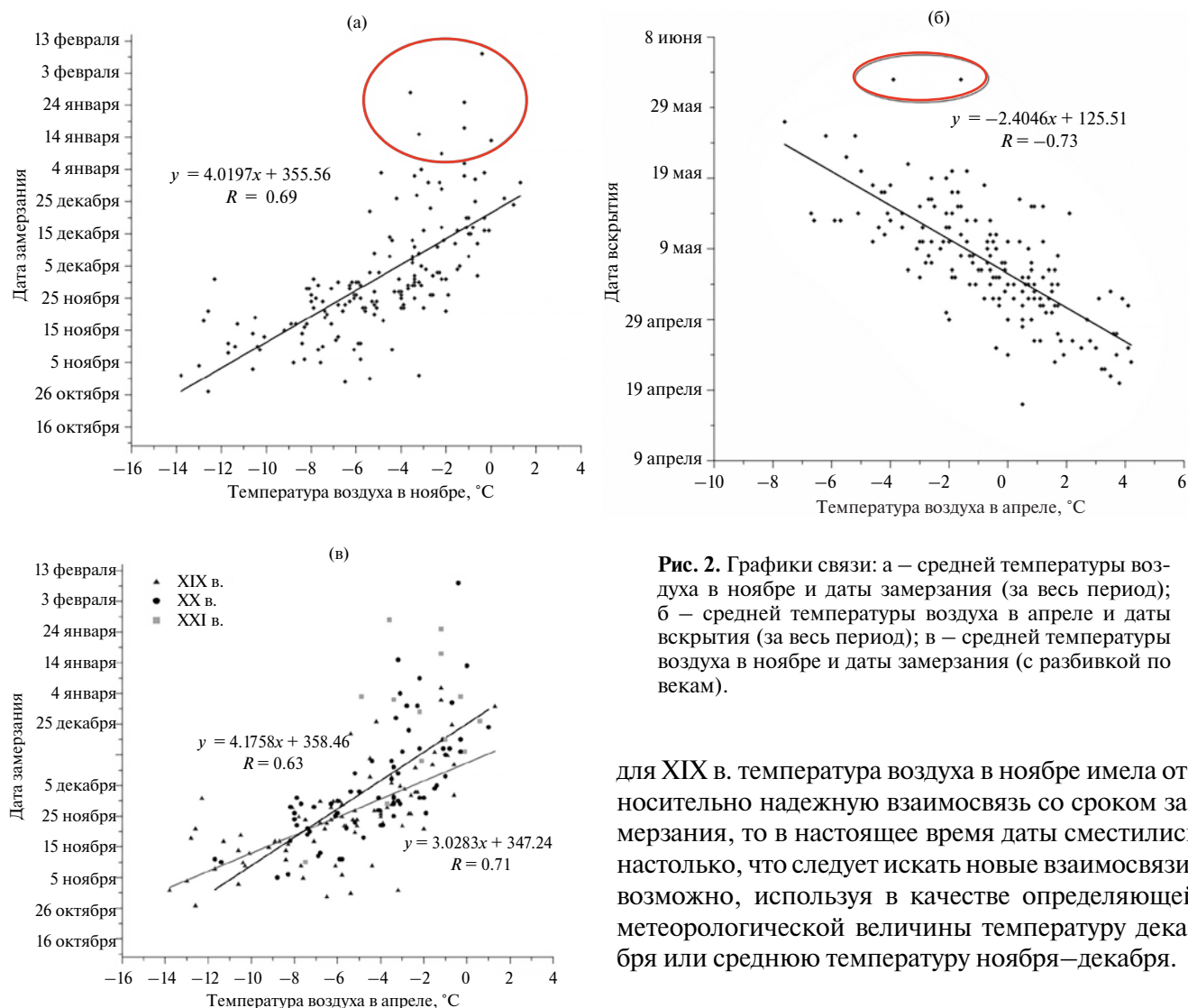


Рис. 2. Графики связи: а — средней температуры воздуха в ноябре и даты заморозания (за весь период); б — средней температуры воздуха в апреле и даты вскрытия (за весь период); в — средней температуры воздуха в ноябре и даты заморозания (с разбивкой по векам).

для XIX в. температура воздуха в ноябре имела относительно надежную взаимосвязь со сроком заморозания, то в настоящее время даты сместились настолько, что следует искать новые взаимосвязи, возможно, используя в качестве определяющей метеорологической величины температуру декабря или среднюю температуру ноября–декабря.

Интересно отметить, что изменение фоновых климатических условий проявилось и в изменении форм атмосферной циркуляции, оказывающих преобладающее влияние на сроки заморозания и вскрытия в устье р. Онеги.

В XIX и XX вв. сроки заморозания значимо коррелировали с температурой воздуха в ноябре (рис. 2в) с коэффициентами 0.71 и 0.63 соответственно. Из комплекса региональных циркуляционных индексов, предложенных Э. Барстоном и Р. Ливзи [46], температура воздуха в осенний период по М Архангельск наилучшим образом (отрицательно) коррелирует с индексом EA/WR (East Atlantic/Western Russia) с коэффициентом порядка $-0.5 \dots -0.7$ [22]. Отрицательной (положительной) фазе формы изменчивости циркуляции в средней тропосфере, описываемой

График на рис. 2в аналогичен графику на рис. 2а, но на нем разными разными символами обозначены точки, относящиеся к разным векам. В связи с тем, что позднее заморозание характерно больше для конца XX в. — XXI вв., точки на графике, относящиеся к XIX в., лежат более однородно вдоль линии тренда и коэффициент корреляции для них выше. Точки XX в. имеют больший разброс, многие из них попадают уже в область позднего заморозания. Точки XXI в. уже не имеют никакой связи. Впрочем, данных по XXI в. пока слишком мало, чтобы делать окончательные выводы.

Проведенный анализ связи свидетельствует о том, что происходящие в конце XX в. — XXI в. изменения климата приводят к нарушению изначально достаточно устойчивых связей. И если

индексом EA/WR, соответствуют аномальные ложбина (гребень) над Скандинавией и гребень (ложбина) над Северным Уралом; т. е. в XIX и XX вв. поздние (ранние) сроки замерзания были связаны, главным образом, с аномальной адвекцией в исследуемый регион теплого воздуха с юго-запада (холодного с северо-запада) между аномальными ложбиной (гребнем) на западе и гребнем (ложбиной) на востоке.

Начиная с конца XX в. в связи со смещением дат замерзания на декабрь — январь и уменьшением роли ноябрьской температуры в наступлении сроков замерзания повысилась роль аномальной зимней зональной циркуляции, описываемой индексом Арктической осцилляции (АО) [49], т. е. аномальным преобладанием адвекции теплого влажного воздуха в исследуемый район с акватории Северной Атлантики при положительной фазе АО и аномальным усилением адвекции холода с востока при отрицательной фазе АО [23].

Для весеннего периода при наличии хорошей зависимости сроков вскрытия от температуры воздуха в апреле изменчивость обусловлена, главным образом, аномалиями адвекции в исследуемый регион теплого воздуха с юго-запада или холодного с северо-запада, описываемыми индексом EA/WR. Корреляция весенних значений температуры с индексом EA/WR составляет $-0.6 \dots -0.7$ [22].

При этом следует отметить заметное фоновое влияние климатических условий предшествующей зимы на сроки вскрытия благодаря положительной обратной связи между температурой воздуха и смещением дат вскрытия на более ранние сроки. Это влияние подробно рассмотрено в работах [24, 47]. Зимние термические условия определяются, главным образом, аномалиями западного переноса, т. е. фазами АО [49]. При этом синхронные корреляции между зимними аномалиями температуры в рассматриваемом регионе и индексом АО > 0.7 [47].

АНАЛИЗ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ

В рамках подготовки “Справочно-аналитического обзора гидрологического режима устьевой

области реки Онега” [43] по имеющемуся ряду проведен анализ многолетних изменений различных характеристик ледового режима за исторический период и период наблюдений. Осредненные и характерные (наиболее ранние и наиболее поздние сроки наступления ледовых явлений) значения характеристик ледового режима приведены в [43] с обобщением по периодам, выделенным исходя из общих тенденций изменения климата, без подробного исследования климатических трендов в рассматриваемом регионе.

В настоящей работе внимание сфокусировано на анализе динамики дат вскрытия и замерзания в связи с многолетними климатическими изменениями в рассматриваемом регионе. Для выделения периодов обобщения построены разностно-интегральные кривые (РИК) (рис. 3, 4). На рис. 3 совмещены РИК по температуре ноября и дате замерзания, на рис. 4 — по температуре апреля и дате вскрытия. Для дат вскрытия и замерзания РИК приводится только до 1963 г. в связи с большим количеством пропусков в данных наблюдений в последующие годы.

Пунктирными линиями на рис. 3, 4 отмечены границы выделенных периодов обобщения. В целом колебания температуры и дат синфазные, однако есть и локальные расхождения. На обоих графиках выделено по 8 периодов, на основе анализа которых ниже будет показана цикличность изменений климата и соответствующая ей цикличность изменений сроков вскрытия и замерзания. Кроме того, выделено четыре крупных периода, одинаковых для замерзания и вскрытия (1780–1820, 1821–1900, 1901–1987, 1988–2021 гг.), по которым подсчитаны средние и характерные сроки замерзания и вскрытия (табл. 1).

В среднем за исторический период замерзание происходит 29 ноября. Самое раннее замерзание зафиксировано 27 октября 1852 г., самое позднее — 9 февраля 1983 г. Вскрытие в среднем происходит 7 мая, самое раннее вскрытие наблюдалось 17 апреля 1822 г., самое позднее — 2 июня 1814 и 1867 гг.

За период 1780–2021 гг. наблюдается последовательное и довольно значимое смещение средней даты замерзания на более поздние сроки: с середи-

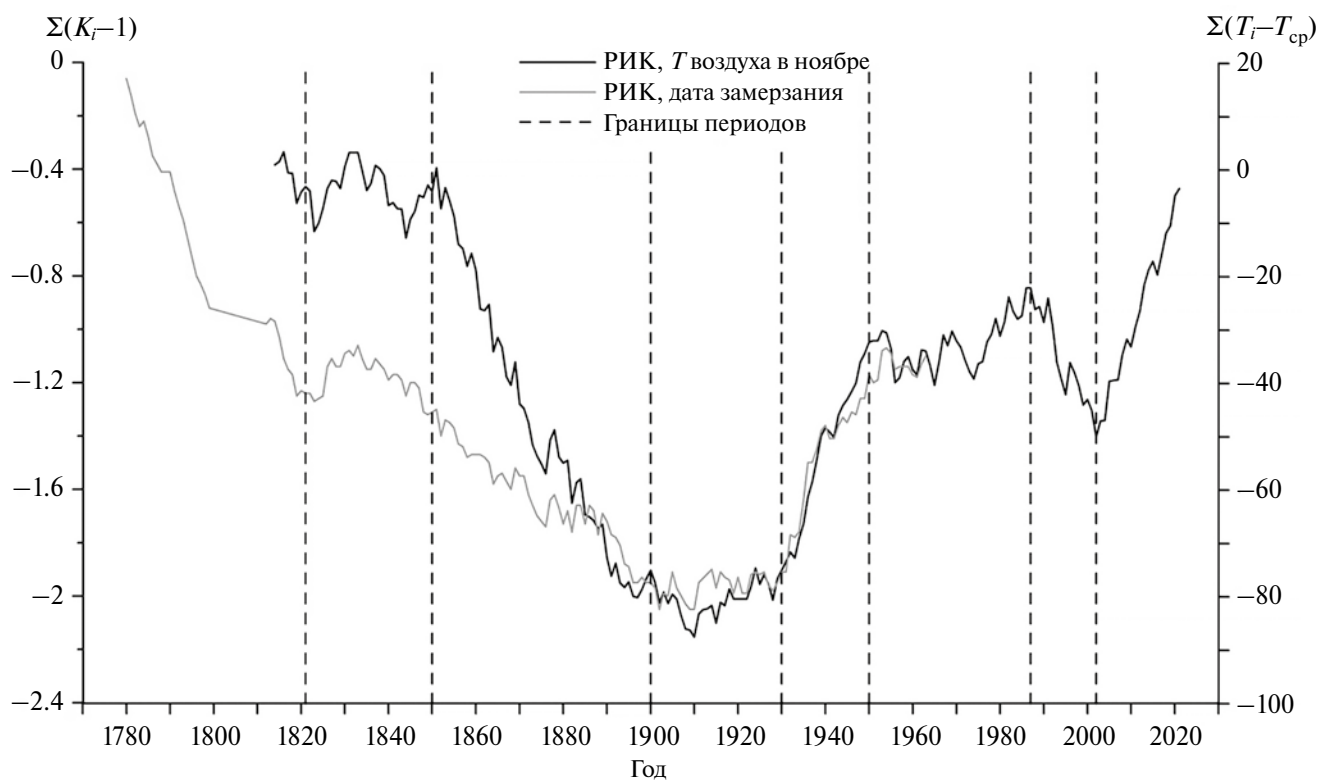


Рис. 3. Разностно-интегральные кривые среднемесячной температуры T воздуха в ноябре (по правой вертикальной оси) и даты замерзания (по левой вертикальной оси).

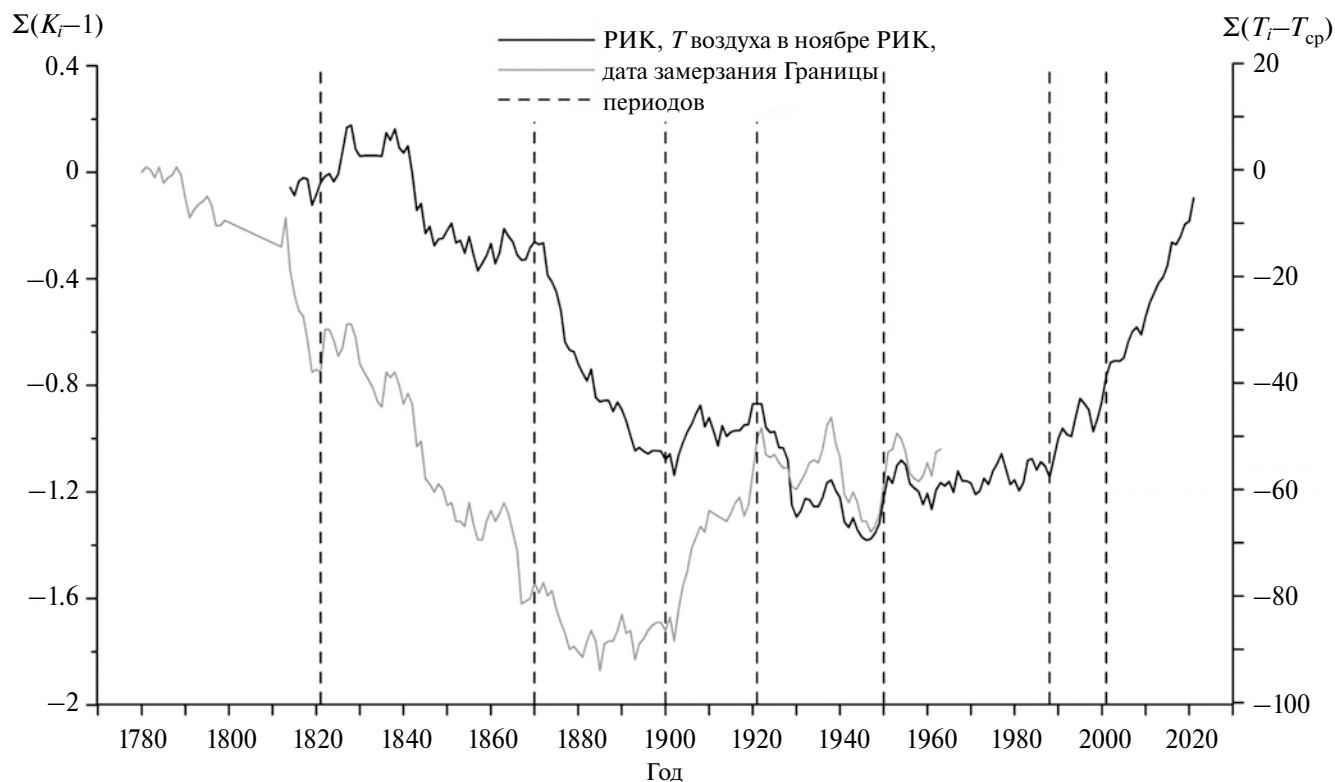


Рис. 4. Разностно-интегральные кривые среднемесячной температуры T воздуха в апреле (по правой вертикальной оси) и даты вскрытия (по левой вертикальной оси).

ны ноября в 1780–1820 гг. на конец ноября в 1821–1900 гг., затем на начало декабря в 1901–1987 гг. и, наконец, на вторую декаду декабря в 1988–2021 гг. За весь период средний срок замерзания смещается с 14 ноября на 19 декабря, т. е. на 35 дней.

Дата вскрытия реки, наоборот, смещается на более ранние сроки, однако это не столь заметно, как у дат замерзания. Средняя дата вскрытия смещается с 10 мая в 1780–1820 гг. на 2 мая в 1988–2021 гг., т. е. всего на 8 дней.

Интересно рассмотреть случаи, когда река покрывалась льдом в зимние месяцы следующего календарного года. Всего зафиксировано 14 таких зим. Однако, если в период 1780–1820 гг. таких зим не было вообще, в период 1820–1900 гг. это были единичные случаи (в начале января 1827 и 1884 гг.), то в 1900–1987 гг. зим с замерзанием в первой половине января было 6 за 87 лет, а в последний период (1988–2021 гг.) зафиксировано также 6 случаев, но уже за 24 года, причем сроки замерзания нередко смещаются к концу января — началу февраля.

На рис. 5 приведены совмещенные графики изменения дат вскрытия и замерзания за пери-

оды до и после 1900 г. Вертикальные оси для дат вскрытия и дат замерзания имеют одинаковый шаг деления (10 дней), что позволяет сопоставить масштаб изменения рассматриваемых характеристик.

Графики на рис. 5 показывают следующее: во-первых, у дат замерзания больше дисперсия, чем у дат вскрытия; во-вторых, у дат замерзания наблюдается более значимое изменение за рассматриваемый исторический период; в-третьих, тренд изменения для обеих характеристик более явный в XX–XXI вв. по сравнению с XVIII–XIX вв. Это же подтверждают данные, приведенные в табл. 1.

Для более детального анализа многолетних колебаний построены графики температуры, дат замерзания и вскрытия с указанием средних значений по восьми периодам (рис. 6–9), выделенным по РИК (рис. 3, 4). Для 1780–1820 гг. данных по температуре воздуха нет, однако для удобства сопоставления на всех графиках используется единая шкала по горизонтальной оси.

На рис. 6 и 8 показано наличие общего положительного тренда температуры воздуха ноября

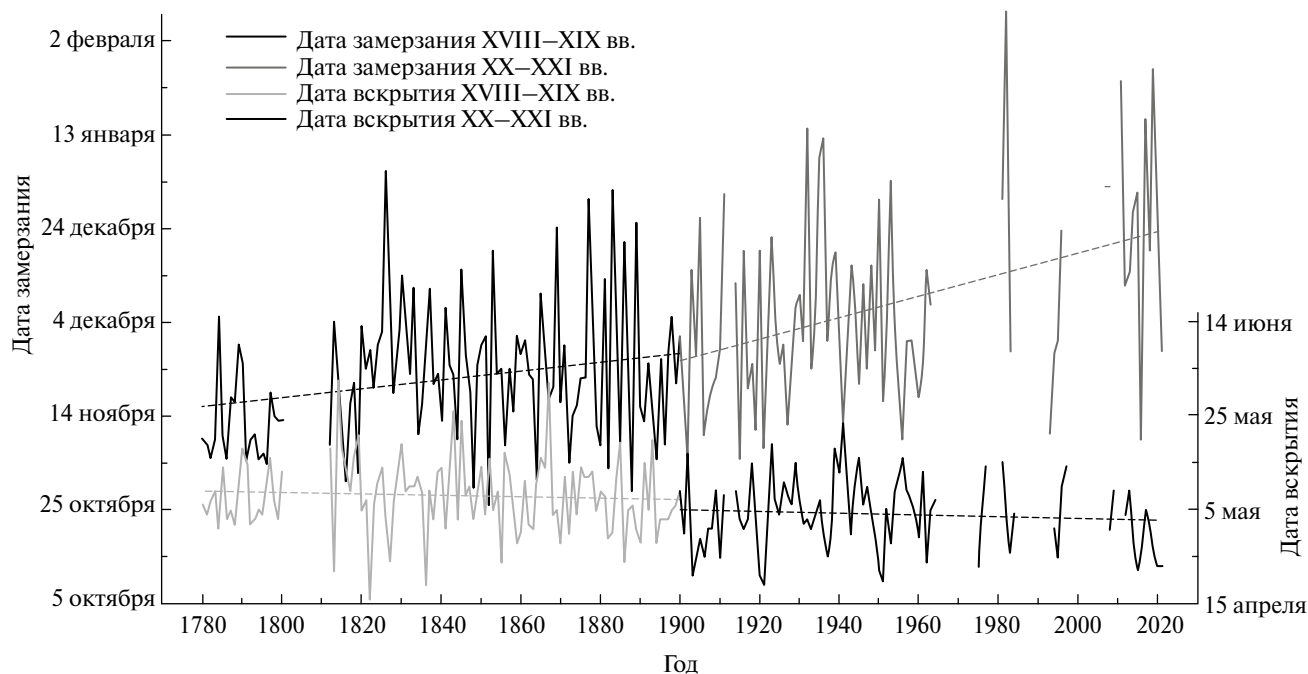


Рис. 5. График колебания дат замерзания и вскрытия за XX–XXI вв. Линейные тренды показаны пунктирными линиями.

Таблица 1. Замерзание и вскрытие р. Онеги у г. Онеги за период 1780–2021 гг.

Период	Характеристика	Дата		Продолжительность	
		замерзания	вскрытия	периода со льдом (от замерзания до вскрытия)	периода безо льда (от вскрытия до замерзания)
Весь период наблюдений 1780–2021 гг.	Средняя	29 ноября	7 мая	159	206
	Поздняя/наибольшая	09.02.1983	02.06.1814 02.06.1867	197 (1864/65 г.)	276 (2019 г.)
	Ранняя/наименьшая	27.10.1852	17.04.1822	77 (1983 г.)	163 (1852 г.)
1780–1820 гг.	Средняя	14 ноября	10 мая	177	189
	Поздняя/наибольшая	06.12.1784	02.06.1814	193 (1796/97 г.)	226 (1813 г.)
	Ранняя/наименьшая	01.11.1816	23.04.1813	160 (1784/85 г.)	165 (1819 г.)
1821–1900 гг.	Средняя	26 ноября	8 мая	164	201
	Поздняя/наибольшая	06.01.1826	02.06.1867	197 (1864/65 г.)	248 (1826 г.)
	Ранняя/наименьшая	27.10.1852	17.04.1822	109 (1827 г.)	163 (1852 г.)
1901–1987 гг.	Средняя	5 декабря	5 мая	152	213
	Поздняя/наибольшая	09.02.1983	25.05.1941	181 (1941/42 г., 1956/57 г.)	257 (1936 г.)
	Ранняя/наименьшая	05.11.1902	20.04.1921	77 (1983 г.)	170 (1941 г.)
1988–2021 гг.	Средняя	19 декабря	2 мая	133	235
	Поздняя/наибольшая	28.01.2019	15.05.1997	177 (2016/17 г.)	276 (2019 г.)
	Ранняя/наименьшая	10.11.2016	23.04.2015	87 (2020 г.)	197 (2016 г.)

и апреля (серые пунктирные линии) в целом за рассматриваемый период. Температура ноября выросла в среднем на 2,0°C, апреля — на 1,9°C, что согласуется с описанным выше смещением даты замерзания на более поздние сроки и даты вскрытия на более ранние сроки. Кроме того, на общий положительный тренд накладываются циклические колебания с последовательной сменой периодов повышенной и пониженной температуры.

График изменения даты замерзания (рис. 7) демонстрирует отчетливый отклик на колебания температуры ноября (рис. 6), полностью повторяя циклы, в течение которых сроки замерзания смещаются на более поздние даты при повышении температуры и на более ранние даты — при понижении. Особенно выделяется первый период — 1780–1820 гг. Средняя дата замерзания для него приходится на 14 ноября, что на 10–40 дней раньше, чем во все прочие периоды. Такие аномально холодные условия в период замерзания в конце XVIII в. — начале XIX в. можно объяснить тем, что на этот период пришлась последняя фаза так называемого малого ледникового периода (МЛП) [48], имевшего место в период с XIII в. по середину XIX в. [14–16, 25, 45]. Временные рам-

ки МЛП сильно варьируют по разным оценкам и для разных регионов, однако в целом многие исследователи [14, 16, 25, 45, 48] сходятся на том, что в Европе конец XVIII в. — начало XIX в. были периодом похолодания, чем, возможно, и объясняется стабильно раннее замерзание устья Онеги в этот период.

Между колебаниями температуры воздуха в апреле (рис. 8) и дат вскрытия (рис. 9) не прослеживается такого же четкого соответствия, как между колебаниями температуры воздуха в ноябре и дат замерзания. Однако в целом изменение даты вскрытия зеркально отражает изменение температуры. Следует отметить, что в XIX в. циклы прослеживаются нечетко, средняя дата вскрытия существенно не меняется, колеблясь в диапазоне 7–10 мая. В XX в. изменения даты вскрытия лучше выражают колебания температуры воздуха, на фоне повышения температуры воздуха отмечено смещение даты на конец апреля — первые числа мая.

Значительные пропуски в данных наблюдений во второй половине XX в. и в XXI в. не позволяют провести более подробный анализ многолетних колебаний с оценкой характерных

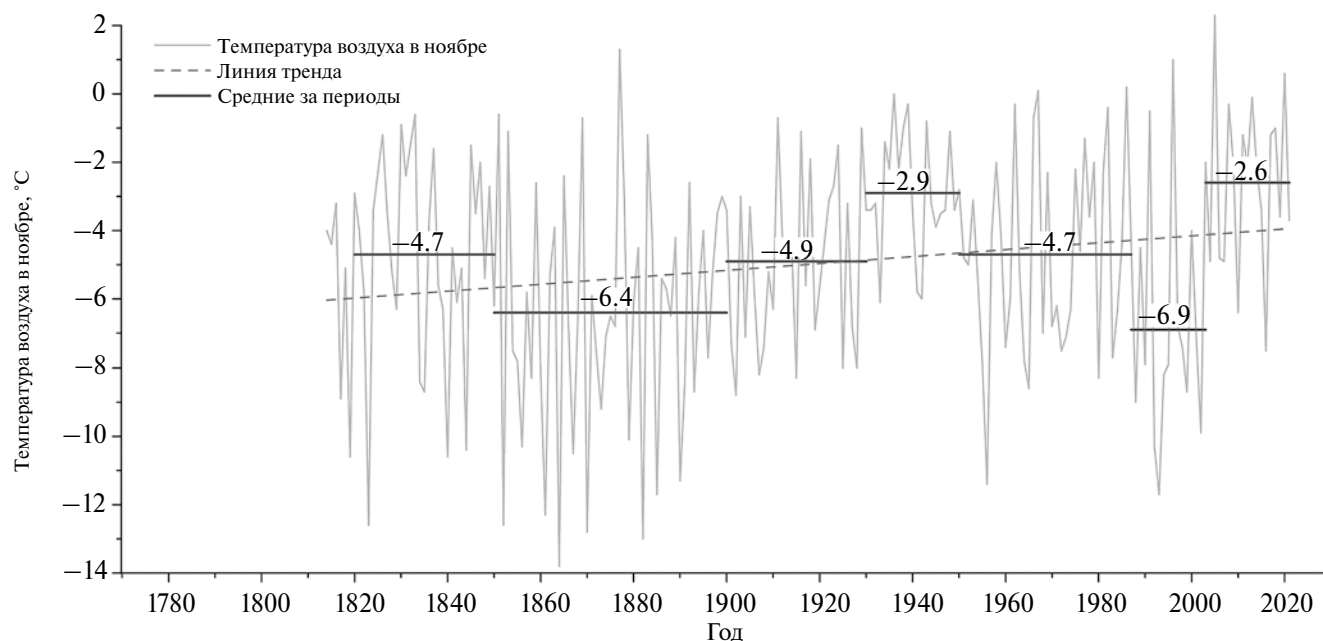


Рис. 6. Средняя температура воздуха в ноябре по М-Архангельск за период 1780–2021 гг.

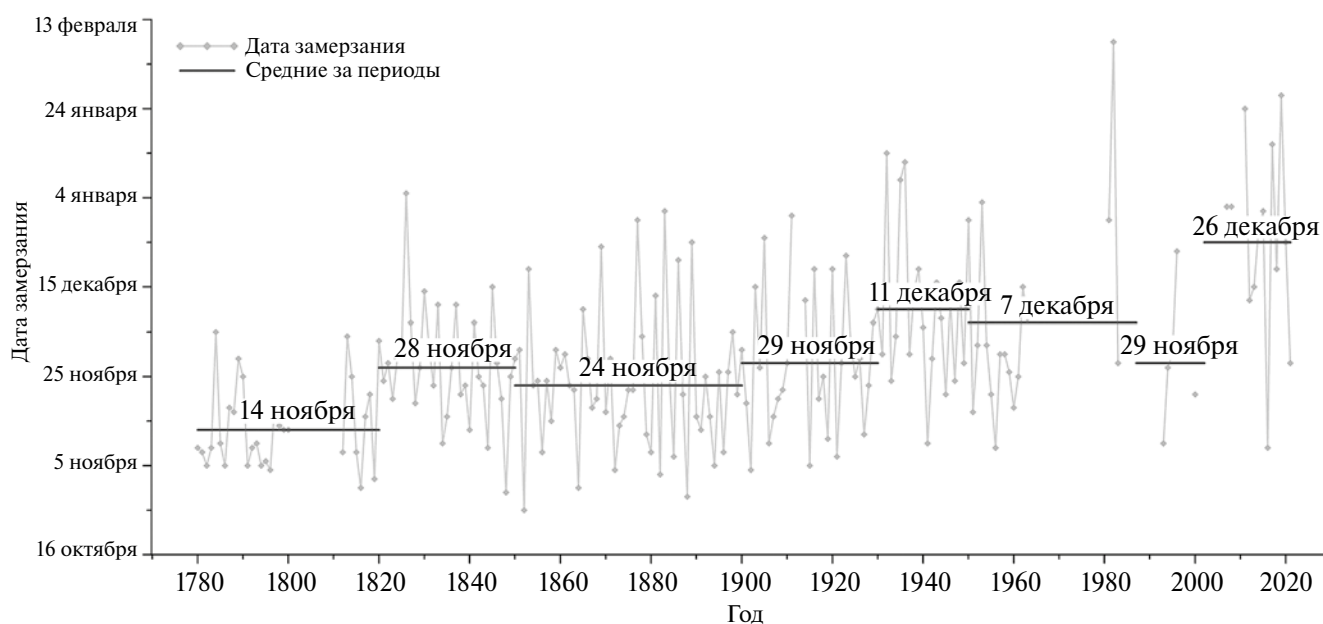


Рис. 7. Дата заморозания р. Онеги у г. Онеги за период 1780–2021 гг.

значений и статистических параметров сроков заморозания и вскрытия для выделенных восьми периодов.

Выше отмечено, что метеорологический параметр, в наибольшей мере определяющий условия вскрытия и заморозания, — дата перехода температуры воздуха через 0°C . Подробных еже-

годных данных по этой характеристике для устья р. Онеги за 1780–1914 гг. нет, однако в работе М.А. Рыкачева [36] (1886 г.) приведены средние значения этой характеристики для р. Онеги у г. Онеги за предшествующий период, которые можно условно отнести к средним для XIX в. Сопоставление этих величин с современными данными по МГ Онега показало следующее.

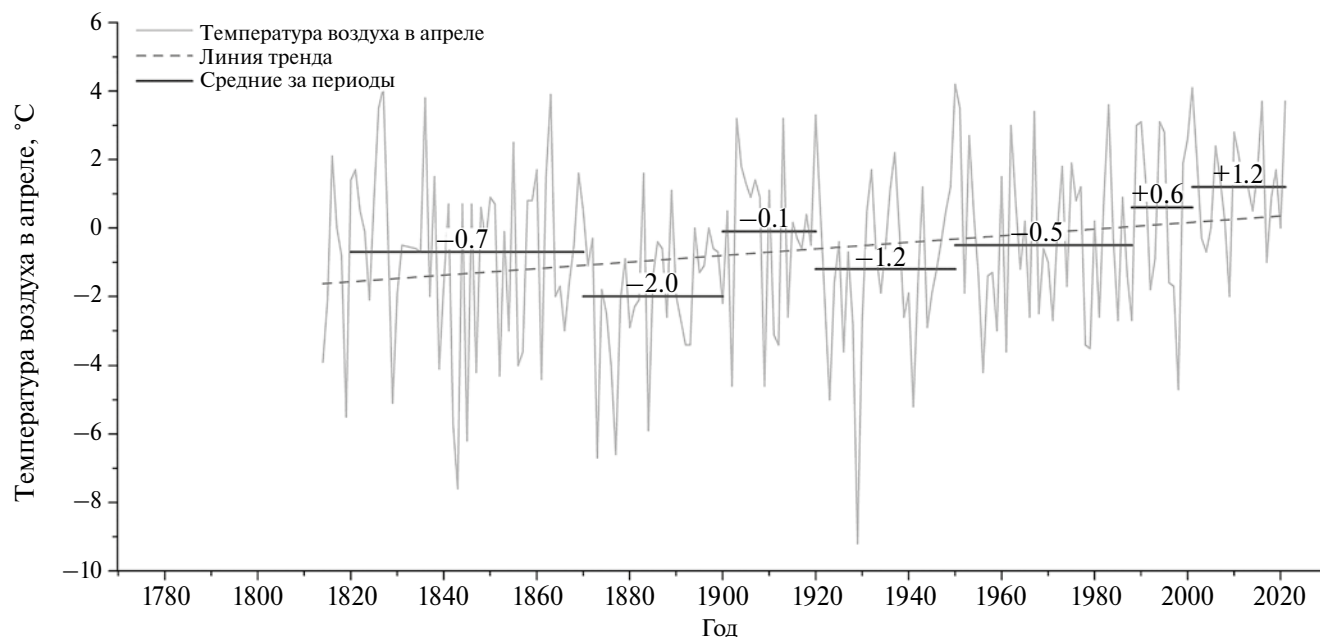


Рис. 8. Средняя температура воздуха T в апреле по М. Архангельск за период 1780–2021 гг.

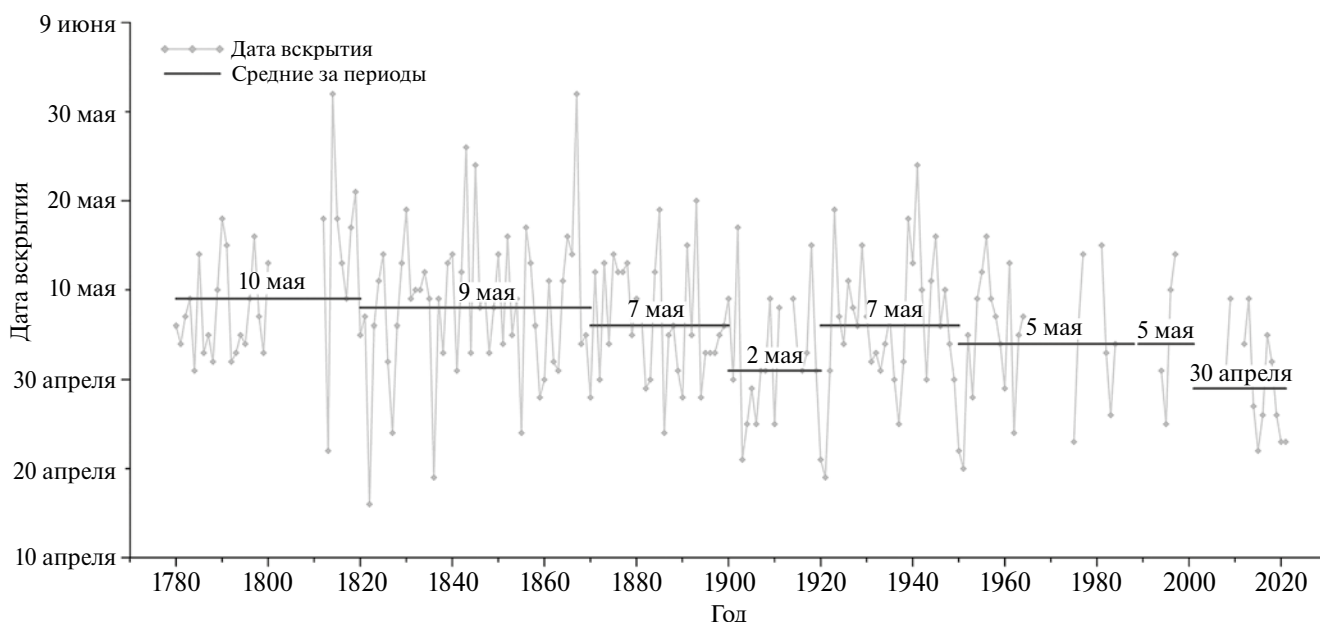


Рис. 9. Дата вскрытия р. Онеги у г. Онеги за период 1780–2021 гг.

Даты перехода температуры воздуха через 0°C в устье р. Онеги в XIX в. в среднем приходились на 17 апреля и 22 октября [36]. По данным наблюдений на МГ Онега за период 1915–2021 гг., средние даты приходятся на 14 апреля и 31 октября, т. е. наблюдается смещение на 3 и 9 дней соответственно. Менее значимое смещение даты перехода температуры через 0°C весной и стало причиной того, что средняя дата вскрытия по

сравнению с датой замерзания сместилась не так сильно.

По датам замерзания и вскрытия рассчитана продолжительность периодов со льдом (от даты замерзания в предшествующий год до даты вскрытия за текущий год – рис. 10) и периода безо льда (от даты вскрытия до даты замерзания за текущий год – рис. 11).

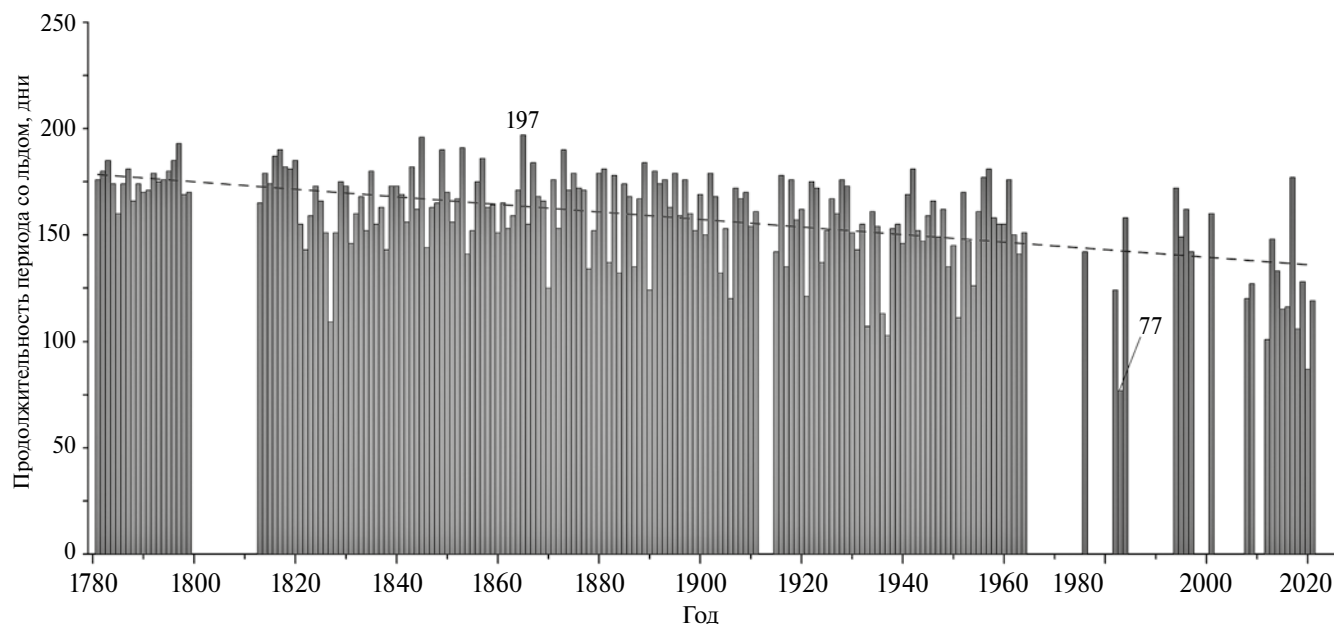


Рис. 10. Продолжительность периода со льдом (от замерзания до вскрытия) за 1780–2021 гг. Пунктир — линейный тренд.

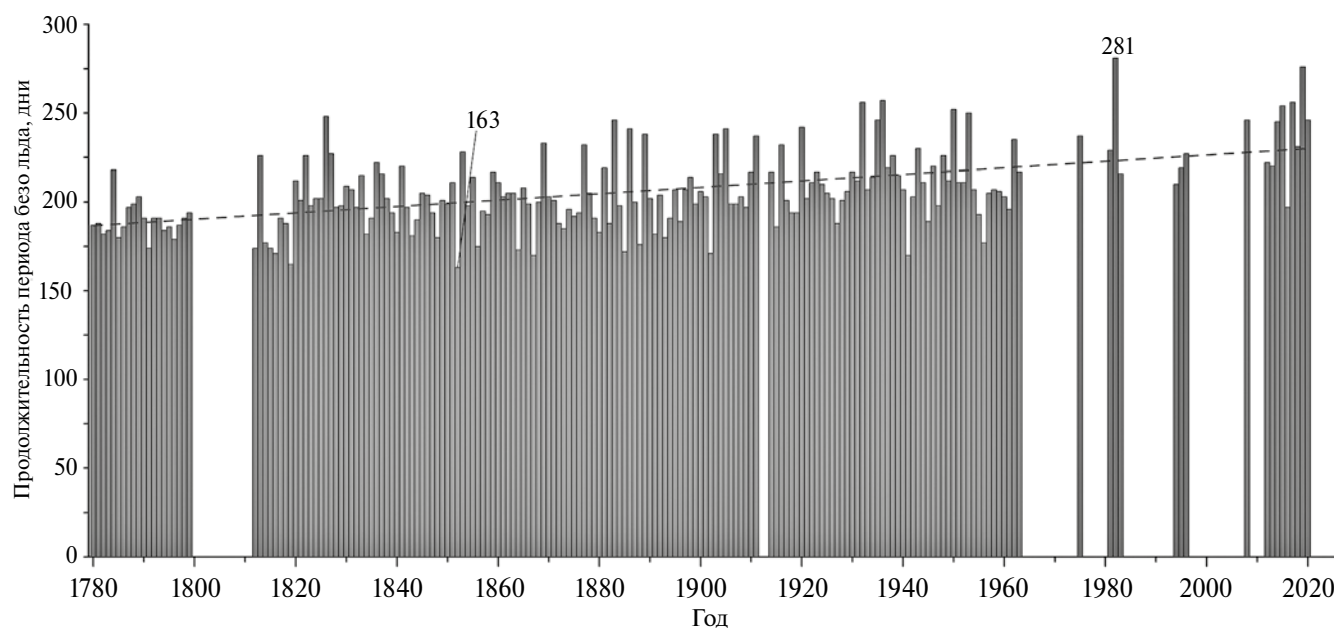


Рис. 11. Продолжительность периода без льда (от вскрытия до замерзания) за 1780–2021 гг. Пунктир — линейный тренд.

В среднем продолжительность периода со льдом в устье р. Онеги составляет 159 дней (табл. 1; рис. 10). Причем, прослеживается тенденция к уменьшению продолжительности этого периода, особенно ярко выраженная в последние десятилетия. Продолжительность сократилась от 177 дней в период 1780–1820 гг. до 133 дней в период 1988–2021 гг. Основной вклад в сокращение периода со льдом вносит смещение дат

замерзания на более поздние сроки. Наибольшая продолжительность периода со льдом составила 197 дней и зафиксирована в зимний сезон 1864/1865 г., когда река рано (1 ноября) замерзла и относительно поздно (17 мая) вскрылась. Наименьший период, когда река была покрыта льдом (77 дней), отмечен зимой 1983 г., тогда было зафиксировано наиболее позднее замерзание за весь период наблюдений.

В среднем за анализируемый период устье р. Онеги оставалось свободным ото льда 206 дней (табл. 1; рис. 11). Средняя продолжительность периода безо льда постепенно увеличивается — от 189 дней в период 1780–1820 гг. до 235 дней в период 1988–2021 гг. Самый короткий период безо льда составил 163 дня и наблюдался в 1852 г., когда после довольно позднего (17 мая) вскрытия произошло наиболее раннее (27 октября) за рассматриваемый период замерзание реки. Самый продолжительный период безо льда (281 день) наблюдался в 1982 г., когда дата весеннего вскрытия (4 мая) была близка к среднелетней, а замерзание произошло лишь в следующем календарном году — 9 февраля 1983 г. (наиболее поздняя дата замерзания за исторический период).

Наблюдаются значимые изменения соотношения продолжительностей двух периодов. Если в 1780–1820 гг. средняя продолжительность периода безо льда была всего на 12 дней больше, чем продолжительность периода со льдом, то в 1988–2021 гг. эта разница составляет уже ~ 100 дней (табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ледовый режим в устье р. Онеги чутко реагирует на изменения климата, отражая как общие многолетние тренды, так и отдельные циклические колебания, накладывающиеся на эти тренды. В результате анализа собранной информации выявлены основные закономерности многолетней изменчивости дат вскрытия и замерзания за период с 1780 по 2021 г. Отмечен базовый многолетний тренд на смещение дат замерзания реки на более поздние сроки, дат вскрытия — на более ранние. Причем степень смещения для даты замерзания выражена более ярко и составляет 35 дней в среднем за анализируемый период. Для даты вскрытия смещение составляет 8 дней. На фоне общего тренда наблюдаются отдельные циклы снижения и повышения температуры воздуха и соответствующие им сдвиги сроков вскрытия и замерзания.

В целом за анализируемый период отмечено уменьшение продолжительности периода с ледовыми явлениями и соответствующее ему

увеличение продолжительности периода безо льда — на 45 дней. Сокращение периода с ледовыми явлениями происходит в основном за счет смещения дат замерзания на более поздние сроки.

Выявленные взаимосвязи между климатом и ледовым режимом и синфазность колебаний температуры воздуха и характерных дат ледового режима открывают широкий простор для дальнейших исследований — как ретроспективного анализа климатических колебаний по данным о ледовом режиме, так и перспективных исследований возможных будущих изменений ледового режима в зависимости от прогнозируемых изменений климата.

Найденное нарушение действующей взаимосвязи между температурой воздуха в ноябре и сроками замерзания в связи с происходящими глобальными изменениями климата требует дополнительных исследований и перенастройки инструментов оценки сроков замерзания устья реки в зависимости от температурного режима в условиях глобального потепления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации. ВНИИГМИ-МЦД. 2000–2011–2018–2022. [Электронный ресурс] <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/result.xhtml>
2. Агафонова С.А., Фролова Н.Л. Ледовый режим севера европейской части России // *Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики*. Т. 1. М.: Лига-Вент Москва, 2015. С. 35–47.
3. Баклагин В.Н. Зависимости характерных дат ледового режима Белого моря от температурного фона над его акваторией // *Успехи современного естествознания*. 2020. № 7. С. 55–60.
4. Боголепов М.А. О колебаниях климата Европейской России в историческую эпоху. М.: типо-литография т-ва И.Н. Кушнерев и К°, 1908. 107 с.
5. Веселовский К.С. О климате России. СПб., 1857. 327 с.
6. Вихман А.М. Изыскания в портах Белого моря. 1910–1915 гг. // *Тр. Отдела торговых портов*. Вып. 54. Петроград: Унион, 1917. 47 с.

7. Газета “Архангельские губернские ведомости”. Вып. № 16. 22 апреля 1850 г.
8. Гидрологический справочник морей СССР. Т. 5. Белое море; Вып. 3 / Под ред. *Т.П. Марютина, И.Д. Протопопова*. М.; Л.: Гидрометеиздат, 1940. 169 с.
9. *Гинзбург Б.М., Солдатова И.И.* Многолетняя изменчивость сроков ледовых явлений на реках как индикатор колебаний климата переходных сезонов // *Метеорология и гидрология*. 1997. № 11. С. 99–107.
10. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек. Т. 2. Ч. 1. Белое море. Вып. I. 2008–2021 гг. Архангельск: Северное УГМС, 2009–2022.
11. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек. Т. 2. Ч. 1. Белое море. Вып. II. Обзор ледовых условий (“Лед”). 1984–2001 гг. Архангельск: Северное УГМС, 1985–2002.
12. *Грищенко И.В.* Характеристика ледовых процессов в устье р. Северной Двины и тенденции их развития в условиях изменения климата // *Вестн. САФУ. Сер. Естеств. науки*. 2016. № 1. С. 5–11.
13. *Демиденко Н.А.* Современные особенности гидрологического режима устьевых областей рек бассейна Белого моря // *Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики*. Т. 2. М.: Лига-Вент Москва, 2016. С. 95–145.
14. *Докучаев А.Я., Лобанов К.В., Гурбанов А.Г., Кулаков Ф.В., Курдюков Е.Б., Чичеров М.В., Мясников А.В.* Полярные исследования в условиях климатических изменений (Ч. 1. XVI век – начало XX века) // *Вестн. Владикавказского науч. центра*. 2022. Т. 22. № 2. С. 56–77.
15. *Жилина Т.Н.* Малый ледниковый период как одно из колебаний климата в голоцене и его последствия в Западной Сибири // *Вестн. Томского гос. ун-та*. 2010. С. 206–211.
16. *Жилина Т.Н.* Усиление ледовитости арктических морей (евроазиатский сектор Арктики) в малый ледниковый период // *Вопросы географии Сибири. Сборник статей*. Томск, 2009. С. 68–71.
17. *Землянов И.В., Демиденко Н.А., Горелиц О.В.* Особенности гидрологического и ледового режима устьевой области р. Онега // *Тр. III Всерос. конф. “Ледовые и термические процессы на водных объектах России”*. Онега, 2011. С. 109–117.
18. *Калинин Г.Д.* Онега. Архангельск: Сев.-Зап. кн. изд-во, 1980. 126 с.
19. *Кислов А.В.* Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 351 с.
20. *Клименко В.В., Астрина Н.А.* Документальные свидетельства сильных колебаний климата российской Арктики в XV–XX вв. // *История и современность*. 2006. № 1. С. 179–217.
21. *Колий В.М., Агафонова С.А.* Ледовый режим устьевых участков рр. Онега, Мезень и Кулой по данным космических снимков // *Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология от познания к мировоззрению*. СПб.: ВВМ, 2020. С. 1086–1091.
22. *Крыжов В.Н.* Синхронные связи температуры воздуха на арктическом побережье России с аномалиями Н700 в атлантико-европейском секторе // *Тр. Гидрометцентра России*. 2002. Вып. 337. С. 115–124.
23. *Крыжов В.Н., Горелиц О.В.* Арктическая осцилляция и ее влияние на температуру и осадки Северной Евразии в XX веке // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 11. С. 5–19. DOI: 10.3103/S1068373915110011
24. *Крыжов В.Н., Горелиц О.В.* Зимняя арктическая осцилляция и формирование весеннего половодья рек бассейна Баренцева моря // *Метеорология и гидрология*. 2019. № 3. С. 50–61. DOI: 10.3103/S106837391903004X
25. *Леви К.Г.* Малый ледниковый период. Ч. 1. Космические и глобальные метеорологические аспекты // *Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер. Геоархеология. Этнология. Антропология*. 2014. Т. 8. С. 2–14.
26. *Лобанов В.А., Наурузбаева Ж.К.* Влияние изменения климата на ледовый режим Северного Каспия. СПб.: РГГМУ, 2021. 140 с.
27. Материалы для описания русских коммерческих портов и история их сооружения. Вып. XXXIV. Результаты изысканий в устьях рр. Онеги, Печоры, Мезени. СПб.: Типография Мин-ва Путей Сообщения, 1902. 27 с.
28. *Махинов А.Н., Ким В.И.* Влияние изменений климата на гидрологический режим реки Амур // *Тихоокеанская география*. 2020. № 1. С. 30–39. DOI: 10.35735/7102875.2020.1.1.004
29. *Монин А. С., Шишков Ю. А.* История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 407 с.
30. *Морской ежегодник*. Т. V. Белое море. Вып. II. Обзор ледовых условий. 1976–1983 гг. Архангельск: Северное УГМС, 1978–1984.

31. *Мыган В.С.* Влияние климатических изменений на социальные и природные процессы в Сибири в XVII – первой половине XIX вв. по историческим и дендрохронологическим данным. Автореф. дис. ... канд. ист. наук. Красноярск: КГПУ, 2005. 23 с.
32. *Наливайко Г.Я.* Портовые изыскания на побережье Белого моря и Северного ледовитого океана // Мат-лы второй конф. по изучению производительных сил Северного края. Т. 3. Транспорт. Архангельск: Северное краевое изд-во, 1933. С. 119–127.
33. *Огородников С.Ф.* Климат Архангельской губернии // Тр. Архангельского губернского стат. комитета за 1867 и 1868 гг. Вып. 2. Архангельск: Типография губернского правления, 1868. 78 с.
34. *Попова М.С.* Поморские лоции и географические знания поморов. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: Ин-т истории естествознания и техники РАН, 2014. 202 с.
35. РД 52.10.842–2017. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. Ч. I. Гидрологические наблюдения на береговых станциях и постах.
36. *Рыкачев М.А.* Вскрытия и замерзания вод в Российской империи. СПб.: Типография Императорской академии наук, 1886. 309 с.
37. *Рыкачев М.А.* О значении наблюдений над вскрытием и замерзанием рек и озер. СПб.: типография К. Замысловского, 1873. 4 с.
38. *Савенкова В.М.* История изучения ледовых явлений на реках Европейской части России. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: Ин-т истории естествознания и техники РАН, 2014. 164 с.
39. *Слепцов А.М., Клименко В.В.* Обобщение палеоклиматических данных и реконструкция климата Восточной Европы за последние 2000 лет // История и современность. 2005. № 1. Март. С. 118–135.
40. *Смахтин В.К.* Влияние изменения климата на гидрологический режим рек Забайкалья. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб.: РГГМУ, 2015. 20 с.
41. *Солдатова И.И.* Многолетние изменения сроков наступления ледовых явлений на реках СНГ. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Гидрометцентр России, 1996. 22 с.
42. Справочник по гидрологическому режиму морей и устьев рек СССР. Ч. 1. Основные гидрологические характеристики, Т. 5. Белое море. Вып. 1–А. Течения, лед. Архангельск: Архангельская ГМО, 1971. 328 с.
43. Справочно-аналитический обзор гидрологического режима устьевой области реки Онега / Под ред. *О.В. Горелиц, Г.С. Ермаковой, Г.Ш. Турсуновой.* Воронеж: Воронежская обл. типография, 2023. 334 с.
44. *Ульянов А.И.* Онега: вчера и сегодня: XII–XXI вв. Онега: Онежская типография, 2015. 174 с.
45. *Федоров В.М., Фролов Д.М.* Малый ледниковый период в жизни Земли и его возможные причины // Жизнь Земли. 2020. 42 (1). С. 4–12.
46. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Wea. Rev. 1987. V. 115. P. 1083–1126.
47. *Gorelits O.V., Kryjov V.N., Rakcheeva E.A., Ermakova G.S.* Wintertime Arctic Oscillation Harbinger of Spring Floods in the Mouth Areas of the North-Eastern European Rivers // Water Resour. 2022. V. 49. № 5. P. 836–844. DOI: 10.1134/S0097807822050049
48. *Jackson S.T., Rafferty J.P.* Little Ice Age. Encyclopedia Britannica. [Электронный ресурс.] <https://www.britannica.com/science/Little-Ice-Age> (дата обращения: 13.05.2024)
49. *Thompson D.W.J., Wallace J.M.* Annular modes in the extratropical circulation. Pt I. Month-to-month variability // J. Climate. 2000. № 13 (5). P. 1000–1016.

HISTORICAL OVERVIEW OF FREEZING AND OPENING OF THE MOUTH OF THE ONEGA RIVER FROM THE END OF THE 18th CENTURY

G. S. Ermakova^{a,*}, I. Yu. Milyutina^a, O. V. Gorelits^a, V. N. Kryzhov^b

^aState Oceanographic Institute, Roshydromet, 119034 Russia

^bMoscow, 105554 Russia

**e-mail: ermakova_gs@mail.ru*

Annual through centennial scale variability of the ice conditions at the Onega River mouth is analyzed in the paper. Description of the main sources of ice data for the period before the beginning of regular observations at the Onega hydrometeorological station and a brief historical overview of observations of the ice conditions at the river mouth are presented. For the first time, temporal variability of the ice phenomena of the Onega river mouth is analyzed for the period from 1780 to 2021, with its links to the climate change being demonstrated. In particular, the average duration of the ice period decreased from 177 days in the late 18th – early 19th centuries down to 133 days by the early 21st century. On average, the river ice breakup occurs 8 days earlier, while freezing occurs 34 days later, with the most dramatic shift from November to January in average freezing time having occurred in the late 20th – early 21st centuries. Numerical estimates of secular trends and variability of the decadal scale of ice characteristics at the Onega River mouth are given.

Keywords: ice regime, freezing and breaking up, climate change, air temperature, Onega mouth.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ЧАСТИ МОРСКОГО КРАЯ ДЕЛЬТЫ р. КУБАНИ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

© 2025 г. М. В. Крыленко*, В. В. Крыленко, Д. В. Крыленко

Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997 Россия

**e-mail: krylenko@mail.ru*

Поступила в редакцию 15.04.2024 г.

После доработки 03.06.2024 г.

Принята к публикации 11.06.2024 г.

Дельта Кубани — крупнейшей реки Северного Кавказа — формировалась под влиянием значительных колебаний уровня моря в голоцене. Вся дельтовая область р. Кубани делится на две части — азовскую и черноморскую. Черноморская часть морского края дельты р. Кубани, представленная разделенными Благовещенским останцом Бугазской и Витязевской пересыпями, — часть литодинамической системы Анапской пересыпи. Проанализированы литодинамические аспекты развития черноморской части морского края дельты р. Кубани (во многом определявшие формирование и динамику Анапской пересыпи), основанные на данных полевых и дистанционных исследований, а также материалах архивных и литературных источников. Показано, что аллювий р. Кубани — составляющая бюджета наносов литодинамической системы Анапской пересыпи в периоды регрессий, во время которых твердый сток поступал непосредственно в береговую зону Черного моря. За время фанаторийской регрессии в береговую зону Черного моря могло быть вынесено ~94 млн м³ влекомых наносов, что сравнимо с объемом активного слоя отложений современной Анапской пересыпи. Во время трансгрессий наносы отлагались в глубине морских заливов, а после их отчленения от моря баром (будущей Анапской пересыпью) — лагун и не достигали морского берега. С начала XX в. в результате действия совокупности природных и техногенных факторов сток р. Кубани в Черное море фактически прекратился. На протяжении Бугазской и Витязевской пересыпей преобладают участки с разной скоростью отступления линии морского берега из-за нарастающего дефицита наносов в литодинамической системе. Данный участок берега может считаться морским краем дельты р. Кубани только в палеогеографическом понимании.

Ключевые слова: Черное море, морской край дельты Кубани, Анапская пересыпь, литодинамические процессы, аллювий, колебания уровня моря, аккумулятивные формы, наносы.

DOI: 10.31857/S0321059625010064 EDN: UYCGSL

ВВЕДЕНИЕ

Динамика дельт относится к числу наиболее сложных для изучения процессов гидрологии и геоморфологии. Развитие дельты зависит от изменяющегося соотношения ряда факторов: рельефа устьевого взморья, колебаний уровня моря, изменчивости объемов жидкого и твердого стока, структуры гидрографической сети и антропогенного влияния [2]. Самый молодой и наиболее динамичный район дельт — разделяющий дельту и устьевое взморье морской край дельты (МКД), где под действием морских волн происходит аккумуляция аллювия и морских наносов и формируется современный рельеф [30].

По длине (906 км), объему стока (12.0–13.5 км³) и площади бассейна (57 900 км²) Кубань — самая крупная река Северного Кавказа [25, 30]. Собирая сток с бассейна, расположенного на северном макросклоне Большого Кавказа, р. Кубань поставляет жидкий и твердый сток к берегам Азовского и Черного морей.

Рельеф дельты р. Кубани молодой, голоценовый, сформировавшийся под влиянием значительных колебаний уровня Азово-Черноморского бассейна. Во время трансгрессий прибрежные районы дельты затапливались, дельтовые рукава дробились, и образовывалась многорукавная дельта. В периоды регрессий сток концентрировался в виде крупных рукавов, площадь дельты увеличивалась за счет выдвижения в глубь морской акватории. При стабилизации уровня моря

¹ Работа выполнена в рамках государственного задания (тема FMWE-2024-0027).

вдоль МКД образовывались береговые бары, отчленявшие от открытого моря обширные лагуны, в которые происходила разгрузка жидкого и твердого стока дельтовых рукавов. Современная устьевая область р. Кубани включает в себя малорукавную дельту выполнения, лагуны (местное название — лиманы) и устьевое взморье [25].

Дельта р. Кубани делится на две части — азовскую и черноморскую. Черноморская часть включает лиманы Витязевский, Кизилташский, Бугазский и Цокур. В промежутках между лиманами граница дельты проходит по коренным участкам Таманского п-ова и предгорий Кавказа. Условной литодинамической границей можно считать створ долины р. Старая Кубань между поселками Белым и Джигинка, где обнаружены реликтовые прибрежно-морские аккумулятивные формы (рис. 1) [29].

Черноморский МКД р. Кубани (ЧМКД), предмет настоящего исследования, образует дугу от пос. Веселовка на СЗ до пос. Витязево на ЮВ. Это часть литодинамической системы Анапской пересыпи, представленная в настоящее время Бугазской и Витязевской песчаными пересыпями

и разделяющим их Благовещенским останцом. Общая протяженность литодинамической системы Анапской пересыпи, включающей абразионные и аккумулятивные участки, составляет 55 км между мысами Железный рог на СЗ и Анапский на ЮВ, тогда как ЧМКД занимает 32 км из них (рис. 1).

Первые очень разрозненные и часто противоречивые сведения об устье р. Кубани и прилегающих территориях приводятся в древнегреческих и древнеримских источниках. В средние века географические сообщения о регионе в византийских, венецианских, генуэзских и османских источниках так же эпизодичны и недостаточно информативны [25]. В XX в. проведен ряд инженерно-геологических и палеогеографических исследований. В.П. Зенкович, В.В. Лонгинов, Н.А. Айбулатов, Е.Н. Егоров и многие другие изучали литодинамические процессы Анапской пересыпи, что позволило заложить основы теории динамики песчаных пляжей непривливаемых морей [1, 12, 13]. Материал, касающийся реконструкции и датирования голоценовых береговых линий моря восточного Азово-Черноморья, изложен в работах Х.А. Арсланова, И.П. Балабано-

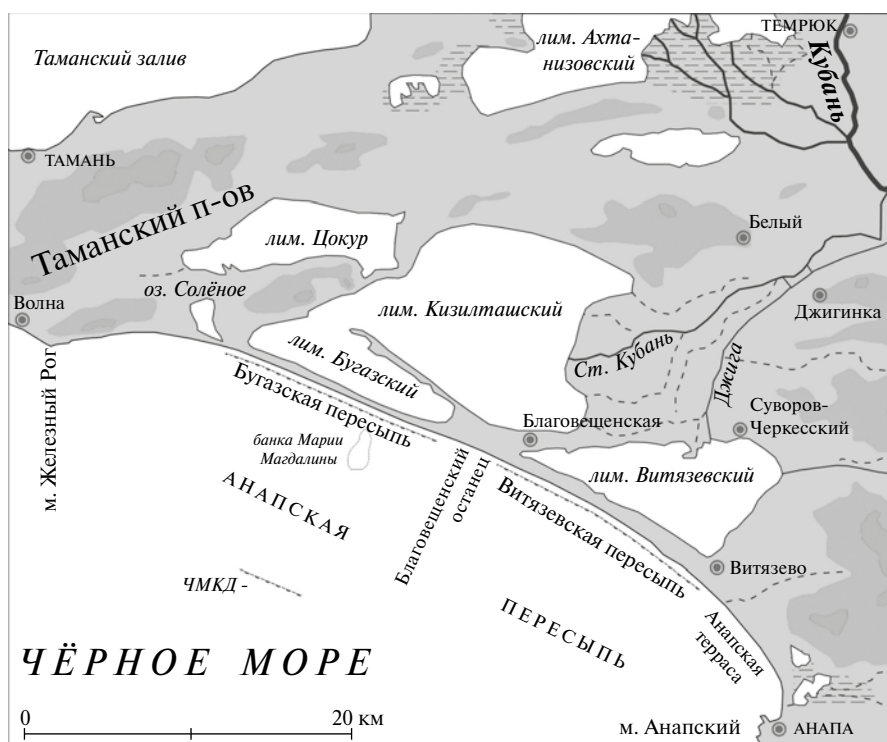


Рис. 1. Картограмма района Анапской пересыпи и черноморской части морского края дельты р. Кубани (ЧМКД).

ва, Я.А. Измайлова [3, 6, 11]. В XXI в. исследована история формирования Анапской пересыпи и получены данные об эволюции дельты и устьевого взморья Кубани, в том числе ее черноморского рукава [14, 16, 25]. С 2010 г. сотрудники Южного отделения Института океанологии РАН и Географического факультета МГУ ведут на Анапской пересыпи исследования процессов формирования надводного и подводного рельефа, ландшафтно-морфологической структуры, пространственных особенностей распределения наносов и гидрологического режима [17–20].

В последние десятилетия на большей протяженности литодинамической системы Анапской пересыпи, в том числе в пределах ЧМКД р. Кубани, наблюдается отступление морского берега, достигшее на некоторых участках 80 м за 50 лет [38]. Основная причина отступления – природные процессы, обусловившие дефицит и перераспределение наносов в литодинамической системе. На фоне повышения уровня моря отступление морского берега может ускориться [17]. Для определения пределов устойчивости аккумулятивного тела Анапской пересыпи необходимо иметь информацию как о происхождении и запасах слагающего его материала, так и об этапах и механизмах его перераспределения во времени и пространстве. Остается актуальным поиск ответа на вопрос: когда и каким образом аллювий р. Кубани поступил в литодинамическую систему Анапской пересыпи и как повлиял на нее? В настоящей работе выполнен анализ литодинамических аспектов развития ЧМКД р. Кубани, тесно связанных и во многом определявших формирование и динамику Анапской пересыпи.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Современный этап научных исследований аккумулятивных береговых форм подразумевает использование широкого спектра теоретических и прикладных методов. Представленное в работе исследование выполнено на основе собственных полевых и дистанционных исследований, которые проводились на Анапской пересыпи в течение 10 лет, и обобщения материалов геологических изысканий, архивных и литературных источников. В частности, использовались результаты исследований рельефообразующих

процессов, наблюдений за гидро-литодинамическими процессами в береговой зоне моря, исследований состава и пространственного распределения пляжеобразующих наносов, биогенной составляющей наносов Анапской пересыпи [17, 23]. Используются описания отложений, вскрытых шурфами и скважинами в разных морфологических участках пересыпи. По результатам дешифрирования аэро- и космических снимков разработаны карты ландшафтно-морфологической структуры аккумулятивного тела. Выявлены особенности строения разных частей пересыпи, их генезиса и преобладающих рельефообразующих процессов [18, 19].

РАЗВИТИЕ ЧМКД р. КУБАНИ И ФОРМИРОВАНИЕ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ

Аккумулятивное тело Анапской пересыпи начало формироваться с завершением последнего ледникового периода из аллювия Палео-Кубани, накопленного в период ее впадения непосредственно в Черное море [14–16, 26, 34]. При повышении уровня моря часть материала в виде бара перемещалась в соответствии с движением береговой линии [22], полностью или частично перекрывая входы в заливы. Согласно [14, 36], начало накопления песка в теле современной Анапской пересыпи началось ~6 тыс. л. н. Выделяются два основных этапа ее формирования – джеметинский и нимфейский, разделенные фангорийской регрессией [14, 15].

Джеметинский этап

После достижения уровня Черного моря, близкого к современному (5.5–5.0 тыс. л. н.) [6], вся дельтовая область р. Кубани была затоплена, образовались глубоко врезаемые в сушу заливы, где стал отлагаться аллювий [13]. По мнению Н.А. Айбулатова [27], акватория Кубанского залива приобрела почти современный вид ~5 тыс. л. н. Конфигурация берега в данный период определялась наличием нескольких коренных мысов или островов, между которыми формировались аккумулятивные формы, постепенно отчленявшие от моря акваторию лиманов. Скорость и векторы роста аккумулятивных форм были разными, их развитие в разные периоды могло происходить независимо или

согласованно. Согласно [14], формирование надводной части аккумулятивного тела, отгораживавшего от моря Кубанский залив, произошло 3.5–3.2 тыс. л. н. В пределах Бугазской пересыпи (северная часть Анапской пересыпи) древних генераций аккумулятивных форм не сохранилось, но на существование таких аккумулятивных форм косвенно указывает тот факт, что, согласно [29, 32, 33], уже 3.5 тыс. л. н. именно по Бугазской пересыпи проходил один из важнейших сухопутных транспортных путей между Таманским п-овом и Анапским регионом.

В пределах Анапской пересыпи толща прибрежно-морских осадков, помимо морских (пески с большим количеством ракушки и примесью гальки), включает прослои эоловых, аллювиально-лиманных и делювиальных отложений, что свидетельствует о неоднократном изменении условий осадконакопления. Я.А. Измайлов объясняет эти изменения колебаниями относительного уровня моря [14]. Исследования авторами настоящей статьи динамики берега в последние полвека, подкрепленные математическим анализом многолетних флуктуаций волновой активности [35, 38], дают основания полагать, что в периоды стабилизации уровня моря характер прибрежного осадконакопления определялся параметрами волнового воздействия. Кроме того, на условия осадконакопления отдельных участков могли влиять изменения конфигурации береговой линии, происходящие по мере абразионного разрушения выступающих участков коренных берегов и роста дистальных частей аккумулятивных тел.

Анапская пересыпь развивалась в результате поперечного перемещения наносов в сторону суши и вдольберегового, направленного от м. Железный Рог к м. Анапскому. Встречный поток имел подчиненное значение как по емкости, так и по дальности распространения [17]. С учетом расположения источника наносов — продуктов абразии берегов Таманского п-ова — формирование надводной части Анапской пересыпи началось в северо-западной части в пределах современной Бугазской пересыпи [28]. Пересыпь находилась западнее современной береговой линии моря и по мере абразионного разрушения берега Таманского п-ова смещалась в сторону суши, поэтому древних отложений не сохранилось [13]. Напротив, на

юго-восточном краю литодинамической системы сложенный скальными породами м. Анапский сохранял свое положение и прикрывал прилегающий участок Анапской пересыпи от волнения юго-западного сектора. Это способствовало накоплению поступающих с С наносов и выдвиганию пересыпи в сторону моря. Максимальная мощность отложений и наибольший их возраст (5.5–5.2 тыс. лет) отмечены в тыльной части Анапской аккумулятивной террасы и южной части Витязевской пересыпи [14]. Таким образом, генеральной особенностью развития аккумулятивного тела пересыпи была тенденция к развороту морской береговой линии “по часовой стрелке” за счет отступления берега на СЗ и выдвигания берега на ЮВ.

Описанный выше процесс не отражает наличие на протяжении длительного времени выступа коренного берега в центральной части современной Анапской пересыпи. В северной части Витязевской пересыпи на ее примыкании к Благовещенскому останцу наиболее древние отложения, характерные для южной части Витязевской пересыпи, отсутствуют [14]. Это указывает на то, что формирование косы на начальном этапе происходило мористее — мыс коренного берега, от которого нарастала коса, был выдвинут дальше в море. Благовещенский останец, сложенный неогеновыми рыхлыми отложениями, вероятно, составлял единый массив с разрушенным позднее останцом на месте современной банки Марии Магдалины и разделял две независимые друг от друга литодинамические системы: Бугазскую и Витязевскую (рис. 2а). Часть продуктов абразии выносились на север, поступая на Бугазскую пересыпь; часть наносов уходила к ЮВ, поступая на Витязевскую пересыпь. Южнее Благовещенского останца в тыльной части Витязевской пересыпи выделяются несколько реликтовых генераций береговых валов и дюнных гряд, расположенных под углом к современной береговой линии [19, 23]. Вероятно, эти гряды появились, когда конфигурация морского края Благовещенского останца была иной и ориентация формировавшейся от него косы отличалась от ориентации современной линии берега пересыпи. По мере размыва морем Благовещенского останца протяженность косы увеличивалась, но наиболее древние отложения в ее корневой части размывались. Угол, под которым она про-

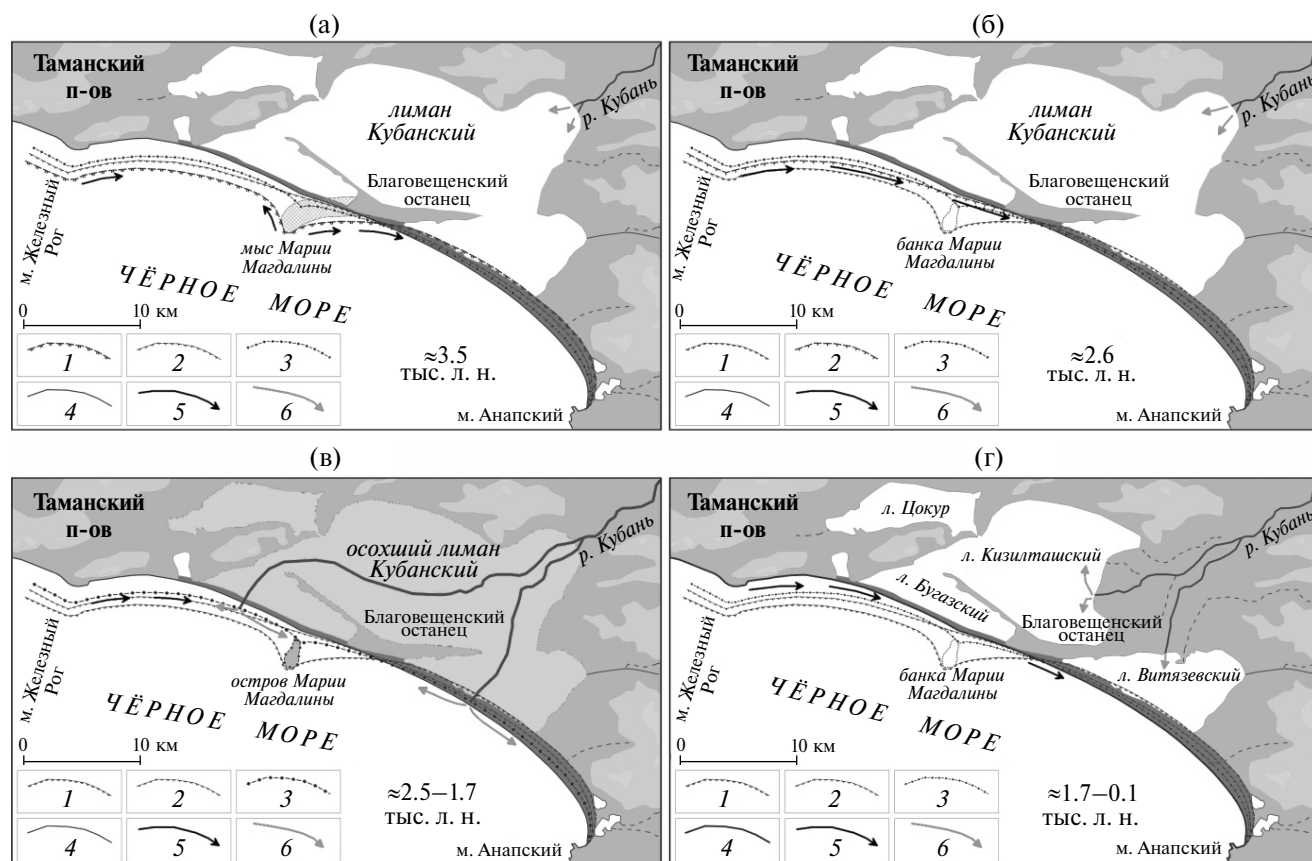


Рис. 2. Картошесмы основных этапов развития Анапской пересыпи и ЧМКД р. Кубани: ~3.5 тыс. л. н. (а), ~2.5 тыс. л. н. (б), в период фанагорийской регрессии 2.5–1.7 тыс. л. н. (в), в ходе нимфейской трансгрессии 1.7–0.1 тыс. л. н. (г). Линии берега моря: 1 – ~3.5 тыс. л. н., 2 – ~2.5 тыс. л. н., 3 – 2.5–1.7 тыс. л. н., 4 – 0.1 тыс. л. н.; направления миграций потоков наносов: 5 – абразионного, 6 – аллювиального генезиса.

должала расти, менялся, как и направление формирующихся береговых валов.

Полное разрушение мысов в центральной части Анапской пересыпи и образование абразионно-аккумулятивной дуги с единым вдольбереговым потоком наносов (рис. 2б) произошло 2.6–2.5 тыс. л. н. С этого момента по всей протяженности Бугазской пересыпи происходил вынос материала на ЮВ и она постоянно отступала в глубь заливов.

Фанагорийская регрессия

Конец джеметинского этапа в Азово-Черноморском бассейне ознаменовался фанагорийской регрессией. Большинство исследователей [7, 10, 11, 28] оценивают понижение уровня моря в период фанагорийской регрессии (2.6–1.7 тыс. л. н.) на 5–6 м относительно предшествующего и современного уровня.

В работе [32] авторы задаются вопросом: почему ни один из античных авторов “не говорит нам о наличии обширного Кизилташского (Палеокубанского) лимана”? По данным [14], на разрезе в северной части Бугазской пересыпи между позднеджеметинскими (датировка 2660–2520 л. н.) и нимфейскими отложениями (1110 л. н.) отмечен слой аллювиальных песков, имеющий отметку подошвы –6.6 м, т. е. уровень речного дна был существенно ниже современного уровня моря. По разрезу в центральной части Бугазской пересыпи между верхнеджеметинскими (2750 л. н.) и нимфейскими (1940 л. н.) отложениями имеется слой эоловых песков с абсолютной отметкой подошвы до –2.5 м. С учетом того, что современные эоловые отложения расположены на отметках не ниже 1.5 м, уровень моря у Бугазской пересыпи на тот момент был ниже современного на ≤ 3.5 м. Уровень сообщающихся с морем лагун должен был упасть на ту же величину. С учетом гидрологических

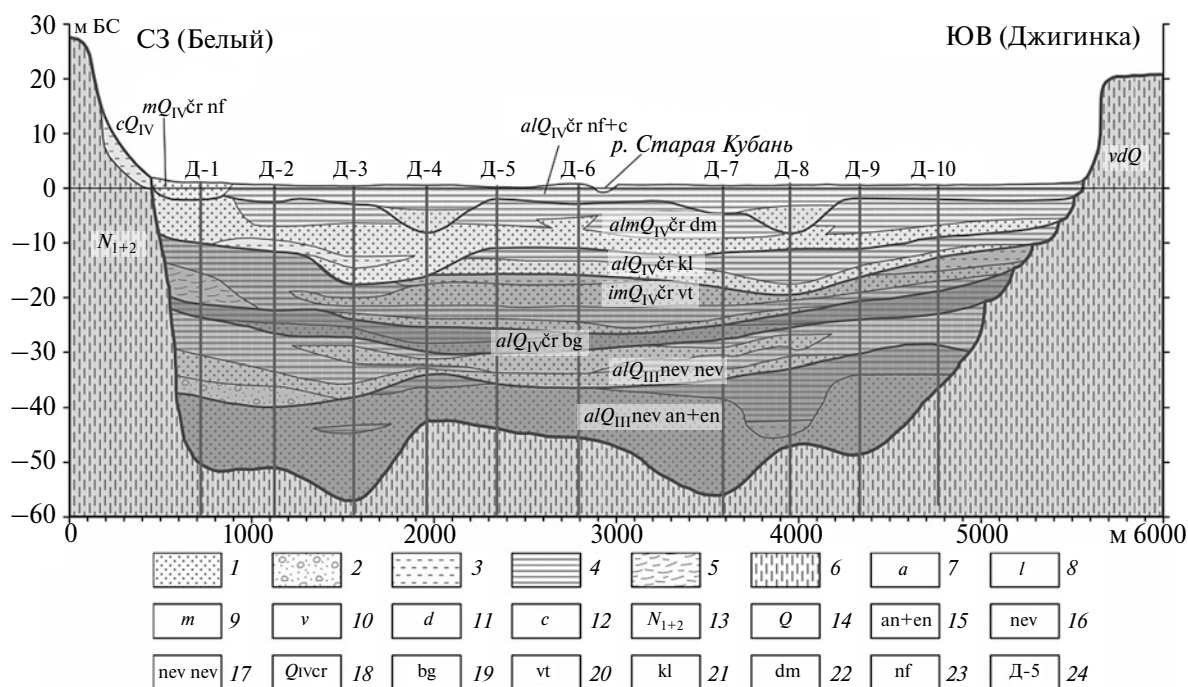


Рис. 3. Джигинский геологический профиль через р. Старая Кубань [33]. Литологический состав: 1 – песок, 2 – песок с галькой, 3 – алеврит, 4 – глины, 5 – илы, 6 – лесс. Генезис: 7 – речной, 8 – лиманный, 9 – морской, 10 – эоловый, 11 – склоновый, 12 – оползневой. Возраст: 13 – неогеновый, 14 – четвертичный, 15 – антский-еникальский, 16 – новозвксинский горизонт, 17 – новозвксинский слой, 18 – черноморский горизонт, 19 – бугазский, 20 – витязевский, 21 – каламитский, 22 – джеметинский, 23 – нимфейский, современный, 24 – номера скважин.

характеристик современных лиманов (средние глубины ≤ 1 м) [25], величины падения уровня и геологических данных можно утверждать, что в период фанагорийской регрессии обширных заливов или лагун на месте современного Кизилташского лимана не существовало. Сток р. Кубани в море осуществлялся через осушающую акваторию лиманов по русловым врезам, выработанным в предшествующих отложениях (рис. 2в). На геологическом разрезе (рис. 3) [37] заметны два русловых эрозионных вреза, заполненных аллювиальными песками. Состав отложений указывает на то, что скорости течения были достаточно высокими для перемещения большого объема влекомых наносов. Подошва врезов расположена на отметке -5 м. Базисом эрозии для р. Кубани в этот период был уровень Черного моря, поскольку лиманов не существовало. Соответственно, твердый сток р. Кубани в рассматриваемый период попадал непосредственно в береговую зону Черного моря. При интенсивных вдольбереговых потоках наносов поступающий аллювий способствовал росту аккумулятивной формы в пределах всей литодинамической системы.

Нимфейская трансгрессия

В ходе нимфейской трансгрессии в пределах ложа лагун вновь образовалась обширная акватория с активно протекающими гидро- и литодинамическими процессами, на что указывает наличие береговых аккумулятивных валов у подножия коренного склона. Датировка раковинного материала реликтовых аккумулятивных форм [26] позволяет отнести их формирование к середине II тыс. н. э. [33].

В работах [25, 33] высказано предположение, что в начале нимфейской трансгрессии произошел размыв Бугазской пересыпи с превращением лимана в морской залив, а восстановление пересыпи произошло лишь по мере замедления трансгрессии. Скорее всего, авторы упомянутых работ не учитывают скорости и механизмы формирования песчаных замыкающих форм в условиях трансгрессии. В условиях постепенного подъема уровня песчаные пересыпи на отмелях побережья проявляют способность смещаться вместе с плано-высотным ходом береговой линии в сторону суши [4, 8], сохраняя свою целост-

ность. Скорее всего, нимфейский подъем уровня не привел к разрушению Бугазской пересыпи, хотя ее тело было смещено в сторону вновь наполнившейся водой лагуны (рис. 2г).

В последующие столетия, как следует из картографических и литературных источников, устье южного рукава р. Кубани мигрировало между Азовским и Черным морями. В периоды впадения южного рукава (именуемого Бугазским) в соединявшийся с Черным морем через Бугазский пролив (гирло) Кубанский лиман (включавший акватории будущих лиманов Цоккур, Кизилташский, Бугазский и Витязевский) в нем активно формировалась малорукавная дельта выполнения. В начале XIX в. черноморский рукав начал отмирать. Пролит, соединявший лиман Витязевский и Черное море, к 1870-м гг. исчез [25]. К началу XX в. рук. Бугазский обводнялся только во время половодья и паводков на р. Кубани и малых реках. Бугазское гирло было блокировано песчаными отложениями со стороны моря в 1918 г. К началу 1950-х гг. поступление воды в рук. Бугазский прекратилось, Кизилташские лиманы стали мелеть. В 1955 г. было завершено сооружение магистрального канала Кизилташского кефалевого хозяйства, а между морем и Бугазским лиманом прорыт канал, регулируемый шлюзом [25]. Поскольку работа перечисленных гидротехнических сооружений регулируется человеком, можно констатировать, что природный этап развития черноморской части МКД р. Кубани к этому моменту завершился.

В настоящее время Анапская пересыпь — крупная прибрежно-морская аккумулятивная форма, сформированная наносами терригенного и морского происхождения: кварцевым песком с примесью ракушечного детрита и гальки. Современный этап развития литодинамической системы Анапской пересыпи отличается отсутствием влияния твердого и жидкого стока р. Кубани. Характерная черта этого этапа — нарастающий дефицит наносов в литодинамической системе, связанный с истиранием имеющегося материала. Объем продуктов абразии и биогенного материала недостаточен для восполнения потерь. По протяженности пересыпи преобладают участки с разной скоростью отступления линии морского берега [38].

ОЦЕНКА РОЛИ АЛЛЮВИЯ р. КУБАНИ В БЮДЖЕТЕ НАНОСОВ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ

Как показано выше, твердый сток р. Кубани мог оказывать влияние на литодинамическую систему Анапской пересыпи только в отдельные периоды развития дельтовой области Кубани, обусловленные колебаниями уровня Черного моря. На заключительной стадии послеледниковой трансгрессии (6.0—5.5 тыс. л. н.) накопленный ранее в береговой зоне моря аллювий послужил материалом для формирования протяженного бара, отделившего обширный морской залив, превратившийся в лагуну. С этого момента новый аллювий перестал поступать в береговую зону моря. Исключение — период фанаторийской регрессии (2.6—1.7 тыс. л. н.), когда уровень моря понижался на 5—6 м и аллювий р. Кубани вновь поступал непосредственно в береговую зону моря.

Таким образом, на протяжении последних 6 тыс. лет формирование Анапской пересыпи большую часть времени шло за счет продуктов абразии прилегающих участков берега и ракуши. Какую же роль оказал аллювий р. Кубани на бюджет наносов и развитие литодинамической системы Анапской пересыпи?

Как показывают исследования толщи отложений Анапской пересыпи, доля ракуши (ракушечного детрита) составляет до 5% общего объема, и эта величина почти не зависит от возраста и расположения отложений [17]. Сложнее определить долю отложений, поступивших в результате абразии. Поскольку коренные берега к СЗ от Анапской пересыпи за последние 5 тыс. лет отступили почти на 2 км, состав слагающих их пород неизвестен. В современном клифе содержание песка $\leq 10\%$, преобладающая часть — хорошо отсортированные мелкие и средние пески аллювиального происхождения плиоценового возраста [9]. После волновой переработки эти пески невозможно отличить от аллювия Кубани, поэтому определить долю абразионного материала в общем объеме Анапской пересыпи не представляется возможным. На наличие абразионного материала указывает присутствие гальки из ожелезненных известняков, источником которой принято считать скальные выступы, расположенные вблизи м. Железный Рог. Эта галька

обнаруживается по протяженности всей пересыпи, в том числе в ее тыльной части.

Нимфейская генерация береговых валов шириной до 200 м, период формирования которой охватывает последние 1.5 тыс. лет, примыкает с мористой стороны к древней генерации береговых валов в пределах южной части Благовещенской террасы, Витязевской пересыпи и Анапской террасы. Под данной генерацией бурением вскрыта толща отложений, хронологически занимающая промежуточное положение между нимфейской и джеметинской генерациями. Эти отложения представлены лагунно-лиманскими илами, хронологический диапазон накопления которых составляет 2.7–1.6 тыс. л. н. и характеризует период положения уровня моря на отметках 3.5–5.5 м ниже современного [28]. В отличие от отложений более древних частей пересыпи, в материале нимфейской генерации мало гальки из ожелезненных известняков. Нижние слои отложений представлены кварцевым песком со значительной (до 30%) примесью ракуши. В верхней части отложений прибрежной полосы залегают и под действием эоловых процессов активно мигрируют хорошо отсортированные кварцевые пески с низким (< 3%) содержанием ракуши. В работе [13] В.П. Зенкович задается вопросом: “Откуда же взялись чистые (кварцевые) пески, образующие внешнюю полосу южной и центральной части пересыпи? ... Образование в восточной части пересыпи чистой полосы песков более 200 м ширины показывает, что был период, когда эти массы песка поступали со дна к берегу, но сейчас такого процесса нет”.

На основе комплекса вышеизложенных фактов можно предположить следующий механизм происхождения материала нимфейской генерации отложений Анапской пересыпи:

в ходе фанагорийской регрессии по мере падения уровня моря береговая линия выдвигается в сторону моря;

твердый сток р. Кубани (отсортированный кварцевый песок) начинает поступать в береговую зону моря, вовлекаясь во вдольбереговую перенос и формируя береговой вал;

между растущим новым и старым береговыми валами образуется мелководная лагуна (она

препятствует развитию эоловых форм в сторону берега), окаймленная полосой древесно-кустарниковой растительности;

нимфейская трансгрессия мобилизует сформировавшийся береговой вал, он движется в сторону берега, постепенно перекрывая лагуну, с исчезновением лагуны песок вовлекается в эоловый перенос, формируя гряды устойчивых дюн вдоль полос древесной растительности.

Уточнить время начала поступления больших масс песка позволил анализ археологических находок [21], согласно которому, активное образование дюн произошло не ранее начала нимфейской трансгрессии (~1.7 тыс. л. н.).

Таким образом, современный вид Анапская пересыпь приобрела уже в ходе нимфейской трансгрессии. Аккумулятивное тело наиболее молодой генерации береговых валов и дюнных гряд было сформировано преимущественно из аллювия р. Кубани, поступившего непосредственно в береговую зону моря за время фанагорийской регрессии. По данным [25], до зарегулирования стока р. Кубани на гидрологическом посту Тиховском количество стока влекомых наносов составляло 352000 т в год. Если считать, что средняя плотность наносов составляла $\leq 1.5 \text{ т/м}^3$, а в южный (черноморский) рукав Кубани уходила ~1/2 общего стока реки, то за год в него поступало ~117000 м³ наносов, преимущественно песка. За время фанагорийской регрессии (~800 лет) в береговую зону Черного моря могло быть вынесено ~94 млн м³ влекомых наносов (преимущественно песка), что сравнимо с объемом активного слоя отложений современной Анапской пересыпи [22]. В настоящее время влияние этого материала на литодинамические процессы ослабевает.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие черноморской части морского края дельты р. Кубани определялось прежде всего колебаниями уровня моря. В зависимости от уровня моря менялось положение зоны разгрузки твердого стока реки. Аллювий р. Кубани был составляющей бюджета наносов литодинамической системы Анапской пересыпи только в периоды регрессий, когда твердый сток поступал непосредственно в береговую зону моря. Во время

трансгрессий наносы отлагались в глубине морских заливов, а после их отчленения от моря баром (будущей Анапской пересыпью) — лагун и не достигали морского берега. В периоды трансгрессий происходило перераспределение поступивших ранее речных наносов, а питание литодинамической системы осуществлялось за счет материала абразии и биогенного источника (ракуши). С этой точки зрения возникает вопрос: является ли в настоящее время морской берег Витязевкой и Бугазской пересыпей в составе Анапской пересыпи морским краем дельты р. Кубани?

Согласно [25], в понятие морского края дельты входит не только береговая линия, разделяющая собственно дельту и устьевое взморье, но и прилегающая к этой линии полоса дельтовой суши, вдающиеся в дельту заливы, а также дно устьевого взморья. В этой зоне происходит взаимодействие реки и моря, заключающееся в противоположно направленных тенденциях: выдвигание речных отложений в море и разрушение их морским волнением. Как следует из приведенного положения, основа указанного взаимодействия моря и дельты — поставляемые рекой на морской берег твердые наносы, способные образовывать более или менее устойчивые аккумулятивные формы рельефа непосредственно в зоне контакта или вблизи него. Следовательно, если поступление речных наносов прекращается на длительный период (превышающий рамки сезонной или межгодовой изменчивости), данный участок берега фактически не является МКД.

Как показано выше, с окончанием ледникового периода проходило повышение уровня Черного моря, в ходе которого не позднее 6 тыс. л. н. нижняя часть долины Палео-Кубани превратилась в морской залив, в котором начала формироваться современная дельта выполнения р. Кубани. С этого момента твердые выносы р. Кубани, способные формировать прибрежно-морские аккумулятивные формы рельефа, в береговую зону Черного моря не поступали. Выносимые рекой во взвешенном состоянии мелкие частицы либо оседали в лиманах, либо после сброса через гирла в море быстро удалялись течениями из береговой зоны и не могли оказать влияния на развитие литодинамической системы Анапской пересыпи. Формирование Анапской пересыпи в

этот момент происходило преимущественно под влиянием морских и эоловых рельефообразующих процессов. Исключение составляет относительно короткий период фанагорийской регрессии. В этот момент в береговую зону Черного моря могли поступать как приносимый рекой новый аллювий, так и продукты размыва ранее накопленных на территории дельты аллювиальных отложений. Наиболее молодые генерации береговых валов Анапской пересыпи соответствуют начальной стадии нимфейской трансгрессии. В этот момент поступивший за период фанагорийской регрессии в береговую зону моря аллювий был перераспределен вдоль пересыпи и приподнят над более древними прибрежно-морскими отложениями. По мере затухания этого процесса литодинамическое влияние р. Кубани на черноморскую часть МКД прекратилось.

С начала XX в. в результате действия совокупности природных и техногенных факторов сток р. Кубани в Черное море фактически прекратился. В существующих условиях чрезвычайно маловероятно его возобновление. Следовательно, данный участок берега может считаться МКД р. Кубани только в палеогеографическом понимании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н.А., Говберг Л.И., Новикова З.Т., Юркевич М.Г. Геоморфологические и литологические особенности строения шельфа северо-восточной части Черного моря в связи с исследованием процессов современного осадконакопления // Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981. С. 109—139.
2. Алексеевский Н.И., Айбулатов Д.Н. Динамика гидрографической сети и морского края дельты Волги с 1800 по 2010 г. // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2011. № 2. С. 96—102.
3. Арсланов Х.А., Балабанов И.П., Гей Н.А., Измайлов Я.А., Островский А.Б., Скиба С.И., Скрыбина Н.С. Методы и результаты картирования и геохронологической привязки древних береговых линий на суше и шельфе Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 144—151.
4. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Крупные аккумулятивные формы на

- берегах Юго-Восточной Балтики // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 641–649.
5. Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. М.: Дальнаука, 2009. 350 с.
6. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за последние 20 тыс. лет // Вод. ресурсы. 1988. № 6. С. 54–62.
7. Болиховская Н.С., Поротов А.В., Кайтамба М.Д., Фаустов С.С. Развитие природной среды и климата на территории Черноморской дельты Кубани в последние 7 тысяч лет // Вестн. Московского ун-та. 2014. Сер. 5, География. № 1. С. 64–74.
8. Выхованец Г.В. Эоловый процесс на морском берегу. Одесса: Астропринт, 2003. 368 с.
9. Геология Большого Кавказа. Изд. М.: Недра, 1976. 262 с.
10. Горлов Ю.В. Географическая ситуация на Таманском полуострове во второй половине голоцена // Проблемы истории, филологии, культуры. 2008. № 21. С. 415–437.
11. Горлов Ю.В., Поротов А.В., Янина Т.А., Фуаш Э., Мюллер К. К вопросу об историко-географической ситуации на Таманском полуострове в период греческой колонизации // Проблемы истории, филологии, культуры. 2002. № 12. С. 248–257.
12. Егоров Е.Н., Зенкович В.П. Об исследовании перемещения песчаных наносов // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1957. Т. 21.
13. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1958. 374 с. <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-berega-chernogo-i-azovskogo-morey.pdf> (дата обращения: 1.11.2023)
14. Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Кн. 1. Анапская пересыпь. Сочи: Лазаревская полиграфия, 2005. 175 с.
15. Измайлов Я.А., Крыленко В.В. Геологическое строение, палеогеография и новые данные о современной динамике Анапской пересыпи (Черноморское побережье) // Пути эволюционной географии. Мат-лы Всерос. науч. конф., посвященной памяти А.А. Величко. М.: ИГ РАН, 2016. С. 118–123.
16. Каплин П.А., Поротов А.В., Янина Т.А., Горлов Ю.В., Фуаш Э. Возраст и условия формирования Бугазской пересыпи // Вестн. Московского ун-та. 2001. Сер. 5, География. С. 87–95.
17. Косьян Р.Д., Крыленко В.В., Крыленко М.В. Геосистема Анапской пересыпи. М.: Науч. мир, 2021. 262 с.
18. Кравцова В.И., Крыленко В.В., Другов М.Д., Бойко Е.С. Исследование динамики рельефа северо-западной части Анапской пересыпи по материалам воздушного лазерного сканирования // Геоинформатика. 2017. № 4. С. 48–62.
19. Кравцова В.И., Чалова Е.Р. Картографирование ландшафтно-морфологической структуры восточного Бугазского участка Анапской пересыпи по материалам цифровой аэрофотосъемки // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2018. № 3. С. 303–313.
20. Крыленко В.В., Горячкин Ю.Н., Косьян Р.Д., Крыленко М.В., Харитонова Л.В. Сходство и различия малых пересыпей северо-восточной части Черного моря // Экол. безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2021. № 1. С. 63–83.
21. Крыленко В.В., Крыленко Д.В., Крыленко М.В. Палеолитодинамические предпосылки накопления материала современного аккумулятивного тела Анапской пересыпи (Кавказское побережье Черного моря) // Экол. безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2023. № 4. С. 19–33.
22. Крыленко В.В., Крыленко М.В., Крыленко Д.В. Оценка объема литодинамически активных наносов аккумулятивного тела Анапской пересыпи // Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Мат-лы VII Международ. науч.-практ. конф. Ч. 1. Майкоп: ИП Кучеренко, 2023. С. 231–237.
23. Крыленко Д.В., Крыленко В.В., Крыленко М.В. Полевые исследования строения осадочной толщи северной части Витязевской пересыпи // Бюлл. науки и практики. 2022. Т. 8. № 11. С. 119–127.
24. Леонтьев И.О. Морфологические процессы в береговой зоне моря. Саарбрюккен: Изд-во LAP Lambert, 2014. 251 с.
25. Михайлов В.Н., Магрицкий Д.В., Иванов А.А. Гидрология дельты и устьевое взморье Кубани. М.: ГЕОС, 2010. 728 с.
26. Невеский Е.Н. История развития Анапской пересыпи // Тр. Ин-та океанологии. 1957. № 8. С. 35–45.
27. Пешков В.М. Береговая зона моря. Краснодар: Лаконт, 2003. 350 с.
28. Поротов А.В. Изменения уровня Черного моря в голоцене на основе геoarхеологических индика-

- торов // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2013. № 1. С. 76–82.
29. *Поротов А.В., Сударев Н.И., Гарбузов Г.П.* Некоторые результаты изучения палеогеографического развития дельты Кубани в античное время // Мат-лы междунар. науч. конф. “XXII Боспорские чтения. Боспор Киммерийский и варварский мир в период античности и средневековья. Новые открытия, новые проекты. Симферополь; Керчь: ИП Кифниди, 2021. С. 335–344.
 30. Реки и озера мира: энциклопедия. М.: Энциклопедия, 2012. 928 с.
 31. *Свиточ А.А., Магрицкий Д.В., Поротов А.В., Макшаев Р.Р., Тюнин Н.А., Семиколенных Д.В., Дикарев В.А., Ключиткина Т.С.* Строение и развитие основных геоморфологических структур голоценовой дельты р. Кубани // Геоморфология. 2019. № 4. С. 77–87.
 32. *Сударев Н.И., Поротов А.В., Гарбузов Г.П.* К вопросу о древних дорогах и переправах южной части Таманского полуострова // Боспорские исследования. 2022. № 44. С. 62–85.
 33. *Сударев Н.И., Поротов А.В., Гарбузов Г.П.* Путь из Синдики в Синдику: значение Анапской пересыпи в истории региона // Мат-лы междунар. науч. конф. “XIX Боспорские чтения. Боспор Киммерийский и варварский мир в период античности и средневековья. Традиции и инновации”. Керчь: ИП Литвиненко Е.А., 2018. С. 485–493.
 34. *Флеров А.Ф.* Песчаные ландшафты Черноморско-Азовского побережья Кавказа, их происхождение и развитие // Изв. ГГО. 1931. Т. LXIII. Вып. 1. С. 22–41.
 35. *Divinsky B., Kosyan R.* Parameters of wind seas and swell in the Black Sea based on numerical modeling // *Oceanologia*. 2018. V. 60. P. 277–287.
 36. *Fouache E., Daniel K., Brückner H., Lericolais G., Porotov A., Dikarev V.* The Late Holocene evolution of the Black Sea – a critical view on the so-called Phanagorian regression // *Quaternary Int.* 2012. V. 266. P. 162–174.
 37. *Izmailov Ya.A., Arslanov Kh.A.* Formation of the Anapa sand-spit and Late Holocene fluctuation of the Black Sea level // IGCP 521 Second Plenary Meeting and Field Trip “Black Sea-Mediterranean corridor during the last 30: Sea level change and human adaptation”. Odessa: Astroprin, 2006. P. 81–82.
 38. *Krylenko V.V.* Seashore dynamics of the Anapa bay-bar // *Oceanol.* 2015. V. 55. № 5. P. 742–749.

LITHODYNAMIC ASPECTS IN THE DEVELOPMENT OF THE BLACK SEA PART OF THE KUBAN RIVER DELTA COASTLINE IN THE SECOND HALF OF THE HOLOCENE

M. V. Krylenko*, V. V. Krylenko, D. V. Krylenko

Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia

**e-mail: krylenko@mail.ru*

The delta of the Kuban River, the largest river in the North Caucasus, formed under the influence of significant sea level fluctuations in the Holocene. The entire delta region of the Kuban River is divided into two parts – the Azov-Sea and the Black-Sea. The Black-Sea part of the marine edge of the Kuban River delta, represented by the Bugazskaya and Vityazevskaya bay bars separated by the Blagoveshchensky outlier, is a part of the lithodynamic system of the Anapa bay bar. The lithodynamic aspects of the development of the Black-Sea part of the Kuban River delta coastline (which largely determined the formation and dynamics of the Anapa bay bar) are analyzed based on field and remote sensing data, as well as archival and literary sources. It is shown that the alluvium of the Kuban River is a component of the sediment budget of the lithodynamic system of the Anapa bay bar during regression periods, in which solid runoff entered directly into the coastal zone of the Black Sea. During the Phanagorian regression, ~94 million m³ of tractional sediments could have been carried into the Black Sea coastal zone, which is comparable to the volume of the active sediment layer of the modern Anapa bay bar. During transgressions, sediments were deposited in the depths of sea bays, and after their separation from the sea by a bar (the future Anapa bay bar), of lagoons and did not reach the seashore. Since the beginning of the 20th century, under the effect of a combination of natural and technogenic factors, the flow of the Kuban River into the Black Sea has virtually ceased. Along the Bugayskaya and Vityazevskaya bay bars, areas with different rates of retreat of the seashore line predominate due to the increasing deficit of sediments in the lithodynamic system. This section of the coast can be considered the Kuban River delta coastline only in the paleogeographic sense.

Keywords: Black Sea, Kuban delta coastline, Anapa bay bar, lithodynamic processes, alluvium, sea level fluctuations, accumulative forms, sediments.

ГИДРОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ р. ПЯСИНЫ

© 2025 г. Е. В. Румянцева*, О. В. Муждаба, А. А. Пискун, М. В. Третьяков

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, 199397 Россия

**e-mail: rev@aari.ru*

Поступила в редакцию 12.04.2024 г.

После доработки 09.06.2024 г.

Принята к публикации 11.06.2024 г.

Впервые для малоизученной устьевой области р. Пясины дано научное обоснование гидролого-морфологического районирования. На основе анализа уровня режима экспедиционных данных ААНИИ (1984–1987 гг.) определена верхняя граница устьевой области у протоки Иголкина, влияние морских процессов распространяется в глубь реки на 354 км. Данные по солености в Пясинском заливе позволяют считать его устьевым взморьем. Рассчитанная на основе ГИС площадь водосбора устьевой области составляет 65 300 км².

Ключевые слова: Пясины, Пясинский залив, районирование, устьевая область, устье, дельта, уровень воды, соленость.

DOI: 10.31857/S0321059625010075 **EDN:** UYAOGS

ВВЕДЕНИЕ

Водно-ресурсный потенциал во многом определяет экономическое и социальное развитие регионов Арктической зоны России. Учет особенностей гидрологического режима водных объектов и отдельных их частей необходим при оценке водных ресурсов, планировании водохозяйственной деятельности, проектировании гидротехнических сооружений.

В последние десятилетия в связи с активным хозяйственным освоением прибрежных морских акваторий возросла роль устьевых областей рек. В особых зонах смещения речных и морских вод сталкиваются общегосударственные интересы развития территорий и охраны окружающей среды.

Требования природоохранного законодательства дифференцированы в зависимости от принадлежности охраняемого объекта определенному району. В связи с необходимостью соблюдения природоохранного законодательства возникает задача по проведению гидрологического районирования устьевых областей рек как самостоятельных географических объектов. Для слабоизученных устьевых областей такое районирование особенно актуально. В настоящей ра-

боте представлено обоснование гидролого-морфологического районирования устьевой области р. Пясины.

Пясины – крупная река п-ова Таймыр, ее водосборный бассейн полностью расположен за полярным кругом и входит в Арктическую зону России. Верхний бассейн р. Пясины – Норильско-Пясинская водная система – представляет собой озерно-речную систему с приемным водоемом – оз. Пясина. Поверхностные водные объекты Норильско-Пясинской системы испытывают сильное антропогенное воздействие от деятельности предприятий Норильского промышленного района: подвержены существенному химическому загрязнению, изъятию вод, а также искусственному преобразованию русел.

Гидрологический режим р. Пясины изучен крайне мало. Некоторые сведения по гидрологии р. Пясины представлены в обобщающих монографиях [25, 29], но основаны на непродолжительных наблюдениях 1930-х и 1940-х гг. В монографии по Таймыро-Североземельной области [31] имеются краткие обобщения наблюдений по двум гидрологическим постам по состоянию на 1970 г. В современных научных

работах по устьевым областям рек России [1, 7, 13, 32] р. Пясина не представлена. В атласах Арктики [2, 19, 27] также не отражена детальная количественная информация по устьевой области р. Пясины. Таким образом, следует констатировать, что р. Пясина, особенно ее устьевая область, в гидрологическом отношении остается “белым пятном” на карте России.

Цель исследования — выполнить гидролого-морфологическое районирование устьевой области р. Пясины и обозначить границы устьевой области на основе данных наблюдений.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Истоком р. Пясины считается оз. Пясино, расположенное на юго-западной окраине Северо-Сибирской низменности. Пясина пересекает низменность и горы Бырранга, впадает в Пясинский залив Карского моря. Длина реки 818 км, площадь водосбора 182 тыс. км² [22]. Основные притоки: справа — Дудыпта, Янгота, Тарей, Бинюда; слева — Агапа, Мокоритто, Пура. Бассейн р. Пясины представлен на рис. 1, водосбор расположен в зоне тундры и лесотундры и в пределах сплошного распространения многолетней



Рис. 1. Водосборный бассейн р. Пясины: 1 — водосбор р. Пясины; 2 — Норило-Пясинская водная система; 3 — гидрологические посты.

мерзлоты. Имея общее направление течения с юга на север, река делает несколько поворотов: от истока до р. Тареи она течет на северо-восток, затем поворачивает на запад, от р. Пуры принимает северо-западное направление, а к устью изменяет его на северо-восточное. В нижнем течении река разветвляется на большое число рукавов и протоков [25, 31]. Ширина реки на участке от протоки Иголкина до устья р. Пуры колеблется от 0,6 до 2,5 км, а ниже по течению до дельты увеличивается и меняется от 1 до 4 км. Глубины на придельтовом участке неравномерны, они изменяются от 3 м на перекатах до ≥ 40 м в плесовых лощинах. В дельте р. Пясины расположены Лабиринтовые о-ва, на выходе из нее — песчаный бар. Пясинский залив — эстуарий устьевой области реки, в заливе находятся острова: Западный Каменный, Восточный Каменный, Зверобой, Расторгуева и др.

ИСТОРИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первое и единственное до начала XX в. научное сообщение о р. Пясине и оз. Пясино представлено в труде А.Ф. Миддендорфа, организовавшего масштабную экспедицию на п-ов Таймыр в 1842—1844 гг. Маршрутные съемки экспедиции долгое время оставались единственным картографическим материалом этого района [16]. В 1922 г. геолог Н.Н. Урванцев совместно с Н.А. Бегичевым провели съемку реки от истока до устья [29]. В 1932 г. “Комсеверпуть” организовал под руководством Е.И. Иголкина экспедицию для обследования Пясинского залива и устья р. Пясины. В итоге был проложен фарватер с моря через устьевой бар в дельту реки [5]. В следующем году Южно-Таймырская экспедиция проводила гидрографические работы на р. Пясине с целью определения ее судоходных возможностей для прокладки водного пути от устья до верховьев. Итогом плодотворной работы стал атлас лоцманских карт Пясины и притоков [3]. В 1934—1937 гг. на р. Пясине были организованы зимовочные гидрологические отряды, которые проводили постоянные гидрометеорологические наблюдения, в том числе за уровнем и температурой воды и ледовыми явлениями, измерения расходов воды. Открыты гидрометеорологические станции у Крестов Тай-

мырских и мыса Баскакова. Работы проводились в суровых климатических и бытовых условиях. Результаты экспедиций по гидрологии низовьев Пясины обобщены в работах В.В. Лебедева и Д.В. Белкова [4, 14, 15]. Работа труднодоступной гидрометеорологической станции Кресты Таймырские продолжилась с некоторыми перерывами в 1930—40-х гг. и постоянно с 1949 до 1998 г.

В последующие годы под руководством Арктического института (ныне ААНИИ) были организованы гидрометеорологические наблюдения на полярных станциях (п. ст.) Усть-Тарей (1954 г.) и Пясины (1976 г.). Гидрологические наблюдения проводились по стандартной программе уровенных постов — без измерения расходов воды и наносов. После образования Диксонского управления гидрометеорологической службы (УГМС) все станции Таймыра, кроме поста Кресты Таймырские, были переданы под его руководство.

Системные гидрологические исследования устьевой области р. Пясины проводились экспедициями ААНИИ: А-118 и Арктической устьевой гидрологической экспедицией (АУГЭ) [11]. Исследования были направлены на комплексное изучение закономерностей гидрологического режима р. Пясины, в том числе для обоснования районирования устьевой области. В 1984—1986 гг. в период с апреля по октябрь АУГЭ проводила наблюдения в дельте за течениями самописцами и измерения расходов на рукавах дельты. В 1984—1987 гг. в период с апреля по октябрь экспедиция А-118 исследовала участок реки от протоки Иголкина до впадения р. Пуры. Проводились синхронные наблюдения за уровнем воды на временных постах, измерения расходов воды р. Пясины ниже п. ст. Усть-Тарей и на притоках, а также снегомерные съемки. Результаты геоморфологических исследований дельты Пясины, которые были проведены в рамках экспедиции ААНИИ в 1985 г., представлены в статье [6].

В 1977—1986 гг. санно-тракторной экспедицией Диксонского УГМС и с использованием авиации проводились наблюдения в Пясинском заливе и Карском море с марта по май со льда, с августа по сентябрь — с судна. Наблюдения за температурой воды, соленостью и гидрохими-

ческими показателями, а также загрязняющими веществами осуществлялись на пяти разрезах: м. Рыбный – о. Зверобой, о. Зверобой – о. Восточный Каменный, о. Расторгуева – м. Моржово, о. Зверобой – м. Зверобой, о. Восточный Каменный – знак Охотничий. На каждом разрезе располагалось по три станции, всего за указанный период было выполнено более 100 станций. Кроме того, в 1981 г. были проведены наблюдения в дельте р. Пясины. Результаты экспедиционных наблюдений ААНИИ и Диксонского УГМС не были опубликованы, полевые материалы и отчеты хранятся в Госфонде ААНИИ.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сведения о постоянных наблюдениях на гидрологических постах р. Пясины за период 1934–1998 гг. представлены в табл. 1, а на рис. 1 показано их местоположение. Данные по постам из табл. 1 опубликованы в гидрологических ежегодниках и других издания Государственного водного кадастра. На посту с. Кресты

Таймырские, п. ст. Усть-Тарей и п. ст. Пясины проводились длительные наблюдения за уровнем и температурой воды, ледовыми явлениями, толщиной льда и высотой снега. На некоторых постах в отдельные годы выполнялись измерения расходов воды, но расчет ежедневных расходов воды не проводился.

По состоянию на 2023 г. государственной сетью на реках и озерах в бассейне р. Пясины гидрологические наблюдения не проводились [21]. В табл. 1 не учтены ведомственные гидрологические посты верхнего водосбора Пясины – Норило-Пясинской водной системы, расположенные вблизи Норильска. Оценив степень освещенности территории бассейна гидрологическими наблюдениями, можно сделать вывод о крайне редкой гидрологической сети за период инструментальных наблюдений.

Площади водосбора в табл. 1 приведены по данным Государственного водного кадастра (ГВК) и по расчетам в ГИС, выполненным авто-

Таблица 1. Сведения о гидрологических постах р. Пясины за период наблюдений 1934–1998 гг. (расстояние от устья – условно принятый “0” километража реки для указания местоположения на реке, в том числе ее притоков [22])

№	Название поста	Расстояние от устья*, км	Площадь водосбора по ГВК / по ГИС, км ²	Период действия	Отметка нуля поста
1	Исток из оз. Пясино	818	24 000 / 24 300	1943–1945	8.00 м усл.
2	“Холомо”, в 7.9 км от истока	810	24 200 / 24 400	1946–1948	27.00 м усл.
3	с. Черное	731	27 800 / 29 400	1933–1937	15.00 м усл.
4	Кресты	675.5	34 800 / 35 200	1934–1935, 1943–1947	31.00 м усл.
5	с. Кресты Таймырские	675	34 800 / 35 200	1949–1998	11.76 м БС
6	Гидроствор Кресты	671	70 100 / 68 600	1934–1935	—
7	Агапа	600	93 200 / 97 600	1945–1948	27.00 м усл.
8	п. ст. Усть-Тарей	271	125 000 / 130 000	1954–1987	0.00 м усл.
9	мыс Баскаков	142	166 000 / 170 900	1946–1948	36.00 м усл.
10	шахта Северная	105	166 500 / 171 800	1945–1948	64.00 м усл.
11	п. ст. Пясины	80	174 000 / 173 000	1976–1991	–5.38 м усл.
12	мыс Входной	9	—	1939–1941, 1945–1947	0.00 м усл.

рами. Определение линий водоразделов и расчет площадей водосборов рек проводились в ГИС QGIS по топографическим картам масштаба 1 : 50000 и 1 : 200000 с уточнением по спутниковым снимкам [30].

Уникальные материалы Пясинских экспедиций ААНИИ в 1984–1987 гг. использованы авторами статьи для районирования устьевой области, в первую очередь при определении речной (верхней) границы устьевой области. В исследовании обработаны ежечасные и среднесуточные уровни воды р. Пясины при синхронных наблюдениях по длине реки в период летне-осенней межени. Материалы экспедиций Диксонского УГМС представляют интерес в части распределения солености в Пясинском заливе с целью определения морской (нижней) границы устьевой области.

Методология исследования заключалась в сборе и систематизации режимных [8–10, 18, 22–26] и экспедиционных материалов, анализе и обобщении данных, научных публикаций. При гидрологическом районировании с выделением квазиоднородных гидрографических районов использованы принципы, принятые для арктических устьевых областей рек [12], а также учи-

тываются современные представления о структуре устьевой области [17].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Определение речной границы

На рис. 2 представлены графики хода среднесуточных уровней на стационарных гидрологических постах р. Пясины за 1982 г., средний годоводный уровень которого близок к среднему за период наблюдений. Отметки нуля поста с. Кресты Таймырские, п. ст. Усть-Тарей, п. ст. Пясина имеют привязки к разным системам высот, поэтому для совмещения графиков на рис. 2 данные об уровне воды поста Кресты Таймырские представлены в условной системе с поправкой +500 см. Ход уровня у с. Креста Таймырские отражает характерные три фазы речного режима р. Пясины: высокое весеннее половодье, летнюю межень с дождевыми паводками и низкую зимнюю межень. Наибольшие уровни наблюдаются в период весеннего половодья, которое длится ~1.5 мес. — с середины июня до конца июля.

Поскольку приливы в Пясинском заливе имеют полусуточный характер [20], то при суточном осреднении приливная составляющая

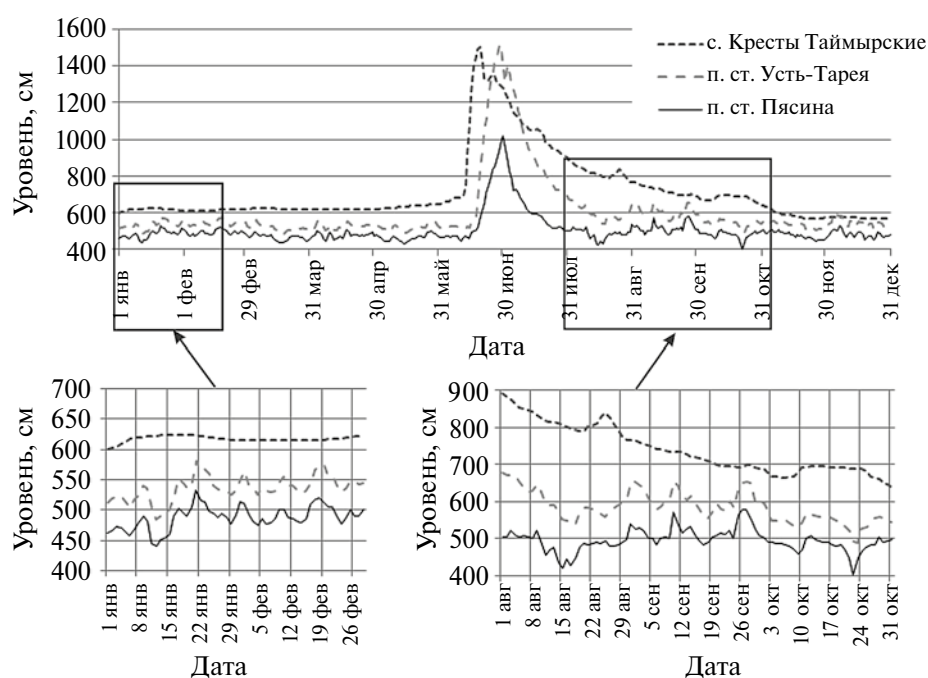


Рис. 2. Годовой ход уровня воды р. Пясины на гидрологических постах в 1982 г.

колебаний уровня практически устраняется. За исключением периода половодья и отдельных дождевых паводков, графики на рис. 2 отражают характер колебаний уровня, вызванных непериодическими явлениями. По данным наблюдений в 1982 г., пик весеннего половодья на п. ст. Усть-Тарей запаздывал относительно поста Кресты Таймырские на 10 сут и опережал максимум среднесуточного уровня п. ст. Пясины на 1 сут. Превышение пика половодья над минимальным зимним уровнем в Крестах Таймырских составило ~9.3 м, на п. ст. Усть-Тарей увеличилось до 10.3 м, на п. ст. Пясины уменьшилось до 6 м за счет расплывания паводочной волны. Как показывает рис. 2, п. ст. Усть-Тарей и п. ст. Пясины подвержены постоянному влиянию сгонно-нагонных явлений как в период открытого русла, так и при ле-

довых явлениях. Межсуточный размах среднесуточного уровня при нагонах в 1982 г. достигал 45 см на п. ст. Усть-Тарей и 70 см на п. ст. Пясины, при сгонах ~45 см — на обоих постах. Небольшое повышение уровня на посту Кресты Таймырские на спаде затянувшегося половодья отмечено 25 августа за счет дождевого паводка.

Нагонные повышения уровня воды в устьевой области р. Пясины возникают под воздействием ветров западных и северо-западных направлений. Сгонные явления происходят под воздействием устойчивых ветров восточного и юго-восточного направления. Высота и продолжительность непериодических колебаний уровня зависят от силы и продолжительности действий ветра, вызвавшего это явление, от отсутствия или наличия ледяного покрова, от величины речного стока.

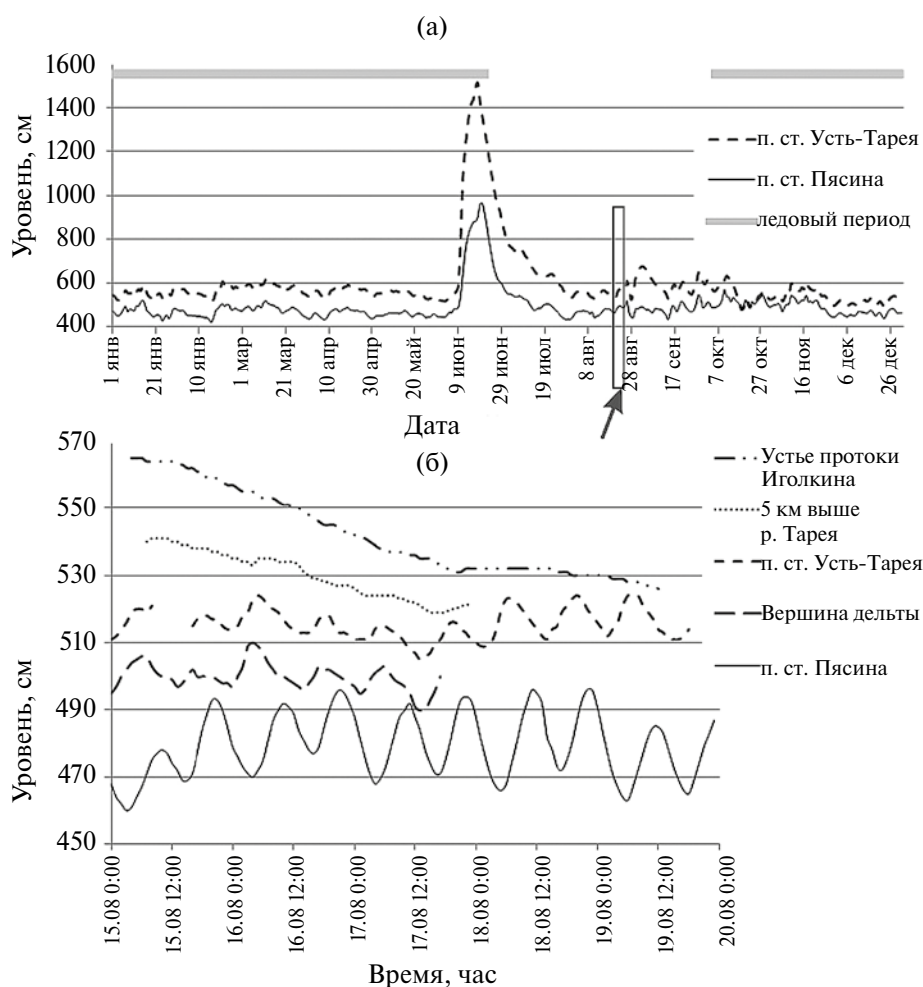


Рис. 3. Совмещенные графики уровня воды в устьевой области р. Пясины: а — среднесуточные уровни 1985 г., б — ежедневные уровни в августе 1985 г.

На подъем уровня в устьевой области реки также оказывает влияние местный ветер. По мере продвижения вверх по реке энергия нагонной волны уменьшается вследствие сопротивления речного течения и трения.

На рис. 3 представлен годовой ход уровня на п. ст. Усть-Тарей и п. ст. Пясины в 1985 г. по среднесуточным данным, а на врезке приведены совмещенные графики ежечасных уровней воды за период синхронных наблюдений, выполненных экспедициями ААНИИ в августе на постах, расположенных по длине р. Пясины от протоки Иголкина до вершины дельты. Уровни на совмещенном графике ежечасных значений для удобства сопоставления приведены к общей шкале введением поправок относительно отметок нулей постов. Все поправки положительные и составили: для поста в устье протоки Иголкина — 525 см, в 5 км выше р. Тареи — 455 см, на п. ст. Усть-Тарей — 395 см, в вершине дельты — 430 см. Для уровней п. ст. Пясины поправка не вводилась.

На рис. 3 показано, что в колебаниях уровня приливы четко выражены на п.ст. Пясины и хорошо прослеживаются до п. ст. Усть-Тарей. Подпор распространяется до впадения р. Тареи, в районе устья протоки Иголкина выклинивается полностью. Таким образом, данные совместных наблюдений за уровнем воды в летне-осеннюю

межень позволяют оценить дальность распространения влияния моря вверх по реке — выше устья протоки Иголкина уровенный режим определяется только речными факторами.

Величины приливных колебаний уровня, полученные по данным 1930-х гг. [20] и фондовых материалов ААНИИ 1980-х гг., у м. Зверобой в летне-осенний период составляют 0.4–0.5 м. Заходя в реку, приливная волна постепенно затухает, приобретая у п. ст. Пясины величину ~0.25 м, у м. Баскакова — 0.10 м, у п. ст. Усть-Тарей — 0.05–0.10 м. Зимой сизигийная величина прилива у м. Входного достигает 0.27 м, у п. ст. Пясины — 0.10 м, полностью затухает на выше лежащем участке.

Установление местоположения морской границы

По акватории Пясинского залива и Карского моря на рис. 4 приведены минимальные из наблюдаемых в 1977–1986 гг. значения солёности по центральным станциям разрезов двух сезонов: зимнему (март–май) и летне-осеннему (август–сентябрь). При фазе минимального стока р. Пясины, когда влияние речного стока незначительно, формирование структуры вод Пясинского залива зависит в основном от влияния Карского моря. Этому способствуют конфигурация береговой линии и значительные глубины, позволяющие проникать морским водам до материко-

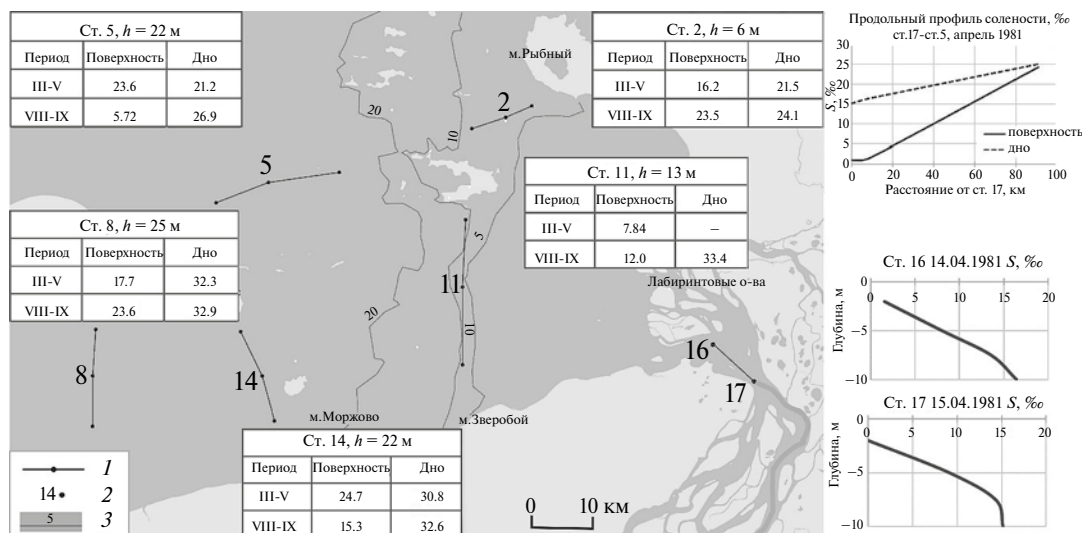


Рис. 4. Распределение минимальной солёности на станциях в Пясинском заливе и прилегающей акватории: 1 — разрезы; 2 — номер станции; 3 — изобата, м.

вого берега. По распределению минимальной солености по площади залива можно заметить, что в придонном слое она составляет $\geq 21.2\text{‰}$. В поверхностном слое распределение солености не однозначно. В зимний подледный период минимальные значения солености в поверхностном слое составляют $7.84\text{--}24.7\text{‰}$, в летне-осенний период $5.72\text{--}23.6\text{‰}$.

В период прохождения половодья наблюдения за соленостью отсутствуют, но можно априорно утверждать, что с увеличением объема речных вод происходит распреснение вод Пясинского залива. На стадии спада половодья и перехода к летне-осенней межени происходит гомогенизация структуры вод залива.

На распределение солености в Пясинском заливе может оказывать влияние Обь-Енисейская водная масса, особенно в летний и летне-осенний периоды. В статье В.П. Русанова и А.Н. Васильева [28] проведена единая граница зоны влияния речного стока в Карском море, которая согласуется с изогалиной 26‰ — по их мнению, “естественной границей морских и распресненных вод”. Эта граница образует ареал в южной части Карского моря, объединяя распростране-

ние речных вод Оби, Енисея и Пясины. Для детального и корректного определения морской (нижней) границы устьевой области данных наблюдений по солености недостаточно, тем более невозможно определить конкретную границу 90%-го распреснения вод в период половодья р. Пясины, рекомендуемую как нижнюю границу устьевой области в работе [17]. Поэтому морскую границу устьевой области реки предлагается условно установить по морфологическим признакам — свалу глубин, соответствующих изобатам 8–10 м, как рекомендовано в статье В.В. Иванова [12].

Гидролого-морфологическое районирование

На картосхеме, приведенной на рис. 5, выделен водосбор устьевой области р. Пясины и обозначены ее границы. В табл. 2 даны географические ориентиры границ и площади водосбора реки до установленных границ.

Речная (верхняя) граница устьевой области р. Пясины установлена в устье протоки Иголкина, что географически соответствует 4 км выше устья р. Быстрой. Речная граница устьевой области реки определена по данным экспедиционных

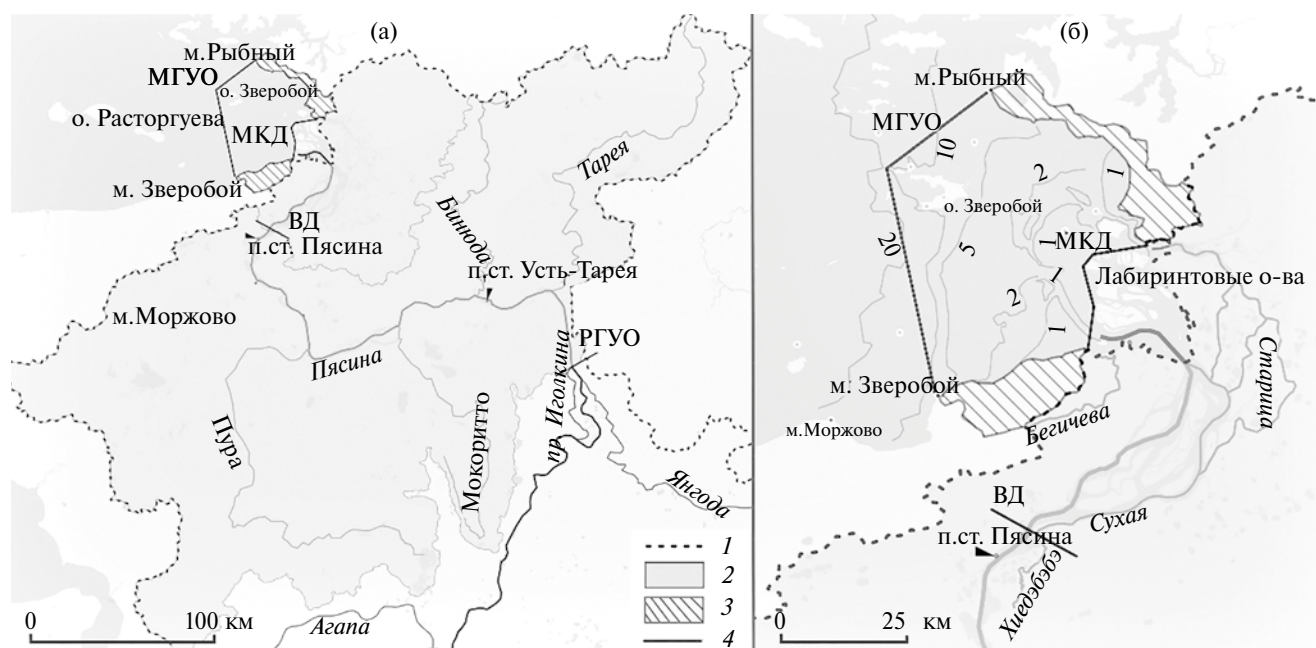


Рис. 5. Схема гидролого-морфологического районирования Пясинской устьевой области р. Пясины в целом (а) и ее нижнего участка (б): 1 — водосбор реки; 2 — водосбор устьевой области реки до устьевового створа; 3 — водосбор устьевового взморья; 4 — границы районов устьевой области: РГУО — речная граница устьевой области, ВД — вершина дельты, МКД — морской край дельты, МГУО — морская граница устьевой области.

Таблица 2. Границы устьевой области р. Пясины и ее районов

Название границы устьевой области и ее районов	Географический ориентир	Расстояние от устья, км	Площадь водосбора района до границы по ГИС, км ²
Речная граница устьевой области	Устье протоки Иголкина, 4 км выше устья р. Быстрая	354	116 600
Вершина дельты	Устье р. Фиедибобо (Хиедэбэбэ)	72	173 000
Устьевой створ реки по основному руслу, “0” километража реки	В 1 км ниже впадения р. Бегичева	0	181 000
Морской край дельты	СЗ оконечность Лабиринтовых островов	—	181 350
Морская граница устьевой области	Мыс Зверобой — арх. Зверобой — мыс Рыбный	—	181 900*

* Без учета площади акватории Пясинского залива.

наблюдений за уровнем воды в период летне-осенней межени. Вершина дельты (верхняя граница дельты) установлена по морфологическому строению русла, которое отражено на картах в месте разветвления русла на протоки (рукава), и географически соответствует месту впадения р. Фиедибобо (Хиедэбэбэ). Морской край дельты (нижняя граница дельты) определен по морфологическому строению дельты — по северо-западной оконечности Лабиринтовых о-вов.

По принципам районирования, предложенным В.В. Ивановым [12], устьевым участком р. Пясины считается район от устья протоки Иголкина до морского края дельты. На этом участке выделяется два района — придельтовый участок и дельта. По новой классификации В.Н. Михайлова и С.Л. Горина [17], устьевой участок реки лежит в пределах от устья протоки Иголкина до верхней границы дельты, т. е. он соответствует придельтовому участку по классификации В.В. Иванова, а дельта считается самостоятельным районом. По внешним морфологическим признакам устьевая область р. Пясины относится к эстуарно-дельтовому типу.

Согласно [22], за устье р. Пясины по основному руслу было принято место в 1 км ниже впадения р. Бегичева. Соответственно, речная граница устьевой области расположена в 354 км от устья, вершина дельты — в 72 км от устья, а влияние устьевых процессов вверх по реке отмечается более чем на треть ее длины в 818 км.

Морская (нижняя) граница устьевой области определена по линии м. Зверобой — арх. Зве-

робой — м. Рыбный. От нижней границы дельты акваторию Пясинского залива можно считать устьевым взморьем, по классификации В.В. Иванова. Но по принципам В.Н. Михайлова и С.Л. Горина, стремящихся сблизить отечественные и зарубежные критерии и термины районирования, этот район должен быть назван эстуарием. Более того, к эстуарию необходимо отнести и часть дельты р. Пясины вплоть до верхней границы распространения солёности 1‰. Авторы такого подхода предлагают определять ее положение у дна в межень (при минимальном меженном расходе воды реки 90%-й обеспеченности) в приливную фазу сизигийного прилива (или при нагоне 10%-й обеспеченности). Для решения этой задачи по определению верхней границы эстуария р. Пясины недостаточно данных наблюдений.

Пясинский залив — приглубое устьевое взморье, на котором речной поток отрывается от дна и растекается по поверхности. Вместе с тем необходимо иметь в виду, что влияние речного стока может распространяться и далее в Карское море, образуя единый Карский устьевой регион за счет влияния вод устьевых областей Оби, Енисея и Пясины. Эти обстоятельства не позволяют применить подходы нового районирования [17].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для выполнения гидрологического районирования проведено комплексное исследование по поиску и систематизации данных наблюдений в устьевой области р. Пясины. Представлены от-

дельные результаты экспедиционных исследований ААНИИ и Диксонского УГМС до 1987 г.

Определение верхней границы устьевой области р. Пясины выполнено на основе анализа уровня режима устьевой области реки. Периодические и непериодические колебания уровня моря распространяются в глубь реки на 354 км до протоки Иголкина. Влияние морских и речных факторов изменения уровня воды меняется как во времени, так и по длине реки. Наиболее существенные колебания уровня воды в рассматриваемом районе вызываются весенним половодьем и дождевыми паводками. На спаде половодья и в период летней межени по мере уменьшения объема стока реки сгонно-нагонные и приливно-отливные колебания уровня Пясинского залива оказывают все возрастающее влияние на формирование уровня устьевой области. В зимний период, когда сток реки очень мал, уровень формируется в основном под влиянием периодических и непериодических колебаний уровня моря.

Для среднегодовых условий по уровню (на примере 1982 г.) превышение пика половодья над минимальным зимним уровнем на п. ст. Усть-Тарей составляет 10.3 м, на п. ст. Пясины ~6 м. Межсуточный размах среднесуточного уровня при нагонах достигает 0.45 м на п. ст. Усть-Тарей и 0.7 м на п. ст. Пясины, при сгонах ~0.45 м на обоих постах. Приливные колебания уровня в летне-осенний период составляют 0.4–0.5 м на устьевом взморье, уменьшаясь до 0.05–0.10 м у п. ст. Усть-Тарей. Зимой сизигийная величина прилива вблизи морской границы устьевой области достигает 0.27 м, у п. ст. Пясины — 0.10 м, полностью затухает на вышележащем участке.

Проанализированы экспедиционные данные по солености в Пясинском заливе и в примыкающей акватории моря. Минимальная соленость, по которой можно судить о дальности влияния речного стока в заливе, в придонном слое составляет $\geq 21.2\text{‰}$. Минимальные значения солености в поверхностном слое в зимний период составляют 7.84–24.7‰, в летне-осенний период 5.72–23.6‰. В условиях ограниченной фактической информации о солености предвзительно можно принять в качестве нижней гра-

ницы устьевой области морскую границу Пясинского залива, на акватории которого происходит распреснение поверхностного слоя за счет притока речных вод Пясины. В целом имеющаяся информация позволяет районировать устьевую область р. Пясины по принципам В.В. Иванова с выделением устьевого участка, включающего придельтовый участок и дельту, и устьевое взморье — Пясинский залив.

Впервые для малоизученной устьевой области р. Пясины дано гидролого-морфологическое районирование. Установлены речная и морская границы устьевой области, обозначены границы районов, рассчитаны площади водосборов устьевых районов на основе ГИС. Площадь водосбора устьевой области составляет 65 300 км², что соответствует 36% общей площади водосбора реки.

Авторы благодарят всех участников экспедиций, работавших в суровых арктических условиях на р. Пясине и в Пясинском заливе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н. Антропогенные и естественные изменения гидрологических ограничений для природопользования в дельтах рек Российской Арктики // Вод. хоз-во России: проблемы, технологии, управление. 2015. № 1. С. 14–31.
2. Атлас Арктики. М.: Глав. упр. геодезии и картографии, 1985. 204 с.
3. Атлас лоцманских карт реки Пясины, Пясинского озера, реки Норильской, р. Дудыпты до устья Авама, р. Авам и план Авамо-Тагенарского волочка. II изд. Омск: Изд. Зап.-Сиб. гидрограф. упр. ГУСМП, 1935. 57 л.
4. Белков Д.В. Пясинская гидрологическая экспедиция 1935/36 года // Проблемы Арктики. 1937. № 2. С. 133–135.
5. Богданов Д.А. Южно-Таймырская экспедиция 1933 года // Бюлл. Всесоюз. Арктического ин-та. 1934. № 2. С. 62–64.
6. Большианов Д.Ю., Макаров А.С. Колебания уровня моря — ключевой фактор дельтоформирования // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 5. С. 568–582. DOI 10.31857/S0321059622050030
7. Брызгалов В.А., Никаноров А.М., Косменко Л.С., Решетняк О.С. Устьевые экосистемы крупных рек

- России: антропогенная нагрузка и экологическое состояние. Ростов-на-Дону: Изд-во Юж. федерал. ун-та, 2015. 164 с.
8. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1977–1983. Ч. 2. Т. 7 (Устья рек бассейна Карского моря).
 9. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1984–1989 гг. Ч. 2. Т. 4 (Устья рек бассейна Карского моря).
 10. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. Вып. 12. Бассейн Енисея (без бассейна Ангара) и Пясины за 1981–1998 гг.
 11. *Емелина М.А., Савинов М.А., Филин П.А.* Летопись Арктического института: от Севэкспедиции до ГНЦ РФ ААНИИ, 1920–2020 гг. История полярных исследований. Т. 2 / Под ред. *И.Е. Фролова, Н.М. Адамовича, В.Ю. Замятина, В.И. Сычева*. М.: Паулсен, 2021. 904 с.
 12. *Иванов В.В.* Основные принципы гидролого-морфологического районирования устьевых областей Арктики // Факторы и принципы физико-географического районирования полярных областей Земли (Сборник статей). Л., 1974. С. 108–120.
 13. *Кравцова В.И., Митькиных Н.С.* Устья рек России. Атлас космических снимков / Под ред. *В.Н. Михайлова*. М.: Науч. мир, 2013. 124 с.
 14. *Лебедев В.В.* К гидрологии низовья реки Пясины // Тр. Арктич. ин-та. 1939. Т. 128. Гидрология рек Советской Арктики. Вып. 4. С. 5–26.
 15. *Лебедев В.В.* Материалы по гидрологии р. Пясины // Тр. Арктич. ин-та. 1936. Т. 75. С. 3–46.
 16. *Миддендорф А.Ф.* Путешествие на Север и Восток Сибири. Ч. 1. Север и Восток Сибири в естественно-историческом отношении. Отд. 1–4. С.-П., 1860. 758 с.
 17. *Михайлов В.Н., Горин С.Л.* Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Вод. ресурсы. 2012. Т. 39. № 3. С. 243–257.
 18. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. Вып. 12. Бассейны Енисея (без Ангара) и Пясины. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 464 с.
 19. Национальный атлас Арктики. М.: Роскартография, 2017. 496 с.
 20. *Носков А.П.* Приливы в Обь-Енисейском районе и шхерах Минина // Материалы по гидрографии морей и рек Советской Арктики. Вып. III. Приливы в морях Советской Арктики. Ч. I. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1938. 63 с.
 21. Обзор состояния и работы гидрологической сети в Арктической зоне Российской Федерации за 2022 год. СПб.: ААНИИ, 2023. <https://www.aari.ru/assets/files/93/57t0bk-93-obzor-hydronet-azrf-2022.pdf>
 22. Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность. Т. 16. Ангара-Енисейский район. Вып. 1. Енисей / Под ред. *Г.С. Карабаева*. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 823 с.
 23. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Т. 16. Ангара-Енисейский район. Вып. 1. Енисей / Под ред. *Г.С. Карабаева*. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 312 с.
 24. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики (за 1963–1970 гг. весь период наблюдений). Т. 16. Ангара-Енисейский район. Вып. 1. Енисей / Под ред. *В.Г. Соколовской*. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 288 с.
 25. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 16. Ангара-Енисейский район. Вып. 1. Енисей / Под ред. *А.П. Муранова*. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 723 с.
 26. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики (за 1971–1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 16. Ангара-Енисейский район. Вып. 1. Енисей / Под ред. *В.Г. Соколовской*. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 196 с.
 27. Российская Арктика. Пространство, время, ресурсы: атлас. М.: ПАО “НК “Роснефть”, Фонд “НИР”, ООО “Феория”, 2019. 796 с.
 28. *Русанов В.П., Васильев А.Н.* Распределение речных вод в Карском море по данным гидрохимических определений // Тр. Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-та. 1976. Т. 323. Элементы водного баланса Арктики. С. 188–196.
 29. Справочник по водным ресурсам СССР. Т. XVI. Лено-Енисейский район. Вып. 1 / Под ред. *В.М. Родевича*. Л.: Редиздат ЦУЕГМС. 1936. 891 с.
 30. СТО ГГИ 52.08.40–2017. Определение морфометрических характеристик водных объектов суши и их водосборов с использованием технологии географических информационных систем по цифровым картам Российской Федерации и спутниковым снимкам. СПб.: ГГИ, 2017. 140 с.
 31. Таймыро-Североземельская область (Физико-географическая характеристика) / Под ред. *Р. К. Сиско*. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 374 с.
 32. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. 445 с.

HYDROLOGICAL-MORPHOLOGICAL REGIONALIZATION OF THE PYASINA RIVER MOUTH AREA

E. V. Rumiantseva*, O. V. Muzhdaba, A. A. Piskun, M. V. Tretiakov

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, 199397 Russia

**e-mail: rev@ari.ru*

The paper provides a scientific basis for the hydrological and morphological regionalization of the Pyasina River mouth area, which has been studied only minimally. By analyzing water level data from the AARI expedition (1984–1987), the river boundary of the mouth area at the Igolkin Stream was identified. Marine influence extends 354 km upstream into the river. Based on salinity data, Pyasina Bay is classified as an estuary. The catchment area of mouth area, calculated using GIS, is 65 300 km².

Keywords: Pyasina River, Pyasina Bay, regionalization, estuary, mouth area, delta, water level, salinity.

ПРОНИКНОВЕНИЕ МОРСКИХ ВОД В ДЕЛЬТУ ДОНА В МАЛОВОДНЫЙ ПЕРИОД

© 2025 г. А. В. Клещенко*, В. А. Костюк, А. Ю. Московец, Е. Г. Алешина

Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, 344006 Россия

**e-mail: kle-aleksej@yandex.ru*

Поступила в редакцию 16.04.2024 г.

После доработки 11.07.2024 г.

Принята к публикации 11.07.2024 г.

В условиях сокращения пресного стока р. Дон в период наблюдающегося в последние годы сильного маловодья, роста солености Азовского моря и Таганрогского залива и уровня моря отмечается увеличение количества и интенсивности опасных проникновений соленых вод в дельту Дона. Ретроспективный анализ поступления соленых вод в дельту показывает увеличение солености при одинаковых уровнях подъема воды во время нагонов. Особенно четко это проявляется в наиболее маловодные годы, когда фронтальная зона градиента солености в Таганрогском заливе приближается к морскому краю дельты. Полученные результаты проведенного анализа дальности проникновения соленых вод в рукава дельты Дона позволяют утверждать, что изменения природных условий привели к увеличению расстояния, на которое проникают соленые воды, в 2–3 раза по сравнению с XX в.

Ключевые слова: дельта Дона, Азовское море, интрузия морских вод, нагон, дальность проникновения соленых вод.

DOI: 10.31857/S0321059625010086 **EDN:** UXXJRP

ВВЕДЕНИЕ

Устьевая область Дона представляет собой ключевой район бассейна Азовского моря, где происходят сложные взаимодействия речных и морских вод. Этот район простирается на 291 км от условной линии, соединяющей Должанскую и Белосарайскую косы в Таганрогском заливе, на западе до ст. Раздорской на востоке. Он включает в себя устьевой участок от ст. Раздорской до вершины дельты в районе г. Ростова-на-Дону, дельту Дона и Таганрогский залив. Устьевая область Дона относится к бесприливному типу с многорукавной дельтой выполнения залива и отмелым полузакрытым устьевым взморьем [15].

Дельта Дона хорошо освоена в хозяйственном отношении. Этот район активно используется для судоходства и хозяйственной деятельности. Через порты Ростов-на-Дону и Азов ежегодно происходит перевалка значительной части рос-

сийского зерна, идущего на экспорт. В дельте Дона расположены водозаборные сооружения, обеспечивающие хозяйственно-бытовое водоснабжение Азова и части Азовского района, Таганрога, а с 2023 г. и Донецкой Народной Республики.

Устье Дона подвержено различным опасным гидрологическим явлениям. Здесь в XIX–XXI вв. наблюдались стоковые и нагонные наводнения, опасные обмеления, опасные ледовые и морфодинамические процессы, ухудшение качества речных вод, заиление рукавов и морских каналов, а также сильные проникновения морских соленых вод в рукава дельты Дона.

Интрузия морских соленых и солоноватых вод в устьях рек – распространенный процесс [7, 14, 21]. Согласно руководящим документам, к сильному проникновению морских соленых вод относят проникновение соленых вод по водотокам устьевого участка реки на значительное расстояние от моря, при котором создается угроза нормальному водоснабжению из реки промышленных предприятий и населенных пунктов [18]. Вода, имеющая соленость > 1‰, как правило,

¹ Работа выполнена в рамках тематик НИР ГЗ ЮНЦ РАН (FMRE-2022-0045; FMRE-2025-0050); работа выполнена на оборудовании ЦКП “Объединенный центр научно-технологического оборудования ЮНЦ РАН (исследование разработка апробация)”, № 501994.

не пригодна для питьевого и промышленного водоснабжения. В ней наблюдаются повышенные показатели хлоридов, сульфатов и общей жесткости [4]. В настоящее время к категории опасных гидрологических процессов принято относить превышение соленостью воды 1‰, а особо опасных — превышение 3‰ [7]. Однако стоит отметить, что в дельте Дона порою наблюдается естественный фон минерализации самих речных вод > 1‰ в силу климатических и антропогенных преобразований речного стока [4, 10].

В исследованиях ЮНЦ РАН неоднократно было зафиксировано проникновение соленых вод в дельту Дона. Во время сильного нагона в июне 2014 г. наблюдался подъем уровня моря до 1.7 м, а соленость в устье Дона достигала 5‰ [8]. В сентябре 2014 г. вода с повышенной (5–9‰) соленостью проникла по Дону до Азова, где она закачивалась в городской водопровод. Впоследствии подобное повторялось несколько раз, наиболее значительно в феврале 2021 г. [4].

Наблюдаемые в последние десятилетия климатические изменения привели к значительной трансформации условий среды в бассейне Дона и в Азовском море. Маловодье Дона, начавшееся в 2007 г. и являющееся самым длительным за последние 100 лет, привело к значительному сокращению пресного стока и увеличению солености в Таганрогском заливе и собственно Азовском море. Средняя соленость воды в Азовском море после 2020 г. стала > 14‰, что ранее не наблюдалось, и подтверждает переход Азовского моря в новое состояние [2]. Анализ экспедиционных данных океанологических исследований ЮНЦ РАН свидетельствует о том, что сокращение стока Дона до исторических минимумов наряду с аномальной адвекцией черноморских вод привело к росту средней солености Таганрогского залива в 2014–2016 и 2020–2021 гг. до 10‰ [3]. Помимо этого, на развитие интрузии соленых вод в дельту Дона влияет рост уровня Азовского моря [13].

Таким образом, указанные выше факты определяют необходимость изучения и прогнозирования гидрофизических процессов для эффективного управления природными ресурсами и минимизации негативных последствий

опасных гидрологических явлений. Отдельное внимание стоит уделить оценке изменчивости поступления соленых вод в дельту Дона, а также определению дальности проникновения относительно устьевого створа, продолжительности опасного осолонения вод и максимальной величине солености в пунктах гидрологических наблюдений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

С целью изучения поступлений соленых вод в дельту Дона использованы материалы наблюдений за уровнем воды на гидропосту (ГП) ЮНЦ РАН, расположенном в х. Донском, и ГП Эмерсит-0239 [19], расположенном в устье р. Темерник (рис. 1), за 2018, 2020 и 2021 гг.; промеры глубин рукавов Старый (Ст.) Дон, Большая (Б.) Каланча и Б. Кутерьма дельты р. Дон, выполненных ЮНЦ РАН; данные АИС ГМВО о ежесуточных расходах воды в вершине устьевой области на ГП Раздорская и о среднесуточных уровнях воды ГП Ростов, Дугино и Азов за 2018, 2020 и 2021 гг.; а также фоновые данные об уровнях на ГП Перебойный за 2015 г. и о случаях поступления соленых вод в дельту за период 1970–1990 гг. Кроме того, использованы результаты собственных измерений авторами статьи температуры и электропроводности воды, выполненных с помощью океанологических зондов “SBE-19”, “CTD-60M”, “CTD-90M”, “CTD-48M” (измерение гидростатического давления, температуры воды, электропроводности и солености) и измерителя течений “AANDERAA RCM 9LW” в рамках специальных наблюдений и экспедиционных работ на НИС “Профессор Панов”. Также использованы данные автоматических измерений с дискретностью 10 мин системой датчиков уровня, электропроводности и температуры воды на ГП Донской (кондуктометр “СЛ15-10Т” (с датчиком электропроводности и температуры “ДЭТ9-10Т”) производства ООО ОКБ “СОЛИС”, кондуктометрический датчик солености конструкции П.С. Пляки [16]). Значения температуры и электропроводности воды, измеренные зондами и датчиками, пересчитывались в значения солености в единицах практической солености (е.п.с.) по уравнению состояния морской воды УС-80. С целью сравнения фоновых данных о поступлении соленых вод и со-

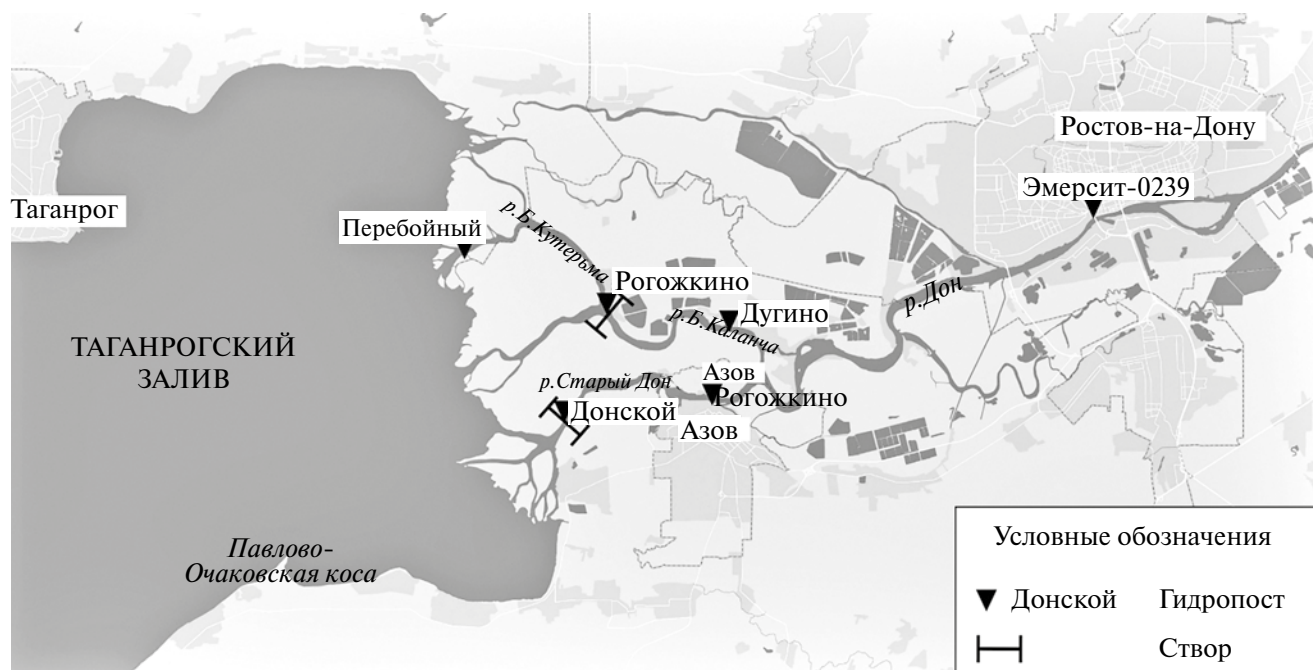


Рис. 1. Картограмма территории расположения гидропостов и расчетных створов в дельте Дона.

временных значений определялась соленость по хлорности в отобранных во время нагонов пробах воды в створе ГП Азов.

Вопросы дальности проникновения осолоненных вод в дельты рек (далее — проникновение L_s) в отечественной литературе подробно рассмотрены в работах [11, 12, 14], в которых условно можно выделить два подхода к определению L_s : на основании гидравлических соотношений — “гидравлический” метод и с использованием коэффициента продольной дисперсии — “дисперсионный” метод.

В первом случае расчет проникновения L_s и связанных с ней предела распространения нагона L и дальности проявления обратных течений L_v выполнялся согласно подходам, изложенным в [11, 12], по формулам (1)–(3):

дальность проникновения обратных течений

$$L_v = L - \sqrt{\frac{2Q_p L \Delta t}{B \Delta H}}, \quad (1)$$

B — ширина устьевых участков реки; L — предел распространения подпора; ΔH — подъем уровня воды на морском крае дельты; Q_p — расход воды

на верхней границе (в вершине) устьевой области; Δt — время развития нагона;

предел распространения нагона (точка, в которой $\Delta H \leq 10$ см), здесь ΔH — изменение уровня воды в заданном створе на расстоянии L

$$L = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{\Delta H}{0.1} \right), \quad (2)$$

$$m = 1.21 \times 10^{-5} Q_p + 0.011,$$

проникновение

$$L_s = LA - \sqrt{[L^2 A^2 - L_v(2L - L_v)]}, \quad (3)$$

$$A = 1 + \frac{h_0}{\Delta H},$$

h_0 — глубина русла при нормальном уклоне водной поверхности.

Во втором случае использовалось решение уравнения конвективно-диффузионного переноса в одномерной постановке задачи (ось x направлена в сторону реки)

$$\frac{\partial S}{\partial t} + v \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial S}{\partial x} \right). \quad (4)$$

При осреднении за весь период нагона получаем

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{Q_p}{\omega D x} S, \text{ или}$$

$$D x = -\frac{Q_p S_{cp} \partial x}{\omega \partial S}, \text{ или}$$

при $D = \text{const}$ $S_p = S_m e^{-\frac{Q x}{B h D}},$ (5)

после логарифмирования (5)

$$L_s = \ln \frac{S_m}{S_p} \frac{B h D}{Q}, \quad (6)$$

$D x$ — коэффициент продольной дисперсии; Q_p — расход воды; ω — площадь поперечного сечения; B, h — ширина и глубина русла (соответственно); ∂x — расстояние от устьев створа до расчетного створа; t — время; v — скорость потока; S — солёность (S_m — моря, S_p — реки); $\partial S = S$ устьевого створа — S расчетного створа.

На первом этапе работы были проведены расчеты “гидравлическим” методом по формулам (1), (2), (3) для 29 случаев проникновения осолоненных вод в дельту р. Дон, зафиксированных на ГП Донской в 2018, 2020 и 2021 гг., на втором этапе — “дисперсионным” методом по формуле (6). При расчете “дисперсионным” методом использованы максимальные значения параметров, входящих в расчетную формулу.

При расчетах принимались следующие параметры. Среднее время добегания расхода воды от ГП Раздорская до ГП Азов (ГП Рогожкино) принято 2 сут (из практики работы отдела гидрологических прогнозов Ростовского ЦГМС) с добавлением боковой приточности в размере меженного расхода р. Маныч, равного 20 м³/с. Распределение стока по рукавам дельты с учетом маловодного периода и малых величин расходов (211–569 м³/с), согласно [5], принято 40% (рук. Ст. Дон) 60% (рук. Б. Каланча — Б. Кутерьма). Коэффициент продольной дисперсии $D x$, согласно [17], рассчитывался по формулам:

$$D_{\max} = 43000 R V_{\max} C^{-2.63}, \quad (7)$$

$$D_{\min} = 43000 R V_{cp} C^{-2.63}, \quad (8)$$

R — гидравлический радиус расчетного створа (при $R \geq 3$ принимается равным H_{cp}); C — коэффициент Шези; V_{cp} и $V_{\max}$ — средняя и максимальные скорости соответственно.

Среднее время добегания осолоненных вод от устьевого створа до ГП Донской по результатам наблюдений составляет 1 ч. Коэффициент шероховатости русла n , согласно [21], принят равным 0.025. Уклон водной поверхности в рукавах Ст. Дон и Б. Каланча — Б. Кутерьма принимался единым по уклону ГП Донской — ГП Эмерсит-0239. Высотная и плановая привязка мгновенных уровней воды и уровней подвеса уровнемера на гидропостах проводилась с помощью приемника “EFT M4” и полевого контроллера “EFT H3” в режиме “Real Time Kinematic” (RTK) с привязкой к базовым станциям “EFT Course” (Ростов-на-Дону и Таганрог). Предварительно по параллельным наблюдениям в период с 27.05.2015 по 31.12.2015 между постами Донской и Перебойный была вычислена связь между уровнями воды в устье рукава Ст. Дон и в устье рук. Б. Каланча — Б. Кутерьма (коэффициент корреляции $r = 0.86$).

В качестве расчетных створов приняты створы ГП Донской (7.1 км от устья рук. Старый Дон) и ГП Рогожкино (12.1 км от устья рук. Б. Кутерьма) (рис. 1) для которых были определены средняя глубина створа, ширина створа, площадь поперечного сечения и их связь с уровнями воды на этих постах.

Как отмечено выше, для “дисперсионного” метода в формуле (6) приняты максимальные параметры солёности во время нагона. Вместе с тем представлялось целесообразным задать ход солёности на устьевом створе исходя из времени добегания осолоненных вод от устьевого створа до ГП Донской, принимая солёность на устьевом створе как солёность морских вод, а солёность на ГП Донской как солёность речных, а затем осолоненных вод. Таким образом, на основе уравнения (6) проведены расчеты проникновения L_s с дискретностью 1 ч для каждого из 29 случаев проникновения осолоненных вод в динамике (“динамический” метод).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Дельта Дона относится к непривливым устьям рек [11]. Вместе с тем стоит отметить, что

основная движущая сила и механизм интрузии соленых вод в рукава дельты Дона — штормовые нагоны, высота которых для нагонов обеспеченности 1, 50 и 75% составляет 3.2, 1.4 и 1.1 м БС соответственно. Средняя высота подъема уровня среди пятидесяти нагонов с максимальным уровнем > 1 м в 2015–2020 гг., которые были зафиксированы уровнемером на ГП Донской, составляет 1.2 м. Мелководность Таганрогского залива (средняя глубина 4.9 м) и штормовая погода во время развития нагонов, как правило, обеспечивают хорошее вертикальное перемешивание водных масс и слабую стратификацию в зоне смешения морских и речных вод. Параметр стратификации n , вычисленный по формуле (9) на основе данных вертикального профилирования водной толщи океанологическими зондами во время нагонов в сентябре 2014 г., декабре 2015 г., июле 2019 г. и апреле 2021 г., 2014 г., составляет 0.19, 0.028, 0.002 и 0.011 соответственно:

$$n = \Delta S / S_{\text{cp}}, \quad (9)$$

где ΔS — вертикальный градиент солености, S_{cp} — средняя соленость по вертикальному профилю.

Специальные наблюдения за интрузией соленых вод, проведенные на НИС “Профессор Панов” в рук. Ст. Дон во время двух нагонов в ноябре 2022 г., показали, что вдоль продольной оси рукава параметр n принимает значения в диапазоне от 0 до 0.43 (рис. 2).

Это свидетельствует о том, что в большинстве случаев преобладает первый тип вертикального

перемешивания, стратификации и проникновения соленых вод и реже наблюдается второй тип, характеризующийся частичным вертикальным перемешиванием и умеренной стратификацией [14].

Основные параметры проникновения соленых вод в дельту определяются гидрологической структурой и гидродинамикой вод Таганрогского залива, объемом пресного речного стока в Таганрогский залив, качеством речной воды, главным образом минерализацией, на устьевом участке Дона и стонно-нагонными колебаниями уровня [1, 9]. Современные изменения этих условий приводят к усилению роли морских факторов в развитии дельты и увеличению частоты заток соленых вод и абсолютных значений солености воды, поступающей в дельту Дона.

В [6, 20] отмечено, что в 1976 г. при нагоне была достигнута соленость воды $> 1\text{‰}$ у Ростова-на-Дону, а в 1979, 1981 и 1990 гг. у г. Азова и х. Дурино ветровые нагоны обуславливали соленость воды до $2\text{--}3\text{‰}$. Однако уже в 2014 г. во время экстремального нагона в Азове была зафиксирована соленость 5.6‰ , а во время сильного нагона в феврале 2021 г. — 6.9‰ . Более того, за период 2018–2021 гг. авторами статьи на ГП Донской были инструментально зафиксированы не менее 29 случаев проникновения соленых вод в рук. Ст. Дон во время нагонов.

Ретроспективный анализ случаев поступления соленых вод в дельту показывает увеличение солености при одинаковом подъеме уровня воды во время нагонов в створе ГП Азов (рис. 3).

В целом, можно отметить, что сокращение пресного стока Дона приводит к росту солености поступающих в дельту вод вследствие увеличения солености в Таганрогском заливе и смешения фронтальной зоны $7\text{--}10\text{‰}$ на восток. Так, зимой 2021 г. в условиях формирования указанной фронтальной зоны в районе траверза Павло-Очаковской косы в восточной части залива и зимней межени без навигационных попусков с характерными расходами в вершине дельты порядка $220\text{--}230 \text{ м}^3/\text{с}$ при сильном нагоне с достижением неблагоприятных отметок в период с 12 по 14 февраля — в открытом русле р. Дон на ГП Азов 14.02.2021 была зафиксирована соле-

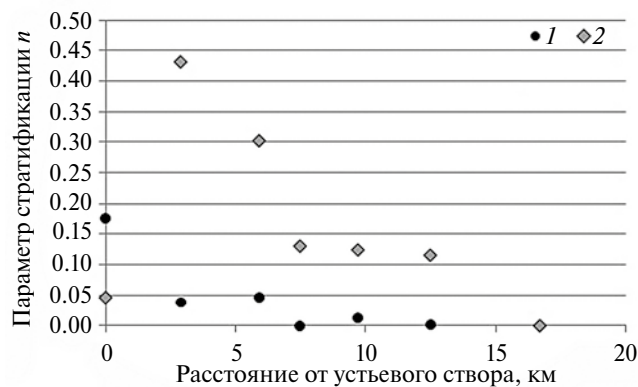


Рис. 2. Распределение параметра стратификации n в рук. Ст. Дон во время нагона 18.11.2022 (1) и 23.11.2022 (2).

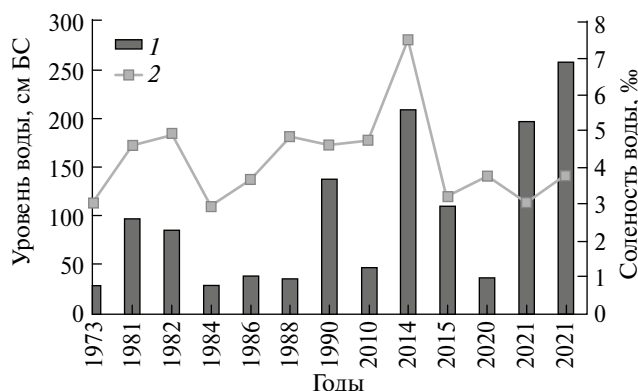


Рис. 3. Соленость (1) и уровень воды (2) во время нагонов на ГП Азов в 1973–2021 гг.

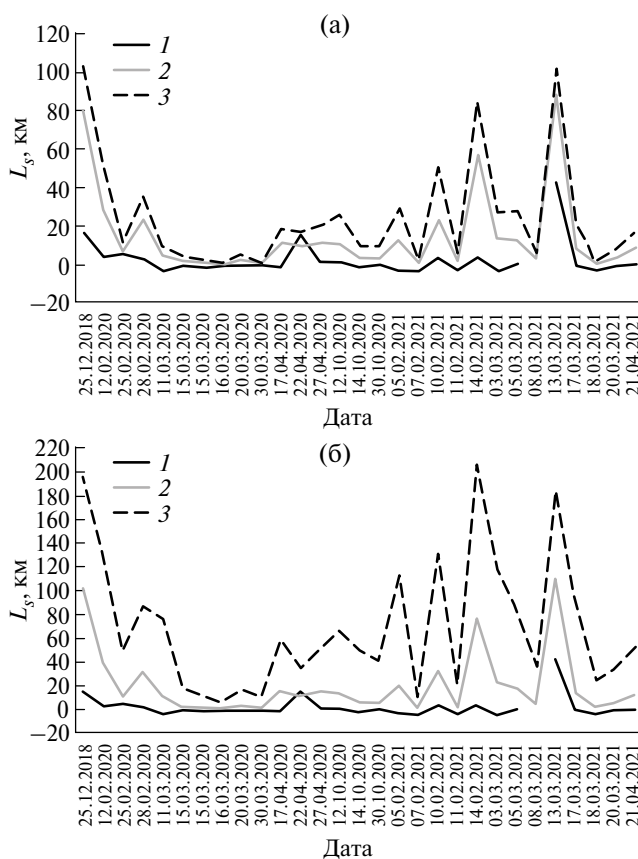


Рис. 4. Средняя (а) и максимальная (б) дальность проникновения осолоненных вод в рук. Старый Дон, рассчитанные “гидравлическим” (1), “дисперсионным” (2) и “динамическим” (3) методами.

ность воды 5.3‰, а к концу дня в водопроводной сети г. Азова — 6.9‰. Годом ранее, в апреле 2020 г. при почти таких же расходах воды (~240 м³/с) в вершине дельты и уровнях воды соленость в створе ГП Азов поднялась всего до 1‰, так как градиентная зона располагалась значительно западнее. Это было обусловлено тем, что сред-

немесячные величины расхода воды в октябре–декабре 2019 г. на ГП Раздорская составляли 434–513 м³/с, а в октябре–декабре 2020 г. — лишь 287–309 м³/с. При прохождении “шторма века” через Азовское море и развитии третьего по высоте за последние 30 лет нагона в дельте Дона 27.11.2023 (уровень воды на ГП Азов составил 747 см при отметке опасного явления в 700 см) соленость воды в створе ГП Рогожкино была ≤2‰ в силу того, что в предшествующий нагонный период изогалина 2‰ находилась на траверзе Чумбур-Косы в 30 км к западу от устьевого створа. Такое распределение солености в Таганрогском заливе осенью 2023 г. стало следствием повышенного стока пресных вод. Средний расход воды на ГП Раздорская за август–ноябрь 2023 г. составил 572 м³/с.

С целью оценки дальности проникновения соленых вод в дельту Дона выполнены расчеты тремя описанными выше методами для 29 случаев проникновения соленых вод в период с 2018 по 2021 г. Параметры интрузии соленых вод и результаты расчетов приведены в табл. 1, на рис. 4 (для рук. Ст. Дон) и рис. 5 (для рук. Б. Каланча — Б. Кутерьма).

В целом, результаты расчетов “дисперсионным” и “динамическим” методами имеют один порядок величин, в то время как при применении “гидравлического” метода значения L_s занижены из-за не учета динамики процесса. Принятая ранее в [11] максимальная $L_s = 15$ км на фоне существенного снижения стока р. Дон, осолонения Азовского моря и Таганрогского залива должна быть откорректирована до величин 30–35 км. Последнее подтверждается материалами наблюдений ЮНЦ РАН, полученными в ходе экспедиции 13.02.2021, когда в районе х. Колузаево (34.5 км от устьевого створа), ГП Дугино (22.3 км) и ГП Рогожкино (11.7 км) была зафиксирована соленость 0.85, 3.24 и 3.97 е.п.с. соответственно. Максимальная же соленость, равная 9.91 е.п.с., зафиксирована на ГП Донской (7.1 км от устьевого створа) в 00 ч 00 мин 14.02.2021.

Для выяснения причин явного завышения средних и максимальных значений L_s 25.12.2018, 12.02.2020, 10.02.2021, 14.02.2021 и 13.03.2021 были проанализированы зависимости сред-

Таблица 1. Сводные данные об интрузиях и дальности проникновения соленых вод в дельту Дона в 2018–2021 гг.

Дата	Время S_{max}	Расход, м³/с			Соленость, е.п.с.		Максимальный уклон, ‰		Дальность проникновения осолоненных вод, км								
		Раздорская	Ст. Дон (40%)	Каланча (60%)	моря (max)	реки (min)	Ст. Дон	Каланча	метод	“Дисперсионный” метод				“Динамический” метод			
										Ст. Дон (Донской)	Б. Кутерьма (Рогожкино)	Ст. Дон (Донской)	Б. Кутерьма (Рогожкино)	Ст. Дон (при $\Delta = 1$ ч)	Б. Кутерьма (Рогожино)		
min	max	min	max	min	max	min	max										

25.12.2018	21:40	378	151	227	4.61	0.72	−0.030	16.14	13.65	79.38	101.06	55.98	57.41	101.56	195.33	39.97	52.39
12.02.2020	20:10	362	145	217	3.02	0.58	−0.008	3.59	2.58	28.52	38.87	30.07	50.58	51.46	126.03	16.24	23.13
25.02.2020	8:10	371	144	227	2.2	0.86	−0.001	5.15	3.81	6.78	10.98	7.56	29.37	11.97	48.54	8.20	13.09
28.02.2020	18:40	347	117	230	2.82	0.8	−0.007	2.43	1.59	22.97	31.81	20.25	30.29	33.79	87.01	4.83	8.30
11.03.2020	19:30	275	100	175	3.54	0.8	0.000	−3.53	−5.45	5.18	11.88	5.78	12.47	9.70	77.61	9.45	15.11
15.03.2020	8:00	249	100	149	1.12	0.89	−0.002	−1.04	−1.57	1.75	2.84	2.54	3.62	4.51	17.39	1.98	3.16
15.03.2020	18:50	246	98	148	1.15	0.96	−0.001	−1.46	−1.96	0.88	1.63	1.31	2.06	2.33	12.10	1.51	2.69
16.03.2020	18:10	246	98	148	1.03	0.92	0.000	−0.82	−1.31	0.19	0.58	0.28	2.00	0.52	6.20	1.38	2.50
20.03.2020	2:20	211	84	127	0.97	0.8	−0.002	−0.64	−1.16	1.74	2.76	2.42	5.45	4.62	16.91	0.73	1.21
30.03.2020	5:00	255	102	153	1.08	0.9	0.000	−0.83	−1.43	0.48	1.12	0.70	3.74	1.28	10.29	0.75	1.23
17.04.2020	10:00	321	128	193	1.94	0.89	−0.003	−1.60	−2.94	10.83	15.94	13.29	18.06	18.45	58.74	8.54	12.57
22.04.2020	16:50	330	132	198	1.08	0.78	−0.020	15.40	14.21	9.07	11.79	9.65	2.77	17.12	35.00	0.46	0.92
27.04.2020	7:50	314	126	188	1.32	0.72	−0.006	1.29	−0.10	10.68	14.85	12.87	15.02	19.95	52.34	5.50	7.74
12.10.2020	16:00	350	140	210	1.37	0.55	−0.007	0.98	−0.18	10.03	13.94	13.49	8.31	25.86	65.16	0.90	2.56
14.10.2020	18:20	362	145	217	1.64	0.51	−0.001	−1.74	−2.39	3.37	6.32	4.94	17.34	9.68	50.32	2.37	4.52
30.10.2020	11:10	396	158	238	1.11	0.43	−0.001	−0.42	−0.65	3.48	5.89	5.10	10.76	9.75	41.10	0.41	0.79
05.02.2021	16:10	447	179	268	3.58	0.28	−0.002	−3.12	−4.68	12.85	20.63	17.93	20.97	29.21	112.62	7.29	11.98
07.02.2021	4:40	463	181	282	2.78	2.09	−0.001	−3.52	−4.81	1.10	1.83	1.49	3.58	2.70	10.96	8.21	13.46
10.02.2021	3:40	376	150	226	2.41	0.35	−0.007	3.57	2.13	22.72	31.59	28.07	34.14	50.92	130.18	14.43	20.05
11.02.2021	6:20	286	114	172	2.19	1.54	−0.001	−2.84	−3.97	1.55	2.87	2.12	8.83	3.86	20.04	12.23	17.37
14.02.2021	1:10	394	158	236	9.91	0.65	−0.008	3.70	0.19	56.73	77.04	58.04	96.34	83.67	207.43	46.80	63.67
03.03.2021	3:40	383	153	230	4.77	0.39	−0.001	−3.44	−4.88	13.31	22.30	16.04	69.10	27.46	118.60	6.17	11.27
05.03.2021	4:50	404	162	242	2.57	0.6	−0.004	0.27	−0.50	12.26	17.93	16.81	6.04	27.72	83.27	2.87	5.51
08.03.2021	2:20	463	185	278	2.08	0.74	0.000	−	−	2.65	5.24	3.56	18.13	5.99	36.26	3.16	5.46
13.03.2021	7:30	324	130	194	1.7	0.5	−0.055	41.88	38.78	88.22	110.16	54.94	11.08	104.05	183.91	14.95	20.34
17.03.2021	14:30	280	112	168	2.14	0.5	−0.001	−0.78	−1.68	8.08	13.70	10.83	38.87	20.76	88.62	8.68	13.76
18.03.2021	16:10	251	100	151	1.35	0.85	0.000	−2.81	−3.80	0.55	2.08	0.79	10.33	1.47	23.88	3.05	5.81
20.03.2021	17:40	292	117	175	1.07	0.6	−0.001	−1.10	−1.49	3.10	5.35	4.29	13.03	7.69	34.49	0.30	0.61
21.04.2021	4:30	356	142	214	1.25	0.57	−0.004	−0.21	−0.95	8.53	12.42	10.36	19.93	16.99	51.01	3.28	4.95

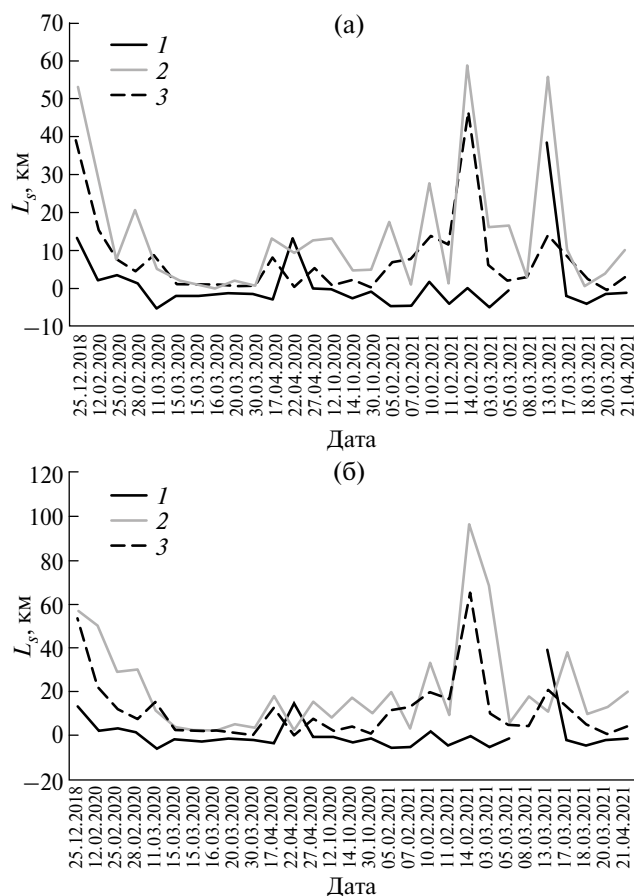


Рис. 5. Средняя (а) и максимальная (б) дальность проникновения осолоненных вод в рук. Б. Каланча — Б. Кутерьма, рассчитанные “гидравлическим” (1), “дисперсионным” (2) и “динамическим” (3) методами.

ней L_s ($L_{ср}$) от расчетных факторов при нагоне 25.12.2018–26.12.2018: гидравлического радиуса расчетного створа R ($H_{ср}$), ширины расчетного створа (B), площади поперечного сечения ω , коэффициента продольной дисперсии (D), соотношения солёности морской и речной воды (S_m/S_p) и уклона воды в дельте (i).

Из полученных соотношений, представленных на рис. 6 для нагона 25–26 декабря 2018 г., следует, что наибольшее влияние на результаты расчета имеют R и связанные с ним соотношения B и ω . Сила связи D_{min} , S_m/S_p и i значительно меньше.

Так как берега дельты низменны и выход воды на пойму за прирусловые валы при ветровом нагоне происходит при отметках уровня 0.8–1.0 мБС, то недоучет распластывания на-

гонной волны и затопления дельты приводит к завышению значений гидравлического радиуса ($H_{ср}$) и, соответственно, результатов расчетов.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что “дисперсионный” и “динамический” методы расчета дальности проникновения осолоненных вод в рукава дельты р. Дон дают достаточно хорошее представление о характере этого процесса и близкие к реальным значения дальности проникновения. “Гидравлический” метод, по-видимому, приводит к занижению результатов расчета. Следует считать уточненной для рассматриваемого периода дальность проникновения осолоненных вод в дельту р. Дон в пределах 30–35 км. При расчетах следует учитывать распластывание стока нагонной волны и связанное с этим изменение гидравлического радиуса в расчетном створе.

Следует отметить, что современные условия развития устьевой области Дона — такие как продолжающийся период маловодья, рост солёности моря и Таганрогского залива, рост относительного уровня Азовского моря, колебания среднегодовой минерализации воды на устьевом участке Дона, планы по сокращению навигационных попусков через Цимлянский гидроузел до 180 м³/с в течение двух третей года после ввода в эксплуатацию строящегося Багаевского гидроузла — позволяют ожидать увеличения частоты проникновения солёных вод в дельту. Важно отметить, что негативные эффекты поступления солёных вод касаются не только качества воды, поступающей в водозаборы (прежде всего общая минерализация, жесткость и концентрация хлоридов и сульфатов), но и гораздо более широкого комплекса последствий.

Авторы выражают благодарность Д.В. Магрицкому за помощь в работе с фондовыми данными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердников С.В., Клещенко А.В., Григоренко К.С., Олейников Е.П., Московец А.Ю., Дашкевич Л.В., Кулыгин В.В., Сорокина В.В., Соьер В.Г. Результаты морских научных исследований Южного научного

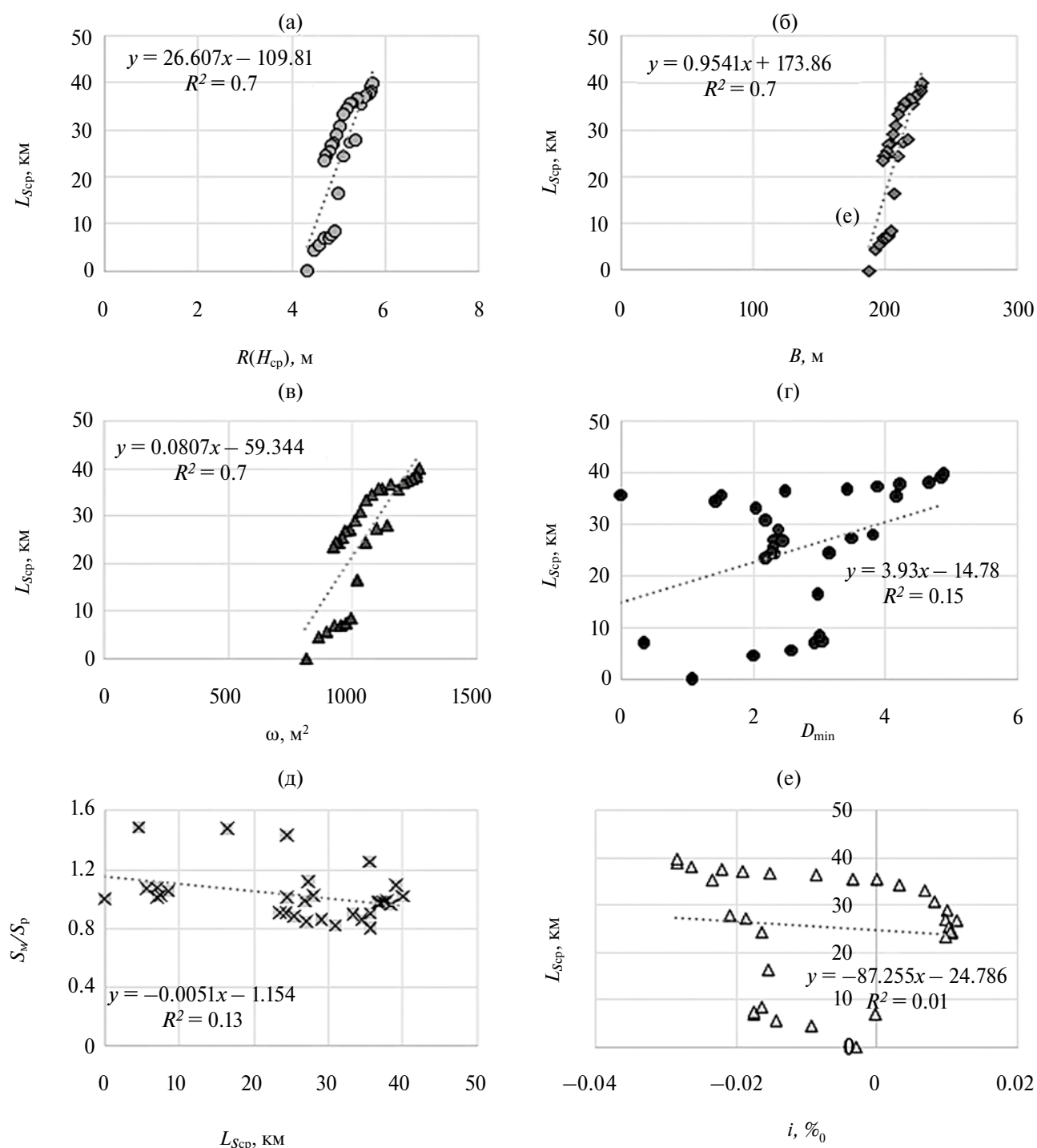


Рис. 6. ГП Донской, ветровой нагон воды 25.12.2018–26.12.2018, зависимость средней дальности проникновения осолоненных вод от гидравлического радиуса расчетного створа $R(H_{ср})$ (а), ширины расчетного створа B (б), площади поперечного сечения ω (в), коэффициента продольной дисперсии D (г), соотношения солёности морской и речной воды S_m/S_p (д), уклона воды в дельте i (е).

- центра Российской академии наук (ЮНЦ РАН) в Азовском море в 2003–2018 гг. Ч. 1. Гидрология и гидрохимия // Вод. биоресурсы и среда обитания. 2019. Т. 2. № 3. С. 7–19.
2. Бердников С.В., Кулыгин В.В., Дашкевич Л.В. Причины стремительного роста солености воды Азовского моря в XXI веке // Морской гидрофиз. журн. 2023. Т. 39. № 6. С. 760–778.
 3. Дашкевич Л.В., Бердников С.В., Кулыгин В.В. Многолетнее изменение средней солености Азовского моря // Вод. ресурсы. 2017. Т. 44. № 5. С. 563–572.
 4. Клещенко А.В., Московец А.Ю. Интрузии соленых вод в дельту Дона: закономерности развития и последствия // Наука Юга России. 2021. Т. 17. № 3. С. 30–37.
 5. Клещенко А.В., Сорокина В.В. Перераспределение стока по рукавам дельты Дона в условиях маловодья // Окружающая среда и человек. Современные проблемы генетики, селекции и биотехнологии. Мат-лы междунар. науч. конф. и молодеж. науч. конф. памяти Д.Г. Матишова. Ростов-на-Дону, 2016. С. 102–105.
 6. Магрицкий Д.В. Опасные гидрологические процессы в устье Дона и многолетние тенденции в изменении их параметров // Актуальные вопросы гидрологии и геоэкологии. Мат-лы Всерос. науч.-практ. конф., посвященной 100-летию Пермского гос. нац. исследовател. ун-та / Под ред. А.Б. Китаева. Пермь: ПГНИУ, 2016. С. 35–41.
 7. Магрицкий Д.В., Михайлова М.В. Опасные гидрологические процессы в устьях рек и на морских побережьях // Фундаментальные и прикладные исследования в гидрометеорологии. Мат-лы междунар. науч.-практ. конф., посвященной 50-летию кафедры общего землеведения и гидрометеорологии БГУ. Минск, 2023. С. 260–267.
 8. Матишов Г.Г. Случаи экстремальной адвекции соленых вод в дельту Дона и льда в Керченский пролив // ДАН. 2015. Т. 465. № 1. С. 99–103.
 9. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Причины осолонения Таганрогского залива // ДАН. 2017. Т. 477. № 1. С. 92–96.
 10. Матишов Г.Г., Григоренко К.С., Чеха М.М., Алешина Е.Г. Мониторинг гидрохимических преобразований на взморье Дона в реальном времени // Наука Юга России. 2023. Т. 19. № 2. С. 20–32.
 11. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. Учебник. М.: МГУ, 1998. 176 с.
 12. Михайлов В.Н. Динамика потока и русла в неприливых устьях рек. М.: Гидрометеиздат, 1989. 260 с.
 13. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Влияние многолетних изменений морских факторов на устья рек // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 367–379.
 14. Михайлова М.В. Процессы проникновения морских вод в устья рек // Вод. ресурсы. 2013. Т. 40. № 5. С. 439–455.
 15. Остроумова Л.П., Соловьева Л.Н., Мишин Д.В. Справочно-аналитический обзор гидрологического режима устьевых областей рек Дона и Кубани. М.: Финпол, 2019. 140 с.
 16. Пляка П.С., Лихацкий В.В., Юдин А.В. Разработка средств контроля параметров водной среды // Экология 2023 – море и человек. // Тр. XII Всерос. науч. конф. молодеж. шк.-семинара. Ростов-на-Дону, Таганрог, 2023. С. 51–64.
 17. Рекомендации “Р 52.24.627-2007 Усовершенствованные методы прогностических расчетов распространения по речной сети зон высокозагрязненных вод с учетом форм миграции наиболее опасных загрязняющих веществ”. Ростов-на-Дону: Минприроды, Росгидромет, 2008. 172 с.
 18. Руководящий документ “РД 52.10.324- 92 Методические указания. Гидрологические наблюдения и работы на гидрометеорологической сети в устьевых областях рек”. М., 1993. 188 с.
 19. Система мониторинга “Эмерсит”. <http://www.emercit.com/map/> (дата обращения: 01.04.2023)
 20. Цимлянское водохранилище: состояние водных и прибрежных экосистем. проблемы и пути их решения / Отв. ред. Г.Г. Матишов. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2011. 216 с.
 21. Швердяев И.В. Исследование шероховатости русел дельты Дона на основе наблюдений колебаний уровня в мае 2018 года // Экология. Экономика. Информатика. Сер. Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. 2018. Т. 1. № 3. С. 276–279.
 22. Guidelines on the study of seawater intrusion into rivers. Studies and reports in hydrology. Paris: UNESCO, 1991. № 50. 138 p.

THE INTRUSION OF SEA WATER INTO THE DON DELTA DURING THE LOW-WATER PERIOD

A. V. Kleshchenkov*, V. A. Kostyuk, A. Yu. Moskovets, E. G. Aleshina

Southern Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, 344006 Russia

**e-mail: kle-aleksej@yandex.ru*

A decrease of freshwater flow of the Don River during the period of severe low water flow observed in recent years, the growth of salinity of the Sea of Azov and Taganrog Bay, and sea level rise are accompanied by an increase in the number and intensity of dangerous salt water intrusions into the Don Delta. Retrospective analysis of the inflow of salt water into the delta shows an increase in salinity at the same levels of water rise during surges. This is especially clearly manifested in the lowest water years, when the frontal zone of the salinity gradient in Taganrog Bay approaches the delta coastline. The results of the analysis of the penetration range of salt water into the branches of the Don Delta allow us to state that changes in natural conditions have led to an increase in the distance to which salt water penetrates by 2–3 times compared to the 20th century.

Keywords: Don delta, the Sea of Azov, seawater intrusion, setup, saltwater penetration distance.

ПРИДОННЫЕ ИНТРУЗИИ СОЛОНОВАТОЙ ВОДЫ ИЗ КАЛИНИНГРАДСКОГО ЗАЛИВА В РУКАВ НИЖНЯЯ ПРЕГОЛЯ¹

© 2025 г. Р. В. Боскачёв^а, *, Б. В. Чубаренко^б

^аКалининградский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Северо-Западное управление УГМС,
Калининград, 236022 Россия

^бИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997 Россия

*e-mail: combat.130@mail.ru

Поступила в редакцию 28.03.2024 г.

После доработки 11.06.2024 г.

Принята к публикации 11.06.2024 г.

Впервые выполнен анализ связи нагонного и интрузионного механизмов и временной изменчивости вертикальной стратификации вод во время проникновения солоноватой воды Калининградского залива в русло рук. Нижняя Преголя с гидрометеорологическими условиями. Выполнена количественная оценка дальности проникновения солоноватой воды в русло рук. Нижняя Преголя посредством методики Кайлегана. С использованием данных гидрологических измерений за период 10.09.2019–27.03.2020 и особенностей геоморфологии русла оценена возможность реализации проникновения солоноватой воды вверх по руслу рук. Нижняя Преголя до точки бифуркации р. Преголи с последующим перетоком в рук. Дейма.

Ключевые слова: устьевая область, интрузии соленой воды, вертикальная стратификация, уровень воды, нагонный ветер.

DOI: 10.31857/S0321059625010097 **EDN:** UXPCNH

ВВЕДЕНИЕ

Исследованию устьевых областей рек с эффектом проникновения солоноватой воды посвящено достаточно много работ [20]. В качестве примеров рассматривались интрузии соленой воды Средиземного моря в устья рек Рона, Тибр (Тирренское море) и По (Адриатическое море), а также соленых вод Тихого океана в устье р. Колумбии [16]. Выполнялись исследования толщины и дальности проникновения интрузий морской воды Белого моря в устье р. Кеми в условиях приливного воздействия [8].

Ситуациям взаимодействия морской и речной воды в условиях штормовых нагонов в не-приливных морях посвящено не так много работ. Фиксировались случаи обратных уклонов водной поверхности р. Даугавы от Рижского залива ниже г. Риги при нагонных колебаниях уровня воды в устье со скоростью обратного течения солоноватой воды Балтийского моря до

0.3–0.4 м/с [19]. В работе [17] с использованием гидролого-морфологических характеристик определялись размеры зон смешения и глубины проникновения солоноватой воды в русла рек Дунай (Кикийский рукав), Волга, Урал и Дон.

Для Дона активно внедряются методы численного моделирования [7, 21, 22]; и в работе [9] на основе математического моделирования установлено, что в настоящий момент дальность проникновения вод Азовского моря в рукава дельты Дона увеличилась в 2–3 раза по сравнению со второй половиной XX в.

Моделирование гидролого-морфологических процессов в дельтах рек, помимо Дона, выполнялось также для Яны, Дуная, Кубани и Волги [1], а в работе [3] определялась деформация русла и перераспределение стока по рукавам в устьевой части р. Терек вследствие наводнения 2002 г.

Один из устьевых рукавов Преголи – Нижняя Преголя (рис. 1), впадает в Калининградский залив, воды которого имеют промежуточную соленость (в среднем до 4 PSU в восточной части залива) и могут внедряться в русло Нижней Пре-

¹ Сбор данных проведен при поддержке РФФИ (проект 19-35-90108). Анализ данных и подготовка настоящей публикации проведены при поддержке РНФ (проект № 24-44-20027).

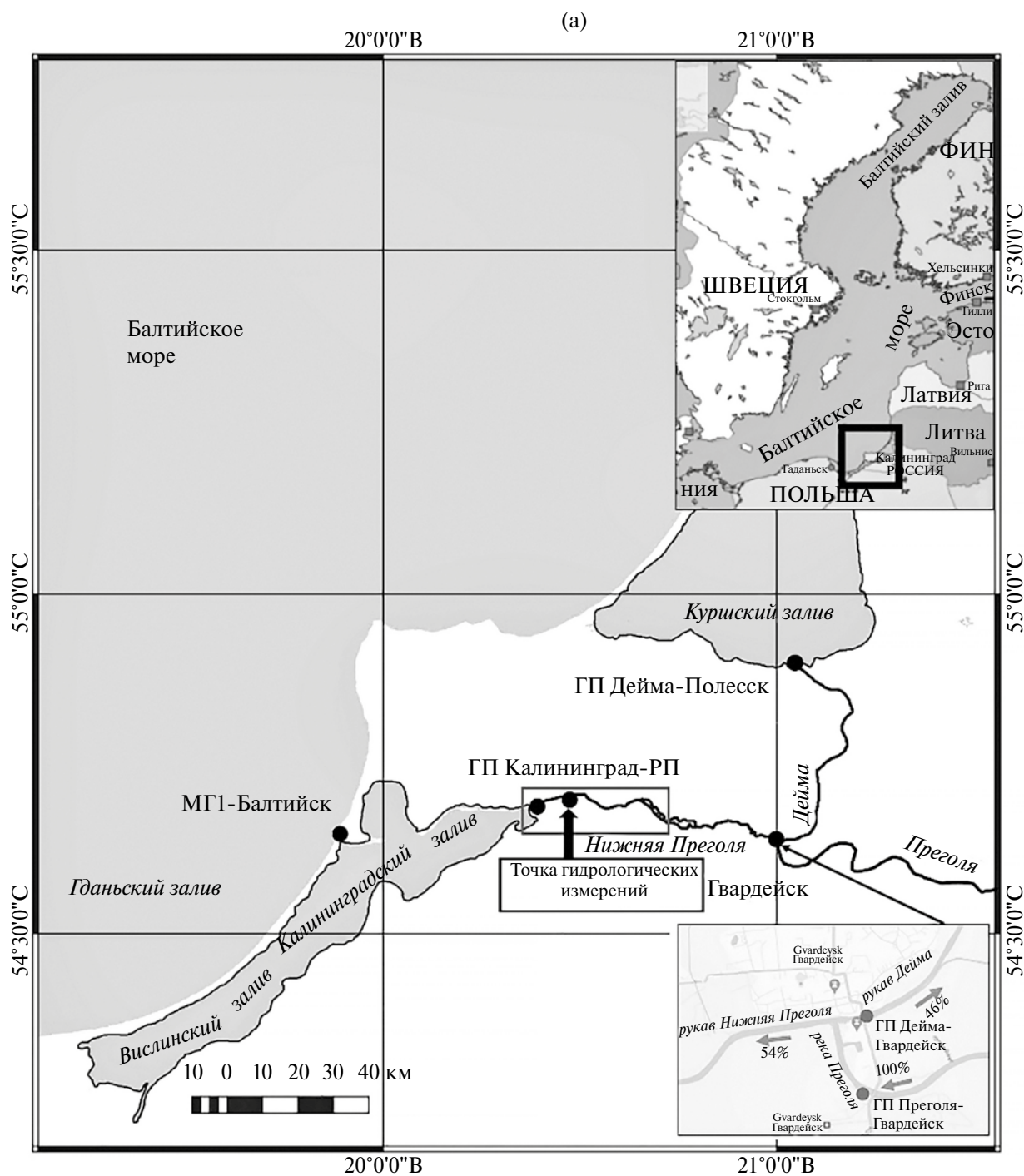


Рис. 1. а – Юго-Восточная часть Балтийского моря: Калининградский и Куршский заливы соединены рукавами Нижняя Преголя и Дейма, указаны места расположения гидрологических постов в городах Калининграде, Гвардейске и Полесске.

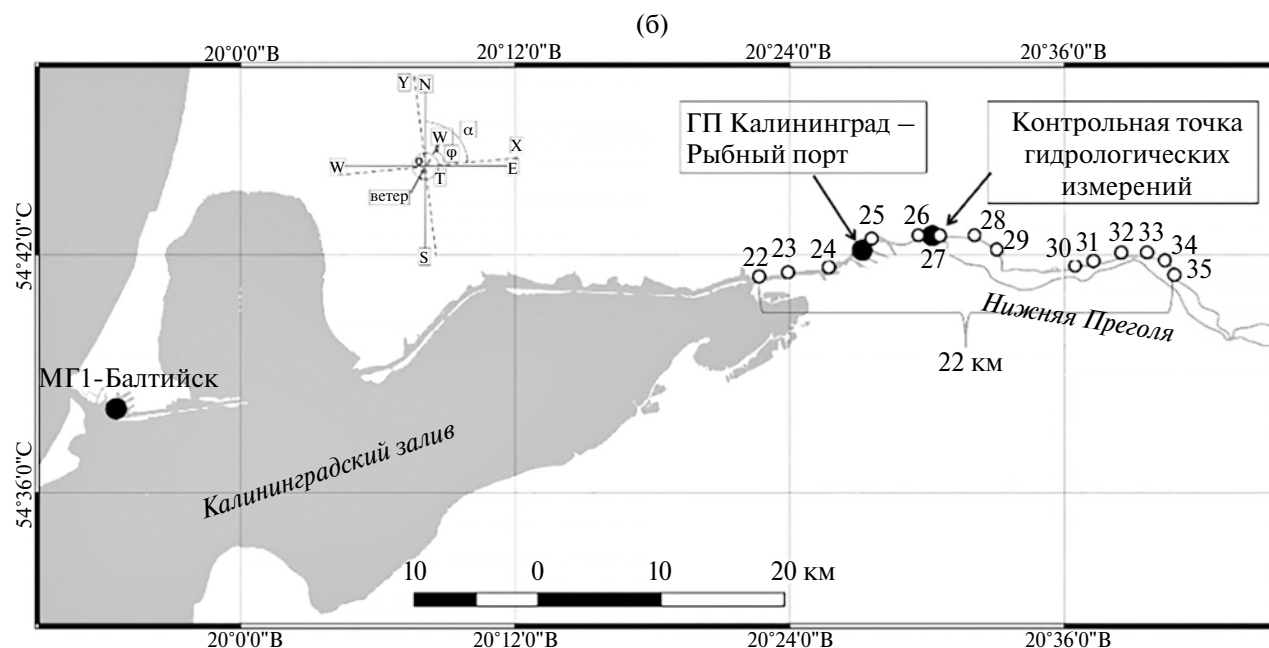


Рис. 1. Продолжение. б – нижний сегмент устьевое участка рук. Нижняя Преголя от разделения на протоки Старая Преголя (южный проток) и Новая Преголя (северный проток) до устья, система координат для определения вдольрусловой составляющей скорости ветра. 22–35 – точки мониторинговых обследований АО ИО РАН [24], контрольная точка вертикальных зондирований – между точками 26 и 27, водозаборы ЮВС-1 и ЮВС-2 – в районе точек 30–32.

голи в результате подъема уровня воды в заливе за счет колебаний уровня в Балтийском море и нагонного ветра западных направлений [10, 27, 29]. Эффекту проникновения солоноватой воды вверх по Преголе (рис. 1) посвящены работы по соленостным интрузиям [4, 23–26], натурные и модельные исследования [5, 6]. Актуальность и практическая значимость исследования этого эффекта связаны с возникновением геохимического барьера и угрозой блокировки водозаборной системы водоснабжения г. Калининграда в случае проникновения солоноватой воды вверх по руслу Нижней Преголи [26] до водонасосных станций ЮВС-1 и ЮВС-2 (рис. 1).

Возможности проникновения солоноватой воды в устье Преголи способствует малый уклон водной поверхности (в среднем 2 см/км) рук. Нижняя Преголя (от устья до г. Гвардейска) [2]. В момент нагонов воды с залива уклон водной поверхности на устьевом участке может быть значительно меньше или даже быть отрицательным (обратный уклон водной поверхности). Для примера – средний уклон равнинной части Волги составляет 6 см/км [18].

Ранее в [26] были выделены два механизма затока солоноватой воды в русло рук. Нижняя Преголя: интрузионно-адвективный (далее – интрузионный) – проникновение солоноватой воды вверх по течению в придонных слоях в условиях слабого или умеренного поверхностного стока; нагонно-адвективный (далее – адвективный) – полнообъемное заполнение всего русла реки водами практически одинаковой солености со слабой вертикальной стратификацией (перепад солености между придонным и поверхностным горизонтом $< 1 \text{ PSU}$). В случае интрузионного механизма проникновение солоноватой воды осуществляются дальше вверх по руслу рукава.

На основе анализа литературных [25, 26] и фондовых данных сделан вывод, что обычный для осенне-зимнего периода нагонный подъем уровня длительностью 1–3 сут на фоне сезонных вариаций речного стока приводит только к кратковременному проникновению солоноватой заливной воды вверх по руслу рук. Нижняя Преголя, и ситуация 25.10.2000–27.10.2000 это подтвердила [24]. В настоящей статье ввиду

недостаточной изученности интрузионного механизма именно на него обращено внимание и выполнена оценка его реализации в период 10.09.2019–27.03.2020.

Цель статьи — по данным гидрологических измерений (10.09.2019–27.03.2020) зафиксировать проявления нагонного и интрузионного механизмов при проникновении солоноватой воды вверх по руслу рук. Нижняя Преголя, проанализировать связь характеристик вертикальной стратификации с существующими в рассматриваемый период гидрометеорологическими условиями (ветровая обстановка, уровень воды и атмосферные осадки), установить условия возникновения геохимического барьера на пути выносимых речным стоком водной взвеси и загрязняющих веществ (в том числе микропластика), а также оценить возможность глубокого проникновения солоноватой воды в русло рук. Нижняя Преголя вплоть до точки бифуркации в Гвардейске.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Гидрологические измерения

Для получения данных о гидрологической структуре вод и о наличии интрузий солоноватой воды Калининградского залива выполнена программа ежедневных измерений СТД-зондом (“Valeport SWIFT-SVP”) в период с 10.09.2019 по 27.03.2020. Зонд измеряет электропроводность, а соленость воды рассчитывается с использованием встроенного программного обеспечения в практических единицах солености (PSU). Измерения выполнялись в 9 км вверх по течению от устья рук. Нижняя Преголя — в контрольной точке [24] для эстуарной части устьевых участков рук. Нижняя Преголя (центральная часть Калининграда, территория Музея мирового океана), расположенной на 300 м ниже по течению, чем точка 27 (рис. 16). Измерения проводились в режиме вертикального профилирования от поверхности до глубины 7.5 м с дискретностью 0.15–0.2 м.

Для оценки основных воздействующих на проникновение солоноватой воды гидрометеорологических факторов сопоставлялись параметры ветра, уровня воды и при необходи-

мости количество выпавших осадков в период гидрологических измерений — 10.09.2019–27.03.2020.

Ветровая обстановка

Ветровая обстановка анализировалась по данным наблюдений МГ-1 Балтийск (Росгидромет) (рис. 1а) с дискретностью 1 раз в 3 ч (8 раз в сутки в гидрометеорологические сроки 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 и 21 ВСВ). Используются данные ежечасных наблюдений (Росгидромет) за уровнем воды на гидрологическом посту (ГП) Калининград — Рыбный порт (рис. 1), которые преобразованы во временную серию среднего за 3 ч уровня, заданного на гидрометеорологические сроки ВСВ (каждые 3 ч, для дальнейшего сопоставления с вдольрусовым ветром). Также в работе использованы ежесуточные данные о выпавших атмосферных осадках, полученные на объединенной гидрометеорологической станции (ОГМС, Росгидромет) г. Калининграда, которая находилась в то время в восточной части Калининграда.

Расход воды

Используются данные наблюдений за расходом воды (Росгидромет) на гидрологических постах Преголя—Гвардейск и Дейма—Гвардейск (рис. 1а), выполнявшихся с дискретностью раз в сутки. Расход воды рук. Нижняя Преголя определялся так:

$$Q_{\text{ниж преголя}} = Q_{\text{преголя}} - Q_{\text{дейма}}, \quad (1)$$

$Q_{\text{преголя}}$ — приходящий расход р. Преголи,
 $Q_{\text{ниж преголя}}$ — расход рук. Нижняя Преголя, $Q_{\text{дейма}}$ — расход рук. Дейма.

Методика расчета продольной составляющей ветра для р. Преголи

Для определения степени влияния ветра на проникновение солоноватой воды в реку проведен расчет величины вдольрусовой составляющей скорости ветра в устье рук. Нижняя Преголя (рис. 16). Ось X системы координат (рис. 16) — направление устьевой части русла рукава (положительное направление — вверх по течению),

ось Y — перпендикуляр к этому направлению. Продольная составляющая ветра рассчитана по формулам (2) и (3):

$$W_{\text{продол}} = W_a \cos \varphi, \quad (2)$$

$$\varphi = 180^\circ - (\gamma - \alpha_0) = 180^\circ + \alpha_0 - \gamma, \quad (3)$$

α_0 — азимут (от северного на правления по часовой стрелке, равен 81°) положительного направления оси X ; W_a — модуль скорости ветра; γ — направление ветра по данным стандартных измерений (азимут — навстречу ветру).

Характеристики стратификации

Для описания вертикальной структуры соленостного клина в любой его точке использованы величины солености в придонном S_{bot} и поверхностном S_{surf} слоях, перепад солености между поверхностным и придонным слоями ($\Delta S = S_{\text{bot}} - S_{\text{surf}}$) и средняя по глубине соленость S_{avr} , которая в общем случае отличается от среднего арифметического между придонной и поверхностной соленостью $(S_{\text{bot}} + S_{\text{surf}})/2$, так как профиль солености не всегда линейный. Эти же величины использованы для оценки параметра стратификации (4), предложенного в [31, 33] и активно используемого в работах [9, 11, 12, 14]:

$$n = \Delta S / S_{\text{avr}} = (S_{\text{bot}} - S_{\text{surf}}) / S_{\text{avr}}. \quad (4)$$

Методики оценки дальности проникновения солоноватых вод

Важность определения дальности проникновения солоноватой воды Калининградского залива связана с угрозой блокировки водозаборов Калининграда, и даже с возможностью проникновения солоноватой воды в русло рук. Нижняя Преголя вплоть до точки бифуркации русла в Гвардейске с дальнейшим перетоком по руслу рук. Дейма в пресноводный Куршский залив [28].

Методика расчета плотностной скорости и дальности проникновения солоноватой воды (по Кейлегану) ранее использованы в [30] для русла р. Даугавы (Западная Двина), гидроло-

гические и морфометрические условия которой схожи с условиями Преголи. Формула для оценки дальности проникновения L_s (прямая зависимость от плотностных чисел Фруда Fr и Рейнольдса Re_ρ выведена Кейлеганом в 1957 г. на основании лабораторных опытов в виде [12, 32]):

$$L_s = Ah(Re)^{1/4} Fr_\rho^{-3}, Fr_\rho < 1. \quad (5)$$

Впоследствии (в 1966 г.) формула для L_s была уточнена и представлена в виде (6) [12, 30, 32]. Клин соленой воды начинает проникать в реку, когда скорость (и расход) ниже пороговых значений, т. е. критической скорости течения (или плотностной скорости) V_r^{cr} и критического расхода $Q^{\text{кр}}$ речной воды:

$$L_s = Kh(Re_\rho)^{1/4} (Fr_\rho)^{-5/2}, Fr_\rho < 1, \quad (6)$$

$Re = (V_r h)/\nu$ — число Рейнольдса,

$$Re_\rho = (V_r h)/\nu - \text{его значение при критической скорости}, \quad (7)$$

$$Fr_\rho = V_r/V_\rho - \text{плотностное число Фруда}, \quad (8)$$

$$V_\rho = V_r^{\text{cr}} = (g h (\Delta\rho/\rho_m))^{1/2} - \text{критическая (плотностная) скорость}, \quad (9)$$

$$Q_r^{\text{cr}} = A V_r^{\text{cr}} = B h^{3/2} (g \Delta\rho/\rho_m)^{1/2} - \text{критический расход}, \quad (10)$$

K — эмпирический коэффициент; h — глубина речного русла; A — площадь сечения русла; B — эффективная ширина русла ($B = A/h$); ν — кинематическая вязкость; V_r — средняя по глубине скорость течения реки; ρ_s — плотность соленой воды, поступающей в эстуарий; ρ_r — плотность речной воды; $\Delta\rho = \rho_s - \rho_r$ — разница плотностей; $\rho_m = (\rho_s + \rho_r)/2$ — плотность смешанной воды.

На первый взгляд может показаться, что формулы (5) и (6) существенно различаются за счет использования в (5) числа Re , зависящего от скорости потока, а в (6) — критического значения числа Рейнольдса Re_ρ , которое зависит только от глубины и разности плотностей; но если переходить от выражений в виде безразмерных параметров (5)–(6) к явной зависимости от глу-

бины русла и скорости потока, то оказывается, что они очень схожи и лишь немного отличаются степенями одних и тех же входных параметров.

$$L_s = A v^{-1/4} (g(\Delta\rho/\rho_m))^{3/2} h^{11/4} V_r^{-11/4}, V_r < V_r^{cr}, \quad (5a)$$

$$L_s = K v^{-1/4} (g(\Delta\rho/\rho_m))^{11/8} h^{21/8} V_r^{-5/2}, V_r < V_r^{cr}. \quad (6a)$$

Для оценок также будет использована формула расчета плотностной дальности проникновения солоноватых вод, которая ранее использовалась для русла Яны и Дуная [13]. Дальность проникновения солоноватой воды L_s обратно пропорциональна плотностному числу Фруда Fr_ρ в виде:

$$L_s = a h / Fr_\rho^b, Fr_\rho < 1, \quad (11)$$

здесь параметр a индивидуален для каждого устья (например, для р. Яны $a = 485$, а для рук. Прорва р. Дунай $a = 327$); для р. Яны эмпирический параметр $b = 1.2$, а для рук. Прорва р. Дунай $b = 0.63$ [15].

В настоящей работе оценки критической скорости и расхода (формулы (9)–(10)), коэффициентов A , K , a и b (для формул (5), (6) и (11)) проведены по данным измерений непосредственно для рук. Нижняя Преголя.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Вертикальная структура поля солёности

Гидрологические вертикальные зондирования в контрольной точке [24] для эстуарной части устьевого участка рук. Нижняя Преголя в период 10.09.2019–7.03.2020 (6.5 мес.) показали, что зона смешения речных и заливных вод [23] мигрирует вверх и вниз по руслу реки, периодически захватывая акваторию, где проводились измерения (рис. 2). В эти моменты в исследуемом районе наблюдается вертикальная стратификация вод – солёность увеличивается с глубиной. В промежутках между этими событиями стратификация вод была слабая (разница величин солёности между поверхностным и придонным слоями < 1 PSU) либо фактически отсутствовала (рис. 3). Средняя толщина слоя придонной интрузии солоноватой воды (солёность > 1 PSU) за весь период наблюдений была ~ 4 м, а в активный период проникновение солоноватой воды доходило до 7.5 м, захватывая всю толщу вод.

Ветровая обстановка

Из 1600 наблюдений за ветром в исследуемый период (1 раз в 3 ч – 8 раз в сутки): в 50.7% (804

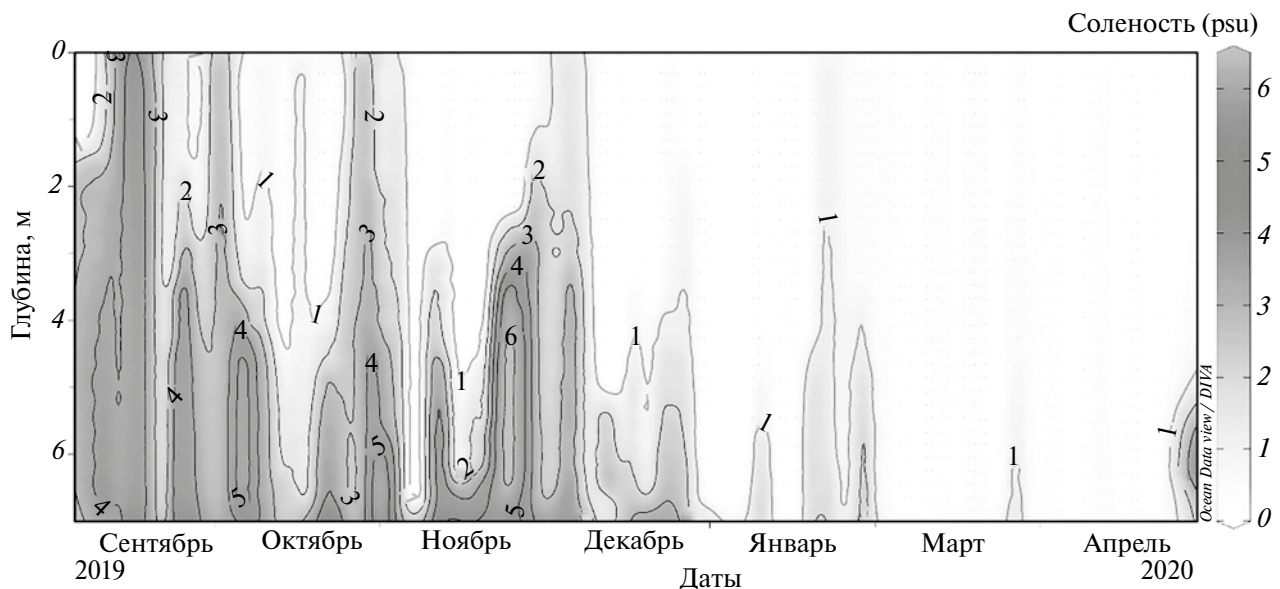


Рис. 2. Временная диаграмма изменчивости солёности по глубине в рук. Нижняя Преголя в контрольной точке (в эстуарной части устьевого участка, в г. Калининграде) (10.09.2019–27.03.2020). Изохалина 1 PSU показывает глубину залегания условной границы интрузии солоноватых вод.

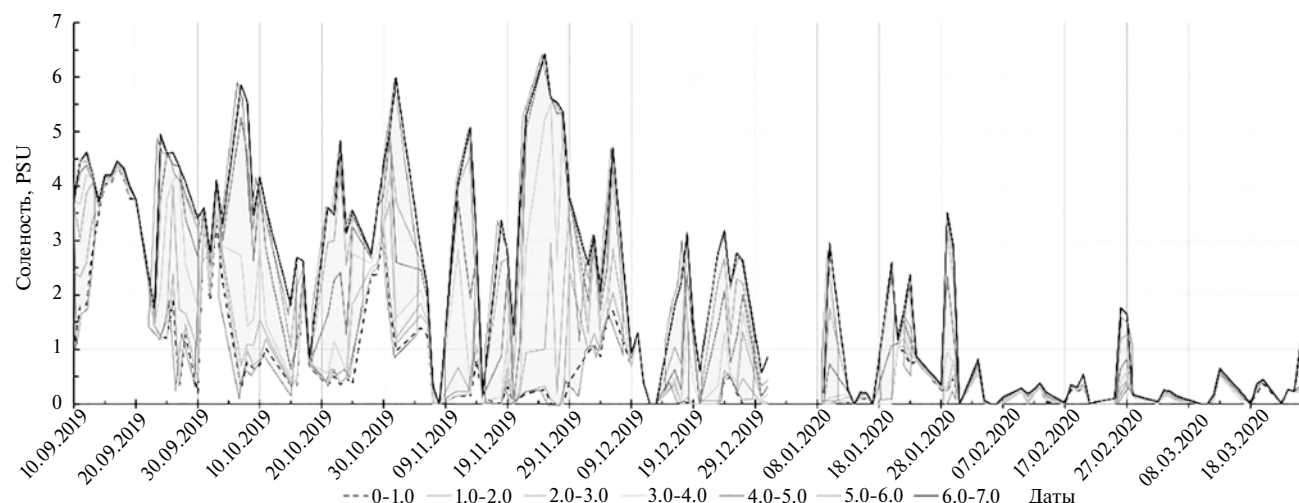


Рис. 3. Временной ход солёности воды в слоях толщиной 1 м в контрольной точке (в эстуарной части устьевого участка, в г. Калининграде) в период 10.09.2019–27.03.2020. Теневая заливка между графиками солёности в поверхностном и придонном горизонтах иллюстрирует периоды стратификации.

измерения) наблюдался ветер со скоростью до 5 м/с, в 41.8% (662) – 6–10 м/с и в 7.6% (120) – 11–18 м/с. Максимальные наблюдаемые за указанный период скорости ветра – 15 (16.09.2019 и 27.10.2019) и 18 м/с (12.03.2020), причем, во всех случаях это был ветер западных направлений.

Максимальная за период с 10.09.2019 по 27.03.2020 величина вдольрусловой составляющей ветра (вдоль рук. Нижняя Преголя вверх по течению) (рис. 4) составила 17.8 м/с (12.03.2020). В обратную сторону максимальный ветер (8 м/с) наблюдался 23.09.2019. Средняя величина вдольрусловой составляющей ветра за рассматриваемый период – 2.7 м/с. Нагонные ветры были зафиксированы 1074 раза ($V_{\text{ср}} = 4.9$ м/с), сгонные ветры – 512 раз ($V_{\text{ср}} = 1.8$ м/с). Штилевые условия наблюдались 14 раз из 1600 наблюдений.

Нагонные ветры преобладали и составили в совокупности 66% от всех измерений за период (рис. 5), к тому же практически все ветры скоростью > 5 м/с (44.5%) наблюдались только с этих направлений (5–10 м/с – в 37%, 11–18 м/с – в 7.5% от выполненных наблюдений) (табл. 1). Складывавшаяся ветровая обстановка время от времени создавала хорошие условия для подъема уровня воды и для развития нагонного механизма проникновения солоноватой воды в русло рук. Нижняя Преголя.

Временная изменчивость уровня воды

Для определения основных тенденций временной изменчивости и сглаживания резких скачков уровня воды рассчитаны скользящие средние за 5 сроков (15 ч) (рис. 4) для ГП Калининград – Рыбный порт (рис. 1). В период

Таблица 1. Повторяемость разных направлений ветра по трем градациям скорости (доля, %, и количество случаев при восьмикратных измерениях в сутки)

Скорость ветра, м/с	Направление ветра, доля от всего числа наблюдений (количество наблюдений), %								
	Всего	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
0–5	50.7 (804)	2.3 (37)	3.5 (56)	10.8 (171)	8.3 (131)	9.3 (147)	5.7 (90)	4.9 (78)	5.9 (94)
6–10	41.8 (662)	1 (16)	0.2 (3)	0.1 (1)	2.1 (34)	10.3 (164)	17.2 (272)	9.5 (151)	1.3 (21)
11–18	7.6 (120)	–	–	–	0.1 (1)	0.6 (10)	2.5 (39)	4.4 (69)	0.1 (1)
Сумма по направлению		3.3 (53)	3.7 (59)	10.9 (172)	10.5 (166)	20.3 (321)	25.3 (401)	18.8 (298)	7.3 (116)



Рис. 4. Временной ход вдоль русловой составляющей скорости ветра (по данным МГ-1 Балтийск) и уровня воды (ГП Калининград – Рыбный порт) в период 10.09.2019–27.03.2020. Представлены скользящие средние с 15-часовым окном осреднения (5 сроков). Положительное значение вдольрусловой составляющей скорости ветра соответствует направлению вверх по течению. Уровень воды представлен относительно условного нуля.

10.09.2019–27.03.2020 изменения уровня воды характеризуются следующими максимальной, минимальной отметками в условной системе высот: +128 см (12.03.2020) и –23 см (22.11.2019), т. е. колебания уровня воды в зоне смешения соленой и пресной воды имеют размах до 151 см, это результат нагонных ветров и сезонных изменений, связанных со стоком реки.

Определены основные периоды синхронизированного с вдольрусловым ветром роста уровня воды (на 56 см 12.09.2019–19.09.2019; на 38 см 25–29.10.2019, на 30 см 02.11.2019–05.11.2019, неравномерный рост на 55 см 29.11.2019–09.12.2019) и падения (20.09.2019–26.09.2019 на 47 см, 01.10.2019–05.10.2019 на 30 см, 17.10.2019–24.10.2019 на 35 см, 28.10.2019–02.11.2019 на 34 см, постепенное падение 11.11.2019–22.11.2019 на 50 см) (рис. 4).

При сопоставлении вдольрусловой составляющей ветра на МГ-1 Балтийск и уровня воды на ГП Калининград – Рыбный порт определена прямая корреляционная связь (коэффициент корреляции 0.57, т. е. корреляция заметная), пики максимума и минимума уровня воды и ветра в абсолютном большинстве случаев совпадают (рис. 4), что подтвердилось при дальнейшем анализе механизмов проникновения соленой воды в зависимости от ветровой обстановки и уровня воды.

Атмосферные осадки

В исследуемый период выпало 459 мм осадков, что соответствует среднему многолетнему за 30 лет (1989–2018 гг.). Треть дней (62 из 185) была без осадков. Определены наиболее интенсивные осадки: 16.09.2019–19.09.2019 – 63 мм, 28.09.2019–02.10.2019 – 42 мм, 12.10.2019 и 17.10.2019 по 16 мм, 13.11.2019–15.11.2019 – 15 мм, 29.11.2019–09.12.2019 – 44 мм (рис. 5).

Интрузии соленой воды

Для определения появления в точке измерений интрузии соленой воды авторы ориентировались на два критерия: соленость в нижних слоях должна была превышать 1PSU ($S_{\text{bot}} > 1 \text{ PSU}$), длительность такого превышения должна быть ≥ 1 сут. Поскольку за сутки проводилось только одно измерение, то выделялись периоды, когда соленость в придонном слое была $> 1 \text{ PSU}$ при двух и более измерениях подряд.

Длительность проникновения соленой ($> 1 \text{ PSU}$) воды Калининградского залива в придонном слое (6–7 м) составила 98 сут за период измерений, что составляет 50% всего периода, а в верхнем слое (0–1 м) – 43 сут (23%). Средняя по всем слоям длительность – 82 сут (41%). Средняя соленость воды по всем слоям за весь период –

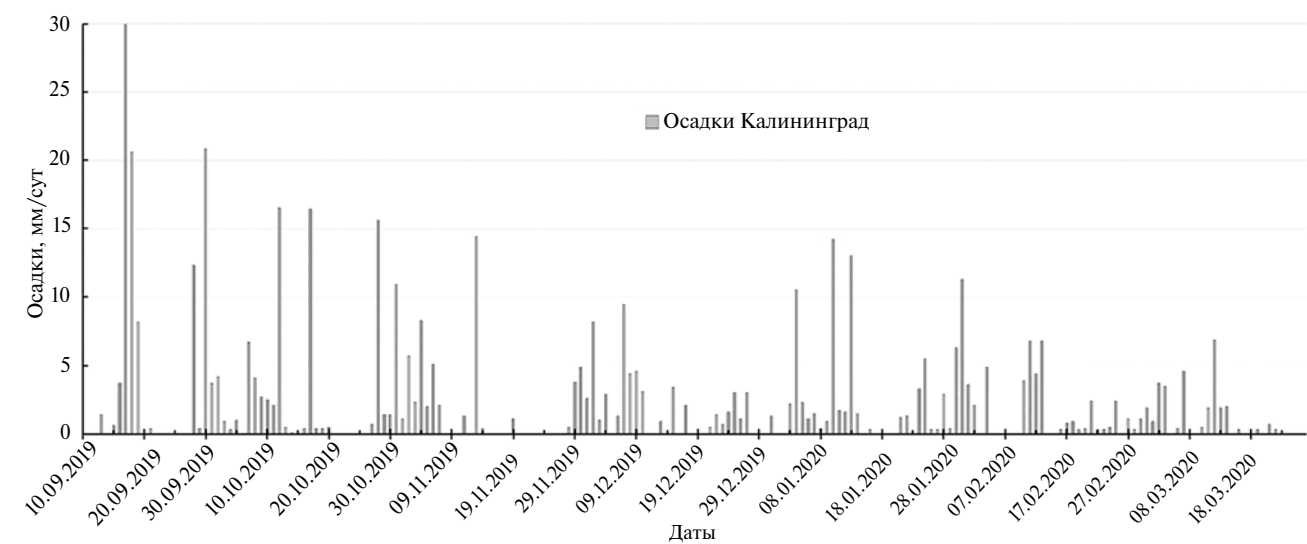


Рис. 5. Количество ежесуточных атмосферных осадков в период 10.09.19–27.03.2020 по данным ОГМС Калининград.

Таблица 2. Средние значения солёности воды по слоям в рук. Нижняя Преголя в центральной части г. Калининграда в период с 10.09.2019 по 27.03.2020 (6.5 мес.)

Период	Слой воды, м						
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7
Среднее значение солёности за весь период	0.7	0.7	0.9	1.3	1.6	1.9	2.1
Среднее значение солёности в периоды проникновения (≥ 1 PSU)	2.1	2.1	2.3	2.6	2.8	2.9	3.2
Суммарная длительность повышенных значений солёности (≥ 1 PSU), сут (доля от периода наблюдений, %)	43 (23)	51 (27)	61 (33)	72 (39)	89 (48)	105 (56)	118 (63)

1.3 PSU, а период проникновения солоноватой воды – 2.6 PSU (≥ 1 PSU) (табл. 2).

Оценка дальности проникновения солоноватой воды в русло рук. Нижняя Преголя

При разных внешних условиях могут возникать разные реализации процесса интрузионного проникновения солоноватой воды в русло Нижней Преголи. Проведем оценку возможности такого проникновения, используя оценочные формулы (5)–(10) для двух створов – т. 22, устье водотока Нижняя Преголя, и участок русла между точками 30 и 33 (где редко, но обнаруживается передний фронт соленостного клина).

С учетом того, что при нормальных условиях плотность заливной (солёность 4 PSU) и пресной воды равны 1002.9 и 999.73 кг/м³ со-

ответственно, то, согласно формулам (9)–(10), для створа т. 22 (глубина 9 м) и в среднем для створов т. 30–33 (глубина 4 м) критическая скорость равна 0.53 и 0.35 м/с, что с учетом площадей сечения дает критический расход 600 и 123 м³/с, обеспеченность которых 100 и 93.5%; т. е. в подавляющем большинстве случаев расход р. Нижняя Преголя меньше критического, значит создаются условия продвижения соленостного клина вверх по руслу.

С использованием данных о дальности проникновения соленостного клина для 25.10.2000–27.10.2000 [24] (проникновение изогалины 1 PSU до т. 35, т. е. на расстояние 21.5 км по отношению к устью, т. 22) и с учетом малого речного расхода воды в этот период (порядка 10 м³/с для рук. Новая Преголя) получены следующие оценки (табл. 3) для коэффициентов для двух вариантов методики Кайлегана и мето-

Таблица 3. Дальность проникновения солонатовой воды L_s Калининградского залива в русло рук. Нижняя Преголя при разных данных расхода воды Q и средней по створу скорости течения V для участка русла между точками 30–33

Q , м ³ /с (обеспеченность, %)	V , м/с	L_s , км (измерение)	L_s , км (формула (5.4.1)) $A = 1.13$	L_s , км (формула (5.4.2)) $K = 1.76$	L_s , км (формула (5.4.7)) $A = 515, b = 1.28$
123 (6.6)	0.35	Критические условия, после которых клин солонатовой воды не образуется			
10.6 (88.3)	0.06	21.5 (27.10.2000)	21.5 (калибровка)	21.5 (калибровка)	21.5 (калибровка)
8 (95)	0.05	—	46.9	43.7	31.1
7 (96.2)	0.04	—	67.8	61.1	36.9
6 (97.2)	0.035	—	103	89.7	45.0
5 (97.8)	0.035	—	170	141	56.8

дики обратной зависимости от числа Fr [12, 13, 31] (формулы (5), (6), (11)). По всем трем методам дальности проникновения солонатового клина сопоставимы. Следует подчеркнуть, что при малых расходах воды — 5–7 м³/с (обеспеченность 2.2–3.8%) — дальность проникновения солонатового клина сравнима с расстоянием от устья до разветвления Преголи на два рукава (в Гвардейске).

ОБСУЖДЕНИЕ

Параметр стратификации и действие механизмов осолонения

Согласно [16, 34–36], в зоне смешения речных и морских вод выделяют три типа перемешивания и стратификации вод, индикатор которых — параметр стратификации n (формула (4)): I — полное (хорошее) перемешивание и слабая стратификация ($n < 0.1$); II — частичное (умеренное) перемешивание и умеренная стратификация ($0.1 < n < 1$); III — слабое перемешивание и сильная стратификация, клин солонатовой воды ($n > 1$). Попытка применить этот параметр к имеющимся данным для контрольной точки измерений оказалась неудачной. При фактически нулевой солёности на поверхности и линейной (или почти линейной) стратификации параметр, вычисленный по формуле (4), равен двум ($n = 2$) вне зависимости от абсолютной величины солёности на дне. Например, случаи 0–0.5 PSU и 0–6.5 PSU (в поверхностном и придонном слоях соответственно) по этому параметру не различаются, хотя между ними явно есть различия по генезису. Солёность 6.5 PSU — это практически солёность Балтийского моря в его юго-восточной части.

Также возникает проблема использования параметра n в двух эквивалентных с точки зрения существующего вертикального перемешивания ситуациях. Например, при линейной стратификации в пределах 0.1–1.0 PSU и 3.1–4.0 PSU (в поверхностном и придонном слоях соответственно) возникает противоречие, так как значения параметра кардинально различаются: в первом случае $n = 2$, что означает слабое перемешивание, а во втором $n = 0.25$ — полное перемешивание.

Поэтому в работе, хотя и проводилась оценка параметра стратификации, основное внимание уделялось именно величине солёности в придонном горизонте (S_{bot} , как показателю степени осолонения устьевое участка) и перепаду солёности между придонным и поверхностным гори-

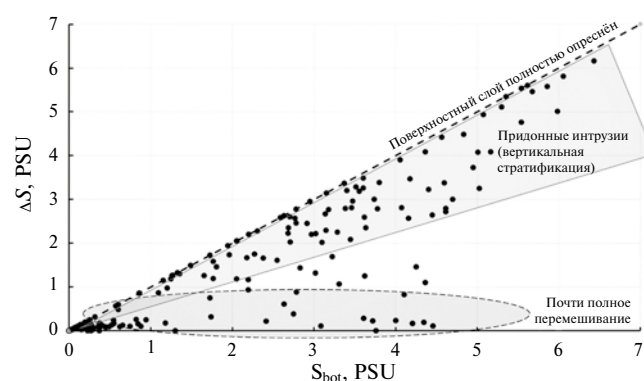


Рис. 6. Зависимость перепада солёности в столбе воды ΔS от солёности придонного слоя S_{bot} по данным в контрольной точке (в эстуарной части устьевое участка, в г. Калининграде) (10.09.2019–27.03.2020). Отмечены область почти полного перемешивания (перепад < 1 PSU), область существования придонных интрузий и, соответственно, развитой вертикальной стратификации. Предельная линия (пунктир) — верхний слой полностью распреснен.

зонтами ($\Delta S = S_{\text{bot}} - S_{\text{surf}}$) как показателю вертикального градиента солености (рис. 6).

На диаграмме на рис. 6, построенной по всем имеющимся данным, полученным в контрольной точке эстуарной части р. Нижняя Преголя (10.09.2019–27.03.2020), отмечены две области: область почти полного перемешивания, когда перепад солености между придонным и поверхностным горизонтами < 1 PSU, и область существования придонных интрузий и, соответственно, развитой вертикальной стратификации. Предельный случай стратификации – ситуация, когда поверхностный слой полностью распреснен, значит, перепад солености равен солености в придонном слое, т. е. соответствующая этому

случаю главная диагональ на рис. 6 – предельная линия. Диаграмма на рис. 6 иллюстрирует также, что случаев стратификации, или осолонения придонного слоя по интрузионному механизму, гораздо больше, к тому же соленость в придонном слое при действии такого механизма оказывается существенно большей (в исследуемом случае – до 6.5 PSU), чем при действии нагонного механизма, приводящего к почти полному вертикальному перемешиванию (в последнем случае соленость достигала только 4.5 PSU).

Условия стратификации

В течение почти трехмесячного периода (09.09.2019–09.12.2019) городской участок

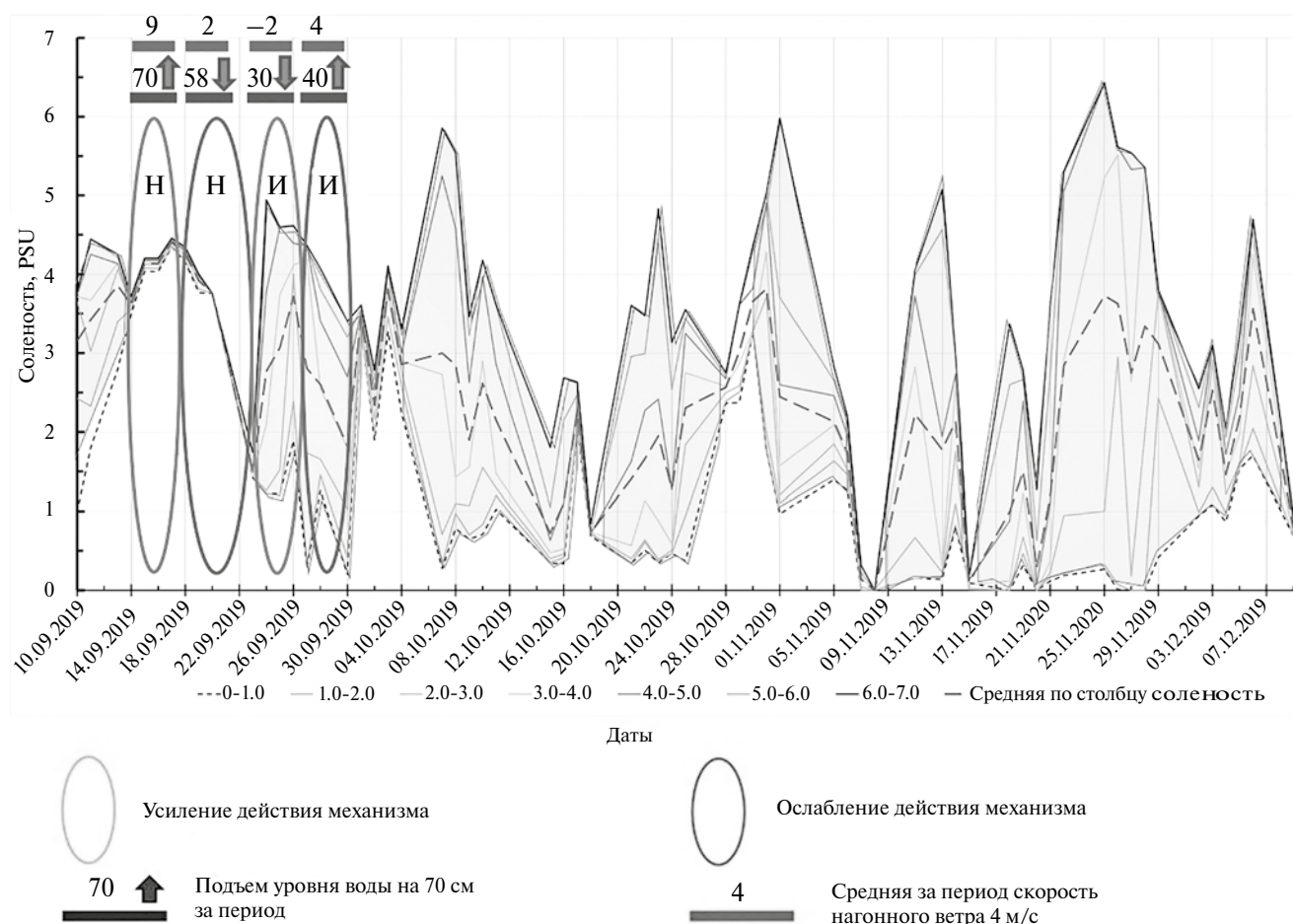


Рис. 7. Временной ход солености воды (усреднение по 1-метровым слоям) в контрольной точке (в эстуарной части устьевого участка, в г. Калининграде) в выделенный период активной стратификации солоноватой воды 10.09.2019–09.12.2019. Условия вертикальной стратификации (затененные участки) чередуются с условиями хорошего вертикального перемешивания, отмечены примеры длительного действия интрузионного (И) и нагонного (Н) механизмов. Для этих ситуаций представлены характеристики хода уровня воды и вдольруслового ветра (положительная скорость – при нагоне).

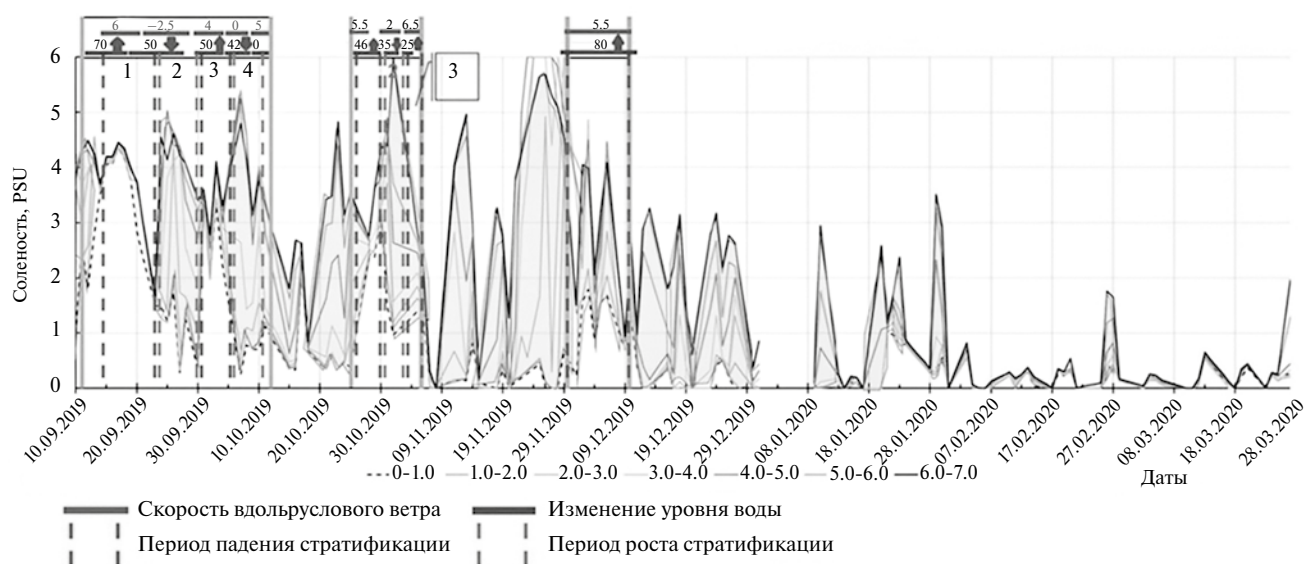


Рис. 8. Временной ход солёности воды (усреднение по 1-метровым слоям) в контрольной точке (в эстуарной части устьевых участков, в г. Калининграде) в период гидрологических измерений 10.09.2019–27.03.2020. Отмечены примеры периодов роста и падения стратификации на фоне примеров реализации интрузионного и нагонного механизмов.

рук. Нижняя Преголя был захвачен солоноватыми водами (средняя солёность > 1 PSU), причем большую часть времени сохранялись условия вертикальной стратификации (затененные области маркируют периоды, когда разница между солёности верхнего и придонного слоев > 1 PSU) (рис. 7, 8). Моменты полного вертикального перемешивания были достаточно редки — 14.09.2019–23.09.2019; 01.10.2019–04.10.2019, 17.10.2019–18.10.2019 и 28.10.2019–20.10.2019; 07.11.2019–8.11.2019 и 15.11.2019.

Ситуация менялась в зависимости от действия режимобразующих факторов (уровень воды, осадки, вдольрусловой ветер), но в целом, городской участок значительно осолонялся (до средней по столбу воды солёности от 3 до в 4.5 PSU) шесть раз за этот трехмесячный период (14.09.2019–20.09.2019, 24.09.2019–27.09.2019, 01.10.2019 и 04.10.2019, 30.10.2019–31.10.2019, 25.11.2019–26.11.2019 и 06.12.2019). Городской участок освобождался от солоноватой воды (средняя солёность падала фактически до нуля 08.11.2019, 15.11.2019 и 20.11.2019) или почти освобождался (средняя солёность становилась < 1.5 PSU 23.09.2019, 15.10.2019, 18.10.2019 и 04.12.2019) только в очень короткие периоды.

В декабре 2019 — январе 2020 г. (рис. 8) была зафиксирована постоянная смена условий — пять раз наступало некоторое осолонение (с максимумом в придонном слое до 2.5–3 PSU, а в среднем по слою — до 1.5 PSU), которое сменялось почти полным опреснением. Периоды осолонения—опреснения длились от нескольких дней до недели. В феврале и марте 2020 г. зона смешения сдвинулась ниже точки проведения измерений, и измерения показывали пресную воду или незначительные всплески солёности до 0.5 PSU.

Специфика установления-исчезновения стратификации вод

Стратификация — индикатор проникновения солоноватой воды по интрузионному механизму. Рассмотрим подробно на примере периода существования условий стратификации (09.09.2019–09.12.2019) специфику возникновения и реализации этого механизма.

Периоды стратификации всегда начинаются с роста солёности в придонном слое и, соответственно, разбиваются на две части: рост солёности (23.09.2019–24.09.2019, 04.10.2019–07.10.2019, 18.10.2019–23.10.2019, 28.10.2019–01.11.2019, 09.11.2019–13.11.2019,

15.11.2019–18.11.2019, 20.11.2019–25.11.2019, 04.12.2019–06.12.2019) и уменьшение солености (24.09.2019–30.09.2019, 07.10.2019–15.10.2019, 23.10.2019–28.10.2019, 01.11.2019–06.11.2019, 13.11.2019–14.11.2019, 18.11.2019–20.11.2019, 25.11.2019–04.12.2019, 06.12.2019–08.12.2019) в придонном слое. Если при этом соленость в поверхностных горизонтах остается примерно на старом уровне (18.10.2019–25.10.2019, 09.11.2019–14.11.2019, 15.11.2019–29.11.2019), то реализуется интрузионный механизм проникновения солоноватой воды (при этом средняя соленость всегда повышается).

Если соленость в верхних слоях падает одновременно с ростом солености в нижних слоях (23.09.2019–30.09.2019, 04.10.2019–07.10.2019, 30.10.2019–01.11.2019, 06.12.2019–08.12.2019), то это означает перестройку из вертикально перемешанного (при нагоне) режима в стратифицированный режим в связи с опреснением верхних слоев за счет усиления стока реки и осолонения нижних слоев за счет ежекторного механизма.

Периоды отсутствия стратификации, но увеличения средней солености соответствуют развитию проникновения солоноватой воды по нагонному механизму. Так, уменьшение солености в придонном слое сопровождалось увеличением солености в верхних горизонтах (11.09.2019–14.09.2019, 16.10.2019–17.10.2019, 25.10.2019–28.10.2019, 01.11.2019–05.11.2019, 13.11.2019–14.11.2019, 18.11.2019–19.11.2019, 26.11.2019–03.12.2019), что было связано с усилением процесса перемешивания (т. е. средняя соленость по столбу воды примерно сохранялась). И это было начало реализации нагонного механизма.

А если соленость в верхних горизонтах остается примерно на том же уровне или уменьшается синхронно с соленостью нижних слоев (средняя соленость по столбцу падает), то это признак перехода к опресненному режиму за счет усиления стока реки (15.09.2019–23.09.2019, 01.02.2019–02.10.2019, 17.10.2019–18.10.2019, 05.11.2019–08.11.2019, 14.11.2019–15.11.2019, 19.11.2019–20.11.2019, 29.11.2019–02.12.2019, 03.12.2019–04.12.2019, 06.12.2019–09.12.2019). Например, в период 17.09.2019–23.09.2019 была

зафиксирована фаза отката солоноватой воды по всем слоям, причиной чего было одновременное падение уровня воды (на 50 см) в Калининградском заливе и выпадение обильных атмосферных осадков – 62.6 мм за четырехдневный период (16.09.2019–19.09.2019), что почти равно средней многолетней месячной норме.

Опреснение вод городского участка

Городской участок (где проводились измерения) освобождается от солоноватой воды в моменты, когда река опресняет городской участок, что всегда происходит под влиянием трех факторов – увеличенного стока реки за счет обильных атмосферных осадков, падения уровня в низовьях реки и отсутствия нагонного ветра. Накуне периодов опреснения городского участка (за одни сутки) вода всегда становится хорошо перемешанной. Причем, к результату опреснения приводит действие либо всех трех факторов, либо как минимум двух из них.

Выделены три периода длительностью в одни сутки, когда эти факторы совместились:

18.10.2019 – штиль, обильные осадки (17 мм 17.10.2019) и падение уровня на 43 см за 1 сут (17.10.2019–18.10.2019);

08.11.2019 – выпадение ежедневных осадков (26.6 мм за 7 сут) и падение уровня на 40 см за сутки и штиль;

16.11.2019 – осадки 14.8 мм (13.11.2019–15.11.2019), очень низкий уровень и сгонный ветер 2 м/с.

Далее представлены типовые примеры действия фаз усиления и ослабления в периоды реализации интрузионного и нагонного механизмов.

Усиление проникновения солоноватой воды по нагонному механизму

Усиление проникновения солоноватой воды по нагонному механизму наблюдалось в период 14.09.2019–17.09.2019 – ярко выраженный пример усиления нагонного механизма, когда существенный нагонный ветер сопровождается ростом уровня воды Калининградского залива, в результате чего при повышенной солоно-

сти стратификация отсутствует. В этот период происходило развитие проникновения с ростом средней солености с 3.6 до 4.4 PSU, в верхних слоях (0–3 м) — с 3.6 до 4.4 PSU и нижних слоях (4–7 м) — с 3.7 до 4.4 PSU. Гидрометеобстановка: рост уровня воды на 70 см, скорость нагонного ветра $V_{\text{cp}} = 9$ м/с, $V_{\text{макс}} = 15$ м/с.

Период 17.09.2019–23.09.2019 — типичный пример ослабления нагонного механизма, когда слабеющий нагонный ветер сопровождается падением уровня воды. Происходило снижение средней солености во всей толще воды: в верхних слоях (0–3 м) с 4.4 до 1.5 PSU, нижних слоях (4–7 м) — с 4.4 до 1.5 PSU, такое же падение средней солености во всей толще воды. Гидрометеобстановка: падение уровня воды на 58 см, снижение скорости нагонного ветра до $V_{\text{cp}} = 2$ м/с, $V_{\text{макс}} = 8$ м/с.

*Усиление проникновения солоноватой воды
по интрузионному механизму*

Усиление проникновения солоноватой воды по интрузионному механизму представлено в период 23.09.2019–26.09.2019. Средняя соленость в верхних слоях (0–3 м) была стабильна (~1 PSU) и сопровождалась ростом средней солености (с 1.5 до 4.3 PSU) в нижних слоях (4–7 м), при этом росла средняя соленость с 1.5 до 3.6 PSU. Гидрометеобстановка: падение уровня воды на 30 см, ветер сгонный со средней и максимальной скоростями 2.5 и 8 м/с соответственно. В указанный период, по всей видимости, сработал ярко выраженный интрузионный механизм с комфортной для данного механизма ветровой обстановкой, когда сгонный ветер сдерживает проникновения солоноватой воды в верхних слоях, но при этом не мешает проникновению в придонных.

Ослабление интрузионного механизма

Ослабление интрузионного механизма представлено в период 26.09.2019–30.09.2019. Наблюдались ослабление средней солености во всей толще воды — в верхних слоях (0–3 м) с 3.6 до 1.8 PSU, нижних слоях (4–7 м) — с 4.3 до 2.8 PSU; падение средней солености во всей толще воды — с 2.8 до 1.8 PSU. Гидрометеобстановка: рост уровня воды на 40 см, усиление нагонного ветра

($V_{\text{cp}} =$ до 4 м/с и $V_{\text{макс}} =$ до 11 м/с), атмосферные осадки — 41.4 мм (28.09.2019–02.10.2019) — начало реализации нагонного механизма.

Описанные примеры показали, что нагонный механизм возникает под влиянием вдольруслового (нагонного) ветра вверх по течению, сопровождается слабой стратификацией и, как правило, ростом уровня воды в устье рук. Нижняя Преголя. Интрузионный механизм возникает при отсутствии вдольруслового (нагонного) ветра, сопровождается усилением стратификации и падением уровня воды в устье.

В результате оценки двух фаз (усиление и ослабление) действия механизмов проникновения солоноватой воды стало очевидно, что фазы усиления нагонного и интрузионного механизмов существенно ярче выражены, что естественно ввиду того, что в фазу ослабления уже начинает действовать другой механизм.

Одновременную изменчивость вдольруслового ветра, уровня воды и проникновения солоноватой воды не всегда можно объяснить однозначно (пример — период 07.10.2019–10.10.2019), так как не представляется возможным на качественном уровне учесть доли влияния и все дополнительные факторы.

*Оценка возможности интрузии солоноватой воды
в русло рук. Дейма через рук. Нижняя Преголя*

Анализ полученных расчетных данных по формулам (5), (6) и (9) показал, что при среднем расходе воды 5–7 м³/с в рук. Нижняя Преголя солоноватая вода может проникнуть в русло рук. Нижняя Преголя на > 56 км (табл. 3), т. е., в принципе, могут преодолеть всю длину рук. Нижняя Преголя и достигнуть точки бифуркации Преголи (г. Гвардейск) с последующим перетоком в рук. Дейма (в случае, когда такие условия сохраняются достаточно долгое время).

Для оценки возможности реализации проникновения солоноватой воды из Калининградского в Куршский залив за счет интрузионного механизма сопоставлены глубины залегания придонной интрузии солоноватой воды в г. Калининграде и профиль глубин рук. Нижняя Преголя (до



Рис. 9. Схема интрузионного проникновения солоноватой воды на участке р. Преголи от г. Калининграда до г. Гвардейск (расстояние от контрольной точки измерений — 46 км). Условно показаны положения изохалины 1 PSU (имеет небольшой наклон в сторону Гвардейска) в последовательные моменты времени по мере увеличения толщины солоностной интрузии в Калининграде. Пределы вариаций уровня воды в Калининграде и Гвардейске показаны в виде диаграмм размаха с указанием среднего, медиан и квартилей.

точки бифуркации в Гвардейске). При приведении высот и глубин русла рук. Нижняя Преголя в единую референтную систему определено, что дно русла в Гвардейске находится на ~1.5 м глубже среднего уровня воды в Калининграде (рис. 9). Значит, если толщина придонной солоностной интрузии будет ~6 м в Калининграде, что неоднократно фиксировались в период гидрологических измерений (рис. 2), интрузионный механизм способен обеспечить глубокое проникновение солоноватой воды в рук. Нижняя Преголя вплоть до реализации перетока в рук. Дейма.

С использованием полученных ранее данных [24] выполнен расчет скорости проникновения (продвижения) солоноватой воды Калининградского залива вверх по руслу рук. Нижняя Преголя — 2.2 км/сут. Учитывая эту скорость и то, что длина русла рук. Нижняя Преголя от контрольной точки измерений в эстуарном участке рук. Нижняя Преголя до точки бифуркации (г. Гвардейск) и разделения на два рукава — 46 км, можно оценить минимальное время, которое необходимо, чтобы интрузия солоноватой воды достигла Гвардейска — 21 сут; т. е. в течение 21 сут изохалина 1 PSU должна находиться не глубже горизонта 6 м в контрольной точке гидрологических измерений (территория Музея мирового океана, г. Калининград). Указанная длительность — минимальная

для достижения солоноватой водой точки бифуркации Преголи (г. Гвардейск).

Анализ результатов измерений солоностной структуры вод в контрольной точке в период 10.09.2019—27.03.2020 показал, что самым длительным периодом присутствия солоноватой воды в верхних горизонтах был 10.09.2019—27.09.2019 (всего 18 сут); следовательно, условия по солоности (постоянная солоность в поверхностных слоях (0–2 м) ≥ 1 PSU) (рис. 9) и длительности (от 21 сут) выполнены не были. Но учитывая то, что рассматривался случайно выбранный (исходя из технической возможности проведения измерений) период гидрологических измерений (6.5 мес.) и в его пределах был зафиксирован факт длительного проникновения солоноватой воды, когда солоноватая вода (≥ 1 PSU) поднималась выше 6 м над дном и держалась так порядка 18 сут (что всего на трое суток меньше необходимого минимума для достижения интрузией точки бифуркации в Гвардейске), можно утверждать, что проникновение солоноватой воды в русло рук. Дейма с последующим перетоком в Куршский залив весьма вероятно при благоприятных гидрометеорологических условиях.

ВЫВОДЫ

На основе обобщения результатов предшествующих работ по инструментальным измерениям проникновений солоноватой воды во время нагона из Калининградского залива в рук. Нижняя Преголя [28] сделан вывод, что переток солоноватой воды из Калининградского залива в Куршский залив наиболее вероятно может быть обеспечен за счет интрузионного механизма.

Определена четкая связь фаз интрузионного и нагонного механизмов с параметрами гидрометеорологической обстановки (ветер, уровень воды, атмосферные осадки).

С использованием теоретической оценки определено, что критический расход, после которого не возникает придонная интрузия солоноватой воды в русло Нижней Преголи, $> 120 \text{ м}^3/\text{с}$ (обеспеченность 7%). Следовательно, солоностный клин большую часть времени расположен так, что, заходя в речное русло, обеспечивает возникновение геохимического барьера на пути вы-

носимых речным стоком водной взвеси и загрязняющих веществ (в том числе микропластика).

С оценкой дальности проникновения солоноватой воды в русло рук. Нижняя Преголя определено, что при расходе воды 5–7 м³/с (обеспеченность 96–98%) в рук. Нижняя Преголя солоноватая вода могут проникать в русло рук. Нижняя Преголя на > 56 км, т. е. преодолевать всю длину рук. Нижняя Преголя и достигать точки бифуркации Преголи (г. Гвардейск) с возможным последующим перетоком в рук. Дейма с той оговоркой, что такие условия сохраняются несколько недель.

Определено, что при толщине интрузии солоноватой воды ~6 м в контрольной точке рук. Нижняя Преголя (центральная часть Калининграда, территория Музея мирового океана) и длительности ее непрерывного существования ≥ 21 сут [24] может произойти проникновение солоноватой воды до точки бифуркации Преголи (г. Гвардейск) с возможным последующим перетоком в рук. Дейма и далее в пресноводный Куршский залив.

Показанная в работе возможность перетока солоноватой воды из Калининградского залива в Куршский залив в виде придонных интрузий по рук. Нижняя Преголя и оценка благоприятных для перетока условий дают ориентир для муниципальных служб г. Калининграда по использованию резервного водоснабжения в случае блокировки солоноватой заливной водой водозаборов городской системы водоснабжения (на рук. Нижняя Преголя).

Авторы благодарят сотрудников Северо-Западного бассейнового филиала “Росморпорт”, Калининградское отделение (и лично А.В. Шушарина) за содействие в проведении работ, сотрудников Калининградского ЦГМС — филиала Северо-Западного УГМС за оказанную поддержку, Р.Б. Закирова (АО ИО РАН) за помощь в оценках русловых характеристик.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алешкин С.А.* Математическое моделирование гидролого-морфологических процессов в неприливых дельтах рек. Автореферат дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2004. 27 с.
2. *Боскачëв Р.В., Чубаренко Б.В.* Анализ изменчивости гидрологических характеристик на устьевом участке реки Преголи (юго-восточная Балтика) // Гидрометеорология и экология. 2022. № 69. С. 644–674. DOI: <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2022-69-644-674>
3. *Горелиц О.В., Землянов И.В., Павловский А.Е., Иллаев Т.С.* Деформации русла и перераспределение стока в пределах устья реки Терек после катастрофического наводнения 2002 года // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 6. С. 677–685.
4. *Двоеглазова Н.В., Чубаренко Б.В.* Изменения в структуре гидрологических характеристик устьевой зоны смешения реки Преголи (Юго-Восточная Балтика) в период осеннего осолонения // Гидрометеорология и экология. 2024. № 74. С. 87–104. DOI: [10.33933/2713-3001-2024-74-87-104](https://doi.org/10.33933/2713-3001-2024-74-87-104)
5. *Домнин Д.А., Пилипчук В.А., Карманов К.В.* Формирование залива солоноватой воды в лагунно-эстуарной системе водосборного бассейна Вислинского залива и реки Преголи в результате сгонно-нагонных явлений // Естественные и технические науки. 2013. № 6. С. 206–211.
6. *Домнин Д.А., Соколов А.Н., Пилипчук В.А.* Особенности и закономерности залива солоноватых масс в лагунно-эстуарной системе Калининградский залив – Преголя – Куршский залив посредством данных контактных измерений и моделирования // Изв. КГТУ. 2014. № 35. С. 11–20.
7. *Землянов И.В., Павловский А.Е., Милютин И.Ю., Горелиц О.В., Сапожникова А.А.* Краткосрочный прогноз уровней воды в устьевой области р. Дон на основе гидродинамического моделирования // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 5. С. 596–607. <https://doi.org/10.31857/S0321059622050170>
8. *Зырянов В.Н., Чебанова М.К., Филатов Н.Н.* Интрузия морских вод в устья рек. // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 5. С. 492–503. <https://doi.org/10.7868/S032105961505020X>
9. *Клещенко А.В., Московец А.Ю.* Интрузии соленых вод в дельту реки Дона: закономерности развития и последствия // Наука юга России. 2021. Т. 17. № 3. С. 30–37. <https://doi.org/10.7868/S25000640210304>
10. *Маркова Л.Л., Нечай И.Я.* Гидрологический очерк устьевых областей рек Немана и Преголи // Тр. ГОИН. 1960. № 49. С.118–157.
11. *Михайлов В.Н., Добролюбов С.А.* Гидрология: учебник для вузов. М.: Берлин: Директ-Медиа, 2017. 752 с.

12. Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек. М.: ГЕОС, 1997. 176 с.
13. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: МГУ, 1998. 176 с.
14. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. М.: Высш. шк., 2005. 463 с.
15. Михайлов В.Н., Михайлова М. В. Закономерности воздействия повышения уровня моря на гидрологический режим и морфологическое строение речных дельт // Вод. ресурсы. 2010. Т. 37. № 1. С. 3–16.
16. Михайлова М.В. Процессы проникновения морских вод в устья рек // Вод. ресурсы. 2013. Т. 40. № 5. С. 439–455.
17. Повалишников Е.С. Смещение речных и морских вод в устьях рек. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1995. 26 с.
18. Полонский В.Ф., Михайлов В.Н., Кирьянов С.В. и др. Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря. М.: ГЕОС, 1998. 278 с.
19. Ромашин В.В. Динамика наносов в устьевой области реки Даугавы. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л.: Гидрол. ин-т., 1964. 24 с.
20. Сафьянов Г.А. Эстурии. М.: Мысль, 1987. 187с.
21. Чикин А.Л., Клещенков А.В., Чикина Л.Г. Моделирование проникновения соленых вод в основные рукава дельты Дона в зависимости от ветровой ситуации // Экол. безопасность прибреж. шельфовой зон моря. 2023. № 4. С. 56–72.
22. Чикин А.Л., Клещенков А.В., Чикина Л.Г., Коршунов А.М. Численное исследование влияния ветровой ситуации в Таганрогском заливе на уровень воды в дельте Дона // Наука юга России. 2022. Т. 18. № 3. С. 21–28.
<https://doi.org/10.7868/S25000640220303>
23. Чубаренко Б.В. Зонирование Калининградского залива и устьевого участка реки Преголи по показателям гидролого-экологического состояния и в целях оптимизации мониторинга // Комплексное исследование процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна. Вып. 2. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2007. С. 591–602.
24. Чубаренко Б.В., Двоеглазова Н.В., Боскачёв Р.В., Шушарин А.В. Пространственно-временная изменчивость гидрологических характеристик в зоне смешения реки Преголи (Юго-Восточная Балтика) и методические подходы к ее изучению // Океанологические исследования. 2024. Т. 52. № 1. С. 157–176. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(1).8
25. Чубаренко Б.В., Шкурёнок В.И. Особенности гидрологической структуры вод в эстуарии реки Преголи и в точке стоянки НИС “Витязь” // Экологические проблемы Калининградской области и юго-восточной Балтики. Калининград: КГУ, 1999. С.41–47.
26. Чубаренко Б.В., Шкурёнок В.И. Физические механизмы проникновения соленых вод вверх по реке Преголе с учетом влияния рельефа дна // Физические проблемы экологии (экологическая физика). Вып. 7. М.: МГУ, 2001. С. 80–88.
27. Chubarenko B., Domnin D., Navrotskaya S., Stont Zh., Chechko V., Bobykina V., Pilipchuk V., Karmanov K., Domnina A., Bukanova T., Topchaya V., Kileso A. Transboundary Lagoons of the Baltic Sea (Chapter 6) // The Diversity of Russian Estuaries and Lagoons Exposed to Human Influence, Estuaries of the World / Ed. R. Kosyan. Switzerland: Springer Int. publ., 2017. P. 149–191.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-43392-9_6
28. Chubarenko B., Boskachev R. Hydraulic connection between Vistula and Curonian lagoons of the Baltic Sea // Baltica. 2021.V. 34. № 1. P. 81–94.
<https://doi.org/10.5200/baltica.2021.1.7>
29. Domnin D., Chubarenko B., Lewandowski A. Vistula lagoon catchment: Atlas of water use. Moscow: Exlibris Press, 2015. 106 p.
30. Guidelines on the study of seawater intrusion into rivers / prepared for the International Hydrological Programme by the Working Group of Project 4.4b (IHP-III) / Ed. H. van der Tuin. Paris: United Nations Educational, Sci. Cultural Organization, 1991. 137 p.
31. Hansen D.V., Rattray M. New dimensions in estuary classification // Limnol. and oceanogr. 1966. V. 11. № 3. P. 319–326.
32. Hinwood J.B. Estuarine salt wedges. Dock and Harbour Authority. 1964. № 45. P. 79–83.
33. Officer Ch.B. Physical oceanography of estuaries (and associated coastal waters). N.Y.: Wiley Intersci. Publ., 1976. 465 p.
34. Pritchard D.W. Estuarine circulation patterns // Proc. Am. Soc. Civ. Engrs. 1955. V. 81. № 717. P. 1–11.
35. Pritchard D.W. Estuarine hydrography // Adv. Eco-physics. 1952. № 1. P. 243–280.
36. Pritchard D.W. What is an estuary: A physical viewpoint // Estuaries. Washington: Am. Ass. Adv. Sci., 1967. Publ. 83. P. 3–5.

BOTTOM INTRUSIONS OF BRACKISH WATER FROM THE VISTULA LAGOON INTO THE DOWNSTREAM PREGOLYA BRANCH

R. Boskachev^a, *, B. Chubarenko^b

^aKaliningrad Centre for Hydrometeorology and Environmental Monitoring of the Russian Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, Pugacheva str. 16, Kaliningrad, 236022 Russia

^bShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nahimovskiy prospect 36, Moscow, 117997 Russia

**e-mail: combat.130@mail.ru*

For the first time, the analysis (related to hydrometeorological conditions) of the temporal variability of vertical stratification, and the relationship between surge-induced and intrusive mechanisms of brackish water upstream penetration from the Vistula Lagoon into the Downstream Pregolya Branch. A quantitative assessment of the penetration depth of brackish water was made according to the Keulegan technique. Using the data of hydrological measurements for the period September 10, 2019 – March 27, 2020 and the features of the geomorphology of the riverbed, the possibility of the penetration of brackish water upstream the Downstream Pregolya Branch up to the bifurcation point of the Pregolya River with subsequent overflow into the Deyma Branch was estimated.

Keywords: estuary, saltwater intrusions, vertical stratification, water level, wind surge.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ И ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В РЕКАХ КАМЧАТКЕ И АВАЧЕ (ПОЛУОСТРОВ КАМЧАТКА) В 2023 г.¹

© 2025 г. П. Ю. Семкин^{a,*}, Г. Ю. Павлова^a, С. Л. Горин^b, А. М. Колтунов^a,
Е. В. Лепская^c, О. А. Уланова^a, Е. М. Шкирникова^a, М. Г. Швецова^a, Ю. Сюй^d,
С. Цзян^d, Дж. Чжан^d

^aТихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, 690041 Россия

^bВсероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, 105187 Россия

^cКамчатский филиал «Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии»,
Петропавловск-Камчатский, 683000 Россия

^dГосударственная ключевая лаборатория исследований эстуариев и прибрежных зон,
Восточно-Китайский педагогический университет, Шанхай, 200241 Китай

*e-mail: pahno@list.ru

Поступила в редакцию 15.04.2024 г.

После доработки 29.05.2024 г.

Принята к публикации 30.05.2024 г.

В 2023 г. в основные фазы водного режима проведены четыре экспедиции для отбора проб воды от истоков до устья в реках Камчатке и Аваче, впадающих в зал. Камчатский и бух. Авачинскую Восточной Камчатки соответственно. В р. Камчатке установлены сезонные экстремумы концентраций и потоков с речным стоком минерального и органического фосфора, а также органического углерода в период таяния снега в долине реки и на высокогорье (май–июнь), что в меньшей степени проявилось для р. Авачи. Годовые потоки со стоком рек Камчатки и Авачи составили соответственно 4565 и 289 т/год для $P_{\text{общ}}$, 9526 и 2006 т/год для $N_{\text{общ}}$, 60485 и 3992 т/год для РОУ. Обсуждены источники и потоки биогенных веществ на водосборах исследуемых рек и потенциальные отклики водных экосистем приемных бассейнов в связи с вулканизмом, в том числе в связи с извержением вулкана Шивелуч, произошедшим 11 апреля 2023 г.

Ключевые слова: речной сток, биогенные вещества, углерод, вулканизм, прибрежно-морская экосистема, Восточная Камчатка.

DOI: 10.31857/S0321059625010102 EDN: UXMJWM

ВВЕДЕНИЕ

Потоки биогенных веществ (БВ) и растворенного органического углерода (РОУ) со стоком рек важны для морских экосистем, поскольку их влияние проявляется в масштабе глобального биогеохимического цикла элементов [19]. Эвтрофикация — увеличение концентраций минерального азота DIN (dissolved inorganic nitrogen) и фосфора DIP (dissolved inorganic phosphorus) и РОУ — в шельфовых экосистемах Мирового океана связывается преимущественно с сельским хозяйством и сточными водами и сопровождается

ся негативными последствиями для гидробионтов [18, 21, 42]. Эвтрофикация также может быть связана с природными процессами, такими как хоуминг лососей [55] и вулканизм [20].

Известно, что вулканический пепел (тефра) обогащается БВ и железом (Fe) за счет конденсации вулканических газов и адсорбции аэрозолей на частицах тефры во время извержений [53]. Эксперименты по выделению солей металлов и БВ из тефры показали их разные концентрации в морской воде с течением времени [7, 36]. В публикациях показано, что в районах влияния стока рек Восточной Камчатки за последние 50 лет регулярно происходит цветение фитопланктона, включая цветение потенциально токсичных видов [5, 6, 44]. При этом полевые исследования БВ в реках Камчатки сильно затруднены отсутстви-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 23-77-10001) и в рамках Межведомственной комплексной программы научных исследований Камчатского полуострова и сопредельных акваторий в 2024–2026 гг. (регистрационный № 124072200009-5) в ТОИ ДВО РАН.

ем инфраструктуры. Поэтому из-за сочетания разной интенсивности вулканизма и разнообразия геохимии пеплов [1, 9, 10], биологических процессов на водосборах [4] и водного режима рек Камчатки [3] пространственно-временная изменчивость и потоки соединений БВ все еще остаются малоизученными.

Цель настоящей работы — изучение сезонной изменчивости концентрации БВ и РОУ в 2023 г. в двух наиболее значимых реках Восточной Камчатки. Особенность 2023 г. — сильнейшее за несколько десятилетий извержение вулкана Шивелуч, случившееся 11 апреля (сообщение А.Ю. Озерова и множественные сообщения СМИ).

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Общая физико-географическая характеристика изучаемого района

Камчатка — крупнейшая река п-ова Камчатка, дренирующая почти на всем протяжении Центральную Камчатскую депрессию (рис. 1). Камчатка имеет площадь водосбора 55 900 км² при длине 758 км. Авача — сравнительно крупная река на юго-восточном побережье Камчатки. Длина р. Авачи — 122 км, площадь водосбора составляет 5090 км². Изучаемые реки имеют преимущественно подземное питание при значительном участии талого стока. Величина подземного водного стока для среднего по водности года для р. Камчатки составляет 50–70%, для р. Авачи — 50% [11]. Большой удельный вес подземных вод в поверхностном стоке этих рек объясняется особенностями геологического строения речных бассейнов, а именно распространением вулканогенных эффузивных пород. Это создает благоприятные условия для инфильтрации талых и дождевых вод и накопления значительных запасов подземных вод, оказывающих регулирующее влияние на речной сток. Из-за отрицательной среднегодовой температуры и большого количества твердых осадков рассматриваемый регион имеет снежный покров 180–300 дней в году, а в высокогорных районах распространены ледники [11]. Ледовые явления на реках Камчатки наблюдаются с начала ноября до мая. В бассейне р. Камчатки насчитывается 7707 мелких рек [11],

а в большинстве из притоков р. Камчатки располагаются нерестилища лососевых видов рыб.

Бассейны исследуемых рек расположены в зоне пеплопадов, где тефра распространяется на расстояние сотен километров от действующих вулканов. Наиболее активные вулканы изучаемого региона — Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Плоский Толбачик, Карымский, Авачинский, Корякский, Горелый и Мутновский [2]. В нижней части водосбора р. Камчатки расположены наиболее активные вулканы Ключевской группы (рис. 1), среди которых вулкан Ключевской — самый высокий активный вулкан в Евразии высотой до 4850 м над уровнем моря и вулкан Шивелуч высотой 3283 м. В состав левобережного водосбора р. Авачи входят вулканы Авачинской группы (рис. 1), два из которых — Авачинский и Корякский — действующие. Высота Авачинского и Корякского вулканов составляет 2741 и 3456 м соответственно. Поскольку в задачи исследования входила оценка потоков БВ и РОУ в связи с вулканизмом в 2023 г., авторами была выбрана р. Сухой Ильчинец с водосбором непосредственно на склонах вулкана Шивелуч. В литературе не найдена информация о наблюдениях за гидро-

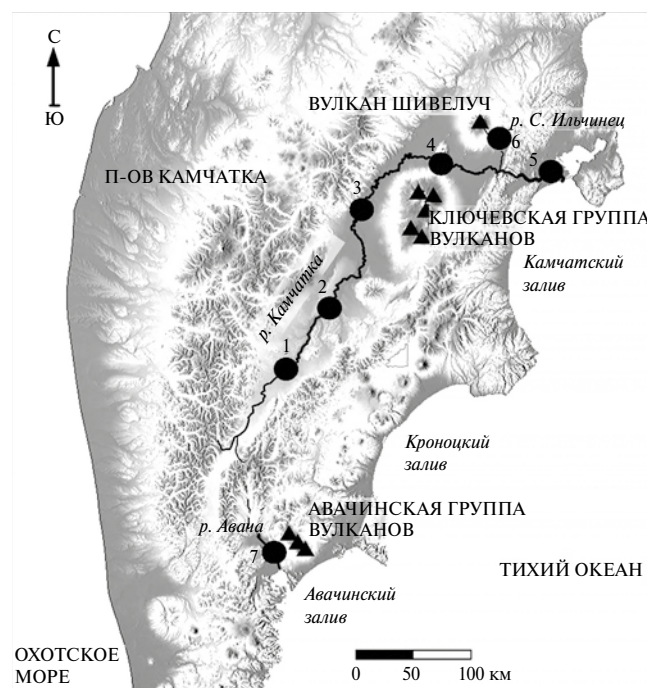


Рис. 1. Изучаемый район: • — станции отбора проб воды; ▲ — действующие вулканы в бассейнах изучаемых рек.

логическими и химическими характеристиками данной реки. Визуально вода в р. Сухой Ильчинец содержала наибольшее количество взвеси по сравнению с другими притоками на протяжении всей автодороги в бассейне р. Камчатки. В течение всего года вода в данном притоке имела коричнево-красноватый цвет, особенно в период снеготаяния в мае и июне после извержения вулкана Шивелуч. Активный вулканизм формирует преимущественно вулканический тип почв в бассейнах изучаемых рек [4].

Плотность населения в бассейне р. Камчатки низкая. Крупнейшие поселки — Мильково, Ключи, Козыревск с населением около 7300, 4200, 950 человек соответственно. Хозяйственная деятельность на территории бассейна реки практически не развита, т. е. природные условия остаются по большей части незатронутыми, о чем свидетельствует наличие популяции бурых медведей на полуострове примерно в 10000 особей. Таким образом, р. Камчатка — это объект для изучения естественных природных биогеохимических процессов в условиях вулканизма.

Авача, в отличие от Камчатки, получает дополнительный к природному приток БВ из г. Елизово с населением около 36 тыс. человек. Камчатка и Авача впадают в Камчатский залив и в бух. Авачинскую зал. Авачинского Тихого океана соответственно (рис. 1).

Водный режим изучаемых рек

Ключевая фаза водного режима изучаемых рек — затяжное весенне-летнее половодье с мая по июль, на которое приходится 70% их годового стока. Расход воды обычно увеличивается с начала мая и имеет два пика. Первый пик небольшой и обусловлен таянием снега в долинах рек; второй пик обусловлен таянием снега и льда в высокогорных районах и приходится на конец июня — начало июля. После половодья с сентября по октябрь наступает относительно многоводная устойчивая осенняя межень. Затем до конца апреля — начала мая устанавливается зимняя межень [11].

Средний годовой расход воды р. Камчатки в пункте наблюдений “Большие Щеки” составля-

ет ($\text{м}^3/\text{с}$): 924 — за период с 1937 по 1985 г., 859 — за 1980—2008 гг. и 785 — за 2008—2020 гг. [32]. Из этих данных можно видеть, что расход р. Камчатки за 80 лет наблюдений уменьшился на $> 10\%$.

В настоящее время доступны данные по расходу р. Камчатки в пункте наблюдений пос. Ключи с 2008 г. для теплого периода года [32], согласно которым максимальные среднемесячные расходы воды изучаемых рек сместились с июля [12] на июнь (рис. 2). Абсолютные максимальные среднесуточные расходы при этом наблюдались в конце июня либо в самом начале июля, включая наиболее многоводный 2013 г., когда расход воды 19 июня достигал $3010 \text{ м}^3/\text{с}$.

Среднегодовой расход р. Авачи за 2008—2020 гг. составил $138 \text{ м}^3/\text{с}$ [32]. Максимальные годовые расходы р. Авачи наблюдаются во время второго пика половодья — до $940 \text{ м}^3/\text{с}$ (по данным 2013 г.). При этом средние расходы за 2008—2020 гг. составляют 351.4 и $239.4 \text{ м}^3/\text{с}$ для июня и июля соответственно. Наименьшие расходы наблюдались в декабре—феврале, когда среднемесячные величины колебались от 80 до $74 \text{ м}^3/\text{с}$.

Полевые работы и отбор проб

Пробы воды отбирались на станциях, координаты которых представлены в табл. 1, а положение схематично показано на рис. 1. Пробы воды на всех семи станциях были отобраны за одни сутки в следующие даты: 1 апреля, 22 мая, 17 июня и 6 сентября 2023 г. На следующий день после отбо-

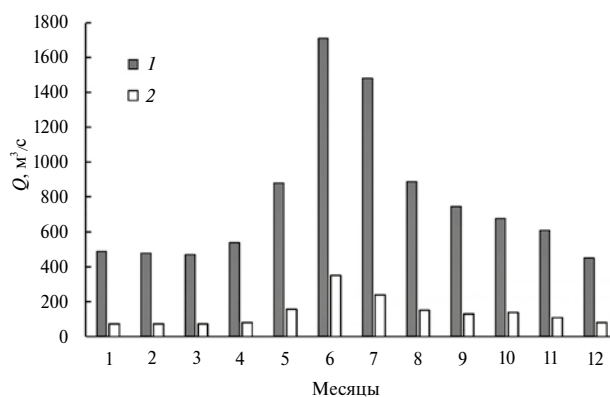


Рис. 2. Среднемесячные расходы воды ($\text{м}^3/\text{с}$) рек Камчатки (п. Ключи) — 1 и Авачи (п. Елизово) — 2, полученные при осреднении за период с 2008 по 2020 г.

Таблица 1. Координаты станций отбора проб воды и названия поселков, расположенных вблизи станций

№ станции	Географические координаты	
	с.ш.	в.д.
1 (пос. Мильково)	54° 37.462′	158° 27.781′
2 (пос. Долиновка)	55° 06.953′	159° 03.951′
3 (пос. Козыревск)	55° 55.249′	159° 40.740′
4 (пос. Ключи)	56° 20.184′	160° 50.476′
5 (пос. Усть-Камчатск)	56° 14.572′	162° 29.508′
р. Сухой Ильчинец	56° 30.170′	161° 37.591′
р. Авача	53° 05.511′	158° 24.810′

ра пробы доставлялись в лабораторию гидрохимии ТОИ ДВО РАН (г. Владивосток), где сразу проводились измерения. В день доставки анализировались БВ в минеральной форме: DIP, DIN (NO_2^- , NO_3^- , NH_4^+), силикаты DSi (dissolved silicate). Пробы для определения общего азота и общего осфора ($N_{\text{общ}} = \text{DIN} + N_{\text{орг}}$; $P_{\text{общ}} = \text{DIP} + P_{\text{орг}}$) замораживались в день доставки и в последующем анализировались в течение месяца.

В день извержения вулкана Шивелуч (11 апреля 2023 г.) была отобрана проба пепла в районе пос. Ключи (ст. 4, рис. 1), помещена в пластиковый контейнер и заморожена при температуре -20°C . В течение трех дней проба пепла была доставлена в ТОИ ДВО РАН. Далее был проведен эксперимент с измерениями концентраций БВ в сериях двух типов проб воды — морской с соленостью 34.06 psu и воды Milli-Q, в которые добавляли пепел в соотношении 1 : 10. Пробы разливались в темные пластиковые бутылки объемом 0.5 л, непрерывно взбалтывались и находились при температуре $\sim 23^\circ\text{C}$ на протяжении всего эксперимента. После контакта пепла с водой измерялась концентрация БВ в разные интервалы времени: от 10 мин до 9 сут. В лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре “iCAP 7600Duo” (“Thermo Scientific Corporation”, США) определено содержание главных элементов пепла.

Лабораторные измерения, оценки расходов воды и потоков веществ с речным стоком

Концентрацию NH_4^+ определяли индофенольным методом, а концентрации NO_2^- , NO_3^- ,

DSi и DIP измеряли стандартными колориметрическими методами [28]. Предел обнаружения составил 0.01 мкмоль/л для фосфата и нитрита и 0.02 мкмоль/л для силиката. Концентрации $N_{\text{общ}}$ и $P_{\text{общ}}$ определяли на проточном анализаторе “Skalar San++” (“Skalar”, Нидерланды) с точностью $\pm 1\%$. Содержание POУ измерено на анализаторе “Shimadzu TOC-VCPN” (“Shimadzu”, Япония) с точностью $\pm 2\%$.

Среднесуточные расходы р. Камчатки для 2023 г. получены на основе данных уровня реки в пос. Ключи за 2021 и 2023 гг. [33] и его зависимости от расхода воды в 2021 г. [32]. Согласно данной оценке, максимальный расход р. Камчатки наблюдался 3 июля и достиг $2553 \text{ м}^3/\text{с}$. Поскольку данных по уровню р. Авачи для 2023 г. в открытом доступе не обнаружено, среднесуточные расходы воды этой реки рассчитаны на основе значений коэффициента связи ее расхода с расходом р. Камчатки, полученным для каждого месяца на основе средних многолетних данных за период с 2008 по 2020 г. Значения данного коэффициента находятся в диапазоне 4.8–6.6 в зависимости от месяца.

Потоки растворенных веществ, поставляемых реками Камчаткой и Авачей в приемные бассейны, для дат отбора проб рассчитаны по соотношению:

$$J_i = Q C_i,$$

где J_i — поток вещества i ; Q — расход воды в реке; C_i — концентрация вещества i в речных водах.

Суммарные годовые потоки F_i веществ в приемные бассейны получены на основе соотношений между Q и J_i в конкретные даты экспедиций. По полученным соотношениям рассчитаны по-

токи для каждого дня в году с соответствующими среднесуточными расходами и просуммированы за весь год:

$$F_i = \sum_{i=1}^n J_i,$$

N — количество дней в году.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственно-временная изменчивость концентрации БВ и РОУ

Ниже приведены основные особенности сезонного распределения БВ и РОУ (рис. 3) изучаемых рек. Во-первых, максимальные для

речных вод концентрации DIP (рис. 3а) во все сезоны наблюдались в р. Сухой Ильчинец — от 6.5 мкмоль/л в апреле до 11.3 мкмоль/л в июне. Также зафиксировано повышенное содержание $P_{\text{орг}}$ в мае и июне — 7.9 и 6.6 мкмоль/л соответственно. На этом фоне концентрация DIP в р. Аваче и в верхней части бассейна р. Камчатки была незначительной: 0.94–1.38 и 0.47–1.94 мкмоль/л соответственно. Увеличение DIP до 2.08–3.87 мкмоль/л во все сезоны наблюдалось в районе с непосредственным влиянием вулканов Ключевской группы и Шивелуча. Максимальная концентрация DIP отмечена на ст. 5 в мае в период после пеплопада и интенсивного снеготаяния в долине р. Камчатки. Максимальные концентрации $P_{\text{орг}}$ (4.58 мкмоль/л) в р. Кам-

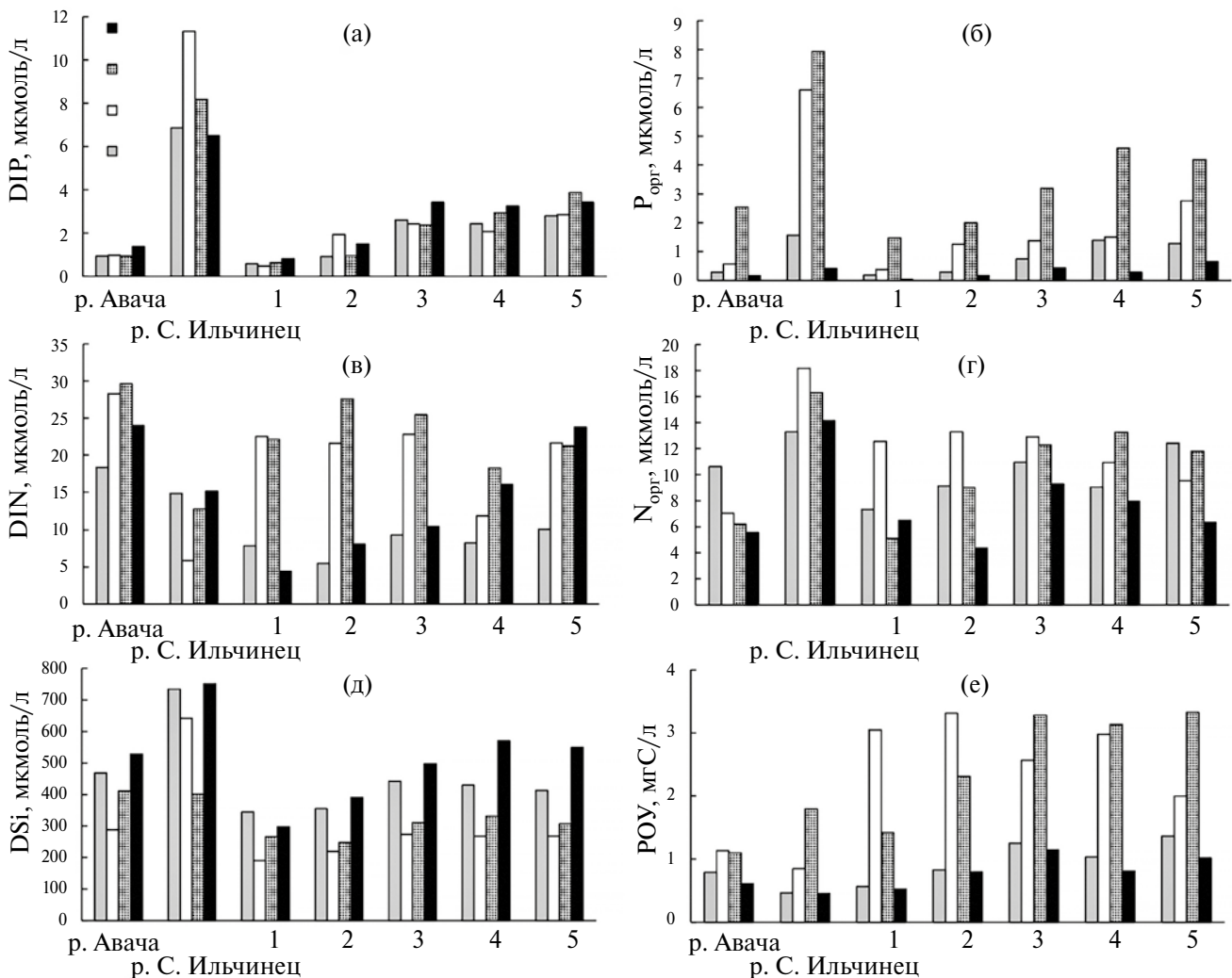


Рис. 3. Сезонная изменчивость концентрации БВ в реках Аваче, Сухой Ильчинец и на пяти станциях в р. Камчатке. По оси X указаны названия станций в соответствии с рис. 1: 1 – 1 апреля, 2 – 22 мая, 3 – 17 июня, 4 – 6 сентября 2023 г.

чатке также наблюдались в районе непосредственного влияния вулканов на ст. 3–5 в мае (рис. 3б). Во-вторых, в р. Аваче концентрация DIN (рис. 3в) была выше во все сезоны по отношению к р. Камчатке, а экстремумы наблюдались в мае и июне. Однако в р. Сухой Ильчинец концентрация DIN была ≤ 15 мкмоль/л. В-третьих, аномально высокие концентрации DSi наблюдались в р. Сухой Ильчинец в апреле, сентябре и июне: 752, 735 и 642 мкмоль/л соответственно (рис. 3д). Повышенные концентрации DSi в апреле фиксировались почти на всех станциях в р. Камчатке, а максимальные (570 мкмоль/л) — в районе непосредственного влияния вулканов Ключевской группы и Шивелуча. В р. Аваче концентрация DSi в апреле тоже была высокой — 528 мкмоль/л. В-четвертых, воды р. Камчатки имеют низкие величины азот-фосфорного соотношения ($N/P = 3.6–7.5$). В-пятых, для всех изученных рек характерны максимальные концентрации POY в периоды возрастающих расходов воды — в мае и июне (рис. 3е). При этом в р. Камчатке максимальная концентрация POY составляла 3.3 мгС/л, а в р. Аваче ≤ 1.1 мгС/л.

Потоки БВ и N/P

Из табл. 2 следует, что расход воды в реках увеличился в ~ 3.5 раза за период с 1 апреля по 17 июня. При этом отмечены следующие особенности изменчивости суточных потоков веществ. Во-первых, величины JDIP в реках Камчатке и Аваче возросли в ~ 3 раза, а величина $JP_{\text{общ}}$ возросла в ~ 5 раз в р. Камчатке. Во-вторых, величины JDIN и $JN_{\text{общ}}$ увеличились соответственно в 3 и 3.6 раза для р. Камчатки и в 5.5 раз для р. Авачи. В-треть-

их, величины JPOY для обеих рек возросли в ~ 10 раз. В-четвертых, возрастание величины JDSi для обеих рек было незначительным — в < 2 раза. Таким образом, при возрастающих расходах рек отмечена следующая тенденция для потоков веществ: наибольшее увеличение JPOY, в меньшей степени повышение JDIN, JDIP и JDSi.

Молярные соотношения DIN/DIP в р. Камчатке менялись в диапазоне от 3.6 до 7.58, и существенно бо́льшая величина получена для р. Авачи — от 19.5 до 31.5 (табл. 2). Малые величины DIN/DIP в нижнем бассейне р. Камчатки объясняются высокими концентрациями DIP в районе непосредственного влияния вулканов Ключевской группы и Шивелуча (рис. 3). При этом в мае и в июне для р. Авачи отмечено увеличение DIN/DIP за счет увеличения концентрации DIN и незначительное повышение DIN/DIP для р. Камчатки в июне за счет уменьшения концентрации DIP по сравнению с майской и апрельской (рис. 3).

Зависимость потоков БВ от расходов р. Камчатки и р. Авачи в большинстве случаев близка к линейной (рис. 4). Исключение — величина $JP_{\text{общ}}$, полученная для 22 мая, когда на фоне растущего расхода рек наблюдалась максимальная концентрация $P_{\text{орг}}$ (рис. 3).

Между реками Камчаткой и Авачей получен большой контраст годовых потоков веществ (табл. 3) — величины FDIP и FPOY со стоком р. Камчатки соответственно в 19 и 15 раз превышают их величины в р. Аваче. Этот контраст связан с относительно высокими концентрациями

Таблица 2. Потоки БВ J (т/сут), расходы воды Q (м³/с) и молярные N/P отношения для р. Камчатки (ст. 5) в точке отбора в р. Аваче

Характеристика	р. Камчатка				р. Авача			
	1 апреля	22 мая	17 июня	6 сентября	1 апреля	22 мая	17 июня	6 сентября
Q	556.8	993.5	1937.5	770.2	84.4	177.4	395.4	135.1
JDIP	5.1	10.3	14.8	5.8	0.31	0.45	1.03	0.34
JP_{tot}	6.1	21.4	29.1	8.0	0.35	1.65	1.63	0.44
JDIN	16.0	25.5	50.7	9.4	2.45	6.35	13.53	3.00
JN_{tot}	20.3	39.7	73.0	9.4	3.02	7.68	16.91	4.73
JDSi	740	738	1255	769	108	176	275	153
JDOC	49.0	285.8	499.0	113.1	4.42	16.84	38.60	9.19
DIN/DIP	6.95	5.48	7.58	3.60	17.39	31.5	29.1	19.5

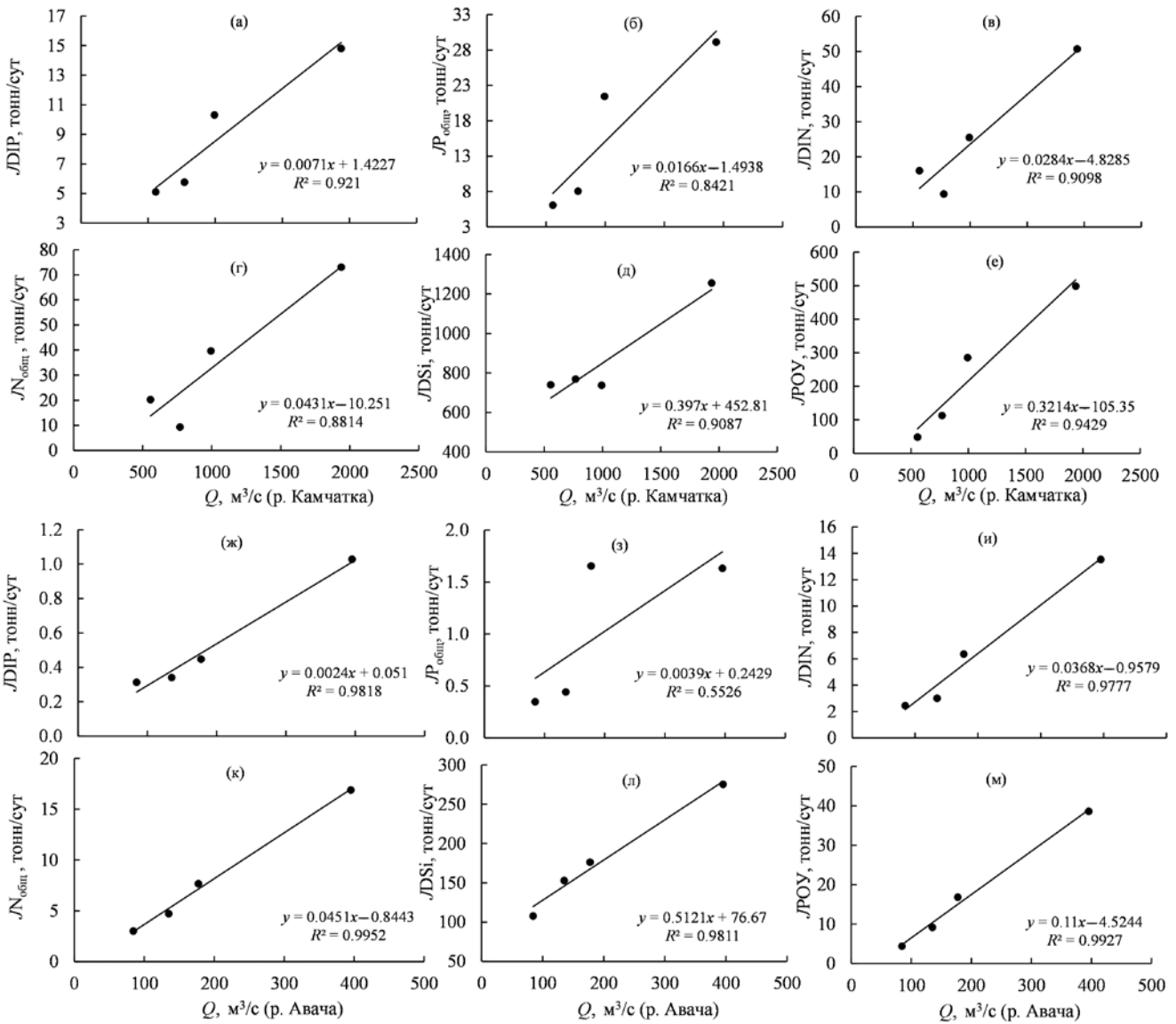


Рис. 4. Соотношения потоков БВ в приемные бассейны от расходов р. Камчатки (а–е) и р. Авачи (ж–м).

Таблица 3. Количество F (т/год) веществ (P, N, Si, C), поступивших за 2023 г. в приемные бассейны рек Камчатки и Авачи

Река	$FDIP$	$FP_{\text{общ}}$	$FDIN$	$FN_{\text{общ}}$	$FDSi$	$FPOУ$
Камчатка	2705	4565	6980	9526	287 486	60 485
Авача	142	289	1538	2006	54 258	3992

Таблица 4. Содержание главных элементов в пробе вулканического пепла (масса, %), отобранной в районе пос. Ключи 11 апреля 2023 г.

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	ППП	Σ
63.6	0.45	16.11	4.30	0.08	3.06	4.77	4.71	1.37	0.19	0.44	0.70	99.77

DIP и POY в р. Камчатке. Различия между реками в величинах $FDSi$ и $FDIN$ — соответственно в 5.3 и 4.5 раза — близки к разнице в величинах среднегодовых расходов этих рек.

ОБСУЖДЕНИЕ

Источники БВ и РОУ для рек Камчатки и Авачи

БВ, РОУ и микроэлементы поступают в речную воду в результате выветривания горных пород, при бактериальном разложении сформированного в результате фотосинтеза органического вещества и антропогенной деятельности на водосборах [55, 56]. Источники БВ и РОУ обычно разделяют на точечные и диффузные [41]. К диффузным относятся атмосферные осадки, поверхностные и грунтовые воды, а к точечным — локальные коммунально-бытовые стоки.

С учетом незначительной плотности населения на территории водосбора р. Камчатки влиянием точечных источников для этой реки можно пренебречь. Следовательно, максимальные концентрации DIP и P_{org} в нижнем течении р. Камчатки и в р. Сухой Ильчинец, находящихся в районе Ключевской группы вулканов и вулкана Шивелуч (рис. 3), в исследуемые сезоны — результат вулканизма. Максимальные концентрации DIP в самом нижнем створе (ст. 5) и зафиксированное на станциях 3–5 в мае повышение P_{org} (рис. 3) — наиболее значимые особенности распределения БВ в р. Камчатке в 2023 г. Этот экстремум сезонной изменчивости БВ в р. Камчатке напрямую связан с таянием снега в долине реки. После извержения вулкана Шивелуч 11 апреля 2023 г. снег был покрыт пеплом, 22 мая 2023 г. на протяжении ~200 км вдоль автодороги в бассейне р. Камчатки в районе пос. Ключи (ст. 4 (рис. 1) наблюдались насыщенные тефрой “грязевые” поверхностные стоки. В результате поступления тефры в р. Камчатку с поверхностными стоками от вулкана Шивелуч ее вода в мае приобрела коричнево-красноватый цвет (рис. 5). Тефра — непосредственный источник DIP, поскольку она содержит оксид фосфора (P_2O_5) (табл. 4), который благодаря быстрой реакции с водой образует биодоступный DIP.



Рис. 5. Изображения р. Камчатки со стороны левого берега левой протоки в районе пос. Ключи: а — 1 апреля; б — 22 мая; в — 17 июня; г — 6 сентября 2023 г.

При этом в другие сезоны, особенно в период наименьшего водного стока (полевые работы 1 апреля 2023 г.), также наблюдалось характерное повышение DIP в районе с действующими вулканами (ст. 3–5). Этот факт указывает на систематическое обогащение грунтовых вод DIP в этой части бассейна реки, поскольку вулканические почвы и коренные породы данного района также содержат P_2O_5 , а грунтовое питание исследуемых рек — основное в период зимней межени, как показано выше.

Обогащение водосборов DIN, в отличие от DIP, поступающего напрямую из тефры, — происходит преимущественно за счет вулканических эксгаляций и последующего атмосферного переноса их продуктов [9]. Экспериментально показано, что во флюидах окисленной неглубокой верхней мантии азот N присутствует в основном в виде молекулярного азота N_2 , тогда как в глубокой восстановленной верхней мантии N присутствует в виде аммиака NH_3 [37]. Соответственно, N в вулканических эманациях существует почти преимущественно в виде N_2 с незначительными выбросами NH_3 , возможно — и в виде азотной кислоты HNO_3 [39]. Таким образом, следует ожидать поступление DIN в бассейны исследуемых рек с атмосферными осадками и с осаждением аэрозолей с последующим накоплением DIN в снежном покрове на протяжении зимы. В настоящей работе авторы не ставили задачу изучить распределение DIN в снеге. Однако предыдущие результаты для талой воды с высокогорья в районе потухшего вулкана Вилучинского (побережье зал. Авачинского (рис. 3)) показали максимальную концентрацию DIN — 36.68 мкмоль/л (табл. 2 в [49]) на фоне всех данных, полученных для рек Авачи и Камчатки (результаты данного

исследования и из [11, 12, 49]). Соответственно, систематическое повышение DIN и $N_{\text{орг}}$ в период увеличения расхода рек в мае и июне (рис. 3) и экстремум DIN в талой воде с высокогорья, полученный в предыдущих исследованиях авторов, указывают на накопление DIN в снеге и его доминирующую роль в формировании состава речных вод Восточной Камчатки в период интенсивного таяния снега. Антропогенные стоки для р. Авачи дают дополнительный, но незначительный поток DIN. На доминирующую роль вулканизма как источника DIN в реках Восточной Камчатки в 2023 г. указывают его относительно постоянные концентрации в течение последних нескольких десятков лет. Так, в 1970-е гг., когда население в бассейне р. Авачи (пос. Елизово) было < 10 тыс. человек, концентрация DIN составляла 17 мкмоль/л [12], т. е. была близка к результатам, полученным в 2023 (рис. 3) и 2022 гг. (19.51 мкмоль/л (табл. 2 в [49])).

DSi образуется в результате химического выветривания на поверхности Земли. DSi — важный компонент морских экосистем, поскольку находится в основе скелета диатомовых водорослей, доминирующих в мировом океане [17]. В глобальном масштабе наибольшие потоки DSi с суши в океан идут из вулканических дуг и затопленных базальтовых областей на континентальных окраинах [23, 25, 35, 48]. Однако JDSi варьирует в зависимости от литологии и скорости стока [29]. На Камчатке формирующаяся при таянии снега вода дренирует вулканические почвы и коренные породы, обогащенные SiO_2 . Химическое выветривание — основная причина высоких концентраций DSi во все сезоны в реках Камчатке, Аваче и Сухой Ильчинец (рис. 3) по сравнению с концентрациями на водосборах Охотского и Японского морей, не испытывающих влияния вулканизма [8, 13, 14].

РОУ имеет гуминовую и негуминовую составляющие, а реки, как правило, — гетеротрофные экосистемы, поставляющие преимущественно гуминовые вещества в океан — аллохтонное РОУ [16]. Существенное превышение концентрации РОУ в р. Камчатке по сравнению с р. Авачей (рис. 3) указывает на то, что природные источники РОУ на Камчатке — доминирующие. Поверхностные горизонты почв Камчатки залегают, как

правило, повсеместно на прослоях вулканического пепла, обогащенного БВ и микроэлементами, которые способствуют жизнедеятельности микроорганизмов [4]. Соответственно, почвы на водосборах могут служить важным источником РОУ для р. Камчатки. Состав РОУ может меняться в зависимости от метаболизма микроорганизмов в почве на водосборах в результате добавления негуминовой составляющей в виде полисахаридов [54]. В данной работе авторы не ставили задачу изучить компоненты РОУ. Однако хочется отметить, что в апреле в долине р. Камчатки в районе нижнего течения (ст. 3–5) на снегу визуально наблюдалось цветение микроводорослей, окрашивающих снег в красноватый цвет. Известно, что весеннее таяние снега мобилизует питательные вещества внутри снежного покрова, что впоследствии стимулирует дополнительный рост снежных микроводорослей и как результат — повышение концентрации РОУ в снеге [27]. Жизненный цикл снежных микроводорослей сложен, поскольку стадии их жизни проходят по всему снежному покрову при вертикальной миграции сквозь толщу снега [46]. Этот процесс затрудняет сделать точную оценку баланса РОУ и БВ в снежном покрове [50]. По результатам данного исследования (ст. 3–5, рис. 3) отчетливо прослеживаются максимальные концентрации РОУ в районе действующих вулканов в мае — т. е. в период таяния снега в долине реки; в то время как в июне, в период таяния снега на высокогорье, отчетливо проявилось повышение концентрации РОУ в воде в верховьях реки на ст. 1–2 (рис. 3). Соответственно, таяние снега, обогащенного РОУ за счет цветения снежных микроводорослей на высокогорье и в местах пеплопадов, — причина существенного повышения концентрации РОУ в р. Камчатке по сравнению с р. Авачей.

Потенциальное влияние потоков БВ и РОУ в связи с вулканизмом на экологию прибрежно-морских вод Восточной Камчатки

Известно, что в местах попадания тефры в океан возникает “цветение” фитопланктона, что сопровождается обогащением экосистем РОУ [22, 26, 31, 38, 43]. Компоненты тефры могут стать доступными для сообществ фитопланктона на шельфе несколькими путями [20]: 1) осаждение тефры непосредственно на поверхности океана;

2) растворение аэрозолей в облаках до осаждения в поверхностные воды океана через дождь или снегопад; 3) перенос тефры и ее компонентов на водосборах посредством поверхностного и грунтового стока при дождевом смыве или снеготаянии и последующий речной перенос в океан. Растворение биодоступных компонентов тефры с поставкой БВ в водную среду происходит достаточно быстро, именно это поддерживает повышенную первичную продукцию в поверхностных водах до погружения частиц тефры за пределы фотического слоя [26]. Результаты лабораторного эксперимента (табл. 5) свидетельствуют о том, что концентрация DIP в воде существенно возрастает в первые минуты после контакта с пеплом. В случае пресной воды следует ожидать увеличение DIP до почти максимально возможной концентрации уже в первые минуты после контакта пепла с водой, в то время как для морской воды максимальная концентрация DIP достигается в течение ~1 сут, а концентрация DSi продолжает увеличиваться на протяжении 9 сут. Кроме DIP, в первые минуты после контакта в водную среду также поступают ионы NO_3^- и NH_4^+ , однако концентрации DIN в эксперименте не были столь впечатляющими, как результаты по DIP.

Абсолютные концентрации БВ имеют центральное значение в динамике экосистемы, но соотношение DIN/DIP также влияет на видовой состав первичного звена пищевой цепи и, соответственно, на состояние всей водной экосистемы [52]. Согласно недавним исследованиям [40, 56], при значительном росте значения соотно-

шения DIN/DIP доминируют динофлагелляты, включая потенциально токсичные виды. Максимальные величины потока DIN с речным стоком в июне (табл. 2) могут быть причиной вредоносного цветения, которое отмечается в последние 50 лет в августе–октябре на Восточной Камчатке в приемном бассейне р. Авача – зал. Авачинском [5, 6, 44].

Если рассмотреть выводы предыдущих исследований [30, 40, 45, 51, 56] о взаимосвязи красных приливов и изменении отношения DIN/DIP в сторону более высоких DIN, то материковый сток в районе бух. Авачинской можно считать одним из основных факторов развития динофлагеллят после пика половодья в середине лета, в то время как существенное понижение DIN/DIP в р. Камчатке должно способствовать развитию диатомей в зал. Камчатском. Известно, что разные типы пепла сопровождаются разными величинами соотношений потоков DIN и DIP, а также есть разница размеров и состава пепла в зависимости от расстояния от действующих вулканов [7]. Соответственно, разная интенсивность извержений разных вулканов будет формировать сложную картину соотношений N/P в реках с сопутствующими откликами в первичном звене пищевой цепи. Увеличение биомассы фитопланктона будет сопровождаться изменениями в последующих пищевых звеньях и формировать дополнительную кормовую базу для гидробионтов. “Цветение” снежных микроводорослей на склонах вулканов и последующий смыв сформированного при этом POY в р. Кам-

Таблица 5. Концентрация БВ (мкмоль/л) в воде после контакта с тефрой, отобранной в районе пос. Ключи (ст. 4) 11 апреля 2023 г. Соотношение тефра : вода составляет 1 : 10 по результатам лабораторного эксперимента

Период после контакта тефры с водой	Тип воды	DIP	DSi	NO_2^-	NO_3^-	NH_4^+
10 мин	Морская вода с соленостью 34.06 psu	3.56	7.01	0.18	1.34	8.78
1 ч		3.79	12.34	0.24	1.37	8.71
5 ч		5.96	30.53	0.09	1.38	8.39
24 ч		8.19	76.57	0.12	1.03	8.84
9 сут		7.67	107.09	0.09	1.24	10.62
Фон		0.19	0.00	0.05	0.04	0.37
10 мин	Milli-Q	22.46	5.58	0.12	1.06	10.91
1 ч		22.41	8.90	0.09	1.09	10.97
5 ч		23.60	22.69	0.07	1.07	12.77
24 ч		23.80	71.72	0.11	0.75	11.57
9 сут		23.30	103.31	0.08	0.83	10.97
Фон		0.00	0.17	0.02	0.12	0.18

чатку также должны приводить к изменениям видового состава фито- и зоопланктона в Камчатском заливе. Дальнейшие исследования авторов настоящей работы будут сосредоточены на межгодовой изменчивости потоков БВ в связи с разной интенсивностью вулканизма на Камчатке и на сопутствующих откликах прибрежно-морских экосистем.

ВЫВОДЫ

Основная особенность распределения БВ в р. Камчатке в 2023 г. — максимальные концентрации DIP, P_{орг} и РОУ, зафиксированные в период с мая по июнь р. Камчатке в районе непосредственного влияния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч. Этот экстремум сезонной изменчивости напрямую связан с таянием снега в долине реки и на склонах вулкана Шивелуч, который был покрыт пеплом после извержения 11 апреля 2023 г. Следовательно, пепел вулкана Шивелуч — важный источник DIP для данной части водосбора.

Значения соотношения N/P — 3.6–7.5 в водах р. Камчатки в 2023 г. — были гораздо ниже N/P в других реках п-ова Камчатка (29 в р. Аваче и 53 — в р. Вилуче). Эта пространственная изменчивость N/P в речной сети на п-ове Камчатка объясняется атмосферным переносом азота в аэрозолях и его последующим выпадением с атмосферными осадками в удалении от территории непосредственного влияния действующих вулканов, около которых в наибольшей степени сказывается поступление DIP из свежих пеплов.

Потоки БВ и РОУ со стоком рек во многом определяются сезонной изменчивостью их концентраций и распределены относительно равномерно из-за стабильной величины водного стока рек Камчатки и Авачи в течение года.

БВ, поступающие при вулканизме через речной сток или при прямом поступлении в прибрежно-морские воды в периоды пеплопадов, вероятно, способны оказывать влияние на видовой состав и биомассу фитопланктона и на последующие звенья пищевой цепи. В биогеохимических исследованиях прибрежно-морских водных экосистем Восточной Камчатки, следо-

вательно, должен учитываться вулканизм в качестве важного источника БВ.

Авторы выражают благодарность П.Я. Тищенко (ТОИ ДВО РАН) за консультации на всех этапах работы; сотрудникам лаборатории гидрохимии ТОИ ДВО РАН за активное участие в проведении анализа проб воды и вулканического пепла; В.Б. Лобанову (ТОИ ДВО РАН) за поддержку экспедиционных исследований; Е.Г. Калачевой (ИВиС ДВО РАН) и В.М. Шулькину (ТИГ ДВО РАН) за многочисленные консультации и всестороннюю поддержку; жителям г. Петропавловска-Камчатского, поселков Ключи и Усть-Камчатск за оказание бесценной помощи в ходе полевых работ, включая отбор и доставку пробы пепла после извержения вулкана Шивелуч.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батулин Г.Н., Зайцева Л.В., Маневич Т.М. Геохимия вулканических пеплов исландского и камчатских вулканов // ДАН. 2012. Т. 443. № 3. С. 342–346.
2. Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюлл. вулканологических станций. 1957. № 25.
3. Горин С.Л. Гидролого-морфологические процессы в эстуариях Камчатки. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2009. М.: 26 с.
4. Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С. Вулканизм и геохимия почвенно-растительного покрова Камчатки. Сообщ. 3. Элементный состав растительности вулканических экосистем // Вулканология и сейсмология. 2019. № 4. С. 40–51.
5. Коновалова Г.В. “Красные приливы” у Восточной Камчатки: посвящается памяти Игоря Ивановича Куренкова: атлас-справочник. Петропавловск-Камчатский: Камшат, 1995. 56 с.
6. Лепская Е.В., Тепнин О.Б., Коломейцев В.В. и др. Исторический обзор исследований и основные результаты комплексного экологического мониторинга Авачинской губы в 2013 году // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. 2014. Вып. 34. 5–21.
7. Малик Н.А. Импактный вклад извержений вулканов в формирование химического состава сезонного снежного покрова (Камчатка) // Лед и снег. 2010. № 4. 45–52.
8. Михайлик Т.А., Тищенко П.Я., Колтунов А.М. и др. Влияние реки Раздольной на экологическое со-

- стояние вод Амурского залива (Японское море) // Вод. ресурсы. 2011. Т. 38. № 4. С. 474–484.
9. Набоко С.И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций // Тр. лаборатории вулканологии. Вып. 16. М.: Изд-во АН СССР, 1959 / Отв. ред. В.И. Влодавец. 303 с.
10. Пуйн Б.И. Извержение Авачинской сопки в 1945 году // Бюлл. вулканологии. 1953. С. 6–23.
11. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 20. Камчатка / Под ред. М.Г. Васильковского. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 368 с.
12. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 20. Камчатка / Под ред. В.Ч. Здановича. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 294 с.
13. Семкин П.Ю., Тищенко П.Я., Павлова Г.Ю. и др. Влияние речного стока на гидрохимические характеристики вод Удской губы и залива Николая (Охотское море) в летний сезон // Океанология. 2021. Т. 60. № 3. С. 387–400.
14. Тищенко П.Я., Семкин П.Ю., Павлова Г.Ю. и др. Гидрохимия эстуария реки Туманной (Японское море) // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 192–204.
15. Фролова Н.Л., Становова А.В., Горин С.Л. Режим стока воды в нижнем течении реки Камчатки и его многолетняя изменчивость // Исследования вод. биол. ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. 2014. № 32. С. 73–78.
16. Battin T.J., Kaplan L.A., Findlay S. et al. Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks // Nature Geosci. 2008. V. 1. P. 95–100.
17. Bernard C.Y., Dürr H.H., Heinze C. et al. Contribution of riverine nutrients to the silicon biogeochemistry of the global ocean - a model study // Biogeosci. 2011. V. 8. P. 551–564.
18. Beusen A.H., Bouwman A.F., Van Beek L.P. et al. Global riverine N and P transport to ocean increased during the 20th century despite increased retention along the aquatic continuum // Biogeosci. 2016. V. 13. P. 2441–2451.
19. Beusen A.H., Doelman J.C., Van Beek L.P.H. et al. Exploring river nitrogen and phosphorus loading and export to global coastal waters in the Shared Socio-economic pathways // Global Environ. Change. 2022. V. 72. 102426.
20. Bisson K.M., Gassó S., Mahowald N. et al. Observing ocean ecosystem responses to volcanic ash // Remote Sensing Environ. 2023. V. 296. 113749.
21. Bouwman A.F., Van Drecht G., Knoop J.M. et al. Exploring changes in river nitrogen export to the world's oceans // Global Biogeochem. 2005. V. 19. Iss. 1. GB1002.
22. Browning, T.J., Stone, K., Bouman, H.A. et al. Volcanic ash supply to the surface ocean—Remote sensing of biological responses and their wider biogeochemical significance // Frontiers in Marine Science. 2015. V. 2. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmars.2015.00014>
23. Chemtob S.M., Rossman G.R., Young E. D. et al. Silicon isotope systematics of acidic weathering of fresh basalts, Kilauea Volcano, Hawai'i // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 169. P. 63–81.
24. Cole J.J., Prairie Y.T., Caraco N.F. et al. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget // Ecosystems. 2007. V. 10. P. 172–185.
25. Dürr H. H., Meybeck M., Hartmann J. et al. Global spatial distribution of natural riverine silica inputs to the coastal zone // Biogeosci. 2011. V. 8. P. 597–620.
26. Frogner P., Gislason S.R., Oskarsson N. Fertilizing potential of volcanic ash in ocean surface water // Geol. 2001. V. 29. P. 487–490.
27. Ganey G., Loso M., Burgess A. et al. The role of microbes in snowmelt and radiative forcing on an Alaskan icefield // Nature Geosci. 2017. V. 10. P. 754–759.
28. Grasshoff K., Ehrhard M., Kremling K. Methods of Seawater Analysis. Weinheim, Germany: Verlag Chemie, 1983. p. 419.
29. Hartmann J., Moosdorf N., Lauerwald R. et al. Global chemical weathering and associated p-release – the role of lithology, temperature and soil properties // Chemical Geol. 2014. V. 363. P. 145–163.
30. Hodgkiss I., Ho K. Are Changes in N: P Ratios in Coastal Waters the Key to Increased Red Tide Blooms? Berlin; Heidelberg, Germany: Springer, 1997. P. 141–147.
31. Hoffmann L.J., Breitbarth E., Ardelan M.V. et al. Influence of trace metal release from volcanic ash on growth of *Thalassiosira pseudonana* and *Emiliania huxleyi* // Marine Chem. 2012. V. 132. P. 28–33.
32. <https://gmvo.skniivh.ru/>
33. <https://allrivers.info/gauge/kamchatka-klyuchi>
34. Huang K., Zhuang Y. Wang Z. et al. Bioavailability of Organic Phosphorus Compounds to the Harmful Dinoflagellate *Karenia mikimotoi* // Microorganisms. 2021. V. 9. 1961.
35. Ibarra D.E., Caves J.K., Moon S. et al. Differential weathering of basaltic and granitic catchments from concentration–discharge relationships // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 190. P. 265–293.
36. Jones M.T., Gislason S.R. Rapid releases of metal salts and nutrients following the deposition of volcanic ash

- into aqueous environments // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. 3661–3680.
37. *Li Y., Keppler H.* Nitrogen speciation in mantle and crustal fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2014. V. 129. P. 13–32.
 38. *Longman J., Palmer M.R., Gernon T.M., Manners H.R.* The role of tephra in enhancing organic carbon preservation in marine sediments // *Earth-Sci. Rev.* 2019. 192. P. 480–490.
 39. *Mather T.A., Allen A.G., Davison B.M. et al.* Nitric acid from volcanoes // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2004. V. 218. Iss. 1–2. P. 17–30.
 40. *Medina M., Kaplan D., Milbrandt E.C. et al.* Nitrogen-enriched discharges from a highly managed watershed intensify red tide (*Karenia brevis*) blooms in southwest Florida // *Sci. Total Environ.* 2022. V. 827. 154149.
 41. *Meybeck M.* Carbon, nitrogen and phosphorous transport by world rivers // *Am. J. Sci.* 1982. V. 282. P. 401–450.
 42. *Nixon S.F.* Coastal marine eutrophication: A definition, social causes, and future concerns // *Ophelia*. 1995. V. 41. P. 199–219.
 43. *Olgun N., Duggen S., Andronico D. et al.* Possible impacts of volcanic ash emissions of Mount Etna on the primary productivity in the oligotrophic Mediterranean Sea: Results from nutrient-release experiments in seawater // *Mar. Chem.* 2013. V. 152. P. 32–42.
 44. *Orlova T.Y., Aleksanin A.I., Lepskaya E.V. et al.* A massive bloom of *Karenia* species (Dinophyceae) off the Kamchatka coast, Russia, in the fall of 2020 // *Harmful Algae*. 2022. V. 120. 102337.
 45. *Paerl H.W.* Coastal eutrophication and harmful algal blooms: Importance of atmospheric deposition and groundwater as “new” nitrogen and other nutrient sources // *Limnol. Oceanogr.* 1997. V. 42. P. 1154–1165.
 46. *Remias D.* Cell structure and physiology of alpine snow and ice algae // *Plants in alpine regions* / Ed. C. Lütz. Vienna: Springer, 2012. 175–185.
 47. *Schopka H.H., Derry L.A., Arcilla C.A.* Chemical weathering, river geochemistry and atmospheric carbon fluxes from volcanic and ultramafic regions on Luzon Island, the Philippines // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75 P. 978–1002.
 48. *Schopka H.H., Derry L.A.* Chemical weathering fluxes from volcanic islands and the importance of groundwater: The Hawaiian example // *Earth Planetary Sci. Lett.* 2012. V. 339–340. P. 67–78.
 49. *Semkin P.Yu., Pavlova G.Yu., Lobanov V.B. et al.* Nutrient Flux under the Influence of Melt Water Runoff from Volcanic Territories and Ecosystem Response of Vilyuchinskaya and Avachinskaya Bays in Southeastern Kamchatka // *J. Marine Sci. Engineering*. 2023. V. 11. 1299.
 50. *Schuler C.G., Mikucki J.A.* Microbial ecology and activity of snow algae within a Pacific Northwest snowpack // *Arctic, Antarctic Alpine Res.* 2023. V. 55 Iss. 1.
 51. *Shen A., Liu H., Xin Q. et al.* Responses of Marine Diatom–Dinoflagellate Interspecific Competition to Different Phosphorus Sources // *J. Mar. Sci. Engineering*. 2022. V. 10. 1972.
 52. *Sterner R.W., Elser J.J.* Ecological stoichiometry // *Ecological Stoichiometry*. Princeton, NJ, USA: Princeton Univ. Press, 2017.
 53. *Symonds R.B., Reed M.H., Rose W.I.* Origin, speciation, and fluxes of trace-element gases at Augustine volcano, Alaska: Insights into magma degassing and fumarolic processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. P. 633–657.
 54. *Wen Zh., Song K., Shang Y. et al.* Natural and anthropogenic impacts on the DOC characteristics in the Yellow River continuum // *Environ. Pollution*. 2021. V. 287. 117231.
 55. *Zhang J., Tishchenko P.Ya., Jiang Z.J. et al.* Diverse nature of the seasonally coastal eutrophication dominated by oceanic nutrients: An eco-system based analysis characterized by salmon migration and aquaculture // *Marine Pollution Bull.* 2023. V. 193. 115150.
 56. *Zhang Q.-C., Wang Y.-F., Song M.-J. et al.* First record of a Takayama bloom in Haizhou Bay in response to dissolved organic nitrogen and phosphorus // *Marine Pollution Bull.* 2022. V. 178. 113572.

SEASONAL VARIABILITY OF NUTRIENTS AND ORGANIC CARBON IN THE KAMCHATKA AND AVACHA RIVERS (KAMCHATKA PENINSULA) IN 2023

P. Yu. Semkin^{a, *}, G. Yu. Pavlova^a, S. L. Gorin^b, A. M. Koltunov^a, E. V. Lepskaya^c, O. A. Ulanova^a,
E. M. Shkirnikova^a, M. G. Shvetsova^a, Y. Xu^d, S. Jiang^d, J. Zhang^d

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690041 Russia*

^b*Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, 105187 Russia*

^c*Kamchatka branch of the "Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography", Petropavlovsk-Kamchatsky, 683000 Russia*

^d*State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research (SKLEC), East China Normal University (ECNU), Shanghai, 200241 China*

**e-mail: pahno@list.ru*

In 2023, during the main phases of the water regime, four expeditions were carried out to collect water samples from sources to mouths in the Kamchatka and Avacha rivers, flowing into Kamchatka Bay and Avacha Bay of Eastern Kamchatka, respectively. In the r. In Kamchatka, seasonal extremes of concentrations and fluxes with river runoff of dissolved and organic phosphorus, as well as organic carbon, were established during the period of snow melting in the river valley and in the highlands (May–June), which was less in the river. Avacha. The annual fluxes with the runoff of the Kamchatka River and the Avacha River were respectively 4565 and 289 tons/year for P_{tot}, 9526 and 2006 tons/year for N_{tot}, 60485 and 3992 tons/year for DOC. The article discusses the sources and fluxes of nutrients in the catchments of the studied rivers and the potential responses of the aquatic ecosystems of the receiving basins in connection with volcanism, including in connection with the eruption of the Shiveluch volcano, which occurred on April 11, 2023.

Keywords: river runoff, nutrients, carbon, volcanism, coastal ecosystem, Eastern Kamchatka.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОД УСТЬЕВОГО УЧАСТКА р. КОЛЫМЫ В СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД¹

© 2025 г. А. В. Савенко^{a,*}, В. С. Савенко^a, В. А. Ефимов^a, О. С. Покровский^{b,c}

^aМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, 119991 Россия

^bНациональный исследовательский Томский государственный университет, Томск, 634050 Россия

^cИнститут экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, 163000 Россия

*e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru

Поступила в редакцию 06.06.2024 г.

После доработки 06.06.2024 г.

Принята к публикации 30.06.2024 г.

Представлены новые данные о содержании ионов основного солевого состава и растворенных микроэлементов в водах устьевого участка р. Колымы и ее нижних притоков (Омолон, Малый Анюй, Амболиха, Пантелеиха) во время спада весенне-летнего половодья и летне-осенней межени. Приведены аргументы, доказывающие присутствие в водах приустьевой части р. Колымы двух генетических составляющих, имеющих разный макро- и микроэлементный состав. Показано закономерное изменение минерализации и микроэлементного состава речного стока в моря Российской Арктики с запада на восток, связанное, предположительно, с увеличением в этом направлении распространенности постоянной многолетней мерзлоты на водосборах.

Ключевые слова: микроэлементы, растворенные формы, речные воды, Колыма, Российская Арктика.

DOI: 10.31857/S0321059625010113 **EDN:** UXLATB

К настоящему времени накоплен обширный массив данных по основному солевому составу вод важнейших рек мира и получены достаточно надежные оценки ионного стока в океан [1, 23, 26, 27]. Аналогичные сводки по растворенным микроэлементам [3, 17] базируются на значительно меньшем объеме фактического материала, что существенно осложняет количественную характеристику влияния материкового стока на химию океана, в том числе на эколого-токсикологическое состояние акваторий, прилегающих к устьям крупных рек. Особенно слабо изучен микроэлементный состав арктических рек, геохимический мониторинг которых представляет повышенный интерес в связи с происходящими изменениями климата, влияющими на формирование химического состава вод суши. С целью восполнения недостатка информации получены и обобщены данные о концентрациях растворенных микроэлементов в водах устьевого участка р. Колымы и проведено их сравнение с микроэлементным составом речного стока в другие

моря Российской Арктики [12, 13, 15, 16, 20, 22, 25, 28, 31, 32, 34]. (Для удобства сравнения химического состава стока разных рек под устьевым участком понимается пресноводная часть устьевой области реки, включая дельту при ее наличии.).

ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Речной границей устьевого участка р. Колымы длиной 282 км принято считать пос. Колымское выше впадения р. Омолон [8, 9]. На протяжении широкопойменного придельтового отрезка встречается несколько крупных очагов размыва едомных отложений, в том числе Дуванный Яр длиной > 10 км. Река имеет дельту, подверженную слабому влиянию нагонов, с вершиной у пос. Черского. Дельта разделяется на два основных рукава — протоки Походская Колыма и Каменная Колыма, доля стока последнего из них составляет > 70% [8].

Район опробования устьевого участка р. Колымы включал в себя как саму реку на придельтовом отрезке и в дельте, так и устья ее притоков — рек Омолон, Малый Анюй, Амболихи

¹ Изучение распределения фтора выполнено за счет Российского научного фонда (проект 24-17-00088, <https://rscf.ru/project/24-17-00088/>).

и Пантелеихи (рис. 1). Выполнены три гидролого-гидрохимические съемки, охватывающие фазы повышенной водности: спад весенне-летнего половодья (1–8 июля 2020 г.) и летне-осеннюю межень (28 июля – 10 августа 2019 г. и 20–31 июля 2021 г.). Средние за периоды наблюдений расходы воды р. Колымы в вершине дельты и наиболее крупного притока р. Омолон, приносящего ~16% стока, превышали среднегодовые величины соответственно в 2.1–2.3 и 1.8 раза; водность менее значимых притоков

была близка к среднегодовым величинам (табл. 1).

Пробы воды отбирали пластиковой емкостью с поверхности или пластмассовым батометром из глубинных слоев и сразу после этого подготавливали их для лабораторных исследований. Растворы, отфильтрованные в полипропиленовые флаконы через плотный бумажный фильтр, использовали для определения содержания хлоридов и сульфатов методом капиллярного электрофореза на установ-

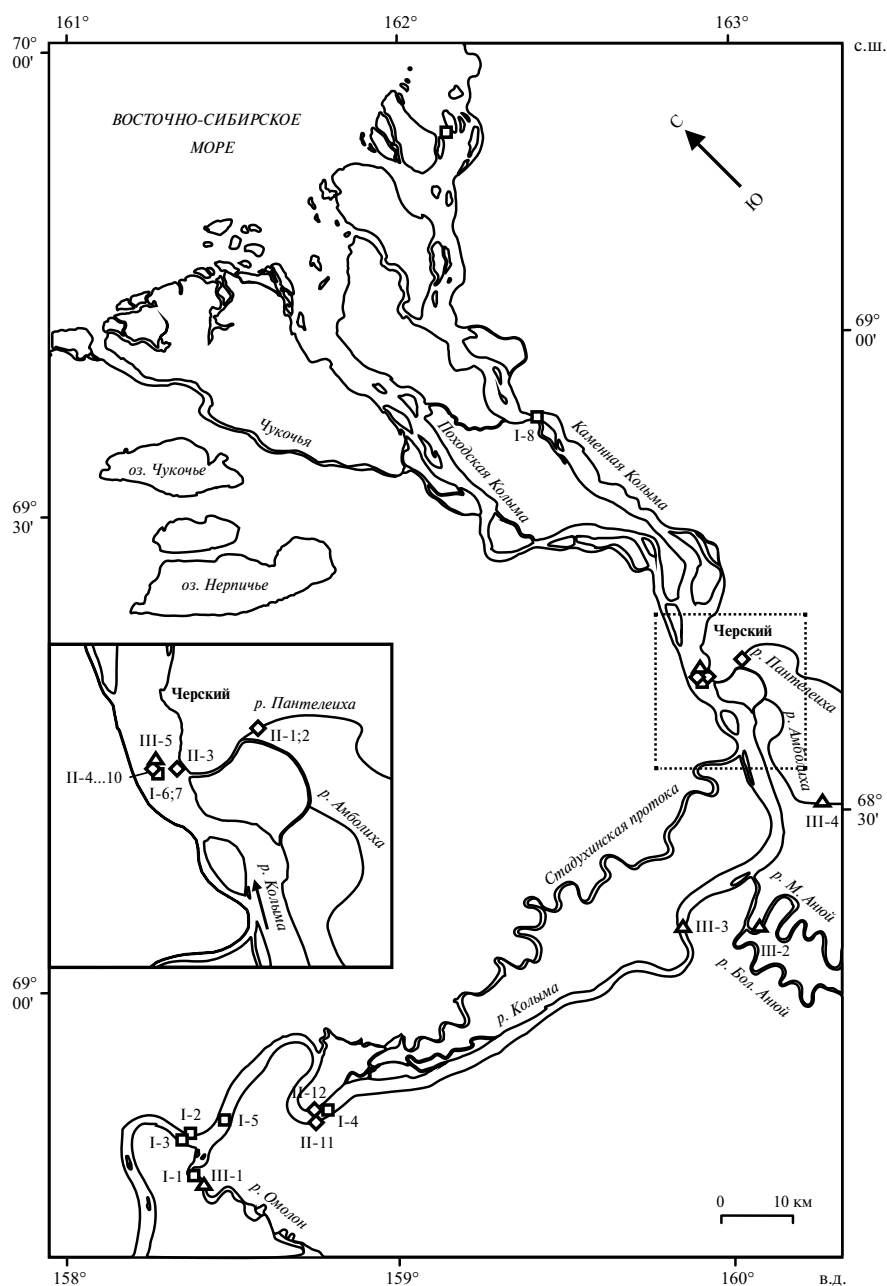


Рис. 1. Расположение точек отбора проб воды на устьевом участке р. Колымы в 2019 г. (I-№), 2020 г. (II-№) и 2021 г. (III-№).

Таблица 1. Расходы воды в вершине дельты р. Колымы и в устьях ее притоков во время съежек

Река	Период наблюдений	Фаза водного режима	Расход воды, м³/с	
			период наблюдений	средне-многолетний
Колыма, у пос. Черского	02–08.07.2020	Спад весенне-летнего половодья	7680 ± 1400	3340*
Там же	28.07–10.08.2019, 20–31.07.2021	Летне-осенняя межень	7060 ± 160	«
Омолон, устьевого створ	01.08.2019, 20.07.2021	То же	1230 ± 330	680*
Малый Анюй	20.07.2021	«	258	250**
Амболиха	20.07.2021	«	2.0	1.8**
Пантелеиха	01.07.2020	Спад весенне-летнего половодья	22	20**

* [8].

** Данные сотрудников гидропоста Северо-Восточной научной станции РАН.

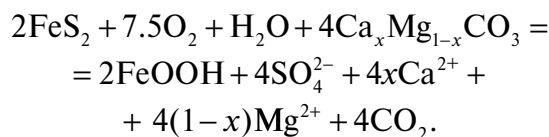
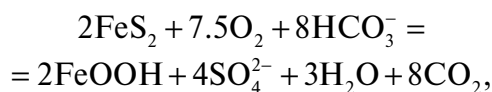
ке “Капель 103Р”, щелочности ($\sim \text{HCO}_3^-$) — объемным ацидиметрическим методом и концентрации фторидов — методом прямой потенциометрии с фторидным ионоселективным электродом в присутствии ацетатного солевого буфера. Концентрации главных катионов и растворенных микроэлементов определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе Agilent 7500ce в растворах, полученных путем фильтрации через мембранный ацетат-целлюлозный фильтр с диаметром пор 0.45 мкм во флаконы с предварительно добавленными туда аликвотами 5 N азотной кислоты марки ос.ч. (0.25 мл на 10 мл пробы). Относительная погрешность измерений составила $\pm 3\%$. Правильность анализов оценивали с помощью международного стандарта речной воды SLRS-6, для которого расхождение измеренных и сертифицированных концентраций изученных элементов было $\leq 20\%$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Распределение и средние концентрации растворенных форм компонентов основного солевого состава и микроэлементов в водах устьевого участка р. Колымы и ее нижних притоков приведены в табл. 2–7.

Минерализация вод р. Колымы близка к средней для рек мира (табл. 2), однако концентрации натрия, калия, бикарбонатов и особенно хлоридов имеют заметно более низкие значения, тогда как содержание сульфатов существенно превышает среднемировую величину при близких к ней кон-

центрациях кальция и магния. Суровые климатические условия на водосборе р. Колымы должны приводить к снижению интенсивности процессов выветривания и, следовательно, мобилизации компонентов основного солевого состава. Если допустить справедливость этого предположения, надо найти причину повышенных концентраций сульфатов, пониженных концентраций бикарбонатов и таких же, как в мировом речном стоке, концентраций ионов кальция и магния. Такой эффект может создавать на фоне низкой биогеохимической активности процесс окисления сульфидов железа с последующим взаимодействием продуктов реакции с растворенными бикарбонатами или (и) карбонатными породами, в результате чего генерируются сульфат-ионы и ионы кальция и магния, а бикарбонат-ионы разлагаются на воду и диоксид углерода, который удаляется в атмосферу:



Другая особенность основного солевого состава изученных водных объектов — существенно более низкое содержание калия и хлоридов в водах р. Колымы и ее притоков Омолон и Малого Анюя по сравнению с содержанием указанных компонентов в водах притоков Амболихи и Пантелеихи.

Таблица 2. Минерализация (M) и концентрации растворенных форм компонентов основного солевого состава и кремния в водах устьевого участка р. Колымы, мг/л

№ точки	Описание	Дата отбора	Горизонт, м	M	Na	K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	Si
2019 г., летне-осенняя межень												
I-1	р. Омолон, устье	01.08.2019	0.2	54.6	1.77	0.40	2.92	9.04	0.16	15.3	25.0	2.82
I-2	р. Колыма, выше впадения р. Омолон, левый берег	01.08.2019	0.2	96.3	2.27	0.45	5.26	17.2	0.15	41.2	29.8	2.29
I-3	То же, правый берег	01.08.2019	0.2	99.0	2.32	0.45	5.48	17.3	0.17	43.0	30.3	2.35
I-4	р. Колыма, Дуваный Яр	01.08.2019	0.2	95.8	2.34	0.45	5.37	16.5	0.28	40.1	30.7	2.51
I-5	р. Колыма, ниже впадения р. Омолон	01.08.2019	0.2	100.1	2.24	0.44	5.27	16.6	0.15	43.7	31.7	2.22
I-6	р. Колыма, у пос. Черского	31.07.2019	0.2	87.8	2.39	0.43	4.53	15.4	0.26	35.9	28.8	2.52
I-7	То же	10.08.2019	0.2	86.9	2.30	0.46	4.85	15.1	0.25	35.1	28.8	2.25
I-8	р. Колыма, рук. Каменная Колыма	28.07.2019	0.2	82.3	2.15	0.53	4.08	14.2	0.45	34.6	26.4	2.19
I-9	То же, устье	28.07.2019	0.2	86.8	2.36	0.45	4.49	15.1	0.42	37.2	26.8	2.27
2020 г., спад весенне-летнего половодья												
II-1	р. Пантелеиха, устье	01.07.2020	0.2	39.4	1.60	0.84	2.09	5.75	0.90	9.26	18.9	1.25
II-2	То же	01.07.2020	2.0	42.6	1.62	0.81	2.22	5.74	0.77	10.7	20.7	1.35
II-3	р. Колыма, ниже впадения р. Пантелеиха, правый берег	02.07.2020	0.2	59.0	1.80	0.54	3.08	10.0	0.15	21.9	21.5	2.10
II-4	То же, стрежень	03.07.2020	0.2	63.3	1.85	0.53	3.37	10.8	0.16	23.2	23.4	2.07
II-5	То же	03.07.2020	5.0	65.3	1.89	0.54	3.45	11.4	0.16	23.5	24.4	2.57
II-6	«	03.07.2020	10.0	66.0	1.93	0.55	3.54	11.4	0.17	24.0	24.4	2.25
II-7	«	05.07.2020	0.2	65.5	1.83	0.52	3.35	10.7	0.16	24.1	24.9	2.07
II-8	«	05.07.2020	5.0	65.8	1.80	0.51	3.32	10.4	0.19	24.7	24.9	2.01
II-9	«	05.07.2020	10.0	68.0	1.82	0.51	3.33	10.5	0.22	25.8	25.9	2.00
II-10	«	08.07.2020	0.2	68.3	2.03	0.54	3.66	11.5	0.18	26.0	24.4	2.33
II-11	р. Колыма, Дуваный Яр, правый берег	06.07.2020	0.2	70.7	2.04	0.51	3.59	11.8	0.24	24.0	28.5	2.46
II-12	То же, левый берег	06.07.2020	0.2	73.0	1.89	0.52	3.82	11.7	0.25	26.3	28.5	2.39
2021 г., летне-осенняя межень												
III-1	р. Омолон, устье	20.07.2021	0.2	55.9	1.88	0.47	2.98	9.32	0.14	14.2	26.8	2.65
III-2	р. Малый Анюй, устье	20.07.2021	0.2	46.1	1.71	0.51	2.47	6.80	0.12	16.8	17.7	1.50
III-3	р. Колыма, выше впадения р. Малый Анюй	20.07.2021	0.2	85.8	2.51	0.61	4.73	13.8	0.38	31.0	32.7	1.98
III-4	р. Амболиха	20.07.2021	0.2	38.7	1.78	1.12	1.95	5.39	0.79	6.98	20.7	0.37
III-5	р. Колыма, у пос. Черского	31.07.2021	0.2	92.3	2.69	0.64	4.72	14.4	0.14	30.7	39.0	1.99
Средние значения												
р. Колыма, среднее арифметическое ($C_{\text{Кол}}$)				78.9	2.12	0.51	4.16	13.3	0.23	30.8	27.8	2.24
То же, среднее геометрическое ($CG_{\text{Кол}}$)				77.8	2.11	0.51	4.09	13.1	0.21	30.0	27.5	2.23
р. Омолон ($C_{\text{Ом}}$)				55.2	1.83	0.44	2.95	9.18	0.15	14.8	25.9	2.73
р. Малый Анюй ($C_{\text{Ан}}$)				46.1	1.71	0.51	2.47	6.80	0.12	16.8	17.7	1.50
р. Амболиха ($C_{\text{Амб}}$)				38.7	1.78	1.12	1.95	5.39	0.79	6.98	20.7	0.37
р. Пантелеиха ($C_{\text{Пан}}$)				41.0	1.61	0.82	2.15	5.75	0.84	10.0	19.8	1.30
Реки мира ($C_{\text{РС}}$) [26]				85.1	5.52	1.72	2.98	11.9	5.92	8.4	48.6	4.07
Нормирование концентраций в притоках на $C_{\text{Кол}}$												
$C_{\text{Ом}}/C_{\text{Кол}}$				0.70	0.86	0.86	0.71	0.69	0.65	0.48	0.93	1.22
$C_{\text{Ан}}/C_{\text{Кол}}$				0.58	0.81	1.00	0.59	0.51	0.52	0.55	0.64	0.67
$C_{\text{Амб}}/C_{\text{Кол}}$				0.49	0.84	2.20	0.47	0.41	3.43	0.23	0.74	0.17
$C_{\text{Пан}}/C_{\text{Кол}}$				0.52	0.76	1.61	0.52	0.43	3.65	0.32	0.71	0.58

Таблица 3. Концентрации растворенных форм редких щелочных и щелочноземельных элементов в водах устьевоего участка р. Колымы, мкг/л

№ точки	Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba
2019 г., летне-осенняя межень						
I-1	0.14	0.20	0.0003	0.0036	58.9	11.1
I-2	1.05	0.26	0.0011	0.0053	103	12.2
I-3	1.10	0.27	0.0010	0.0058	106	12.5
I-4	1.01	0.25	0.0010	0.0054	102	12.3
I-5	1.06	0.26	0.0012	0.0049	103	12.1
I-6	1.02	0.36	0.0011	0.0050	98.2	12.0
I-7	1.04	0.36	0.0010	0.0053	95.6	12.6
I-8	0.75	0.32	0.0018	0.0054	88.1	11.1
I-9	0.89	0.25	0.0028	0.0053	94.8	12.1
2020 г., спад весенне-летнего половодья						
II-1	0.46	0.58	0.0022	0.0181	37.0	4.58
II-2	0.39	0.54	0.0020	0.0160	39.4	5.04
II-3	0.69	0.27	0.0021	0.0077	65.0	9.77
II-4	0.88	0.26	0.0020	0.0063	70.2	10.8
II-5	0.92	0.31	0.0029	0.0078	76.6	11.3
II-6	0.93	0.28	0.0025	0.0071	71.9	10.9
II-7	0.88	0.25	0.0022	0.0064	70.5	10.5
II-8	0.83	0.24	0.0018	0.0056	70.0	10.6
II-9	0.83	0.24	0.0020	0.0055	69.5	10.4
II-10	0.89	0.27	0.0017	0.0053	77.8	11.1
II-11	0.86	0.27	0.0018	0.0063	79.2	9.56
II-12	1.01	0.29	0.0022	0.0052	82.3	11.3
2021 г., летне-осенняя межень						
III-1	0.11	0.21	0.0002	0.0038	57.5	12.0
III-2	0.28	0.39	0.0004	0.0044	38.2	6.63
III-3	0.83	0.30	0.0008	0.0054	88.5	11.4
III-4	0.43	0.76	0.0011	0.0157	34.3	4.77
III-5	1.00	0.30	0.0009	0.0051	99.8	13.5
Средние значения						
$C_{\text{Кол}}$	0.92	0.28	0.0017	0.0058	85.6	11.4
$CG_{\text{Кол}}$	0.92	0.28	0.0016	0.0057	84.5	11.4
$C_{\text{Ом}}$	0.12	0.20	0.0002	0.0037	58.2	11.6
$C_{\text{Ан}}$	0.28	0.39	0.0004	0.0044	38.2	6.63
$C_{\text{Амб}}$	0.43	0.76	0.0011	0.0157	34.3	4.77
$C_{\text{Пан}}$	0.43	0.56	0.0021	0.0170	38.2	4.81
$C_{\text{РС}}$ [17]	1.84	1.63	0.011	0.0089	60	23
Нормирование концентраций в притоках на $C_{\text{Кол}}$						
$C_{\text{Ом}}/C_{\text{Кол}}$	0.13	0.71	0.12	0.64	0.68	1.02
$C_{\text{Ан}}/C_{\text{Кол}}$	0.30	1.39	0.24	0.76	0.45	0.58
$C_{\text{Амб}}/C_{\text{Кол}}$	0.47	2.71	0.65	2.71	0.40	0.42
$C_{\text{Пан}}/C_{\text{Кол}}$	0.47	2.00	1.24	2.93	0.45	0.42

Таблица 4. Концентрации растворенных форм тяжелых металлов в водах устьевое участка р. Колымы, мкг/л

№ точки	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb	Pb
2019 г., летне-осенняя межень									
I-1	5.27	38.7	0.043	0.16	0.36	1.64	0.0025	0.0009	0.038
I-2	4.46	44.6	0.060	0.81	0.66	2.05	0.0032	0.0011	0.063
I-3	4.80	44.2	0.088	0.91	0.68	1.25	0.0033	0.0011	0.061
I-4	5.06	43.1	0.060	0.65	0.67	2.17	0.0030	0.0009	0.061
I-5	4.55	41.3	0.058	0.75	0.64	1.84	0.0033	0.0011	0.057
I-6	4.60	63.0	0.039	0.69	0.69	1.95	0.0034	0.0008	0.067
I-7	4.90	55.4	0.041	0.72	0.95	2.71	0.0045	0.0010	0.070
I-8	3.67	65.3	0.046	0.62	0.92	2.34	0.0047	0.0010	0.098
I-9	5.91	73.9	0.071	0.67	0.73	2.13	0.0058	0.0011	0.114
2020 г., спад весенне-летнего половодья									
II-1	8.69	904	0.110	1.53	2.10	0.88	0.0029	0.0009	0.200
II-2	8.24	829	0.073	1.29	1.68	0.65	0.0027	0.0008	0.198
II-3	5.68	139	0.043	0.68	0.94	1.05	0.0024	0.0011	0.097
II-4	2.49	93.4	0.040	0.63	0.93	1.27	0.0025	0.0012	0.088
II-5	3.34	90.6	0.044	0.77	0.92	1.14	0.0028	0.0013	0.086
II-6	4.08	91.5	0.041	0.72	0.86	1.21	0.0039	0.0014	0.096
II-7	2.35	78.3	0.037	0.54	0.70	1.31	0.0035	0.0012	0.094
II-8	2.28	73.7	0.035	0.53	0.70	1.48	0.0030	0.0014	0.085
II-9	2.66	79.1	0.056	0.52	0.66	1.32	0.0030	0.0012	0.088
II-10	1.68	58.7	0.036	0.60	0.72	1.25	0.0042	0.0012	0.073
II-11	2.40	94.1	0.067	0.69	0.82	0.67	0.0037	0.0010	0.105
II-12	1.92	61.6	0.033	0.70	0.77	0.89	0.0032	0.0013	0.110
2021 г., летне-осенняя межень									
III-1	4.01	31.2	0.037	0.12	0.43	1.01	0.0026	0.0007	0.058
III-2	4.80	75.1	0.029	0.51	0.72	1.63	0.0024	0.0008	0.075
III-3	2.63	73.7	0.057	0.57	0.66	1.04	0.0042	0.0011	0.090
III-4	5.90	634	0.092	1.51	4.00	4.89	0.0145	0.0014	0.510
III-5	2.80	72.2	0.053	0.61	0.68	1.32	0.0045	0.0011	0.115
Средние значения									
$C_{\text{Кол}}$	3.61	71.9	0.050	0.67	0.76	1.52	0.0036	0.0011	0.086
$CG_{\text{Кол}}$	3.38	68.6	0.048	0.66	0.76	1.43	0.0035	0.0011	0.084
$C_{\text{Ом}}$	4.64	35.0	0.040	0.14	0.40	1.33	0.0025	0.0008	0.048
$C_{\text{Ан}}$	4.80	75.1	0.029	0.51	0.72	1.63	0.0024	0.0008	0.075
$C_{\text{Амб}}$	5.90	634	0.092	1.51	4.00	4.89	0.0145	0.0014	0.510
$C_{\text{Пан}}$	8.47	867	0.092	1.41	1.89	0.77	0.0028	0.0009	0.199
$C_{\text{РС}} [17]$	34	66	0.148	0.80	1.48	0.60	0.080	0.007	0.079
Нормирование концентраций в притоках на $C_{\text{Кол}}$									
$C_{\text{Ом}}/C_{\text{Кол}}$	1.29	0.49	0.80	0.21	0.53	0.88	0.69	0.73	0.56
$C_{\text{Ан}}/C_{\text{Кол}}$	1.33	1.04	0.58	0.76	0.95	1.07	0.67	0.73	0.87
$C_{\text{Амб}}/C_{\text{Кол}}$	1.63	8.82	1.84	2.25	5.26	3.22	4.03	1.27	5.93
$C_{\text{Пан}}/C_{\text{Кол}}$	2.35	12.1	1.84	2.10	2.49	0.51	0.78	0.82	2.31

Таблица 5. Концентрации растворенных форм элементов-гидролизатов в водах устьевое участка р. Колымы, мкг/л

№ точки	Al	Sc	Ga	Ti	Zr	Hf	Th	U
2019 г., летне-осенняя межень								
I-1	13.4	0.033	0.006	0.21	0.012	0.0006	0.0007	0.005
I-2	21.8	0.029	0.011	0.25	0.018	0.0008	0.0023	0.031
I-3	22.8	0.029	0.011	0.24	0.018	0.0009	0.0023	0.032
I-4	20.0	0.025	0.014	0.27	0.018	0.0009	0.0022	0.028
I-5	21.3	0.027	0.010	0.27	0.016	0.0008	0.0021	0.033
I-6	23.6	0.023	0.014	0.37	0.018	0.0008	0.0021	0.029
I-7	22.8	0.021	0.014	0.30	0.020	0.0009	0.0023	0.027
I-8	26.9	0.024	0.018	0.38	0.023	0.0008	0.0022	0.027
I-9	33.4	0.022	0.020	0.43	0.021	0.0008	0.0024	0.032
2020 г., спад весенне-летнего половодья								
II-1	43.4	0.050	0.030	1.27	0.185	0.0088	0.0235	0.035
II-2	42.6	0.047	0.027	1.25	0.174	0.0086	0.0236	0.034
II-3	46.5	0.033	0.021	0.93	0.056	0.0027	0.0082	0.023
II-4	45.8	0.029	0.015	0.56	0.040	0.0018	0.0040	0.027
II-5	54.3	0.033	0.021	0.56	0.036	0.0018	0.0030	0.025
II-6	56.5	0.030	0.021	0.55	0.032	0.0015	0.0029	0.025
II-7	45.6	0.026	0.016	0.62	0.033	0.0014	0.0034	0.028
II-8	41.8	0.025	0.016	0.60	0.031	0.0014	0.0032	0.027
II-9	43.5	0.025	0.018	0.53	0.031	0.0014	0.0030	0.027
II-10	36.0	0.027	0.015	0.46	0.021	0.0011	0.0029	0.023
II-11	35.7	0.029	0.018	0.45	0.032	0.0014	0.0034	0.029
II-12	36.4	0.031	0.014	0.44	0.027	0.0012	0.0031	0.026
2021 г., летне-осенняя межень								
III-1	16.4	0.028	0.009	0.30	0.009	0.0005	0.0005	0.003
III-2	10.0	0.019	0.009	0.27	0.044	0.0020	0.0005	0.014
III-3	20.6	0.029	0.014	0.41	0.026	0.0009	0.0022	0.029
III-4	37.0	0.043	0.027	1.12	0.200	0.0083	0.0238	0.039
III-5	21.2	0.032	0.016	0.37	0.023	0.0009	0.0024	0.032
Средние значения								
$C_{\text{Кол}}$	33.8	0.027	0.016	0.45	0.027	0.0012	0.0030	0.028
$CG_{\text{Кол}}$	31.8	0.027	0.015	0.42	0.025	0.0011	0.0028	0.028
$C_{\text{Ом}}$	14.9	0.031	0.008	0.26	0.010	0.0005	0.0006	0.004
$C_{\text{Ан}}$	10.0	0.019	0.009	0.27	0.044	0.0020	0.0005	0.014
$C_{\text{Амб}}$	37.0	0.043	0.027	1.12	0.200	0.0083	0.0238	0.039
$C_{\text{Пан}}$	43.0	0.049	0.028	1.26	0.180	0.0087	0.0236	0.034
$C_{\text{РС}} [17]$	32	0.004	0.030	0.49	0.039	0.0059	0.041	0.372
Нормирование концентраций в притоках на $C_{\text{Кол}}$								
$C_{\text{Ом}}/C_{\text{Кол}}$	0.44	1.15	0.50	0.58	0.37	0.42	0.20	0.14
$C_{\text{Ан}}/C_{\text{Кол}}$	0.30	0.70	0.56	0.60	1.63	1.67	0.17	0.50
$C_{\text{Амб}}/C_{\text{Кол}}$	1.09	1.59	1.69	2.49	7.41	6.92	7.93	1.39
$C_{\text{Пан}}/C_{\text{Кол}}$	1.27	1.81	1.75	2.80	6.67	7.25	7.87	1.21

Таблица 6. Концентрации растворенных форм иттрия и редкоземельных элементов в водах устьевого участка р. Колымы, мкг/л

№ точки	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
2019 г., летне-осенняя межень															
I-1	0.034	0.025	0.030	0.006	0.027	0.007	0.0025	0.006	0.0009	0.005	0.0010	0.0031	0.0005	0.0032	0.0005
I-2	0.067	0.034	0.061	0.011	0.043	0.013	0.0041	0.015	0.0022	0.012	0.0024	0.0064	0.0009	0.0056	0.0008
I-3	0.069	0.031	0.059	0.010	0.044	0.013	0.0040	0.016	0.0022	0.012	0.0024	0.0067	0.0009	0.0055	0.0009
I-4	0.066	0.032	0.059	0.011	0.046	0.011	0.0040	0.012	0.0020	0.011	0.0021	0.0064	0.0008	0.0051	0.0008
I-5	0.061	0.029	0.056	0.010	0.040	0.012	0.0037	0.014	0.0020	0.011	0.0022	0.0060	0.0008	0.0050	0.0007
I-6	0.057	0.037	0.064	0.012	0.051	0.013	0.0035	0.014	0.0018	0.011	0.0021	0.0060	0.0008	0.0054	0.0009
I-7	0.060	0.033	0.051	0.010	0.042	0.011	0.0032	0.013	0.0018	0.010	0.0021	0.0059	0.0009	0.0057	0.0009
I-8	0.062	0.051	0.072	0.012	0.048	0.012	0.0037	0.014	0.0018	0.010	0.0018	0.0052	0.0007	0.0042	0.0006
I-9	0.063	0.052	0.066	0.012	0.051	0.014	0.0040	0.016	0.0021	0.012	0.0023	0.0061	0.0008	0.0051	0.0008
2020 г., спад весенне-летнего половодья															
II-1	0.240	0.152	0.277	0.047	0.203	0.063	0.0133	0.058	0.0079	0.046	0.0086	0.0237	0.0032	0.0206	0.0032
II-2	0.216	0.142	0.260	0.045	0.193	0.062	0.0125	0.054	0.0075	0.043	0.0080	0.0221	0.0031	0.0193	0.0030
II-3	0.091	0.069	0.131	0.020	0.086	0.027	0.0060	0.023	0.0032	0.019	0.0035	0.0092	0.0013	0.0077	0.0013
II-4	0.074	0.053	0.095	0.016	0.065	0.023	0.0049	0.019	0.0026	0.016	0.0029	0.0078	0.0011	0.0063	0.0010
II-5	0.069	0.063	0.110	0.017	0.071	0.026	0.0053	0.020	0.0027	0.015	0.0029	0.0080	0.0011	0.0066	0.0010
II-6	0.067	0.064	0.096	0.019	0.075	0.028	0.0056	0.021	0.0029	0.016	0.0030	0.0085	0.0011	0.0070	0.0011
II-7	0.064	0.051	0.093	0.015	0.063	0.023	0.0045	0.017	0.0024	0.013	0.0025	0.0069	0.0010	0.0056	0.0009
II-8	0.061	0.049	0.089	0.014	0.059	0.023	0.0043	0.017	0.0024	0.013	0.0024	0.0066	0.0009	0.0055	0.0009
II-9	0.066	0.054	0.103	0.016	0.066	0.025	0.0047	0.018	0.0026	0.014	0.0027	0.0071	0.0010	0.0056	0.0009
II-10	0.061	0.037	0.080	0.013	0.056	0.024	0.0043	0.015	0.0020	0.011	0.0022	0.0059	0.0008	0.0049	0.0008
II-11	0.069	0.054	0.095	0.014	0.055	0.022	0.0043	0.014	0.0027	0.014	0.0026	0.0067	0.0009	0.0053	0.0008
II-12	0.057	0.047	0.083	0.011	0.046	0.020	0.0039	0.014	0.0019	0.010	0.0021	0.0054	0.0007	0.0047	0.0007
2021 г., летне-осенняя межень															
III-1	0.028	0.021	0.032	0.006	0.024	0.006	0.0025	0.006	0.0007	0.004	0.0008	0.0028	0.0003	0.0026	0.0004
III-2	0.055	0.031	0.054	0.009	0.041	0.011	0.0033	0.012	0.0016	0.010	0.0019	0.0058	0.0008	0.0061	0.0009
III-3	0.058	0.038	0.056	0.011	0.040	0.014	0.0033	0.013	0.0018	0.011	0.0021	0.0061	0.0009	0.0055	0.0008
III-4	0.221	0.153	0.243	0.048	0.205	0.060	0.0136	0.057	0.0076	0.042	0.0080	0.0221	0.0029	0.0192	0.0029
III-5	0.063	0.037	0.051	0.010	0.045	0.014	0.0038	0.012	0.0020	0.012	0.0023	0.0059	0.0008	0.0053	0.0008
Средние значения															
$C_{\text{Кол}}$	0.065	0.046	0.078	0.013	0.055	0.018	0.0043	0.016	0.0023	0.013	0.0024	0.0066	0.0009	0.0056	0.0009
$CG_{\text{Кол}}$	0.065	0.044	0.076	0.013	0.053	0.017	0.0042	0.016	0.0022	0.013	0.0024	0.0066	0.0009	0.0055	0.0009
$C_{\text{Ом}}$	0.031	0.023	0.031	0.006	0.025	0.006	0.0025	0.006	0.0008	0.005	0.0009	0.0030	0.0004	0.0029	0.0005
$C_{\text{Ан}}$	0.055	0.031	0.054	0.009	0.041	0.011	0.0033	0.012	0.0016	0.010	0.0019	0.0058	0.0008	0.0061	0.0009
$C_{\text{Амб}}$	0.221	0.153	0.243	0.048	0.205	0.060	0.0136	0.057	0.0076	0.042	0.0080	0.0221	0.0029	0.0192	0.0029
$C_{\text{Пан}}$	0.228	0.147	0.268	0.046	0.198	0.062	0.0129	0.056	0.0077	0.044	0.0083	0.0229	0.0031	0.0199	0.0031
$C_{\text{РС}} [17]$	0.040	0.120	0.262	0.040	0.152	0.036	0.0098	0.040	0.0055	0.030	0.0071	0.020	0.0033	0.017	0.0024
Нормирование концентраций в притоках на $C_{\text{Кол}}$															
$C_{\text{Ом}}/C_{\text{Кол}}$	0.48	0.50	0.40	0.46	0.45	0.33	0.58	0.38	0.35	0.38	0.38	0.45	0.44	0.52	0.56
$C_{\text{Ан}}/C_{\text{Кол}}$	0.85	0.67	0.69	0.69	0.75	0.61	0.77	0.75	0.70	0.77	0.79	0.88	0.89	1.09	1.00
$C_{\text{Амб}}/C_{\text{Кол}}$	3.40	3.33	3.12	3.69	3.73	3.33	3.16	3.56	3.30	3.23	3.33	3.35	3.22	3.43	3.22
$C_{\text{Пан}}/C_{\text{Кол}}$	3.51	3.20	3.44	3.54	3.60	3.44	3.00	3.50	3.35	3.38	3.46	3.47	3.44	3.55	3.44

Таблица 7. Концентрации растворенных форм аниогенных элементов в водах устьевго участка р. Колымы, мкг/л

№ точки	F	B	Ge	P _{мин}	V	As	Sb	Cr	Se	Mo	W
2019 г., летне-осенняя межень											
I-1	75.7	3.20	0.008	4.6	0.18	0.15	0.021	0.044	0.021	0.152	0.0014
I-2	107	3.42	0.014	5.5	0.12	0.40	0.073	0.051	0.081	0.159	0.0012
I-3	101	3.35	0.014	5.7	0.12	0.39	0.071	0.059	0.075	0.148	0.0010
I-4	88.2	4.32	0.012	4.4	0.16	0.38	0.068	0.041	0.071	0.142	0.0013
I-5	91.3	4.08	0.012	5.2	0.11	0.39	0.073	0.050	0.079	0.120	0.0010
I-6	88.2	4.95	0.012	5.1	0.20	0.37	0.065	0.062	0.080	0.135	0.0016
I-7	89.4	4.73	0.014	4.5	0.18	0.42	0.066	0.068	0.096	0.125	0.0012
I-8	77.9	3.42	0.014	5.0	0.19	0.38	0.079	0.077	0.089	0.138	0.0013
I-9	83.3	3.46	0.016	4.8	0.19	0.45	0.079	0.081	0.099	0.135	0.0012
2020 г., спад весенне-летнего половодья											
II-1	60.5	5.67	0.057	27.2	0.66	1.70	0.072	0.304	0.072	0.137	0.0041
II-2	61.7	5.53	0.048	22.6	0.64	1.53	0.077	0.173	0.065	0.147	0.0036
II-3	71.1	4.24	0.019	8.0	0.31	0.56	0.064	0.073	0.069	0.140	0.0025
II-4	77.6	3.49	0.017	5.7	0.19	0.44	0.065	0.060	0.081	0.138	0.0026
II-5	77.9	5.63	0.016	7.8	0.25	0.52	0.069	0.065	0.095	0.153	0.0026
II-6	78.9	3.46	0.016	7.9	0.23	0.50	0.066	0.066	0.090	0.143	0.0027
II-7	85.4	3.32	0.015	6.1	0.20	0.44	0.063	0.058	0.080	0.138	0.0026
II-8	85.4	3.24	0.014	5.9	0.19	0.43	0.062	0.057	0.084	0.136	0.0022
II-9	85.8	3.49	0.013	7.2	0.20	0.44	0.065	0.060	0.083	0.144	0.0027
II-10	77.6	3.54	0.013	6.0	0.18	0.43	0.065	0.050	0.086	0.147	0.0022
II-11	84.4	4.43	0.015	6.8	0.20	0.49	0.079	0.074	0.099	0.153	0.0025
II-12	81.3	3.89	0.014	6.7	0.18	0.49	0.071	0.068	0.094	0.150	0.0022
2021 г., летне-осенняя межень											
III-1	70.7	3.02	0.012	4.1	0.21	0.18	0.027	0.036	0.028	0.151	0.0013
III-2	39.6	4.21	0.013	5.4	0.26	0.71	0.088	0.078	0.037	0.112	0.0026
III-3	82.7	5.26	0.013	4.0	0.23	0.41	0.076	0.051	0.073	0.152	0.0023
III-4	54.4	6.66	0.054	24.0	0.59	2.01	0.097	0.185	0.081	0.189	0.0042
III-5	82.7	3.79	0.011	3.1	0.18	0.49	0.078	0.050	0.088	0.151	0.0019
Средние значения											
C _{Кол}	84.9	3.98	0.014	5.8	0.19	0.44	0.070	0.061	0.085	0.142	0.0019
CG _{Кол}	84.5	3.92	0.014	5.6	0.19	0.44	0.070	0.060	0.084	0.142	0.0018
C _{Ом}	73.2	3.11	0.010	4.3	0.20	0.17	0.024	0.040	0.024	0.152	0.0014
C _{Ан}	39.6	4.21	0.013	5.4	0.26	0.71	0.088	0.078	0.037	0.112	0.0026
C _{Амб}	54.4	6.66	0.054	24.0	0.59	2.01	0.097	0.185	0.081	0.189	0.0042
C _{Пан}	61.1	5.60	0.052	24.9	0.65	1.62	0.075	0.239	0.069	0.142	0.0039
C _{РС} *	100	10.2	0.0068	38	0.71	0.62	0.07	0.70	0.07	0.42	0.10
Нормирование концентраций в притоках на C _{Кол}											
C _{Ом} /C _{Кол}	0.86	0.78	0.71	0.74	1.05	0.39	0.34	0.66	0.28	1.07	0.74
C _{Ан} /C _{Кол}	0.47	1.06	0.93	0.93	1.37	1.61	1.26	1.28	0.44	0.79	1.37
C _{Амб} /C _{Кол}	0.64	1.67	3.86	4.14	3.11	4.57	1.39	3.03	0.95	1.33	2.21
C _{Пан} /C _{Кол}	0.72	1.41	3.71	4.29	3.42	3.68	1.07	3.92	0.81	1.00	2.05

* F [3], P_{мин} [14], другие микроэлементы [17].

Концентрации всех щелочных металлов в водах р. Колымы ниже таковых в мировом речном стоке, причем нормированные на сток рек мира значения снижаются по мере увеличения атомного веса элементов: литий (0.50) > натрий (0.38) > калий (0.30) > рубидий (0.17) > цезий (0.15). Концентрации щелочноземельных металлов магния, кальция и стронция в водах р. Колымы близки к оценкам для стока рек мира, тогда как содержание бериллия и бария в 1.5–2 раза ниже среднемирового уровня, что для бериллия связано, по-видимому, с его принадлежностью к группе элементов-гидролизатов, обладающих слабой миграционной подвижностью, а для бария – с повышенной концентрацией сульфат-ионов, образующих труднорастворимое соединение $BaSO_4$.

Концентрации растворенных форм большинства тяжелых металлов (железа, кобальта, никеля, меди, цинка и свинца) в водах р. Колымы сопоставимы со средней в мировом речном стоке и отличаются от него не более чем в 2–3 раза. Вместе с тем концентрации таллия, марганца и кадмия соответственно в 6.4, 10 и 22 раза меньше среднемировых величин. Если аномально низкое содержание кадмия и таллия можно связать с незначительной интенсивностью антропогенного загрязнения в районе наблюдений, а также с достаточно большой неопределенностью оценок среднемировых концентраций, то 10-кратное занижение концентрации марганца в водах р. Колымы объяснить довольно сложно. Возможной причиной этого служит слабое развитие в условиях сурового арктического климата восстановительных процессов, приводящих к переходу марганца в подвижное двухвалентное состояние.

За исключением скандия, концентрации трехвалентных элементов-гидролизатов (алюминия, галлия, иттрия, редкоземельных элементов) в водах р. Колымы и стоке рек мира различаются не более чем в 3–4 раза. Содержание скандия в водах р. Колымы в 6.8 раза превышает среднемировую оценку, которую, однако, нельзя признать достаточно надежной в силу малочисленности определений этого элемента в речных водах. Для четырехвалентных элементов-гидролизатов и урана, обладающего сильными гидролитическими свойствами как в четырех-, так и в шестива-

лентном состоянии, наблюдается закономерное снижение концентраций относительно среднемировых значений при увеличении атомного веса элементов: титан (0.92) > цирконий (0.69) > гафний (0.20) > торий ~ уран (0.074).

Большинство анионогенных элементов (фтор, бор, кремний, германий, ванадий, мышьяк, сурьма, селен и молибден) присутствует в водах р. Колымы в концентрациях, отличающихся от таковых в мировом речном стоке не более чем в 2–3 раза (расхождение для ванадия составляет 3.7 раза). Однако некоторые элементы из этой группы – фосфор, хром и вольфрам – имеют значительно более низкие концентрации в водах р. Колымы: соответственно в 6.6, 11 и 53 раза меньше средних значений для рек мира. Пониженные концентрации фосфора и ванадия, вероятно, связаны с невысокой интенсивностью биологического круговорота в арктических ландшафтах, приводящей к уменьшению подвижности вовлеченных в него элементов. Хром в неизменных горных породах находится, как правило, в трехвалентном состоянии, в котором ведет себя как типичный элемент-гидролизат, образуя труднорастворимые соединения и интенсивно сорбируясь на минеральных и органических фазах. Переход хрома в подвижное шестивалентное состояние происходит в резко окислительной обстановке преимущественно в условиях аридного климата. Поэтому пониженное содержание хрома в водах р. Колымы, по-видимому, обусловлено миграцией основной его массы в малоподвижном трехвалентном состоянии. Аномально низкие концентрации вольфрама наблюдались в водах не только р. Колымы, но и других рек водосборов арктических морей России [13, 15, 16, 20, 22, 28]. Возможно, из-за малого количества определений среднее содержание вольфрама в мировом речном стоке нуждается в уточнении.

Интересная закономерность прослеживается при анализе корреляционных связей концентраций всех растворенных химических элементов (табл. 8). В начале раздела было отмечено низкое содержание калия и хлора в водах р. Колымы и ее притоков Омолона и Малого Анюя по сравнению с притоками Амболихой и Пантелеихой. Если допустить, что в водах устьевого участка р. Колымы есть две генетические составляющие

Таблица 8. Коэффициенты корреляции r_i минерализации и отдельных составляющих стока растворенных веществ в водах устьевых участка р. Колымы, за исключением ее притоков (жирный шрифт – $r_i \geq 0.75$; REE – редкоземельные элементы, числитель и знаменатель – соответственно минимальные и максимальные значения r_i)

Ком- понент	M	Na	K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	Si	Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	B	F	P _{мин}	V
M	1																		
Na	0.89	1																	
K	–0.60	–0.35	1																
Mg	0.99	0.88	–0.59	1															
Ca	0.99	0.86	–0.64	0.99	1														
Cl	–0.45	–0.28	0.80	–0.45	–0.48	1													
SO ₄	0.98	0.80	–0.64	0.97	0.98	–0.45	1												
HCO ₃	0.85	0.88	–0.39	0.83	0.79	–0.39	0.71	1											
Si	0.55	0.36	–0.89	0.55	0.61	–0.72	0.53	0.48	1										
Li	0.79	0.63	–0.35	0.77	0.78	–0.33	0.81	0.60	0.33	1									
Rb	–0.52	–0.30	0.90	–0.51	–0.55	0.84	–0.52	–0.45	–0.88	–0.33	1								
Cs	–0.13	–0.27	0.12	–0.17	–0.10	0.19	–0.05	–0.29	–0.04	0.35	0.02	1							
Be	–0.60	–0.48	0.87	–0.58	–0.62	0.88	–0.59	–0.53	–0.77	–0.32	0.86	0.31	1						
Sr	0.99	0.87	–0.63	0.97	0.99	–0.49	0.96	0.84	0.63	0.82	–0.57	–0.04	–0.62	1					
Ba	0.82	0.72	–0.78	0.81	0.84	–0.74	0.77	0.78	0.82	0.60	–0.81	–0.13	–0.84	0.87	1				
B	–0.34	–0.13	0.71	–0.31	–0.36	0.68	–0.36	–0.26	–0.61	–0.14	0.82	0.07	0.72	–0.36	–0.60	1			
F	0.84	0.62	–0.58	0.83	0.86	–0.44	0.81	0.72	0.62	0.76	–0.59	0.06	–0.49	0.87	0.78	–0.43	1		
P _{мин}	–0.66	–0.56	0.87	–0.65	–0.68	0.88	–0.65	–0.58	–0.78	–0.40	0.87	0.24	0.98	–0.69	–0.88	0.69	–0.54	1	
V	–0.74	–0.56	0.87	–0.73	–0.76	0.88	–0.74	–0.62	–0.80	–0.53	0.87	0.18	0.95	–0.77	–0.90	0.72	–0.68	0.96	1
Cr	–0.59	–0.46	0.78	–0.58	–0.60	0.90	–0.57	–0.54	–0.74	–0.37	0.83	0.25	0.93	–0.62	–0.83	0.64	–0.53	0.94	0.91
Ge	–0.63	–0.49	0.89	–0.61	–0.64	0.90	–0.62	–0.55	–0.82	–0.39	0.90	0.22	0.99	–0.66	–0.86	0.71	–0.54	0.99	0.96
As	–0.62	–0.45	0.93	–0.60	–0.65	0.87	–0.61	–0.53	–0.90	–0.36	0.95	0.17	0.95	–0.66	–0.88	0.75	–0.60	0.96	0.94
Se	0.41	0.35	0.07	0.36	0.40	0.08	0.42	0.29	–0.03	0.80	0.05	0.66	0.08	0.46	0.21	0.15	0.43	–0.01	–0.12
Mo	–0.19	–0.04	0.54	–0.19	–0.19	0.29	–0.31	0.07	–0.24	–0.14	0.34	–0.03	0.33	–0.16	–0.16	0.30	0.02	0.34	0.29
W	–0.80	–0.65	0.83	–0.80	–0.83	0.62	–0.80	–0.63	–0.76	–0.38	0.72	0.36	0.82	–0.79	–0.85	0.62	–0.66	0.81	0.84
Sb	0.08	0.17	0.48	0.06	0.03	0.40	0.13	–0.04	–0.62	0.35	0.55	0.28	0.38	0.03	–0.36	0.50	–0.17	0.33	0.29
Mn	–0.32	–0.24	0.40	–0.28	–0.30	0.66	–0.28	–0.41	–0.43	–0.42	0.58	–0.04	0.66	–0.38	–0.56	0.47	–0.37	0.67	0.69
Fe	–0.63	–0.49	0.84	–0.61	–0.65	0.90	–0.63	–0.53	–0.76	–0.43	0.85	0.19	0.97	–0.66	–0.86	0.67	–0.54	0.98	0.97
Co	–0.09	0.00	0.58	–0.07	–0.11	0.73	–0.11	–0.08	–0.52	–0.07	0.59	0.09	0.71	–0.15	–0.47	0.49	–0.06	0.69	0.59
Ni	–0.27	–0.20	0.78	–0.25	–0.29	0.80	–0.24	–0.32	–0.74	0.04	0.85	0.32	0.90	–0.30	–0.67	0.73	–0.25	0.87	0.77
Cu	–0.53	–0.35	0.93	–0.52	–0.54	0.78	–0.53	–0.45	–0.86	–0.29	0.93	0.11	0.83	–0.56	–0.74	0.73	–0.51	0.84	0.81
Zn	0.04	0.15	0.35	0.04	0.05	0.28	0.06	–0.05	–0.43	–0.02	0.48	–0.24	0.14	0.00	–0.12	0.32	–0.09	0.17	0.13
Cd	–0.15	0.07	0.67	–0.17	–0.17	0.48	–0.19	–0.07	–0.62	–0.07	0.65	–0.04	0.38	–0.18	–0.31	0.47	–0.23	0.40	0.36
Tl	0.03	–0.06	0.24	0.01	0.03	–0.07	0.05	0.00	–0.18	0.46	0.03	0.54	0.10	0.09	0.06	0.02	0.21	0.06	–0.06
Pb	–0.51	–0.30	0.93	–0.52	–0.54	0.74	–0.53	–0.36	–0.85	–0.29	0.88	0.10	0.76	–0.54	–0.69	0.67	–0.49	0.77	0.75
Al	–0.38	–0.48	0.32	–0.41	–0.35	0.20	–0.32	–0.42	–0.20	0.17	0.15	0.88	0.45	–0.29	–0.29	0.17	–0.08	0.40	0.34
Ga	–0.48	–0.36	0.76	–0.50	–0.49	0.77	–0.46	–0.45	–0.64	–0.09	0.68	0.64	0.86	–0.46	–0.66	0.61	–0.38	0.81	0.80
Sc	–0.56	–0.44	0.78	–0.54	–0.58	0.72	–0.62	–0.33	–0.55	–0.38	0.66	0.19	0.88	–0.56	–0.67	0.57	–0.38	0.87	0.83
Y	–0.56	–0.44	0.88	–0.55	–0.59	0.90	–0.55	–0.50	–0.82	–0.31	0.89	0.23	0.99	–0.60	–0.84	0.71	–0.49	0.98	0.95
Ti	–0.69	–0.59	0.82	–0.70	–0.71	0.77	–0.67	–0.60	–0.73	–0.33	0.73	0.45	0.93	–0.69	–0.81	0.60	–0.52	0.90	0.92
Zr	–0.68	–0.53	0.92	–0.66	–0.70	0.88	–0.67	–0.58	–0.86	–0.43	0.92	0.18	0.97	–0.71	–0.90	0.72	–0.61	0.98	0.97
Hf	–0.68	–0.55	0.89	–0.66	–0.71	0.87	–0.67	–0.59	–0.83	–0.44	0.89	0.20	0.98	–0.72	–0.90	0.71	–0.60	0.98	0.98
Th	–0.62	–0.48	0.89	–0.60	–0.64	0.89	–0.61	–0.52	–0.81	–0.38	0.88	0.22	0.98	–0.64	–0.85	0.70	–0.51	0.98	0.96
U	0.26	0.27	0.47	0.23	0.21	0.51	0.27	0.16	–0.50	0.56	0.48	0.42	0.51	0.22	–0.21	0.47	0.23	0.43	0.32
REE	–0.58	–0.46	0.85	–0.57	–0.60	0.81	–0.57	–0.51	–0.77	–0.28	0.80	0.21	0.96	–0.61	–0.84	0.65	–0.47	0.96	0.92
	–0.67	–0.57	0.90	–0.66	–0.69	0.88	–0.65	–0.59	–0.83	–0.35	0.90	0.42	0.99	–0.67	–0.87	0.73	–0.53	0.98	0.96

с разными концентрациями растворенных элементов i , а индикаторами этих составляющих служат калий, с одной стороны, и минерализация, с другой, то между коэффициентами корреляции элемент–калий r_{i-K} и элемент–минерализация r_{i-M} должна существовать обратная связь, которая, как показано на рис. 2, действительно, наблюдается:

$$r_{i-K} = 0.30 - 0.93r_{i-M}, \quad r = 0.96.$$

Подтверждением наличия в стоке р. Колымы двух генетических составляющих, одна из которых явно преобладает, можно также считать высокие коэффициенты корреляции между концентрациями растворенных химических элементов в водах Колымы и Омолона ($r = 0.98$), Колымы и Малого Анюя ($r = 0.93$), Амболихи и Пантелеихи ($r = 0.99$) при слабой аналогичной корреляции для Колымы и Амболихи ($r = 0.51$), а также для Колымы и Пантелеихи ($r = 0.49$).

Таблица 8. Окончание.

Cr	Ge	As	Se	Mo	W	Sb	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Tl	Pb	Al	Ga	Sc	Y	Ti	Zr	Hf	Th	U	REE
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.95	0.97	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
0.90	0.97	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
0.02	0.01	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.10	0.11	0.12	0.13	0.14	0.15	0.16	0.17	0.18	0.19	0.20	0.21	0.22	0.23	0.24	0.25	0.26	0.27
0.15	0.34	0.35	0.06	0.07	0.08	0.09	0.10	0.11	0.12	0.13	0.14	0.15	0.16	0.17	0.18	0.19	0.20	0.21	0.22	0.23	0.24	0.25	0.26	0.27	0.28
0.74	0.79	0.82	0.05	0.33	0.36	0.39	0.42	0.45	0.48	0.51	0.54	0.57	0.60	0.63	0.66	0.69	0.72	0.75	0.78	0.81	0.84	0.87	0.90	0.93	0.96
0.36	0.38	0.51	0.58	0.04	0.36	0.39	0.42	0.45	0.48	0.51	0.54	0.57	0.60	0.63	0.66	0.69	0.72	0.75	0.78	0.81	0.84	0.87	0.90	0.93	0.96
0.70	0.68	0.62	−0.30	−0.05	0.26	0.09	0.72	0.69	0.66	0.63	0.60	0.57	0.54	0.51	0.48	0.45	0.42	0.39	0.36	0.33	0.30	0.27	0.24	0.21	0.18
0.95	0.98	0.94	−0.05	0.26	0.77	0.31	0.72	0.69	0.66	0.63	0.60	0.57	0.54	0.51	0.48	0.45	0.42	0.39	0.36	0.33	0.30	0.27	0.24	0.21	0.18
0.72	0.71	0.67	0.12	0.36	0.37	0.39	0.63	0.69	0.66	0.63	0.60	0.57	0.54	0.51	0.48	0.45	0.42	0.39	0.36	0.33	0.30	0.27	0.24	0.21	0.18
0.84	0.88	0.89	0.34	0.29	0.63	0.64	0.59	0.84	0.77	0.74	0.71	0.68	0.65	0.62	0.59	0.56	0.53	0.50	0.47	0.44	0.41	0.38	0.35	0.32	0.29
0.76	0.88	0.92	0.13	0.52	0.72	0.50	0.47	0.77	0.61	0.82	0.74	0.68	0.61	0.54	0.47	0.40	0.33	0.26	0.19	0.12	0.05	−0.02	−0.09	−0.16	−0.23
0.12	0.23	0.32	0.11	0.30	0.00	0.33	0.19	0.09	0.21	0.29	0.59	0.51	0.44	0.37	0.30	0.23	0.16	0.09	0.02	−0.05	−0.12	−0.19	−0.26	−0.33	−0.40
0.31	0.46	0.55	0.26	0.59	0.33	0.48	0.12	0.31	0.40	0.48	0.79	0.83	0.76	0.69	0.62	0.55	0.48	0.41	0.34	0.27	0.20	0.13	0.06	−0.01	−0.08
−0.05	0.05	0.10	0.61	0.36	0.27	0.31	−0.39	−0.07	−0.01	0.22	0.27	0.21	0.39	0.31	0.24	0.17	0.10	0.03	−0.04	−0.11	−0.18	−0.25	−0.32	−0.39	−0.46
0.67	0.81	0.88	0.13	0.60	0.71	0.50	0.37	0.71	0.56	0.74	0.97	0.60	0.86	0.31	0.68	0.70	0.72	0.74	0.76	0.78	0.80	0.82	0.84	0.86	0.88
0.31	0.36	0.31	0.50	0.17	0.60	0.16	−0.06	0.32	0.07	0.36	0.29	−0.22	0.04	0.63	0.26	0.70	0.72	0.74	0.76	0.78	0.80	0.82	0.84	0.86	0.88
0.78	0.81	0.78	0.41	0.29	0.78	0.48	0.44	0.78	0.57	0.78	0.71	0.10	0.39	0.30	0.68	0.70	0.72	0.74	0.76	0.78	0.80	0.82	0.84	0.86	0.88
0.78	0.85	0.79	−0.09	0.52	0.71	0.10	0.55	0.87	0.64	0.71	0.67	−0.07	0.24	0.09	0.62	0.37	0.67	0.74	0.81	0.88	0.95	1.00	1.05	1.10	1.15
0.93	0.99	0.97	0.06	0.32	0.78	0.43	0.69	0.98	0.74	0.91	0.86	0.21	0.43	0.06	0.79	0.36	0.82	0.85	0.88	0.91	0.94	0.97	1.00	1.03	1.06
0.83	0.90	0.86	0.10	0.28	0.87	0.30	0.52	0.89	0.50	0.75	0.74	0.02	0.30	0.19	0.70	0.63	0.89	0.81	0.90	0.98	1.05	1.12	1.19	1.26	1.33
0.91	0.99	0.99	−0.03	0.35	0.84	0.40	0.65	0.97	0.66	0.85	0.89	0.25	0.47	0.06	0.84	0.35	0.80	0.84	0.98	1.05	1.12	1.19	1.26	1.33	1.40
0.92	0.99	0.97	−0.05	0.30	0.83	0.36	0.68	0.98	0.65	0.85	0.84	0.17	0.39	0.02	0.78	0.36	0.79	0.85	0.98	1.05	1.12	1.19	1.26	1.33	1.40
0.91	0.99	0.96	0.01	0.37	0.79	0.36	0.67	0.98	0.68	0.87	0.86	0.21	0.44	0.06	0.80	0.37	0.81	0.87	0.99	1.06	1.13	1.20	1.27	1.34	1.41
0.43	0.47	0.50	0.73	0.16	0.30	0.78	0.18	0.42	0.60	0.76	0.49	0.26	0.42	0.41	0.47	0.34	0.59	0.31	0.55	0.43	0.44	0.42	0.48	0.50	0.52
0.97	0.94	0.92	0.02	0.29	0.81	0.38	0.51	0.93	0.59	0.84	0.81	0.08	0.35	0.05	0.75	0.37	0.81	0.84	0.95	1.00	1.05	1.10	1.15	1.20	1.25
0.93	0.99	0.97	0.15	0.38	0.89	0.44	0.70	0.98	0.71	0.91	0.87	0.21	0.45	0.24	0.82	0.60	0.90	0.86	1.00	0.96	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99

В табл. 9 выполнено нормирование средних концентраций растворенных форм микроэлементов в водах устьевого участка р. Колымы по данным наблюдений авторов в 2019–2021 гг. и опубликованных в работах [20] и [25] исследований в 2004–2006 и 2009–2021 гг. на среднее содержание соответствующих элементов в стоке рек мира и водах устьевых участков рек, протекающих в пределах Европейской (водосборы Белого и Печорского морей) и расположенной западнее водосбора р. Колымы Азиатской (водосборы

Карского моря и моря Лаптевых) территорий Российской Арктики.

Как видно на рис. 3, микроэлементный состав вод устьевого участка р. Колымы характеризуется относительным постоянством: данные разных авторов за разные периоды хорошо согласуются между собой (расхождения < 3 раз). Исключение составляют цинк, цирконий, гафний и торий, для которых расхождения средних значений достигают 5–8 раз, что может быть связано с влиянием

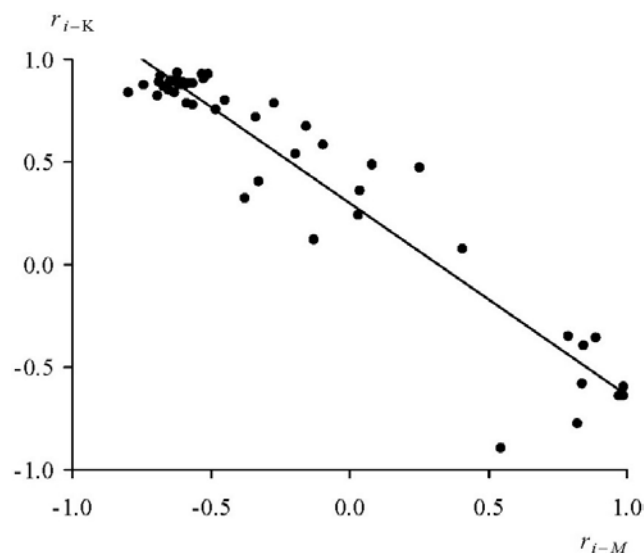


Рис. 2. Взаимосвязь между коэффициентами корреляции элемент–калий (r_{i-K}) и элемент–минерализация (r_{i-M}) в водах устьевых участков р. Колымы.

янием пространственно-временной изменчивости микроэлементного состава речных вод при относительно небольшом числе измерений. При этом следует отметить, что по сравнению со сред-

ними концентрациями растворенных микроэлементов в водах рек мира их содержание в стоке р. Колымы в большинстве случаев в несколько раз ниже. Поскольку минерализация вод р. Колымы (78.9 мг/л) не сильно отличается от среднемирового значения (85.1 мг/л [26]), указанная закономерность, по-видимому, обусловлена наложением двух факторов: уменьшения интенсивности мобилизации микроэлементов при выветривании в условиях холодного арктического климата и возрастания относительной роли сорбционных процессов.

Между средними концентрациями растворенных форм микроэлементов в водах устьевых участков р. Колымы ($C_{\text{Кол}}$, мкг/л) и рек водосборов Белого и Печорского морей ($C_{\text{БПМ}}$, мкг/л), с одной стороны, а также водосборов Карского моря и моря Лаптевых ($C_{\text{КЛМ}}$, мкг/л), с другой, наблюдается тесная взаимосвязь (рис. 4), описываемая уравнениями

$$C_{\text{Кол}} = 0.32C_{\text{БПМ}} \quad r = 0.82,$$

$$C_{\text{Кол}} = 0.54C_{\text{КЛМ}} \quad r = 0.94.$$

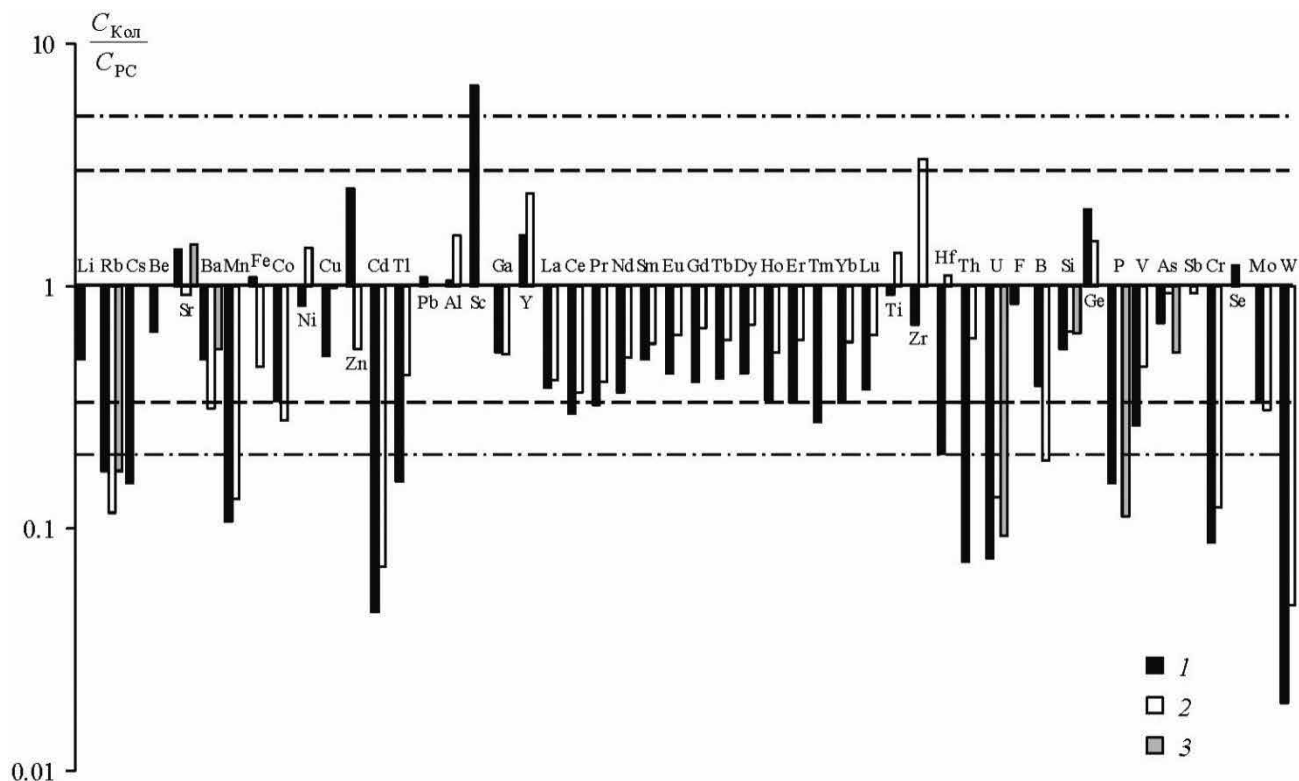


Рис. 3. Сравнение средних концентраций растворенных форм микроэлементов в водах устьевых участков р. Колымы ($C_{\text{Кол}}$: 1 – данная работа, 2 – [20], 3 – [25]) с мировым уровнем (C_{PC}). Штриховые и штрихпунктирные линии – различия соответственно в 3 и 5 раз.

Таблица 9. Средние концентрации растворенных форм микроэлементов в водах устьевого участка р. Колымы, нормированные на среднее содержание соответствующих элементов в стоке рек мира (C_{PC}) и водах устьевых участков рек водосборов Белого и Печорского морей ($C_{БПМ}$), а также Карского моря и моря Лаптевых ($C_{КЛМ}$)*

Элемент	C _{Кол}				C _{PC} **	C _{БПМ} ***	C _{КЛМ} ****	C _{Кол} /C _{PC}				C _{Кол ср} C _{БПМ}	C _{Кол ср} C _{КЛМ}
	данная работа	[20]	[25]	среднее				данная работа	[20]	[25]	среднее		
мкг/л													
Li	0.92	—	—	0.92	1.84	2.38	2.02	0.50	—	—	0.50	0.39	0.46
Rb	0.28	0.19	0.28	0.25	1.63	0.76	0.59	0.17	0.12	0.17	0.15	0.33	0.42
Cs	0.0017	—	—	0.0017	0.011	0.0024	0.0020	0.15	—	—	0.15	0.71	0.85
Be	0.0058	—	—	0.0058	0.0089	0.0074	0.0070	0.65	—	—	0.65	0.78	0.83
Sr	85.6	54.9	88.9	76.5	60	175	128	1.43	0.92	1.48	1.27	0.44	0.60
Ba	11.4	7.23	12.6	10.4	23	16.6	12.8	0.50	0.31	0.55	0.45	0.63	0.81
Mn	3.61	4.50	—	4.06	34	27.5	17.7	0.11	0.13	—	0.12	0.15	0.23
Fe	71.9	31.0	—	51.5	66	276	147	1.09	0.47	—	0.78	0.19	0.35
Co	0.050	0.041	—	0.046	0.148	0.066	0.071	0.34	0.28	—	0.31	0.69	0.64
Ni	0.67	1.15	—	0.91	0.80	1.03	0.88	0.84	1.44	—	1.14	0.88	1.03
Cu	0.76	1.45	—	1.11	1.48	1.45	1.40	0.51	0.98	—	0.75	0.76	0.79
Zn	1.52	0.33	—	0.93	0.60	7.59	2.09	2.53	0.55	—	1.54	0.12	0.44
Cd	0.0036	0.0056	—	0.0046	0.080	0.014	0.0063	0.05	0.07	—	0.06	0.33	0.73
Tl	0.0011	0.0030	—	0.0021	0.007	0.0026	0.0040	0.16	0.43	—	0.29	0.79	0.51
Pb	0.086	—	—	0.086	0.079	0.13	0.091	1.09	—	—	1.09	0.66	0.95
Al	33.8	51.5	—	42.7	32.0	39.0	37.0	1.06	1.61	—	1.33	1.09	1.15
Sc	0.027	—	—	0.027	0.004	—	—	6.75	—	—	6.75	—	—
Ga	0.016	0.016	—	0.016	0.030	0.015	0.0086	0.53	0.52	—	0.53	1.05	1.84
Y	0.065	0.096	—	0.081	0.040	0.167	0.229	1.63	2.40	—	2.01	0.48	0.35
La	0.046	0.049	—	0.047	0.120	0.137	0.248	0.38	0.41	—	0.40	0.35	0.19
Ce	0.078	0.096	—	0.087	0.262	0.233	0.412	0.30	0.36	—	0.33	0.37	0.21
Pr	0.013	0.016	—	0.015	0.040	0.039	0.063	0.33	0.40	—	0.36	0.37	0.23
Nd	0.055	0.077	—	0.066	0.152	0.177	0.241	0.36	0.51	—	0.43	0.37	0.27
Sm	0.018	0.021	—	0.020	0.036	0.035	0.050	0.50	0.58	—	0.54	0.56	0.39
Eu	0.0043	0.0062	—	0.0053	0.0098	0.01	0.011	0.44	0.63	—	0.54	0.53	0.48
Gd	0.016	0.027	—	0.022	0.040	0.038	0.054	0.40	0.68	—	0.54	0.57	0.40
Tb	0.0023	0.0033	—	0.0028	0.0055	0.0057	0.0071	0.42	0.60	—	0.51	0.49	0.39
Dy	0.013	0.021	—	0.017	0.030	0.031	0.042	0.43	0.70	—	0.57	0.55	0.40
Ho	0.0024	0.0038	—	0.0031	0.0071	0.0058	0.0082	0.34	0.54	—	0.44	0.53	0.38
Er	0.0066	0.012	—	0.0093	0.020	0.016	0.024	0.33	0.60	—	0.47	0.58	0.39
Tm	0.0009	—	—	0.0009	0.0033	0.0022	0.0046	0.27	—	—	0.27	0.41	0.20
Yb	0.0056	0.010	—	0.0078	0.017	0.014	0.021	0.33	0.59	—	0.46	0.56	0.37
Lu	0.0009	0.0015	—	0.0012	0.0024	0.0021	0.0032	0.38	0.63	—	0.50	0.57	0.38
Ti	0.45	0.67	—	0.56	0.49	0.82	0.49	0.92	1.37	—	1.14	0.68	1.14
Zr	0.027	0.130	—	0.079	0.039	0.137	0.159	0.69	3.33	—	2.01	0.57	0.49
Hf	0.0012	0.0065	—	0.0039	0.0059	0.0057	0.0100	0.20	1.10	—	0.65	0.68	0.39
Th	0.003	0.025	—	0.014	0.041	0.014	0.052	0.07	0.61	—	0.34	1.00	0.27
U	0.028	0.050	0.035	0.038	0.372	0.143	0.266	0.08	0.13	0.09	0.10	0.26	0.14
F	84.9	—	—	84.9	100	109	115	0.85	—	—	0.85	0.78	0.74
B	3.98	1.94	—	2.96	10.2	19.7	10.3	0.39	0.19	—	0.29	0.15	0.29
Si	2240	2640	2600	2493	4070	3030	2680	0.55	0.65	0.64	0.61	0.82	0.93
Ge	0.014	0.011	—	0.012	0.0068	0.014	0.0094	2.06	1.54	0.00	1.80	0.88	1.30
P _{мин}	5.8	—	4.3	5.1	38	17.0	24.2	0.15	—	0.11	0.13	0.30	0.21
V	0.19	0.33	—	0.26	0.71	0.41	0.79	0.27	0.46	—	0.37	0.63	0.33
As	0.44	0.58	0.33	0.45	0.62	0.7	0.47	0.71	0.94	0.53	0.73	0.64	0.96
Sb	0.070	0.065	—	0.068	0.07	0.038	0.049	1.00	0.93	—	0.96	1.78	1.38
Cr	0.061	0.085	—	0.073	0.7	0.27	0.22	0.09	0.12	—	0.10	0.27	0.33
Se	0.085	—	—	0.085	0.07	0.046	0.031	1.21	—	—	1.21	1.85	2.74
Mo	0.14	0.13	—	0.14	0.42	0.26	0.36	0.33	0.31	—	0.32	0.52	0.38
W	0.0019	0.0048	—	0.0034	0.10	0.0053	0.0078	0.02	0.05	—	0.03	0.63	0.43

Примечания см. на следующей странице.

Примечания к табл. 9.

* Прочерк означает отсутствие данных.

** F [3], Si [26], P_{мин} [14], другие микроэлементы [17].

*** Средние концентрации для рек Кандалакшского залива, Онеги, Кянды, Северной Двины, Кулоя, Мезени и Сёмжи — по данным [13, 16 с дополнениями] и Печоры — по данным [15] с учетом соотношения долей среднегогодового водного стока рек, согласно [7, 24 с дополнениями].

**** Средние концентрации для рек Оби [6, 12, 18, 20–22, 25, 32], Пура [29], Таза [28, 29], Енисея [11, 18, 20, 21, 25] и Лены [4, 20, 25, 31, 34] с учетом соотношения долей среднегогодового водного стока рек, согласно [24].

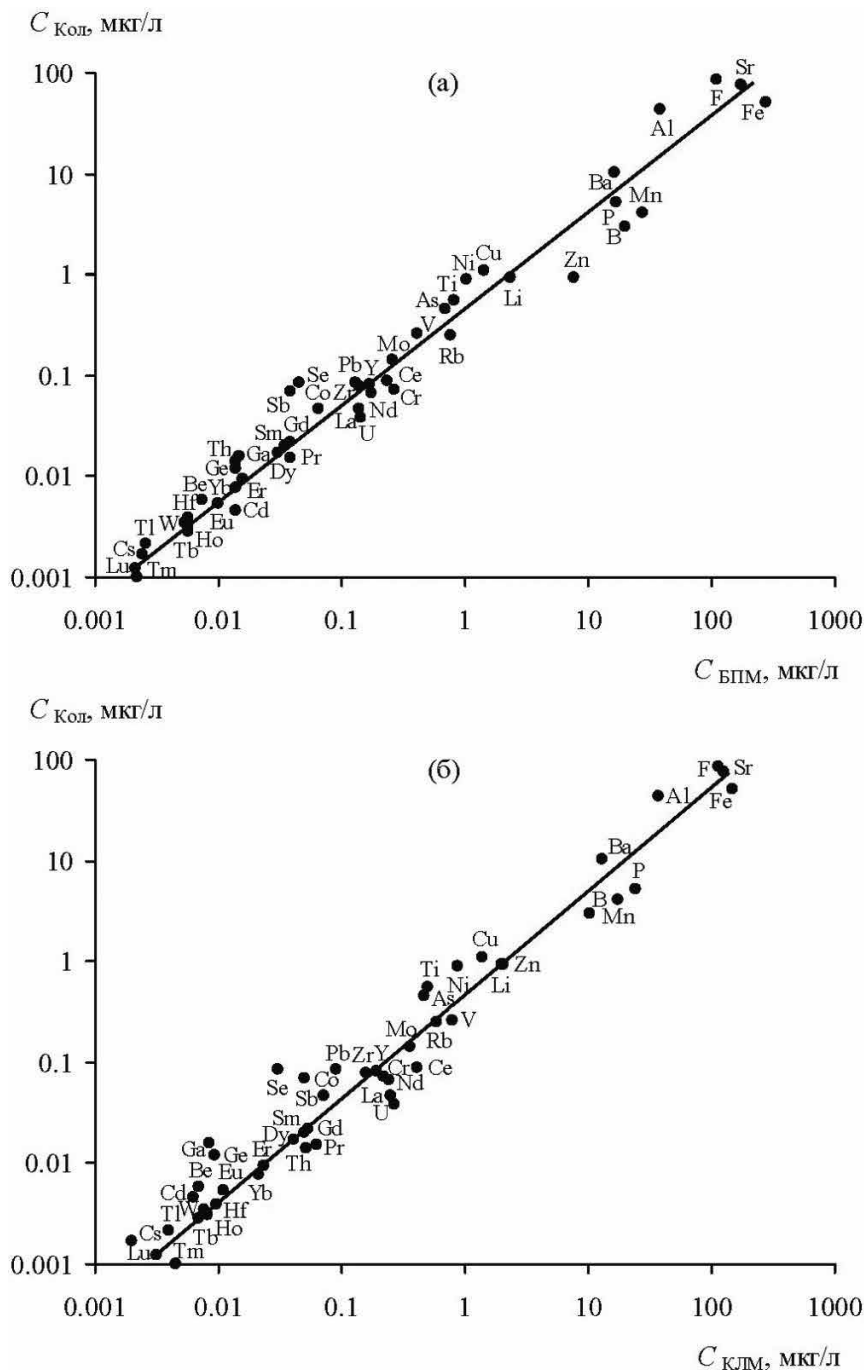


Рис. 4. Взаимосвязь средних концентраций растворенных форм микроэлементов в водах устьевых участков р. Колымы ($C_{\text{Кол}}$) и: (а) рек водосборов Белого и Печорского морей ($C_{\text{БПМ}}$), (б) рек Карского моря и моря Лаптевых ($C_{\text{КЛМ}}$) с учетом соотношения объемов их среднегогодового водного стока, согласно [7, 24 с дополнениями].

Таблица 10. Средние величины минерализации и концентраций главных ионов в водах устьевого участка р. Колымы во время съемок 2019–2021 гг., нормированные на среднее содержание соответствующих компонентов в стоке рек мира (C_{PC}) и водах устьевых участков крупных рек водосборов Белого и Печорского морей ($C_{БПМ}$), а также Карского моря и моря Лаптевых ($C_{КЛМ}$)

Элемент	$C_{Кол}$	C_{PC}^*	$C_{Онега}$	$C_{Сен-Дв.}$	$C_{Мезень}$	$C_{Печора}$	$C_{БПМ}^{**}$	$C_{Обь}$	$C_{Таза}$	$C_{Енисей}$	$C_{Хатанга}$	$C_{Лена}$	$C_{КЛМ}^{***}$	$\frac{C_{Кол}}{C_{PC}}$	$\frac{C_{Кол}}{C_{БПМ}}$	$\frac{C_{Кол}}{C_{КЛМ}}$
М	78.9	85.1	176	192	125	105	142	122	101	111	116	114	114	0.93	0.55	0.69
Na (Na + K)	2.12	5.52	3.80	7.60	8.50	5.90	6.97	4.20	3.72	6.30	10.0	10.0	7.10	0.38	0.30	0.30
К	0.51	1.72	—	—	—	0.66	—	1.80	0.51	1.00	4.00	1.70	1.55	0.30	—	0.33
Mg	4.16	2.98	8.40	8.70	4.90	3.90	5.97	5.05	5.64	3.50	4.60	4.40	4.27	1.40	0.70	0.98
Ca	13.3	11.9	30.5	33.9	18.0	16.0	23.4	18.8	13.1	16.2	15.1	16.0	16.6	1.12	0.57	0.80
Cl	0.23	5.92	4.10	5.90	5.40	4.90	5.27	8.20	0.80	9.70	17.0	17.1	11.8	0.04	0.04	0.02
SO ₄	30.8	8.40	32.7	38.4	8.00	7.70	20.2	6.60	1.69	18.4	4.70	12.3	12.5	3.67	1.53	2.46
HCO ₃	27.8	48.7	96.0	97.7	79.7	66.1	80.4	77.2	75.7	56.2	60.1	52.0	60.5	0.57	0.35	0.46

* [26].

** Средние концентрации для рек Онеги за 1943–1966 и 1976–1985 гг., Северной Двины за 1885–1985 и 2007–2008 гг., Мезени за 1920–1989 гг. [5] (обобщение данных [2, 10, 19, 30, 33]) и Печоры за 2016–2019 гг. [15] с учетом соотношения долей среднегогодового водного стока рек, согласно [24].

*** Средние концентрации для рек Оби за 1955–1990 гг., Енисея за 1952–1990 гг. [19, 33], Таза за 2015–2020 гг. [28], Хатанги и Лены за 1980–1990 гг. [19] с учетом соотношения долей среднегогодового водного стока рек, согласно [24].

Угловые коэффициенты этих зависимостей показывают, что в водах р. Колымы, дренирующей самый восточный водосбор Российской Арктики, концентрации растворенных микроэлементов в целом в 3.1 раза ниже по сравнению с речным стоком с водосборов Белого и Печорского морей, относящихся к Европейской арктической зоне, и в 1.8 раза ниже, чем в стоке с расположенной западнее водосбора р. Колымы части ее Азиатской территории (с водосборов Карского моря и моря Лаптевых).

Сходная картина наблюдается и для минерализации. Согласно приведенным в табл. 10 данным, величины отношений минерализации вод р. Колымы к среднемноголетней минерализации вод устьевых участков крупных рек водосборов Белого и Печорского морей ($M_{Кол}/M_{БПМ}$), а также Карского моря и моря Лаптевых ($M_{Кол}/M_{КЛМ}$) равны соответственно 0.55 и 0.69. Отсюда следует, что как для микроэлементного, так и для ионного состава речного стока с арктических территорий России прослеживается тенденция к снижению концентраций с запада на восток, т. е. с усилением суровости климата и увеличением распространенности сплошной многолетней мерзлоты на водосборах. Большую амплитуду изменения концентраций растворенных микроэлементов относительно таковой для минерализации можно связать со значительным влиянием на их подвижность сорбционной иммобилизации.

ВЫВОДЫ

Концентрации растворенных форм большинства химических элементов в водах устьевого участка р. Колымы близки к средним концентрациям в мировом речном стоке, отличаясь от них в пределах 2–5 раз. Более чем в 5 раз пониженные концентрации по сравнению со среднемировым уровнем наблюдаются для рубидия, цезия, марганца, кадмия, таллия, тория, урана, фосфора, хрома и вольфрама, а более чем в 5 раз повышенные — только для скандия.

В макро- и микроэлементном составе речной водной массы выделяются две генетические составляющие, одна из которых объединяет воды р. Колымы и ее притоков Омолона и Малого

Анюя, а другая включает воды нижних правых притоков Амболихи и Пантелеихи.

В водах р. Колымы, дренирующей самый восточный водосбор Российской Арктики, минерализация и концентрации растворенных микроэлементов в целом соответственно в 1.8 и 3.1 раза ниже, чем в речном стоке с входящих в Европейскую арктическую зону водосборов Белого и Печорского морей и соответственно в 1.4 и 1.8 раза ниже, чем в стоке с расположенных в западной части Азиатской арктической зоны водосборов Карского моря и моря Лаптевых.

Авторы выражают признательность Н.С. Зимову за создание прекрасных условий для успешного проведения экспедиционных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алекин О.А., Бражникова Л.В.* Сток растворенных веществ с территории СССР. М.: Наука, 1964. 144 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 192 с.
3. *Гордеев В.В.* Геохимия системы река—море. М., 2012. 452 с.
4. *Гордеев В.В.* Микроэлементы в воде, взвеси и донных осадках Обской губы, Енисейского залива и дельты Лены и прилегающих областей Карского моря и моря Лаптевых // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во Московского ун-та, 2009. С. 202–224.
5. *Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Покровский О.С., Шевченко В.П., Дара О.М.* Особенности геохимии речного стока в Белое море // Система Белого моря. Т. 2. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Науч. мир, 2012. С. 225–308.
6. *Демина Л.Л., Гордеев В.В., Галкин С.В., Кравчишина М.Д., Алексанкина С.П.* Биогеохимия некоторых тяжелых металлов и металлоидов на разрезе эстуарий реки Обь — Карское море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 771–784.
7. *Иванов В.В., Брызгалов В.А.* Гидролого-гидрохимический режим водосбора Белого моря // Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 119–145.
8. *Магрицкий Д.В., Фролова Н.Л., Агафонова С.А., Ефимов В.А., Василенко А.Н., Сазонов А.А., Ефимова Л.Е.* Гидрологические условия в устье реки Колымы летом 2019 года // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2022. № 1. С. 134–151.
9. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
10. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 3. Северный край. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 664 с.
11. *Савенко А.В., Покровский О.С.* Распределение растворенных веществ в эстуарии Енисея и на прилегающей акватории Карского моря и его межгодовая изменчивость // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1175–1186.
12. *Савенко А.В., Савенко В.С., Ефимов В.А.* Современное содержание фтора в водах реки Оби // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2023. Т. 78. № 6. С. 132–138.
13. *Савенко А.В., Савенко В.С., Покровский О.С.* Новые данные по содержанию растворенных микроэлементов в водах рек Российской Арктики // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 82–88.
14. *Савенко В.С., Савенко А.В.* Геохимия фосфора в глобальном гидрологическом цикле. М.: ГЕОС, 2007. 248 с.
15. *Chupakov A.V., Pokrovsky O.S., Moreva O.Y., Kotova E.I., Vorobyeva T.Y., Shirokova L.S.* Export of organic carbon, nutrients and metals by the mid-sized Pechora River to the Arctic Ocean // Chem. Geol. 2023. V. 632. № 121524.
16. *Chupakov A.V., Pokrovsky O.S., Moreva O.Y., Shirokova L.S., Neverova N.V., Chupakova A.A., Kotova E.I., Vorobyeva T.Y.* High resolution multi-annual riverine fluxes of organic carbon, nutrient and trace element from the largest European Arctic river, Severnaya Dvina // Chem. Geol. 2020. V. 538. № 119491.
17. *Gaillardet J., Viers J., Dupre B.* Trace elements in river waters // Treatise on Geochemistry (Second Edition). V. 7. Amsterdam et al.: Elsevier, 2014. P. 195–235.
18. *Gordeev V.V., Beeskov B., Rachold V.* Geochemistry of the Ob and Yenisey estuaries: A comparative study. Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2007. V. 565. 235 p.
19. *Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V.* A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // Amer. J. Sci. 1996. V. 296. № 6. P. 664–691.

20. Gordeev V.V., Pokrovsky O.S., Zhulidov A.V., Filippov A.S., Gurtovaya T.Y., Holmes R.M., Kosmenko L.S., McClelland J.W., Tank S.E. Dissolved major and trace elements in the largest Eurasian Arctic rivers: Ob, Yenisey, Lena, and Kolyma // *Water*. 2024. V. 16. № 2, 316.
21. Guay C.K.H., Zhulidov A.V., Robarts R.D., Zhulidov D.A., Gurtovaya T.Yu., Holmes R.M., Headley J.V. Measurements of Cd, Cu, Pb and Zn in the lower reaches of major Eurasian arctic rivers using trace metal clean techniques // *Environ. Pollut.* 2010. V. 158. № 2. P. 624–630.
22. Kolesnichenko I., Kolesnichenko L.G., Vorobyev S.N., Shirokova L.S., Semiletov I.P., Dudarev O.V., Vorobev R.S., Shavrina U., Kirpotin S.N., Pokrovsky O.S. Landscape, soil, lithology, climate and permafrost control on dissolved carbon, major and trace elements in the Ob River, Western Siberia // *Water*. 2021. V. 13. № 22, 3189.
23. Livingstone D.A. Chemical composition of rivers and lakes // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1963. V. 440G. 64 p.
24. Magritsky D.V., Frolova N.L., Evstigneev V.M., Povalishnikova E.S., Kireeva M.B., Pakhomova O.M. Long-term changes of river water inflow into the seas of the Russian Arctic sector // *Polarforschung*. 2018. V. 87. № 2. P. 177–194.
25. McClelland J.W., Tank S.E., Spencer R.G.M., Shiklomanov A.I., Zolkos S., Holmes R.M. Arctic Great Rivers Observatory. Water Quality Dataset. 2023. Version 20230314. <https://arcticgreatrivers.org/data>
26. Meybeck M. Global occurrence of major elements in rivers // *Treatise on Geochemistry*. V. 5. Amsterdam: Elsevier–Pergamon, 2004. P. 207–223.
27. Meybeck M. Pathways of major elements from land to ocean through rivers // *River Inputs to Ocean Systems*. N.Y.: United Nations, 1981. P. 18–30.
28. Pokrovsky O.S., Manasypov R.M., Chupakov A.V., Kopysov S.G. Element transport in the Taz River, western Siberia // *Chem. Geol.* 2022. V. 614. № 121180.
29. Pokrovsky O.S., Manasypov R.M., Loiko S.V., Krickov I.A., Kopysov S.G., Kolesnichenko L.G., Vorobyev S.N., Kirpotin S.N. Trace element transport in western Siberian rivers across a permafrost gradient // *Biogeosci.* 2016. V. 13. № 6. P. 1877–1900.
30. Pokrovsky O.S., Viers J., Shirokova L.S., Shevchenko V.P., Filippov A.S., Dupre B. Dissolved, suspended, and colloidal fluxes of organic carbon, major and trace elements in the Severnaya Dvina River and its tributary // *Chem. Geol.* 2010. V. 273. № 1–2. P. 136–149.
31. Savenko A.V., Savenko V.S., Efimov V.A. Fluorine concentrations in the Lena R. water from 1995 to 2021 // *Water Resour.* 2023. V. 50. Suppl. 2. P. S172–S176.
32. Soromotin A., Moskovchenko D., Khoroshavin V., Prikhodko N., Puzanov A., Kirillov V., Kovesnikov M., Krylova E., Krasnenko A., Pechkin A. Major, trace and rare earth element distribution in water, suspended particulate matter and stream sediments of the Ob River mouth // *Water*. 2022. V. 14. № 15, 2442.
33. Tsirkunov V.V., Polkanov M.P., Drabkova V.G. Natural composition of surface water and groundwaters // *A Water Quality Assessment of the Former Soviet Union*. L.-N.Y.: E and FN Spon, 1998. P. 25–68.
34. Vorobyev S.N., Kolesnichenko Y., Korets M.A., Pokrovsky O.S. Testing landscape, climate and lithology impact on carbon, major and trace elements of the Lena River and its tributaries during a spring flood period // *Water*. 2021. V. 13. № 15, 2093.

HYDROCHEMICAL CHARACTERISTICS OF WATERS OF THE MOUTH SECTION OF THE KOLYMA RIVER IN THE MODERN PERIOD

A. V. Savenko^{a, *}, V. S. Savenko^a, V. A. Efimov^a, O. S. Pokrovskii^{b, c}

^aMoscow State University, Moscow, 119991 Russia

^bNational Research Tomsk State University, Tomsk, 634050 Russia

^cInstitute of Environmental Problems of the North, Ural Division, Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, 163000 Russia

**e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru*

New data on the concentrations of ions of the main salt composition and dissolved traceelements in the waters of the mouth section of the Kolyma River and its lower tributaries (the Omolon, Maly Anyuy, Ambolikha and Panteleikha) during the decline of the spring–summer flood and summer–autumn low water are presented. Arguments are given proving the presence of two genetic components in the waters of the mouth part of the Kolyma River, which have different macro- and traceelement composition. A regular change in the TDS and traceelement composition of river runoff into the seas of the Russian Arctic from west to east is shown, presumably associated with an increase in the prevalence of permanent permafrost in catchment areas in this direction.

Keywords: traceelements, dissolved forms, river waters, Kolyma, Russian Arctic.