
СОДЕРЖАНИЕ

Том 48, номер 4, 2021

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Глобальные оценки изменения составляющих водного баланса суши в связи с возможным изменением климата

О. Н. Насонова, Е. М. Гусев, Е. Э. Ковалев, Е. А. Шурхно 361

Методические проблемы изучения подводного рельефа в дельте реки по космическим снимкам (на примере картографирования отмелей дельты Енисея)

В. И. Кравцова, О. В. Вахнина, Е. Р. Чалова 378

Условия формирования стока и гидролого-морфологических процессов в дельтах криолитозоны: дельты рек Лены и Маккензи

Е. Н. Долгополова, М. В. Исупова 390

Трансграничный водообмен в России

Н. И. Коронкевич, Е. А. Барабанова, А. Г. Георгиади, С. В. Долгов, И. С. Зайцева 407

Применение различных структур модели HBV для исследования процессов формирования стока на примере экспериментальных водосборов

С. Ю. Лупаков, А. Н. Бугаец, В. В. Шамов 417

Пространственная и временная динамика источников питания и водного режима реки Угольная-Дионисия (Анадырская низменность, Чукотка)

О. Д. Трезубов, Б. И. Гарцман, А. М. Тарбеева, Л. С. Лебедева, В. В. Шепелев 427

ГИДРОХИМИЯ, ГИДРОБИОЛОГИЯ, ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Гидрохимия Ивано-Арахлейских озер в разные климатические фазы

С. В. Борзенко, И. А. Фёдоров, И. А. Комогорцева 439

Экология меромиктических озер России. 2. Континентальные водоемы

Е. Д. Краснова 451

Гидрохимические особенности катастрофического загрязнения реки Псёл под влиянием эрозионно-гидрологических процессов на водосборе

М. В. Кумани, В. Н. Голосов 461

Оценка параметров гидрохимической аномалии с применением ГГИС "Micromine"

В. А. Лямина, О. В. Шемелина 473

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 556.048

ГЛОБАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА СУШИ В СВЯЗИ С ВОЗМОЖНЫМ ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТА¹

© 2021 г. О. Н. Насонова^{а, *}, Е. М. Гусев^а, Е. Э. Ковалев^а, Е. А. Шурхно^а

^аИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: olniknas@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.09.2020 г.

После доработки 28.12.2020 г.

Принята к публикации 21.01.2021 г.

По материалам международного проекта ISI-MIP проведены глобальные расчеты составляющих водного баланса для всей поверхности суши земного шара (за исключением Антарктиды) с пространственным разрешением $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ за период 1971–2099 гг. с использованием физико-математической модели SWAP, описывающей процессы тепло- и влагообмена подстилающей поверхности суши с приземным слоем атмосферы, и суточных значений метеорологических элементов, полученных по пяти глобальным климатическим моделям (GCMs: GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM и NorESM1-M) для каждого из четырех сценариев изменения климата семейства RCP (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 и RCP8.5). Результаты 20 вариантов расчета послужили основой для вычисления в глобальном масштабе климатических значений годовых сумм атмосферных осадков, слоя стока и суммарного испарения для исторического и трех прогностических периодов (2006–2036, 2037–2067, 2068–2099), что позволило получить оценки возможных изменений составляющих водного баланса для каждого прогностического периода по отношению к историческому и оценить их неопределенности, обусловленные применением различных GCMs и RCP-сценариев.

Ключевые слова: составляющие водного баланса, модель SWAP, ISI-MIP, RCP-сценарии, прогностические оценки, неопределенности.

DOI: 10.31857/S0321059621040155

ВВЕДЕНИЕ

Предполагаемые изменения климата нашей планеты неизбежно окажут влияние на окружающую среду и различные сферы человеческой деятельности. В связи с этим поиск ответа на вопрос, какими будут последствия климатических изменений, представляет собой весьма актуальную задачу в области наук о Земле. Актуальность указанной задачи подчеркивает организация в 2012 г. международного проекта ISI-MIP (Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project) [34], изначально ориентированного на координацию усилий, направленных на моделирование в глобальном масштабе влияния изменения климата на три важнейших сектора: сельское хозяйство, водные ресурсы и экосистемы. Впоследствии набор секторов был расширен, а глобальные исследования

дополнены региональными. Одна из задач водного сектора состояла в получении сценарных прогностических оценок (и их неопределенностей) климатически обусловленного изменения стока 12 крупных рек в различных районах земного шара (“Regional Water Sector”) [23] и составляющих водного баланса суши в глобальном масштабе (“Global Water Sector”) [17].

Данная работа – продолжение предыдущих исследований авторов [4, 18–20, 31, 32], выполненных в рамках и по материалам международного проекта ISI-MIP в региональном масштабе, в результате которых получены прогностические оценки изменения составляющих водного баланса и их неопределенности для 11 речных бассейнов с использованием разработанной в ИВП РАН физико-математической модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP (Soil Water – Atmosphere – Plants) [2] и рядов суточных значений метеорологических элементов, рассчитанных по пяти глобальным климатическим моделям (GCMs: Global Climate

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (раздел “Методология”, тема 0147-2018-0001, государственная регистрация АААА-А18-118022090056-0) и при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-17-10039, раздел “Результаты”).

Models) до конца XXI в. для четырех климатических сценариев семейства RCP (Representative Concentration Pathway). В отличие от указанных публикаций в настоящей работе представлены результаты исследований в глобальном масштабе.

Цель работы – моделирование изменений составляющих водного баланса всей поверхности суши земного шара (за исключением Антарктиды) вследствие возможного изменения климата в XXI в. с оценкой неопределенности полученных результатов, обусловленных использованием различных GCMs и климатических сценариев семейства RCP, а также исследование закономерностей пространственного распределения изменений составляющих водного баланса и их неопределенностей.

МЕТОДОЛОГИЯ

Для расчета составляющих водного баланса суши в данной работе также использовалась модель SWAP.

Модель SWAP

Модель SWAP – физико-математическая, не гидрологическая, модель относится к классу моделей взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой (Land Surface Models – LSMs). Детальное описание модели и результаты ее проверок можно найти в многочисленных отечественных и зарубежных публикациях, в значительной мере представленных в монографии [2]. Отметим здесь лишь, что модель применялась для расчета характеристик тепло- и влагообмена для объектов, расположенных в различных физико-географических условиях и разных пространственных масштабах (от экспериментальной площадки до речных бассейнов разных размеров, а также для континентов и всей поверхности суши, за исключением Антарктиды).

Адаптация модели SWAP к проведению глобальных расчетов описана в [3]. Расчеты составляющих водного и теплового балансов для исторического периода по модели SWAP впервые проводились для одноградусных ячеек сетки, покрывающей всю поверхность суши земного шара (за исключением Антарктиды), в процессе участия в международном проекте GSWP-2 (Second Global Soil Wetness Project) [15] в рамках всемирной программы по исследованию климата (World Climate Research Programme – WCRP); полученные результаты представлены в [3, 10, 11, 30]. Смоделированные составляющие водного (сток и суммарное испарение) и теплового (потоки скрытого и явного тепла, радиационный баланс) балансов были сопоставлены с соответствующими оценками, имеющимися в литературе. Результаты сопоставления позволили сделать вывод о воз-

можности использования модели SWAP для глобальных расчетов [3, 30].

Именно эта версия модели SWAP использована в настоящей работе для расчетов составляющих водного баланса суши. При этом поверхность суши представлена совокупностью ячеек регулярной сетки с пространственным разрешением по широте и долготе $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Общее количество расчетных ячеек составило 67177, каждая из которых обеспечена исходной метеорологической информацией и параметрами подстилающей поверхности.

Глобальные данные по метеорологическим характеристикам

Метеорологическое обеспечение расчетов по модели SWAP включает в себя атмосферные осадки, температуру и влажность воздуха, интенсивность приходящих потоков длинноволновой и коротковолновой радиации, скорость ветра и атмосферное давление.

Для исторических (базовых) расчетов по модели SWAP для каждой ячейки расчетной сетки подготовлены ряды суточных значений метеорологических элементов за период 1969–2001 гг. с использованием базы данных WATCH [35], предоставленной организаторами проекта ISI-MIP. База данных WATCH создана на основе результатов реанализа ERA-40, гибридизированных для устранения систематических ошибок с месячными значениями данных наземных измерений из баз GPCC (Global Precipitation Climatology Center) и университета Восточной Англии CRU (Climate Research Unit), включающих в себя температуру воздуха, количество дней с осадками, облачность и осадки. Достоверность базы данных WATCH проверялась на основе сопоставления с данными измерений, проводившихся на ряде малых водосборов и на экспериментальных площадках сети FLUXNET.

Для прогностических расчетов составляющих водного баланса по модели SWAP использовались суточные значения метеорологических элементов за период 2006–2099 гг., рассчитанные по пяти глобальным климатическим моделям (GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM и NorESM1-M) для четырех климатических сценариев семейства RCP (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 и RCP8.5), подготовленных для 5-го оценочного доклада IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Числа при аббревиатуре семейства сценариев соответствуют приращению значений приходящей радиации ($Вт/м^2$) в 2100 г., вызванному увеличением эмиссии парниковых газов в атмосферу по сравнению с доиндустриальным периодом. RCP8.5 представляет собой наиболее агрессивный сценарий, обусловленный

повышенной эмиссией парниковых газов в атмосферу и слабыми мерами по ограничению их выбросов. Помимо прогностических значений, в работе использовались рассчитанные по пяти указанным GCMs значения метеорологических элементов для исторического периода (1971–2005 гг.). Поскольку расчеты по GCMs далеки от совершенства и могут содержать систематические ошибки, в рамках проекта ISI-MIP была проведена постпроцессинговая коррекция (bias-correction) смоделированных значений метеорологических характеристик по данным WATCH [22].

Параметры подстилающей поверхности

При использовании модели SWAP каждая расчетная ячейка должна быть обеспечена параметрами подстилающей поверхности, включая параметры почвы и растительности. Для этого была подготовлена база данных с полуградусным разрешением по широте и долготе с использованием экосистемной базы данных ECOCLIMAP, разработанной Национальным центром метеорологических исследований CNRM/GAME (Météo-France, Тулуза, Франция) [25].

ECOCLIMAP – глобальная база параметров подстилающей поверхности суши с разрешением 1 × 1 км, полученная путем объединения существующих карт растительного покрова земной поверхности и климатических карт, а также дополненная спутниковой информацией высокого разрешения (Advanced Very High Resolution Radiometer – AVHRR). В основу ECOCLIMAP положена классификация из двухсот пятнадцати экосистем. Для расчетов по модели SWAP параметры подстилающей поверхности из ECOCLIMAP агрегированы для каждой полуградусной ячейки сетки; при этом нереальные значения скорректированы по методике, приведенной в [3]. Полученная полуградусная база данных дополнена рядом специфических параметров растительного покрова, необходимых для расчетов по модели SWAP, оценка которых проводилась по аналогии с [3].

Помимо параметров растительности, для каждой ячейки сетки необходимы гидрофизические параметры почвы (в частности пористость, наименьшая влагоемкость, влажность завядания, коэффициент фильтрации, а также потенциал почвенной влаги при насыщении и В-параметр, идентифицирующие почву на основе связи ее капиллярно-сорбционного потенциала с влажностью в рамках модели Клэппа и Хорнбергера [13]). Поскольку указанные параметры в ECOCLIMAP отсутствовали, они рассчитаны по данным о механическом составе почвы (CLAY и SAND) на основе уравнений, приведенных в [14].

Сценарные оценки изменений составляющих водного баланса в XXI в. и их неопределенности

Скорректированные ряды метеорологических элементов использованы для расчета стока и суммарного испарения по модели SWAP. В результате для каждой расчетной ячейки получено 20 вариантов (5 GCMs × 4 сценария) динамики составляющих водного баланса за период с 1971 по 2099 г. Расчеты проводились с суточным шагом, однако в данной работе будут рассматриваться только годовые климатические (осредненные за ~30 лет) значения. Для этого расчетный период был разделен на четыре части: исторический период P_H и три прогностических P_i ($i = 1, 2, 3$ соответственно для периодов 2006–2036, 2037–2067 и 2068–2099 гг.). Годовые значения составляющих водного баланса (стока R , суммарного испарения E и атмосферных осадков Pr) осреднялись по каждому периоду для получения климатических значений. Изменения климатических значений каждой переменной $\Delta X_{GCM RCP P_i}$ ($X = R, E, Pr$), полученные для каждой GCM, каждого RCP-сценария и каждого прогностического периода P_i , рассчитывались как разность между прогнозируемыми $X_{GCM RCP P_i}$ и историческими значениями $X_{GCM P_H}$ (рассчитанными для каждой GCM и осредненными за 1971–2005 гг.):

$$\Delta X_{GCM RCP P_i} = X_{GCM RCP P_i} - X_{GCM P_H}. \tag{1}$$

Относительные изменения определялись следующим образом:

$$\Delta X_{GCM RCP P_i} \% = \frac{\Delta X_{GCM RCP P_i}}{X_{GCM P_H}} \times 100\%. \tag{2}$$

Таким образом, для каждой ячейки расчетной сетки получено по 20 значений $\Delta X_{GCM RCP P_i}$ и $\Delta X_{GCM RCP P_i} \%$ (для каждой переменной и для каждого прогностического периода), по которым рассчитывались среднее по ансамблю значение M , стандартное отклонение STD и вариационный размах Range как разность между наибольшим и наименьшим значениями ΔX :

$$Range = \Delta X_{max} - \Delta X_{min}. \tag{3}$$

Вариационный размах характеризует разброс и связанную с ним неопределенность в оценках изменения составляющих водного баланса из-за различий в использованных в данном исследовании GCM-моделях и RCP-сценариях.

РЕЗУЛЬТАТЫ

*Результаты расчетов по модели SWAP
для исторического периода
с использованием базы данных WATCH*

Прежде всего по модели SWAP были проведены расчеты для исторического периода с использованием суточных значений метеорологических характеристик из базы данных WATCH. На их основе получены климатические (осредненные за базовый 30-летний период) значения годовых сумм слоев стока R и суммарного испарения E для каждой расчетной ячейки. Глобально осредненные (средневзвешенные по площадям ячеек) значения составляющих водного баланса суши сопоставлены с соответствующими оценками из различных литературных источников. Результаты сопоставления приведены на рис. 1, где “WATCH” соответствует расчетам по модели SWAP с использованием базы данных WATCH. Как видно из рис. 1, оценки, полученные разными авторами, существенно различаются. Так, осадки варьируют от 712 [27] до 875 мм/год (по оценкам проекта “20 Century” из [5]), сток от 266 [12] до 348 мм/год [15], испарение от 420 [1] до 588 мм/год (“20 Century” из [5]), коэффициент стока от 0.33 (“20 Century” из [5]) до 0.42 [1, 15]. Эти различия связаны с разными периодами осреднения, разными методиками расчета, появлением новых данных измерений и т.п. Глобально осредненные климатические осадки в базе данных WATCH составили 872 мм/год, а соответствующие им рассчитанные по модели SWAP климатические значения слоя стока, испарения и коэффициента стока равны 390 мм/год, 475 мм/год и 0.45 соответственно. Как видно, в целом результаты расчетов по SWAP неплохо согласуются с оценками других авторов. Наиболее близкое соответствие получено с оценками, приведенными в [15], представляющими собой результаты осреднения по ансамблю 15 LSM-моделей (в том числе и SWAP), участвовавших в международном проекте GSWP2. Интересно, что при этом периоды осреднения существенно различаются: 10-летний период (1986–1995 гг.) в GSWP2 против 30-летнего (1971–2001 гг.) в настоящей работе.

На рис. 2а, 2б показано пространственное распределение климатического годового стока, рассчитанного по модели SWAP с использованием базы данных WATCH и построенного по данным [16]. Последние представляют собой значения климатического композитного стока (“composite runoff”) в узлах сетки с полуградусным пространственным разрешением, полученные в результате комбинирования измеренного стока с рассчитанным по воднобалансовой модели WBM (Water Balance Model) климатическим стоком. По мнению авторов [16], построенные ими глобальные поля композитного стока на момент написания

ими статьи были наиболее точными. Визуальное сопоставление полученных карт показывает, что SWAP адекватно воспроизводит основные особенности пространственного распределения стока по земному шару. Глобально осредненные по 58140 расчетным ячейкам (с учетом площадей ячеек) климатические значения годового стока равны 300 и 375 мм/год соответственно по данным [16] и расчетам по модели SWAP. Расхождения могут быть связаны с разными периодами осреднения, ошибками измерений, ошибками расчета по моделям WBM и SWAP, разными исходными данными, использованными указанными моделями для расчетов стока.

На рис. 2в, 2г приведены глобальные карты климатических значений суммарного испарения, рассчитанного по моделям SWAP и GLEAM v3 (“Global Land surface Evaporation: the Amsterdam Methodology”, третья версия) [26, 29]. Модель GLEAM разработана с целью наиболее полного использования спутниковой информации для расчета испарения с поверхности суши в глобальном масштабе. В основе модели – уравнение испарения Пристли и Тэйлора, позволяющее проводить расчет испарения для трех подстилающих поверхностей (оголенной почвы, низкорослой и высокой растительности) с минимальным набором переменных, большая часть которых (в частности влажность почвы, температура подстилающей поверхности, плотность растительного покрова) может быть измерена со спутников. Глобальная база данных GLEAM содержит суточные данные по суммарному испарению с пространственным разрешением по широте и долготе 0.25° за период 1980–2017 гг. Сопоставление глобальных карт суммарного испарения, полученных по SWAP и GLEAM, показывает неплохое соответствие между ними. Глобально осредненные по 65644 расчетным ячейкам климатические значения годового суммарного испарения составляют 529 и 466 мм/год по GLEAM и SWAP соответственно. Опять же различия связаны с разными методиками расчета, исходными данными и периодами осреднения, но следует отметить, что оба значения находятся в диапазоне оценок (420–588 мм/год), найденных в литературных источниках.

Для выявления географических закономерностей полученных расхождений рассмотренные выше характеристики осреднены по гидрологическим поясам (“hydrobelts”), представленным в [28]. В соответствии с гидроклиматическими характеристиками суши и с учетом границ речных бассейнов в [28] выделено восемь гидрологических поясов: ледниковый (ICE), бореальный (BOR – Boreal), северные средние широты (NML – Northern Mid Latitude), северный сухой (NDR – Northern Dry), северный субтропический (NST – Northern Sub Tropical), экваториальный

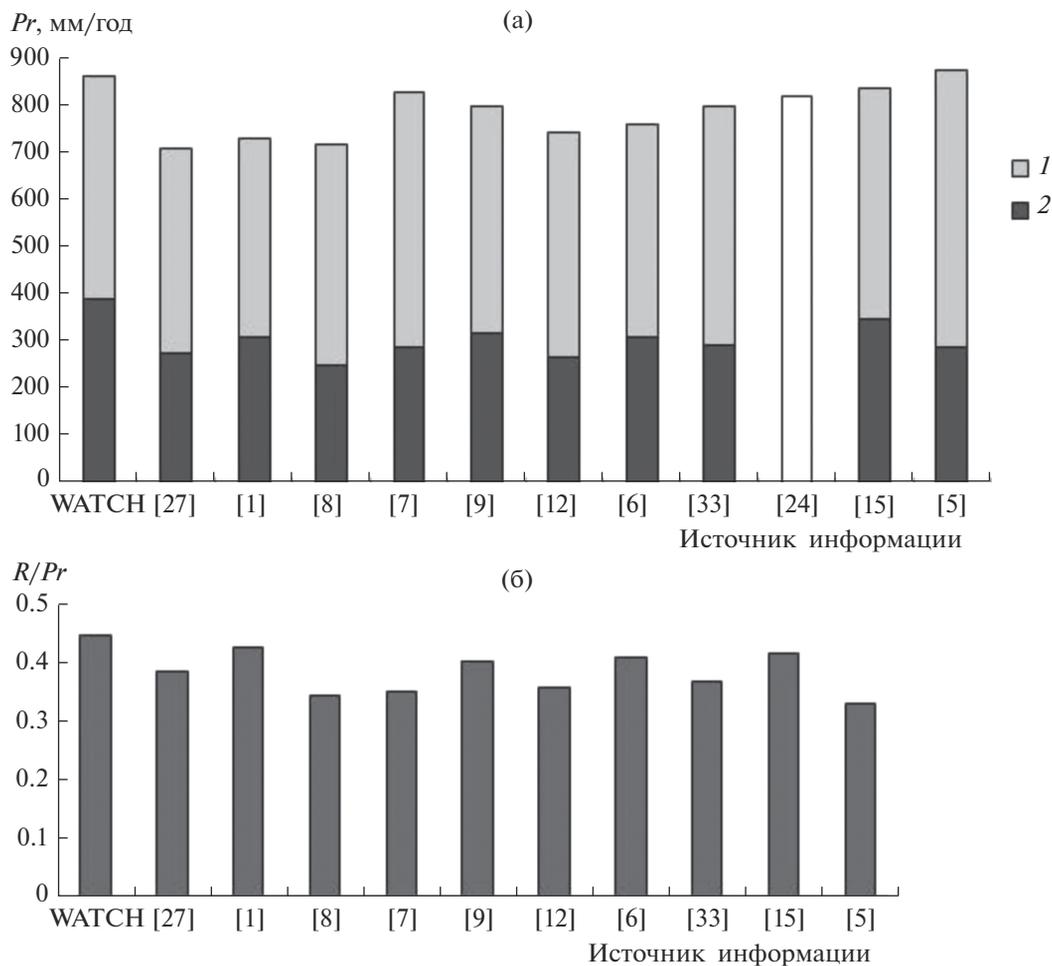


Рис. 1. Климатические (осредненные за базовый период) значения глобальных годовых сумм осадков Pr , содержащихся в базе данных WATCH, с разделением в соответствии с расчетами по модели SWAP на суммарное испарение E (1) и сток R (2) (а); климатические значения коэффициентов стока (б), а также данные из литературных источников.

(EQT – Equatorial), южный субтропический (SST – Southern Sub Tropical), южный сухой (SDR – Southern Dry) и южные средние широты (SML – Southern Mid Latitude). Результаты сопоставления составляющих водного баланса по указанным поясам приведены в табл. 1 и на рис. 3а, 3б.

Сопоставляя климатический сток R_w , рассчитанный по модели SWAP с использованием базы данных WATCH, и сток R_f , рассчитанный по данным [16], можно отметить, что очень хорошее соответствие (расхождение $\leq 8\%$) получено в ледниковом, бореальном и среднеширотных поясах обоих полушарий (пояса 0, 1, 2 и 8) (табл. 1, рис. 3а). В сухих поясах расхождения тоже невелики (20–24 мм/год), хотя в относительных единицах из-за малости стока они кажутся большими (64–68%). Наибольшее расхождение – в экваториальном поясе (5): $R_w > R_f$ на 343 мм/год (36%).

Смоделированное суммарное испарение E_w сопоставлено с испарением E_g из GLEAM и с испарением E_c , рассчитанным как разность между

климатическими осадками Pr_m из табл. 3 в [28] и климатическим стоком R_f , у которых периоды осреднения практически одинаковы. Следует отметить, что климатические значения E_c и E_g несколько отличаются друг от друга, максимальное различие (106 мм/год) получено в бореальном поясе (1), в этом случае полученное значение E_w занимает промежуточное положение. В целом, как наглядно видно на рис. 3б, величины испарения E_w , E_g и E_c неплохо согласуются между собой во всех поясах, несмотря на сдвиг периодов осреднения (табл. 1), за исключением экваториального. Остановимся на возможных причинах занижения моделью SWAP испарения и завышения стока в экваториальном поясе.

Как показано в [10, 30], наибольшее влияние на расчеты стока и испарения по модели SWAP оказывают заданные величины осадков, входящей радиации и гидрофизических параметров почвы. Как видно из табл. 1 и рис. 3а, климатические годовые осадки Pr_w из базы данных WATCH,

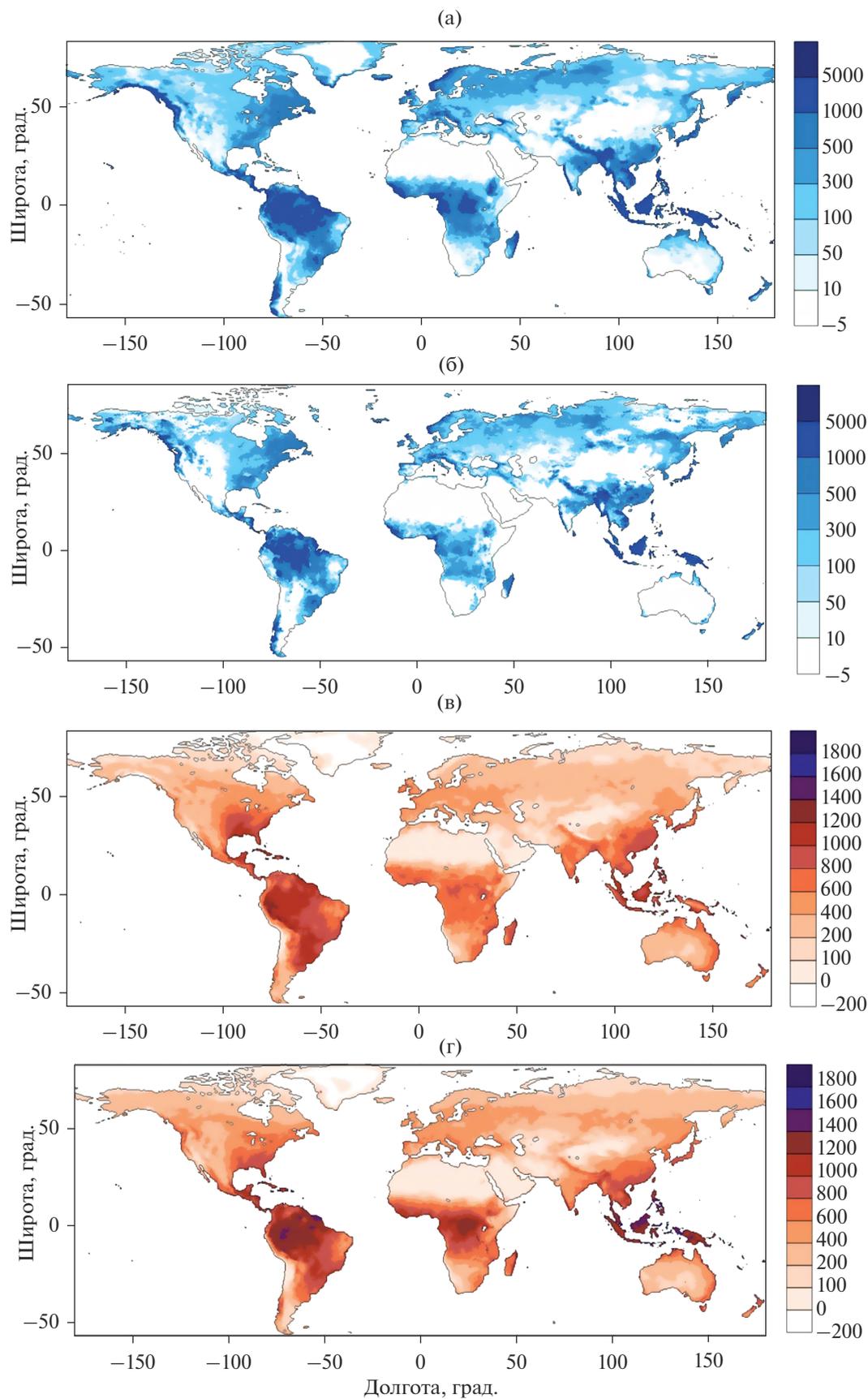


Рис. 2. Мировые карты климатических значений стока (а, б) и суммарного испарения (в, г), мм/год, рассчитанных по модели SWAP (а, в) и построенных по данным из [16] (б) и GLEAM (г).

Таблица 1. Сравнение осредненных по гидрологическим поясам климатических значений составляющих водного баланса, рассчитанных с использованием базы данных WATCH по модели SWAP и полученных по данным из литературных источников (пояса: ICE – ледниковый (Гренландия), BOR – бореальный, NML – северные средние широты, NDR – северный сухой, NST – северный субтропический, EQT – экваториальный, SST – южный субтропический, SDR – южный сухой, SML – южные средние широты)

Характеристики	Гидрологический пояс									Вся суша
	ICE	BOR	NML	NDR	NST	EQT	SST	SDR	SML	
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	
Площадь, 10 ³ км ²		25995	24199	30234	10579	16826	10599	8677	4008	131117*
Число ячеек	195	18210	10799	11430	3593	5472	3605	3177	1570	58051
Сравнение осадков Pr_w из WATCH (1970–2001 гг.) и Pr_m [28] (1960–1990 гг.)										
Pr_w , мм/год	463	491	884	264	1142	2210	1122	366	908	840*
Pr_m , »		437	809	253	1112	2124	1035	318	872	789*
$\Delta = Pr_w - Pr_m$, »		54	75	11	30	86	87	48	36	51*
Pr_w/Pr_m		1.12	1.09	1.04	1.03	1.04	1.08	1.15	1.04	1.06*
Сравнение рассчитанного стока R_w по WATCH (1970–2001 гг.) и R_f из [16] (1960–1990 гг.)										
R_w , мм/год	303	217	369	60	516	1303	369	51	299	376
R_f , »	286	224	342	36	384	960	233	31	289	299
$\Delta = R_w - R_f$, »	17	-7	27	24	132	343	136	20	10	76
R_w/R_f	1.06	0.97	1.08	1.68	1.34	1.36	1.58	1.64	1.04	26
Сравнение рассчитанного суммарного испарения E_w по WATCH (1970–2001 гг.) и E_g из GLEAM (1980–2017 гг.)										
E_w , мм/год	95	271	513	204	629	906	752	314	608	462
E_g , »	99	319	523	203	697	1165	735	286	571	508
$\Delta = E_w - E_g$, »	-3	-49	-9	0.3	-68	-259	17	28	37	-46
E_w/E_g	0.97	0.85	0.98	1.00	0.90	0.78	1.02	1.10	1.07	0.91
Сравнение рассчитанного суммарного испарения E_w по WATCH (1970–2001 гг.) и E_c по [28] (1960–1990 гг.)										
E_w , мм/год	95	271	513	204	629	906	752	314	608	463*
$E_c = Pr_m - R_f$, »		213	467	217	728	1164	802	287	583	512*
$\Delta = E_w - E_c$, »		57	46	-14	-99	-258	-50	27	25	-50*
E_w/E_c		1.27	1.10	0.94	0.86	0.78	0.94	1.09	1.04	0.90*

* Вся суша без ледникового пояса (без Гренландии).

Таблица 2. Климатические значения глобальных годовых сумм осадков Pr , содержащихся в базе данных WATCH и в результатах расчетов по пяти климатическим моделям GCMs, а также рассчитанные по модели SWAP с использованием данных WATCH и GCMs климатические значения слоя стока R , суммарного испарения E и коэффициента стока R/Pr

Гидрологические характеристики	WATCH	GCMs					
		GFDL	HadGEM	IPSL	MIROC	NorESM1	среднее по 5 GCMs
Pr , мм/год	872	855	866	846	870	868	861
R , »	390	418	396	376	419	400	402
E , »	475	430	464	463	443	462	452
R/Pr	0.45	0.49	0.46	0.44	0.48	0.46	0.47

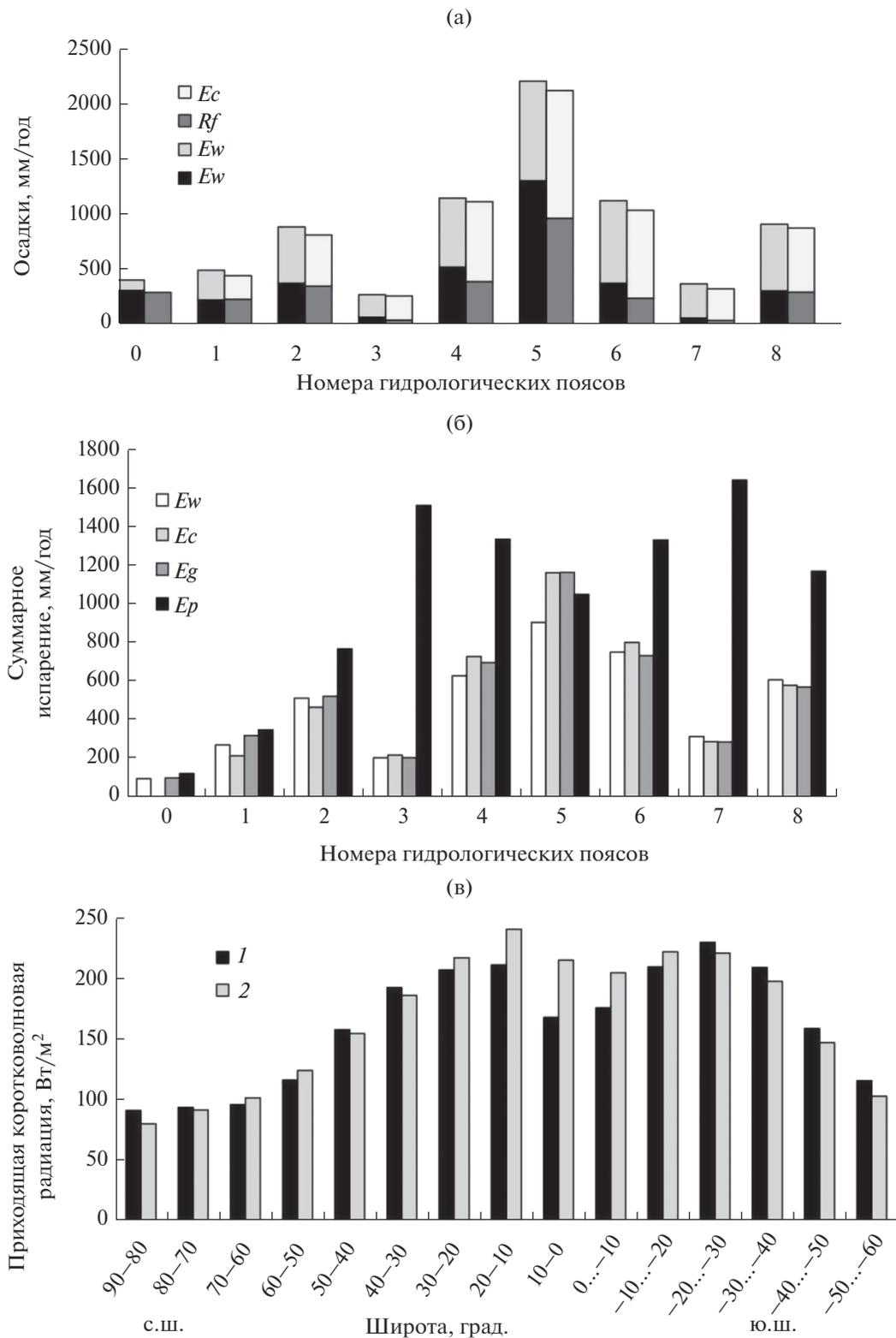


Рис. 3. Осредненные по гидрологическим поясам климатические значения осадков из WATCH с разделением в соответствии с расчетами по SWAP на R_w и E_w , а также климатические осадки из [28] с разделением на R_f и E_c (а); реального суммарного испарения (E_w , E_g , E_c) и потенциального испарения E_p (б); приходящей солнечной радиации из WATCH (1) и GSWP2 (2) (в). Обозначения приведены в тексте, номера поясов в табл. 1.

использованные для расчетов по модели SWAP, близки к климатическим осадкам Prm из [28]. Однако внутригодовой ход осадков, оказывающий значительное влияние на механизм формирования климатического стока, может существенно различаться для Prw и Prm .

Экваториальный пояс характеризуется самым большим количеством выпадающих осадков, поэтому реальное испарение не лимитируется влажностью почвы и должно быть близко к потенциальному. На рис. 3б наряду с реальным испарением приведены величины рассчитанного по модели SWAP потенциального суммарного испарения E_p . Видно, что потенциальное испарение минимально в ледниковом поясе, затем увеличивается, достигая максимальных значений в самых жарких сухих поясах (3 и 7), и снижается на 500–600 мм/год в экваториальном поясе, что в наибольшей степени связано с приходящей коротковолновой радиацией, которая коррелирует с E_p с коэффициентом корреляции 0.97. На рис. 3в хорошо виден “провал” в приходящей солнечной радиации в приэкваториальной широтной зоне (между 10° с.ш. и -10° ю.ш.), соответствующий снижению E_p в поясе 5 на рис. 3б. Кроме того, уменьшению потенциального испарения способствуют высокая влажность воздуха (в среднем ~80%) и низкая скорость ветра (минимальная в этом поясе). Однако наибольшее влияние на E_p оказывает приходящая радиация, поэтому остановимся на ней подробнее.

Климатические значения приходящей коротковолновой RS_{down} и длинноволновой RL_{down} радиации из WATCH сопоставлены с соответствующими значениями из базы данных SRB (Surface Radiation Budget), полученными в проекте GSWP-2 на основе 3-часовых данных по радиации, подготовленных Исследовательским центром НАСА/Лэнгли (NASA/Langley Research Center) для периода с 1986 по 1995 г. [3, 15], который попадает в используемый в настоящей статье климатический период, хотя отличается от него по продолжительности. Глобально осредненные значения RL_{down} по WATCH и SRB составляют 325 и 328 Вт/м² соответственно, различия между осредненными значениями по 10-градусным широтам $\leq 4\%$. Глобально осредненные значения RS_{down} из WATCH и SRB тоже довольно близки: 172 и 182 Вт/м² соответственно, в то время как среднеширотные значения различаются гораздо больше, причем в приэкваториальной зоне они максимальны: 29 Вт/м² в зоне $0^\circ \dots -10^\circ$ ю.ш. и 47 Вт/м² в зоне $0^\circ -10^\circ$ с.ш. (рис. 3в). В связи с этим есть основания полагать, что в низких широтах приходящая коротковолновая радиация в базе данных WATCH занижена, поэтому заниженными оказались рассчитанные значения потенциального испарения E_p . Так, рассчитанное

E_p в экваториальном гидрологическом поясе получилось на 112 мм/год ниже значений реального испарения E_g и E_c , которые здесь оказались равными, несмотря на разные периоды осреднения и разные методики расчетов. Это свидетельствует о том, что скорее всего E_g и E_c близки к потенциальному испарению и им можно доверять. Очевидно, что заниженное рассчитанное потенциальное испарение E_p привело к недооценке реального испарения E_w .

Наконец, гидрофизические параметры почвы и толщина корнеобитаемого слоя и почвенной колонки влияют на разделение выпадающих осадков между стоком и испарением. Завышенный сток свидетельствует о том, что выпадающие осадки не в должной мере задерживаются в почве, чтобы в дальнейшем расходоваться на испарение. В таком случае калибровка почвенных параметров могла бы улучшить результаты расчетов, но этот вопрос требует дальнейшего исследования.

Таким образом, на основе сказанного можно сделать вывод, что модель SWAP в сочетании с информационным обеспечением из глобальных баз данных WATCH и ECOLIMAP в целом адекватно воспроизводит основные особенности пространственного распределения климатических слоев стока и суммарного испарения по земному шару, а полученные глобальные годовые значения составляющих водного баланса не противоречат оценкам других авторов. Несколько худшие результаты получены для экваториального пояса, но поскольку наибольшие изменения климата ожидаются в более высоких широтах, то можно сделать вывод, что модель SWAP в сочетании с указанными базами данных можно использовать для решения поставленной задачи, а именно для прогностических оценок суммарного испарения и стока.

*Результаты расчетов по модели SWAP
для исторического периода с использованием
метеорологических характеристик,
рассчитанных по пяти GCMs*

Как отмечалось выше, для прогностических расчетов по модели SWAP использованы ряды метеорологических элементов, рассчитанных по пяти GCMs до конца XXI в. Поскольку указанные ряды скорректированы по данным WATCH, есть основания полагать, что они пригодны для прогностических расчетов гидрологических характеристик. Однако для того, чтобы убедиться в этом, по модели SWAP проведены расчеты суммарного испарения и стока для исторического периода с использованием суточных значений метеорологических элементов, рассчитанных по каждой GCM. Полученные климатические значения гидрологических характеристик сопоставлены с соответствующими результатами расчетов с ис-

пользованием базы данных WATCH. Результаты сопоставления глобально осредненных данных приведены в табл. 2, из которой видно, что климатические значения годовых сумм составляющих водного баланса и коэффициентов стока, полученные с использованием данных GCMs, хорошо согласуются с оценками, сделанными на основе WATCH. Так, осредненные по пяти GCMs Pr , R и E равны соответственно 861, 402 и 452 мм/год, $R/Pr = 0.47$, в то время как при расчетах по WATCH соответствующие оценки составляют 872, 390, 475 мм/год и 0.45.

Кроме того, сопоставлены климатические поля составляющих водного баланса (представляющие собой значения переменных в каждой из 67177 ячеек расчетной сетки). Визуальное сопоставление полученных мировых карт и рассчитанные статистические критерии показали хорошее соответствие между климатическими годовыми суммами составляющих водного баланса, полученными с использованием в качестве входной информации значений метеорологических характеристик, рассчитанных по пяти GCMs и по WATCH. Систематические отклонения ансамблевых средних от WATCH составили -1 , -6 и 5% для годовых сумм осадков, суммарного испарения и слоя стока соответственно.

Таким образом, смоделированные с помощью пяти GCMs ряды метеорологических элементов можно использовать в качестве входной информации для расчета климатических годовых значений составляющих водного баланса по модели SWAP.

Прогностические оценки изменения составляющих водного баланса в соответствии с RCP-сценариями изменения климата

Прогностические расчеты составляющих водного баланса суши проводились по модели SWAP с суточным шагом с использованием в качестве исходных данных результатов моделирования метеорологических характеристик по пяти GCMs для четырех климатических сценариев семейства RCP за период с 2006 по 2099 г. В результате для каждой ячейки расчетной сетки получено 20 вариантов суточных значений суммарного испарения, стока и осадков, которые использовались для расчета климатических годовых значений составляющих водного баланса для трех прогностических периодов P_i (2006–2036, 2037–2067, 2068–2099 гг.). Далее были оценены изменения климатических значений составляющих водного баланса для разных прогностических периодов по отношению к их историческим значениям (осредненным за 1971–2005 гг.), рассчитанным для каждой GCM по формулам (1) и (2).

На рис. 4 представлены осредненные глобально и по ансамблю GCM-моделей абсолютные и относительные изменения климатических годовых значений составляющих водного баланса суши для трех прогностических периодов и для каждого RCP-сценария изменения климата. При этом для каждого сценария изменения вертикальные отрезки показывают межмодельный разброс в оценках, определенный как вариационный размах Range (3), т.е. диапазон между максимальным и минимальным рассчитанными значениями. Этот разброс представляет собой неопределенность в прогностических оценках гидрологических характеристик, связанную с различиями структурных особенностей климатических моделей. В случае “Среднее” осреднились все 20 вариантов расчетов (5 GCMs \times 4 RCP-сценария) и разброс определялся по всем этим вариантам. В этом случае полученный разброс характеризует неопределенность оценок, связанную как с GCMs, так и с RCP-сценариями.

Как видно из рис. 4а, 4б, глобальные климатические осадки и неопределенность оценок их изменений в основном увеличиваются не только со временем, но и от RCP2.6 к RCP8.5. Лишь одна модель (GFDL) дает незначительное уменьшение осадков ($\sim 1\%$) для периода P_1 и сценария RCP4.5. В среднем по всем моделям и сценариям прирост осадков в 2068–2099 гг. составит 43 мм/год (5%), варьируя по 20 вариантам расчета от 2 до 91 мм/год (от 0.3 до 11%).

Отметим, что в среднем по 20 вариантам $\sim 70\%$ приращения осадков будет израсходовано на увеличение суммарного испарения (рис. 4д, 4е). Столь существенное увеличение испарения неудивительно, так как по всем сценариям ожидается возрастание приходящей суммарной радиации, приводящее к росту температуры воздуха и потенциального испарения E_p . Изменение E_p , рассчитанного по модели SWAP, показано на рис. 4ж и 4з. В среднем по всем климатическим моделям и сценариям увеличение потенциального испарения для периода P_3 составляет 112 мм/год (11%), а соответствующее приращение реального испарения равно 31 мм/год ($\sim 7\%$) (рис. 4д, 4е).

Глобальные климатические оценки изменения стока не столь однозначны, и если в среднем по моделям сток возрастает по всем сценариям и для всех прогностических периодов (до 17 мм/год, или 4%), то для отдельных GCMs практически по всем сценариям возможно незначительное уменьшение стока (рис. 4в, 4г). При этом неопределенность оценок существенно возрастает к концу XXI в.: разброс изменения стока по 20 вариантам расчета находится в диапазоне от -3 до 43 мм/год (от -1 до 11%).

На рис. 5 показано распределение по земному шару изменений (по отношению к историческому периоду) климатических значений (для перио-

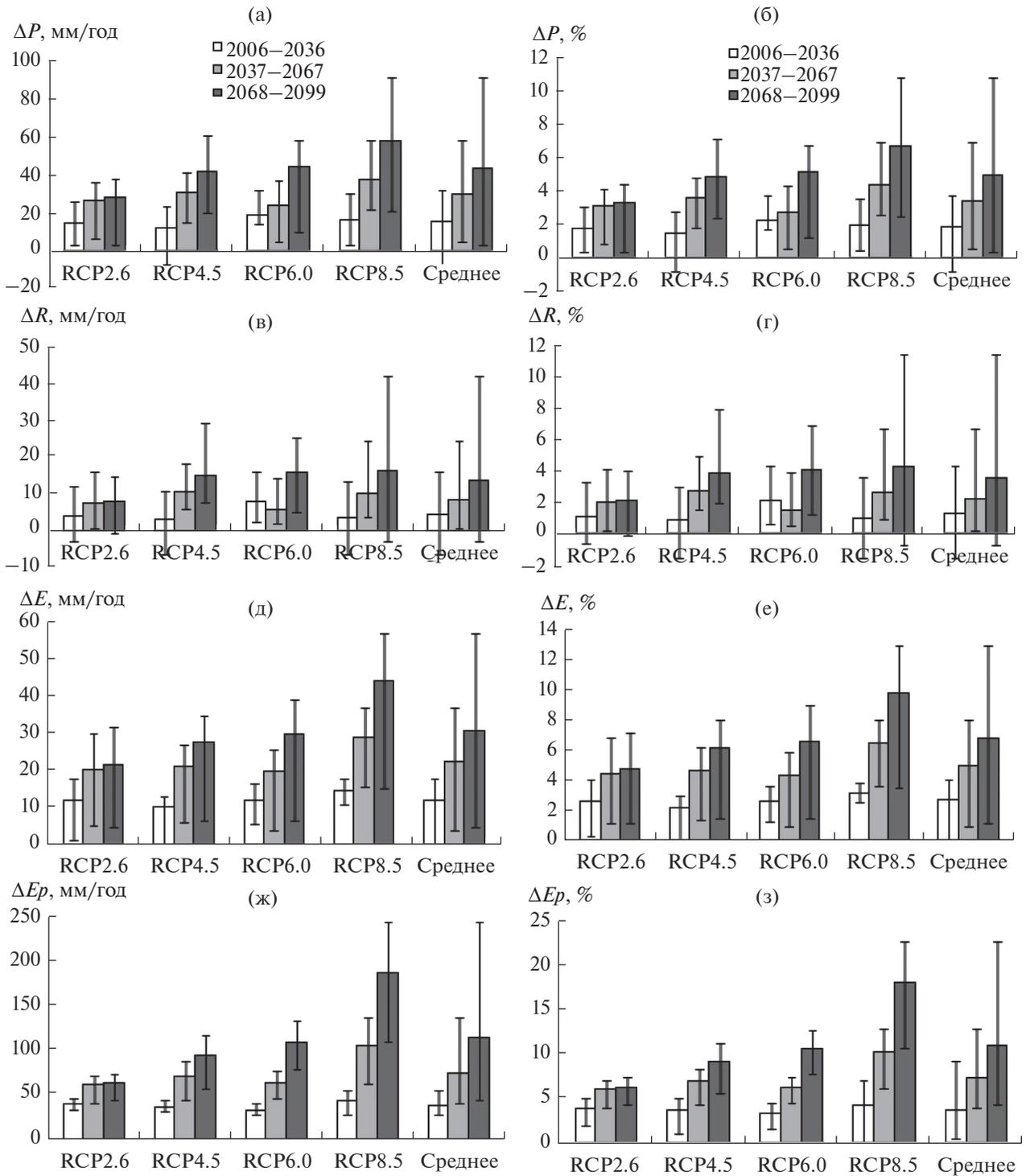


Рис. 4. Осредненные по пяти GCMs абсолютные (а, в, д, ж) и относительные (б, г, е, з) глобальные изменения климатических значений осадков (а, б), стока (в, г), реального суммарного испарения (д, е) и потенциального испарения (ж, з) для трех прогностических периодов и четырех RCP-сценариев изменения климата. Вертикальные отрезки представляют собой диапазон варьирования рассчитанных изменений.

да 2068–2099 гг.) температуры воздуха и годовых сумм составляющих водного баланса, осредненных по 20 вариантам расчета, т.е. по всем RCP-

сценариям и GCMs. Как видно из рис. 5а, температура воздуха повсеместно повышается, причем наибольшие изменения ожидаются в северных

Таблица 3. Осредненные по гидрологическим поясам изменения Δ (и их неопределенности STD) климатических значений осадков Pr , стока R , реального E и потенциального Ep суммарного испарения в 2068–2099 гг.

Характеристики	Гидрологический пояс								
	ICE	BOR	NML	NDR	NST	EQT	SST	SDR	SML
	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Число ячеек мм/год:	2754	19153	10948	11522	3659	5579	3663	3245	1648
ΔPr	116	85	51	23	70	52	-20	-20	-20
ΔR	146	49	-3	7	26	-7	-17	-3	-19
ΔE	-1	40	56	16	42	60	0	-17	-1
ΔEp	1	64	121	137	134	128	137	130	90
STD $_{\Delta Pr}$	90	48	70	52	177	217	117	44	85
STD $_{\Delta R}$	138	39	56	29	143	200	84	13	51
STD $_{\Delta E}$	14	24	37	27	56	58	46	33	44
STD $_{\Delta Ep}$	16	45	65	82	102	80	100	85	64

районах. Что касается атмосферных осадков, то их увеличение будет происходить далеко не везде. Так, в Австралии, на севере и юге Африки, в Средиземноморье, на юге Северной Америки и на большей части Южной Америки ожидается уменьшение осадков (рис. 5б). Увеличение осадков в сочетании с ростом температуры воздуха почти повсеместно приводит к росту испарения (рис. 5г), за исключением Гренландии и ряда северных островов. Последнее обусловлено тем, что в этих районах потенциальное испарение, несмотря на рост температуры, в основном уменьшается (рис. 5д), что происходит из-за увеличения влажности воздуха. Пространственное распределение прогнозируемого изменения климатического слоя стока (рис. 5в) близко к распределению изменения осадков. В некоторых районах, несмотря на увеличение осадков, сток уменьшается (особенно это заметно в экваториальной Африке), что связано с потерями на испарение.

Полученное пространственное распределение изменений стока и испарения в целом неплохо согласуется с прогностическими оценками других авторов, в соответствии с которыми увеличение стока и испарения к концу XXI в. можно ожидать в высоких широтах и в некоторых районах средних широт, в то время как в Средиземноморье, на большей части Ближнего Востока, в юж-

ных частях Африки и Северной Америки, в южной и восточной Австралии и северо-восточной части Южной Америки сток и испарение уменьшатся по сравнению с историческим периодом [5, 21].

Для выявления пространственных закономерностей вышеописанных изменений в табл. 3 приведены осредненные (с весами) по гидрологическим поясам изменения осадков ΔPr , стока ΔR , реального ΔE и потенциального ΔEp суммарного испарения. Анализ приведенных в табл. 3 результатов показывает, что в среднем уменьшение осадков (~20 мм/год) ожидается в трех южных поясах (SST, SDR и SML), максимальное увеличение (~116 мм/год) – в ледниковом поясе. Изменения стока хорошо коррелируют с изменениями осадков (коэффициент корреляции $r = 0.80$). Интересно, что в ледниковом поясе увеличение стока может превысить приращение осадков на 30 мм/год, вероятно, из-за таяния снега и льда. В двух поясах (NML и EQT), несмотря на увеличение осадков, сток немного уменьшится, как отмечалось выше, в связи с потерями на испарение. Реальное суммарное испарение повысится практически везде, кроме трех поясов южного полушария, где ожидается уменьшение осадков, и ледникового пояса в связи с уменьшением потенциального испарения на большей части территории (рис. 5г).

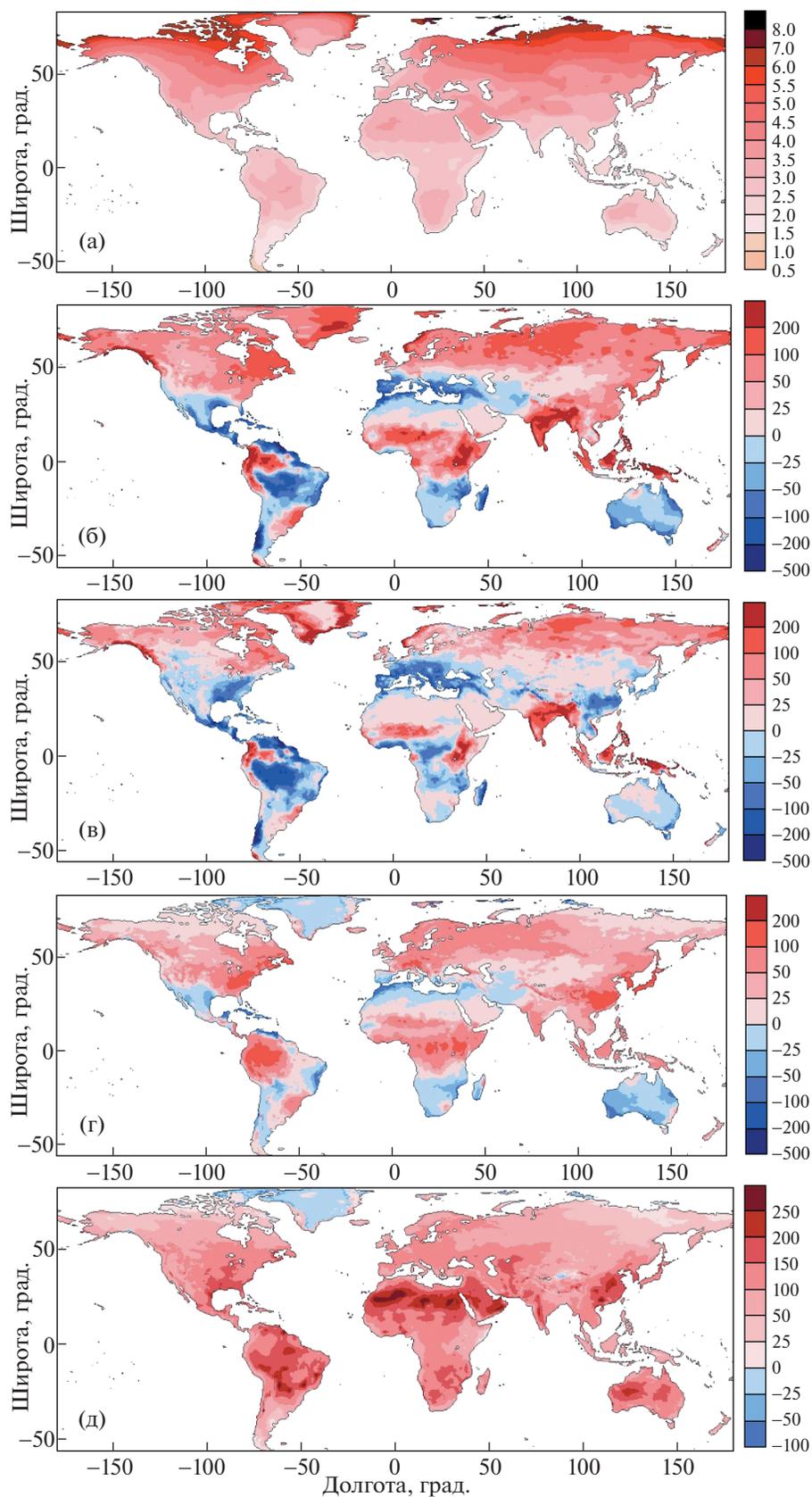


Рис. 5. Пространственное распределение изменений в 2068–2099 гг. климатических значений среднегодовой температуры воздуха (а), °С; атмосферных осадков (б), слоя стока (в), суммарного реального (г) и потенциального испарения (д), мм/год.

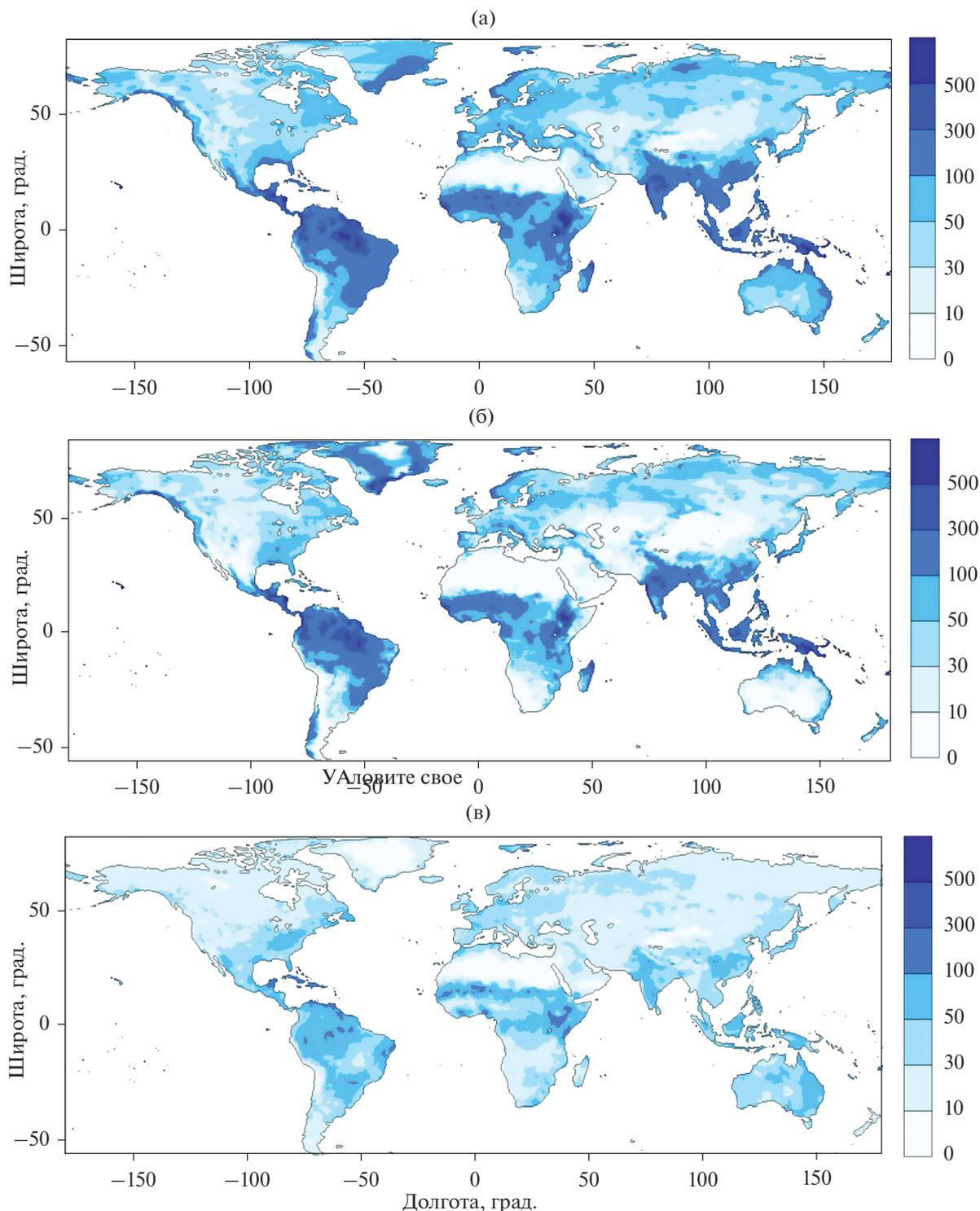


Рис. 6. Пространственное распределение среднеквадратических отклонений изменений в 2068–2099 гг. по отношению к историческому периоду климатических значений атмосферных осадков (а), слоя стока (б) и суммарного испарения (в), мм/год.

Разброс по 20 вариантам расчетов, характеризующий неопределенность полученных оценок изменения составляющих водного баланса, оценивался с помощью среднеквадратического от-

клонения STD и вариационного размаха Range (мм/год), рассчитанных для каждой из 67177 ячеек сетки. Пространственное распределение STD для ΔPr , ΔR и ΔE показано на рис. 6. Для Range подоб-

ные карты приводить не имеет смысла, поскольку поля значений STD и Range коррелируют между собой для каждого компонента водного баланса с коэффициентом корреляции $r \sim 0.99$, в среднем Range превышает STD в 3.8 раза. Как видно из рис. 6а и 6б, наибольший разброс в оценках изменения полей осадков и слоя стока отмечается в районах с наибольшим количеством выпадающих осадков, а именно в экваториальных и приэкваториальных областях, на атлантическом побережье Скандинавии, в некоторых районах Гренландии. Здесь STD варьирует в основном от 100 до 300 мм/год, но в отдельных экваториальных районах может достигать 800 мм/год. Разброс оценок изменения испарения гораздо меньше (рис. 6в) – в вышеперечисленных областях он в основном ≤ 100 мм/год, на большей части остальной территории земного шара ≤ 50 мм/год.

В табл. 3 приведены осредненные по гидрологическим поясам значения STD для ΔPr , ΔR , ΔE и ΔEp , подтверждающие отмеченные выше закономерности. Остается добавить, что указанные неопределенности неплохо коррелируют с осредненными по поясам значениями соответствующих характеристик Pr_w , R_w , E_w и Ep , рассчитанных для исторического периода с использованием базы данных WATCH: $r = 0.91$ для Pr , $r = 0.79$ для R , $r = 0.95$ для E , $r = 0.88$ для Ep .

ВЫВОДЫ

По материалам международного проекта ISI-MIP с использованием модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP проведены глобальные расчеты составляющих водного баланса за период 1971–2099 гг. для всей поверхности суши земного шара (за исключением Антарктиды) с полуградусным пространственным разрешением по широте и долготе.

Исследована способность модели SWAP воспроизводить глобальные поля климатических значений слоя стока и суммарного испарения с использованием в качестве входной информации суточных значений метеорологических характеристик из глобальной базы данных WATCH за исторический период. Сопоставление смоделированных полей суммарного испарения и стока, а также осредненных глобально и по восьми гидрологическим поясам составляющих водного баланса с данными других авторов подтвердило способность модели SWAP в целом адекватно воспроизводить указанные характеристики. Наибольшие расхождения сопоставленных значений стока и испарения были получены для экваториального пояса, что может быть связано с заниженными значениями приходящей коротковолновой радиации в базе данных WATCH и неадекватными значениями каких-либо почвенных

параметров в базе данных ECOCLIMAP, что требует дальнейшего исследования.

На основе анализа смоделированных гидрологических характеристик для исторического периода показана возможность использования в качестве входных данных для расчетов по модели SWAP результатов расчета метеорологических элементов по пяти глобальным климатическим моделям GCMs (GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM и NorESM1-M).

Получены поля изменений климатических годовых сумм атмосферных осадков, слоя стока и суммарного испарения для трех прогностических периодов (2006–2036, 2037–2067, 2068–2099 гг.) на основе расчета по модели SWAP с использованием прогностических рядов метеорологических элементов, рассчитанных по пяти GCMs для четырех сценариев изменения климата семейства RCP.

Получены глобальные оценки изменения климатических осадков, стока и испарения в XXI в. В соответствии с ансамблевыми средними в 2068–2099 гг. ожидается увеличение всех составляющих водного баланса по сравнению с историческим периодом. При этом осадки в среднем будут увеличиваться на ~ 43 мм/год (5%), варьируя по 20 вариантам расчета от 2 до 91 мм/год (от 0.3 до 11%); суммарное испарение на 31 мм/год (7%), варьируя от 5 до 57 мм/год (от 1 до 13%); слой стока на 17 мм/год (4%) при разбросе от -3 до 43 мм/год (от -1 до 11%).

Построены мировые карты средних по ансамблю из 20 вариантов изменений к концу XXI в. климатических значений составляющих водного баланса, а также неопределенностей этих оценок, обусловленных различиями использованных климатических сценариев и структурными особенностями GCMs. Анализ карт и осредненных по гидрологическим поясам значений указанных характеристик позволил выявить географические закономерности возможных изменений (и их неопределенностей) атмосферных осадков, слоя стока и суммарного испарения. Следует отметить, что наименьшего доверия вызывают оценки, полученные для экваториального пояса в силу указанных выше причин.

Авторы выражают признательность организаторам международного проекта ISI-MIP за предоставление глобальных баз данных по метеорологическим характеристикам и параметрам подстилающей поверхности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.

2. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.
3. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э. Моделирование составляющих теплового и водного балансов поверхности суши земного шара // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 6. С. 664–676.
4. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Айзель Г.В. Влияние возможного изменения климата на сток рек, расположенных в разных регионах земного шара // Метеорология и гидрология. 2018. № 6. С. 91–100.
5. Добровольский С.Г. Глобальная гидрология. Процессы и прогнозы. М.: ГЕОС, 2017. 526 с.
6. Зубенок Л.И. Испарение на континентах. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 264 с.
7. Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М.: Мысль, 1974. 448 с.
8. Львович М.И. Типы водного режима рек (земного шара). Речной сток (земного шара) // Физико-географический атлас мира. М, 1964. Л. 58–61.
9. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли / Под ред. Корзун В.И. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 638 с.
10. Насонова О.Н. Влияние неопределенностей в глобальных базах данных по осадкам на оценки составляющих водного баланса суши // Вод. ресурсы. 2012. Т. 39. № 1. С. 26–39.
11. Насонова О.Н., Гусев Е.М., Ковалев Е.Э. Глобальные оценки составляющих теплового и водного балансов суши // Изв. РАН. Серия географическая. 2008. № 1. С. 8–19.
12. Baumgartner A., Reichel E. The World Water Balance. Amsterdam, N.Y.: Elsevier Sci. Publ. Com., 1975. 179 p.
13. Clapp R.B., Hornberger G.M. Empirical equations for some soil hydraulic properties // Water Resour. Res. 1978. V. 14. № 4. P. 601–604.
14. Cosby B., Hornberger G., Clapp R., Ginn T. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils // Water Resour. Res. 1984. № 20. P. 682–690.
15. Dirmeyer P.A., Gao X., Zhao M., Guo Z., Oki T., Hanasaki N. GSWP-2 multimodel analysis and implications for our perception of the land surface // BAMS. 2006. V. 87. № 10. P. 1381–1397.
16. Fekete B.M., Vörösmarty C.J., Grabs W. High-resolution fields of global runoff combining observed river discharge and simulated water balances // Global Biogeochemical Cycles. 2002. V. 16. № 3. P. 1042–1051.
17. Gosling S.N., Zaherpour J., Mount N.J., Hattermann F.F., Dankers R., Arheimer B., Breuer L., Ding J., Haddeland I., Kumar R., Kundu D., Liu J., van Griensven A., Veldkamp T.I.E., Vetter T., Wang X., Zhang X. A comparison of changes in river runoff from multiple global and catchment-scale hydrological models under global warming scenarios of 1°C, 2°C and 3°C // Clim. Change. 2017. № 141. P. 577–595.
18. Gusev E.M., Nasonova O.N., Kovalev E.E., Ayzel G.V. Impact of possible climate change on extreme annual runoff from river basins located in different regions of the globe // Water Resour. 2019. V. 46. Suppl. 1. P. S126–S136.
19. Gusev Ye.M., Nasonova O.N., Kovalev E.E., Ayzel G.V. Modelling river runoff and estimating its weather-related uncertainty for 11 large-scale rivers located in different regions of the globe // Hydrol. Res. 2018. V. 49. № 4. P. 1072–1087.
20. Gusev E.M., Nasonova O.N., Kovalev E.E., Ayzel G.V. Modelling water balance components of river basins located in different regions of the globe // Water Resour. 2018. V. 45. Suppl. 2. P. S53–S64.
21. Hagemann S., Chen C., Clark D.B., Folwell S., Gosling S.N., Haddeland I., Hanasaki N., Heinke J., Ludwig F., Voss F., Wiltshire A.J. Climate change impact on available water resources obtained using multiple global climate and hydrology models // Earth Syst. Dynam. 2013. № 4. P. 129–144.
22. Hempel S., Frieler K., Warszawski L., Schewe J., Piontek F. A trend-preserving bias correction – the ISI-MIP approach // Earth Syst. Dynam. 2013. V. 4. № 2. P. 219–236.
23. Krysanova V., Hattermann F.F. Intercomparison of climate change impacts in 12 large river basins: overview of methods and summary of results // Clim. Change. 2017. V. 141. P. 363–379.
24. Legates D.R., Willmott C.J. Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation // Int. J. Climatol. 1990. V. 10. P. 111–127.
25. Masson V., Champeaux J.-L., Chauvin F., Meriguet C., Lacaze R. A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models // J. Clim. 2003. V. 16. P. 1261–1282.
26. Martens B., Miralles D.G., Lievens H., van der Schalie R., de Jeu R.A.M., Fernández-Prieto D., Beck H.E., Dorigo W.A., Verhoest N.E.C. GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture // Geosci. Model Development. 2017. № 10. P. 1903–1925.
27. Mather J.R. Average annual water balance of the world // Proc. Sympos. Water balance North America. Banff, Alberta: Am. Water Resour. Association, 1969. P. 29–40.
28. Meybeck M., Kumm M., Durr H.H. Global hydrobelts and hydroregions: improved reporting scale for water-related issues // Hydrol. Earth Sci. 2013. V. 17. 1093–1111.
29. Miralles D.G., Holmes T.R.H., de Jeu R.A.M., Gash J.H., Meesters A.G.C.A., Dolman A.J. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations // Hydrol. Earth System Sci. 2011. № 15. P. 453–469.
30. Nasonova O.N., Gusev Y.M., Kovalev Y.E. Impact of uncertainties in meteorological forcing data and land surface parameters on global estimates of terrestrial water balance components // Hydrol. Processes. 2011. V. 25. № 7. P. 1074–1090.
31. Nasonova O.N., Gusev Ye.M., Kovalev E.E., Ayzel G.V. Climate change impact on streamflow in large-scale river basins: projections and their uncertainties sourced

- from GCMs and RCP scenarios // Proc. IAHS. 2018. № 379. P. 139–144.
32. *Nasonova O.N., Gusev Ye.M., Kovalev E.E., Ayzel G.V., Panysheva K.M.* Projecting changes in Russian northern river runoff due to possible climate change during the 21st century: A case study of the Northern Dvina, Taz and Indigirka rivers // *Water Resour.* 2019. V. 46. Suppl. 1. P. S145–S154.
33. UNESCO. World Water Balance and Water Resources of the Earth // UNESCO Ser. Studies Rep. Hydrolo. 1978. № 25.
34. *Warszawski L., Frieler K., Huber V., Piontek F., Serdeczny O., Schewe J.* The inter-sectoral impact model inter-comparison project (ISI-MIP): project framework // *PNAS.* 2014. V. 111. № 9. P. 3228–3232.
35. *Weedon G.P., Gomes S., Viterbo P., Shuttleworth W.J., Blyth E., Österle H., Adam J.C., Bellouin O., Best M.* Creation of the WATCH Forcing Data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century // *J. Hydrometeorol.* 2011. V. 12. P. 823–848.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 528.7:551.435.126

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА В ДЕЛЬТЕ РЕКИ ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ (НА ПРИМЕРЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ОТМЕЛЕЙ ДЕЛЬТЫ ЕНИСЕЯ)¹

© 2021 г. В. И. Кравцова^{а, *}, О. В. Вахнина^{а, **}, Е. Р. Чалова^а

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

*e-mail: valentinamsu@yandex.ru

**e-mail: vachnina-ov@yandex.ru

Поступила в редакцию 21.10.2020 г.

После доработки 20.12.2020 г.

Принята к публикации 21.01.2021 г.

По снимкам со спутника “Sentinel-2”, сделанным в 2017–2019 гг., составлена карта отмелей в дельте Енисея, работа над которой высветила методические проблемы, возникающие при использовании космических снимков для исследования и картографирования подводного рельефа; предложены пути их решения. Учет глубины проникновения в воду солнечных лучей и анализ спектральной яркости подводных объектов позволили определить оптимальную для дешифрирования песчаных прирусловых отмелей зону спектра (красная зона) и варианты цветового синтеза. При ограниченном по погодным условиям Арктики выборе безоблачных снимков в связи с потребностью иметь снимки, полученные во время минимального уровня воды, учитывается не только сезон съемки (меженный период), но и межгодовые колебания стока. Мутность вод ограничивает возможности дешифрирования подводного рельефа. Отбираются снимки, полученные при минимальной мутности, а в случае распространения мутных вод сопоставляются разновременные снимки для отделения изображения изменчивых мутных вод от более стабильных донных объектов; применяется разновременный цветовой синтез. Выделение песчаных отмелей, форм грядового рельефа на них, контуров подводных русел выполняется прямым дешифрированием по вариациям яркости изображения в красной зоне. Для выявления песчано-илистых и илистых отмелей используется индикационное дешифрирование по распространению на илистых отложениях водной растительности. Для выделения нечетких границ между отмелями и стрежневыми зонами потоков применяется яркостное квантование снимков. Сопоставление составленной по современным снимкам карты отмелей дельты Енисея с топографическими и лоцманскими картами 1970–1980-х гг. показывает сокращение площади отмелей, примыкающих к оголовкам крупных островов восточной части дельты, что находится в соответствии с выявленной ранее авторами статьи активизацией размыва берегов рукавов дельты Енисея в XXI в.

Ключевые слова: отмели, уровень воды, песок, ил, водная растительность, стрежневая зона, космические снимки.

DOI: 10.31857/S0321059621040106

ВВЕДЕНИЕ

Возрастающая роль Северного морского пути в условиях потепления климата вызывает повышенный интерес к исследованиям дельт северных рек, представляющих замыкающие звенья выхода водного транспорта к океану. Такие исследования на основе анализа разновременных космических снимков, выполненные в последние годы в Московском государственном университете на примере дельт рек Лены и Енисея, показали, что в условиях возрастания количества осадков в бас-

сейнах рек и увеличения объема их стока наблюдается определенная активизация процессов размыва морского края дельт (подобно отступанию морских берегов, сложенных мерзлыми породами, в связи с деградацией мерзлоты). Так, в дельте р. Лены, для которой характерно стабильное состояние морского края на почти полном (97%) его протяжении, выявлен размыв наименее многоводных рукавов в районах выхода к морю [5]. В дельте р. Енисей, которая во второй половине XX в. продолжала медленно выдвигаться в Енисейский залив [6], в первые десятилетия XXI в. выявлено преобладание процессов размыва эстуарного края и берегов рукавов над локально на-

¹ Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-60221).

блюдавшимися процессами аккумуляции отложений (при 9-кратном превышении площадей размыва над площадями аккумуляции) [4].

В целом преобладание процессов размыва берегов над процессами аккумуляции отложений благоприятно для условий судоходства. Однако чрезвычайно важно проследить пути перемещения и отложения продуктов размыва, влияние усиления эрозии берегов на распространение отмелей, поскольку именно они на Енисее определяют условия судоходства. Поэтому изучение динамики дельты р. Енисей по космическим снимкам продолжено в направлении картографирования отмелей. По современным космическим снимкам со спутника “Sentinel-2” составлена карта распространения отмелей в дельте р. Енисей (рис. 1), на которой прирусловые отмели разделены по составу слагающих их отложений на песчаные, песчано-илистые и илистые, показаны участки сформировавшегося на них грядового рельефа, выраженные в донном рельефе подводные продолжения русел, выделены стрежневые зоны потоков, показано распределение водной растительности.

Полученный в процессе этой работы опыт использования космических снимков для исследования подводного рельефа высветил ряд возникающих при этом методических проблем, связанных с глубиной проникновения в воду солнечного излучения разных спектральных диапазонов, спектральными отражательными свойствами подводных объектов, влиянием на дешифрирование снимков колебаний уровня и мутности вод, нечеткостью границ объектов под слоем воды, ограниченными возможностями прямого визуального дешифрирования, применением индикационно-го дешифрирования, в частности – определения состава слагающих отмели отложений по распространенной на них растительности. Предложения по решению этих методических проблем на основе конкретного опыта картографирования отмелей в дельте Енисея по космическим снимкам и составляют задачу настоящей статьи.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Енисей – самая многоводная река России со средним годовым объемом водного стока в замыкающем створе 630 км³/год [9], но относительно малым стоком наносов – 6.4 млн т/год [8], что объясняется особенностями бассейна, большая часть которого расположена в лесной зоне, а также зарегулированностью стока водохранилищами. Получая в основном снеговое питание, Енисей имеет высокое и продолжительное весенне-летнее половодье, летне-осенние паводки и осенне-зимнюю межень. Устьевая область Енисея включает в себя собственно дельту протяженностью

200 км и площадью 7.5 тыс. км² и ее устьевое взморье в южной части Енисейского залива Карского моря с устьевым баром в районе Сопочной Карги, образующие эстуарно-дельтовую систему [3]. Здесь формируется дельта выполнения эстуарного залива. Верхняя часть дельты, начинающейся у мыса Крестовского, еще не имеет разветвленных рукавов, но после мыса Лопатки следует Танамомунгуйское расширение до 77 км, где происходит сложное разветвление Енисея на широкие и глубокие рукава Малый Енисей, Большой Енисей и Каменный Енисей, получающие большую часть стока (Малый Енисей 23%, Большой Енисей вместе с Каменным Енисеем 70%) и образующие наиболее многоводную восточную часть дельты. Центральная часть дельты представляет собой архипелаг Больших Бреховских островов, разделенных мелководными протоками. В западной части дельты Дерябинский Енисей, образующийся после слияния левобережных протоков, представляет собой широкий, но не глубокий рукав, формирующий вблизи эстуарного края частное дельтовое разветвление. Вдоль берегов основных рукавов и вокруг островов, разделяющих рукава, почти повсеместно протягиваются прирусловые отмели, частично освоенные водной растительностью.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Для картографирования распространения отмелей в дельте Енисея использованы снимки со спутника Европейского космического агентства “Sentinel-2”, которые стали поступать с 2015 г. Их охват (290 км) обеспечивает изображение всей дельты на одном снимке. Сканирующая система MSI ведет съемку в 12 каналах видимого, ближнего (NIR) и среднего инфракрасного (так называемого коротковолнового SWIR) диапазонов с разрешением от 10 до 60 м (табл. 1). Используемые для дешифрирования подводных объектов каналы видимого диапазона имеют достаточно высокое разрешение – 10 м. Благодаря работе на одной орбите двух спутников “Sentinel-2”, разнесенных на 180°, обеспечивается повторяемость съемки через 5 сут, что особенно важно для северных районов с их сложными погодными условиями. Открытый доступ к снимкам с атмосферной коррекцией обеспечен через архивы Европейского космического агентства ESA и Геологической службы США USGS. Отобраны безоблачные снимки после спада половодья.

В качестве опорных служили июльские снимки 2017 и 2019 гг., снимки за другие даты межленного периода использованы для учета мутности вод, развития водной растительности. Для обоснования дешифровочных признаков отмелей и для проверки результатов дешифрирования использованы картографические материа-



Рис. 1. Карта отмелей в дельте Енисея: 1 – повышенные обсыхающие участки отмелей; 2 – песчаные прирусловые отмели и повышенные участки отмелей в эстуарии; 3 – песчано-илистые и илистые прирусловые и эстуарные отмели; 4 – грядовый рельеф на поверхности отмелей; 5 – бровки размыва отмелей; 6 – устьевые бороздины; 7 – стрежневые зоны потоков; 8 – продолжения стрежневых зон потоков в эстуарии; 9 – водная растительность с плавающими листьями; 10 – погруженная водная растительность.

лы: обзорно-топографическая карта 1984 г. масштаба 1 : 200 000, где даны изобаты 2, 5, 10 м и особым знаком (без четкого оконтуривания) показано распространение песчаных отмелей; карты русла р. Енисей (раньше они назывались лоцманскими) масштаба 1 : 100 000 на восточную часть дельты, на которых даны отметки глубин, проведены изобаты 5, 10 м, указаны участки распространения песков и водной растительности [10].

Данные гидрологических наблюдений получены из “Автоматизированной информационной системы государственного мониторинга водных

объектов” (АИС ГМВО) [11]. В качестве опорного гидрологического поста (г.п.) выбран ближайший к устьевой части действующий г.п. р. Енисей – с. Караул (Среднесибирское УГМС), расположенный на расстоянии 253 км от устья Енисея.

Информация, необходимая для анализа направления, скорости и продолжительности ветров в периоды, предшествующие датам получения космических снимков, отобраны на интернет-ресурсе “Погода и Климат” [15], где размещены данные с метеорологической станции с. Караул.

Таблица 1. Характеристики спектральных каналов спутника “Sentinel-2” (MSI)

№ спектрального канала	Длина волны, мкм	Разрешение, м
Канал 1 “Coastal aerosol”	0.43–0.45	60
Канал 2 “Blue”	0.46–0.53	10
Канал 3 “Green”	0.54–0.58	10
Канал 4 “Red”	0.65–0.68	10
Канал 5 “Vegetation Red Edge”	0.70–0.71	20
Канал 6 “Vegetation Red Edge”	0.73–0.75	20
Канал 7 “Vegetation Red Edge”	0.77–0.79	20
Канал 8 “NIR”	0.78–0.89	10
Канал 8a “Narrow NIR”	0.85–0.88	20
Канал 9 “Water vapour”	0.93–0.95	60
Канал 10 “SWIR–Cirrus”	1.36–1.39	60
Канал 11 “SWIR1”	1.56–1.66	20
Канал 12 “SWIR2”	2.09–2.28	20

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ И ИХ РЕШЕНИЕ

Возможности исследования подводных объектов в настоящее время расширяются в связи с увеличением пространственного разрешения космических снимков и числа применяемых для съемки спектральных каналов, среди которых появляются каналы, специально предназначенные для съемки береговой зоны. Это, например, каналы съемки в синей зоне, называемые “Coastal”, используемые в последние годы в съемочных системах спутников “WorldView-2”, “Landsat-8”, “Sentinel-2”. Разрабатываются методы обработки этой информации для изучения мелководий, и начато их применение. Так, для исследования подводного рельефа Бакальской банки в Чёрном море по материалам съемки “Sentinel-2” [7] использованы алгоритмы расчета глубин водных объектов по дистанционным данным – метод “Stumpf” (2003) [17] и усовершенствованный метод “Lyzenga” (2006) [15] на основе информации каналов “Green”, “Blue”, “Red”. Для применения этих методов необходима эталонная опора в виде фрагментов детальных батиметрических карт или данных прямых акустических батиметрических измерений. Не имея такой опоры, и в связи с отсутствием натурных исследований эталонных участков для автоматизированной классификации типов поверхности отмелей авторы настоящей статьи основывались главным образом на визуальном дешифрировании снимков с применением различных методических приемов. Среди них – выбор спектральной зоны, оптимальной для дешифрирования по прямым яркостным признакам; применение косвенного индикационного дешифрирования, например для определения вещественного состава отмелей по растительности; использование разносезонных снимков для де-

шифрирования подводной растительности; применение яркостного квантования снимков для более четкого выделения границ отмелей; цветовой синтез разновременных снимков и др. При использовании столь широкого спектра приемов дешифрирования подводных объектов исследователи встречаются с целым набором методических проблем, рассматриваемых ниже.

Глубина проникновения в воду лучей разных спектральных диапазонов

Возможности применения многозональной съемки в исследованиях подводного рельефа береговой зоны связаны в первую очередь с проникновением солнечного излучения разных спектральных диапазонов на разную глубину.

Уже в первые годы появления многозональной космической съемки была выполнена оценка возможностей применения спутников “Landsat” в исследованиях морей. В связи с этим проведены подспутниковые наблюдения в Нью-Йоркской бухте [14], на основе которых выявлены возможности использования снимков в различных зонах электромагнитного спектра для изучения водных объектов. Наибольшее проникновение в водную толщу солнечного света наблюдается для лучей коротковолновой части видимого диапазона. Для прозрачных вод при отсутствии взвесей и фитопланктона глубина проникновения сине-зеленых лучей достигает 50 м. Однако общее снижение контраста изображения на космических снимках из-за влияния атмосферной дымки не позволяет достаточно эффективно использовать снимки в синей зоне. Лучи зеленой зоны, признанной наилучшей для съемок воды и в воде [16], проникают в условиях чистой воды на глубину >20 м (рис. 2); такое проникновение характерно для канала 0.5–

0.6 мкм спутника “Landsat”. В красной зоне глубина проникновения в воду солнечных лучей уменьшается до 12–15 м (для канала 0.6–0.7 мкм) и 5–7 м (для канала 0.7–0.8 мкм). Проникновение лучей в ближней инфракрасной зоне (0.8–1.1 мкм) измеряется сантиметрами, и объекты на дне или в водной среде на снимках в этой зоне не отображаются, видны лишь объекты, находящиеся на поверхности воды или выступающие из-под воды.

Такая ориентировочная оценка глубины проникновения в воду света и, соответственно, возможности отображения на снимках объектов, находящихся на разной глубине, выполненная экспериментально в связи с оценкой снимков “Landsat”, сохраняется и для снимков со спутника “Sentinel-2”, используемых в данной работе. Об этом свидетельствуют полученные по снимкам с этого спутника кривые спектральной яркости исследуемых подводных объектов.

Анализ кривых спектральной яркости и выбор оптимальных каналов съемки

На рис. 3 приведены построенные по снимкам “Sentinel-2” кривые спектральной яркости основных объектов, отображенных на карте отмелей (для отмелей — по снимку 18 июля 2019 г., для растительности — 14 августа 2019 г.) Анализ этих кривых позволяет выделить спектральные зоны, оптимальные для дешифрирования определенных видов отмелей, и предложить пути разделения изображения объектов, близких по яркости. Верхние участки отмелей, при сгонах и в межень выступающие над водой и обсыхающие, имеют максимальную яркость во всех зонах, но особенно резкое ее повышение, выделяющее эти участки среди всех объектов, изобразившихся на снимке, характерно для канала “SWIR-1”. Для кривых прирусловых отмелей всех видов (песчаных, песчано-илистых и илистых), а также отмелей в эстуарии характерно постепенное увеличение яркости от голубой зоны к зеленой и красной и резкое снижение в ближней инфракрасной зоне. Наибольшие различия яркости разных видов прирусловых отмелей наблюдаются в красной зоне (100–150 усл. ед. ярк.), которую по этому признаку и следует использовать для разделения песчаных, песчано-илистых и илистых отмелей. Однако при этом песчано-илистые прирусловые отмели близки по яркости к отмелям в эстуарии, и для их разделения используется местонахождение отмелей (в русле или эстуарии). Илистые отмели близки по яркости к водам стрежневых зон потоков в руслах и в их продолжениях в эстуарии. Поэтому на цветном синтезированном снимке и на снимке в красной зоне илистые отмели почти не выделяются и очень слабо отличаются от стрежневых зон. Наибольшие различия их яркости в

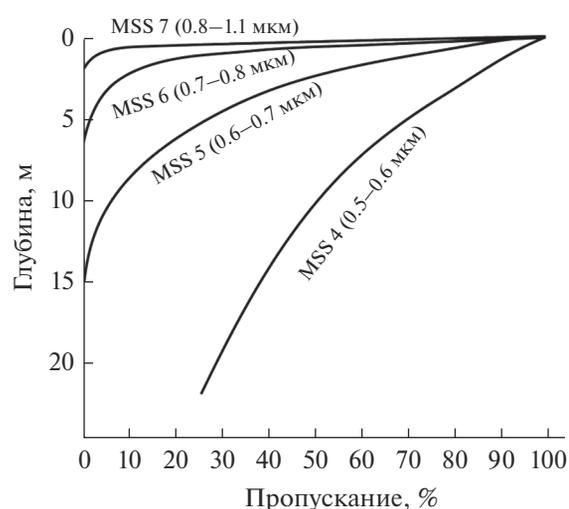


Рис. 2. Глубина проникновения в воду солнечных лучей разных спектральных диапазонов съемочной системы MSS спутника “Landsat” (по [14]).

красной зоне составляют 50 усл. ед. ярк., что плохо воспринимается глазом при визуальном дешифрировании, но потенциально они могут быть выделены при яркостном квантовании снимков; этот прием будет рассмотрен ниже.

Однако для разделения близких по яркости илистых отмелей и стрежневых зон в дельте Енисея удастся использовать дополнительно освоенную илистых и песчано-илистых отмелей водной растительностью. В красной зоне растительность имеет малую яркость, изображается темным тоном, как и илистый грунт, но в ближней инфракрасной зоне яркость растительности резко увеличивается, на фоне темных песчано-илистых отмелей хорошо выделяются ее светлые контуры, которые отличает четко выраженная мелкопятнистая структура, нехарактерная для других подводных объектов.

Этот признак — поселение водной растительности на илистых отложениях отмелей — оказывается чрезвычайно полезным для проверки правильности выделения песчано-илистых и илистых отмелей по уровням яркости при квантовании снимков на участках, не обеспеченных данными о глубинах (лоцманские батиметрические карты охватывают лишь восточную часть дельты, и на топографических картах изобаты даны лишь для русел восточной части дельты).

Предложенные на основе анализа кривых спектральной яркости методы выявления различных элементов подводного рельефа реализуются лишь на снимках с хорошим отображением всего набора картографируемых объектов. Для наилучшего изображения подводного рельефа толщина слоя воды над ним должна быть минимальной, а сами водные массы достаточно прозрачными.

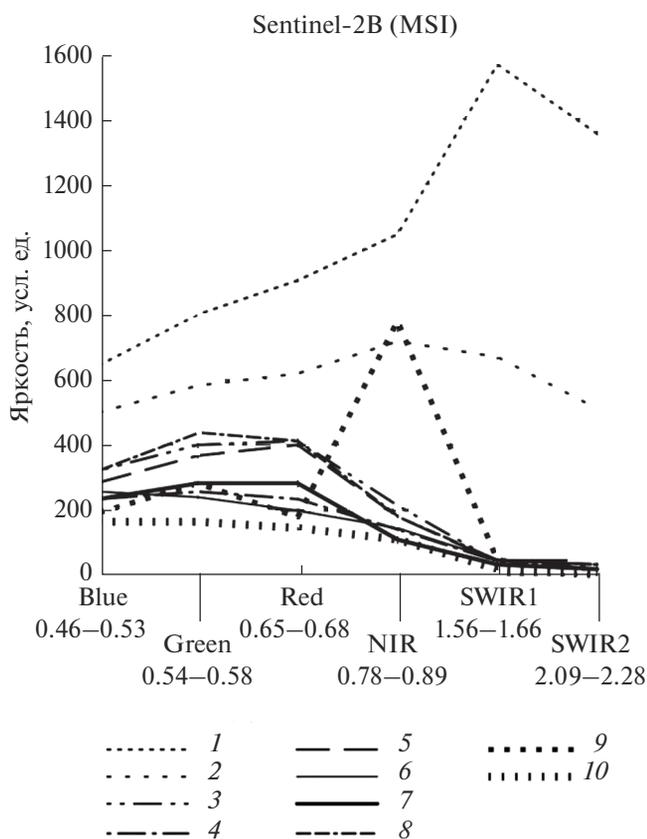


Рис. 3. Кривые спектральной яркости исследуемых объектов по данным съемки “Sentinel-2”. 1 – повышенные обсыхающие участки отмелей; 2 – приустьевые песчаные отмели; 3 – песчано-илистые отмели; 4 – илистые отмели; 5 – отмели в эстуарии; 6 – стрежневые зоны потоков; 7 – продолжения стрежневых зон потоков в эстуарии; 8 – участки повышенной мутности вод; 9 – водная растительность с плавающими листьями; 10 – погруженная водная растительность.

Возникают проблемы учета колебаний уровня воды и мутности вод.

Колебания уровня воды

При выборе снимков для исследования подводных объектов главное условие, помимо отсутствия облачности, – минимальная толщина водного слоя. Поэтому выбираются снимки, полученные в меженный период. Снеговое питание Енисея обуславливает пик весеннего половодья в мае–июне, устойчивая межень устанавливается с конца июля, но уже в сентябре–октябре помехой становится снежный покров. Погодные условия, экранирование облачностью резко сокращают возможности выбора снимков в этот короткий период. Приливные колебания уровня в Енисейском заливе незначительны (0,3 м у Сопочной Карги), но возможны нагоны, достигающие у за-

падного эстуарного края дельты 1–2 м [3]. Чтобы исключить влияние возможных сгонно-нагонных колебаний уровня, для выбранных безоблачных снимков с помощью информационной системы “Погода и Климат” [2] проверены погодные условия (ветер, осадки) в день съемки и предшествующие дни, а также проанализирована имеющаяся в открытом доступе статистика уровня воды с июля по сентябрь 2008–2017 гг. [11]. В течение суток, предшествовавших дате съемки 18 июля 2017 г., по данным метеостанции с. Караул, скорость преобладавшего ранее северного ветра снизилась до 2 м/с, а в день съемки с 0 до 3 ч отмечен штиль. Отметки уровня воды 198 см, зафиксированные на г.п. р. Енисей – с. Караул 18.07.2017, превышают средний многолетний уровень 192 см на эту дату незначительно (на 6 см) и средний многолетний уровень 183 см в августе (самый маловодный период межени) на 15 см. Эти данные свидетельствуют об отсутствии влияния нагонных процессов на уровень воды 18.07.2017.

Так как в открытых источниках отсутствуют данные об уровне воды в р. Енисей в 2019 г., влияние нагонных процессов на даты 18.07.2019, 14.08.2019 и 01.09.2019 оценивалось на основе данных о скорости и направлении ветра накануне съемки, среднестатистических данных об уровне воды на эти даты в 2008–2017 гг. и путем сравнения планового положения береговой линии на снимке 18.07.2017 с положением ее на снимках 18.07.2019, 14.08.2019 и 01.09.2019.

17 июля 2019 г. преобладал ветер северо-восточного направления со средней скоростью 8 м/с, который с 0 ч 18 июля сменился восточным ветром со скоростью 6 м/с. 13 и 14 августа 2019 г. зафиксирован переменный ветер от северного до юго-западного направления со скоростью 2–3 м/с, чередующийся со штилем. Во второй половине дня 31 августа 2019 г. восточный ветер со скоростью 5–6 м/с сменился ветром северо-восточного направления (10 м/с). С 0 ч 1 сентября наблюдался штиль, а затем восточный, северо-восточный ветер (3–4 м/с) (табл. 2). Сравнение снимков 18.07.2017 со снимками 18.07.2019, 14.08.2019 и 01.09.2019 показало, что уровень воды в эти дни в 2019 г. был практически одинаковым и несколько ниже, чем 18.07.2017 г. На основе этих данных можно считать, что сгонно-нагонные процессы в указанные дни 2019 г. также не оказывали существенного влияния на уровень воды.

Кроме этих сезонных, периодических и случайных колебаний уровня необходимо учитывать межгодовые колебания, зависящие от погодной ситуации в бассейне реки в конкретный год. На рис. 4 приведены графики изменений уровня Енисея по данным г.п. р. Енисей – с. Караул за летние месяцы с 2008 по 2017 г., показывающие

значительные межгодовые колебания уровня воды [11]. Они проясняют причину различий отображений отмелей на снимках, полученных в 2017 г. (на которых хорошо видны прирусловые песчаные отмели, а песчано-илистые и илистые почти не просматриваются), и на снимках 2019 г. (где отобразились все виды прирусловых отмелей и лучше выделяются стрежневые зоны потоков между отмелями). Опыт картографирования отмелей в дельте Енисея показал, что наряду с опорными для дешифрирования снимками при минимальном уровне воды полезно использовать и снимки при более высоком уровне, сравнение с которыми открывает некоторую возможность разноглубинного дешифрирования. В рассматриваемом случае по снимкам 2017 г., полученным при более высоком уровне воды, лучше выделялись светлые песчаные отмели; а снимки 2019 г., очевидно полученные при минимальном уровне воды, позволили выявить также более темные и углубленные песчано-илистые и илистые отмели и выделить между ними стрежневые зоны потоков в руслах.

Мутность вод

Один из главных факторов, осложняющих изучение и картографирование подводных объектов по космическим снимкам, — мутность вод. Струи воды разной мутности имеют повышенную яркость и формируют на снимке плавный извилистый рисунок, который можно принять за изображение мелководного рельефа дна. Главный метод для решения — рельеф дна или мутные воды — использование разновременных снимков, полученных с небольшим временным интерва-

Таблица 2. Направление и скорость ветра за сутки до даты съемки

Дата	Направление ветра	Скорость ветра, м/с
17.07.2019	СВ	6–12
18.07.2019	В	6–8
13.08.2019	Штиль	0
	З,	2
	С, СВ	3–4
14.08.2019	Штиль	0
	С	2
	Штиль	0
	ЮЗ	1
31.08.2019	В	4–10
	СВ	9–13
01.09.2019	Штиль	0
	В	3
	СВ	4

лом. Потоки мутных вод изменчивы во времени, а донные объекты более постоянны.

Енисей относится к рекам с относительно малой мутностью вод. Основной сток наносов Енисея формируется в верхней части бассейна выше Красноярского водохранилища. В лесной зоне поверхностный смыв незначителен. Слабо развита здесь и русловая эрозия, поскольку левобережные притоки имеют небольшие уклоны, а правобережные притоки дренируют в основном территории, сложенные преимущественно кристаллическими породами. Поэтому мутность воды и сток взвешенных наносов Енисея сравнительно малы,

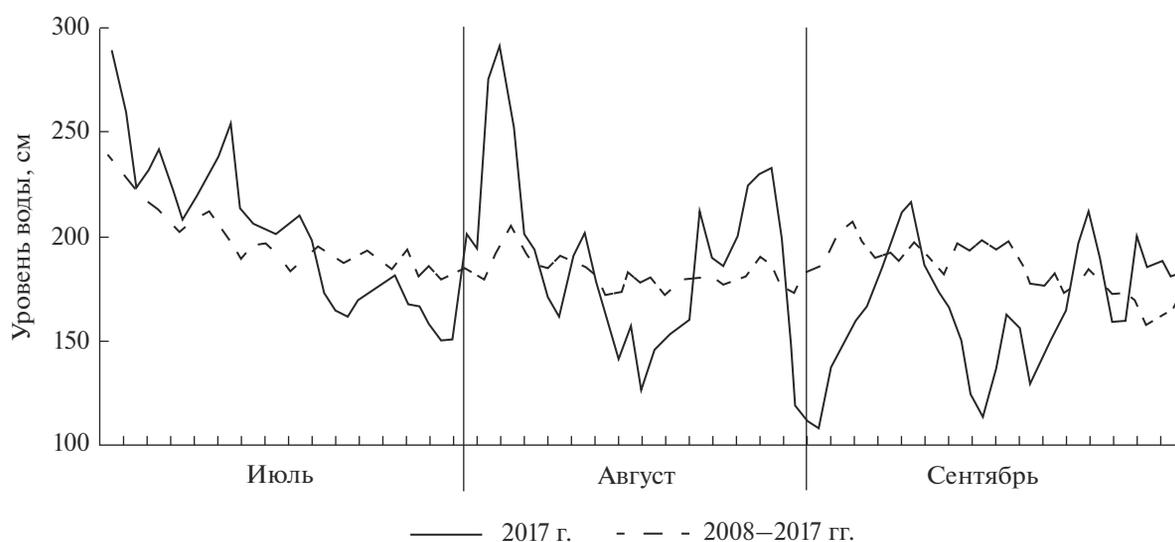


Рис. 4. Колебания уровня воды в приустьевой зоне Енисея в июле–сентябре 2008–2017 гг. по данным г.п. р. Енисей — с. Караул.

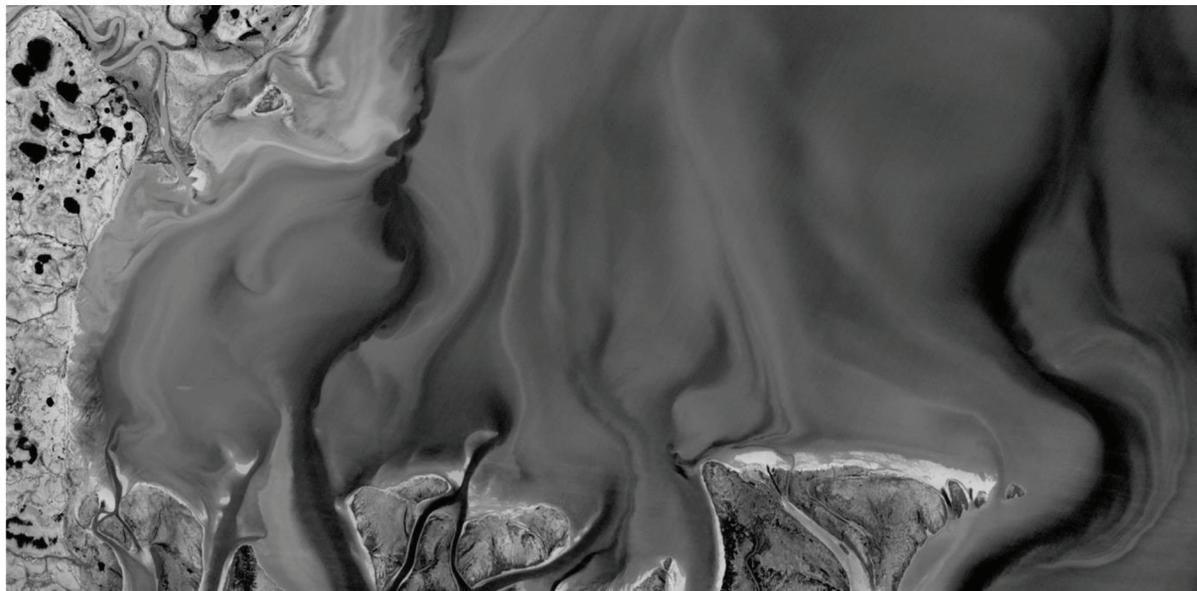


Рис. 5. Продолжения стрежневых зон потоков западной части дельты в мутных водах мелководного эстуария.

особенно в зарегулированных условиях [1]. Согласно карте “Средней мутности рек СССР” [12], средняя мутность вод Енисея – 22 г/м^3 , а его бассейн отнесен к зонам малой мутности ($10\text{--}25 \text{ г/м}^3$). Это определяет хорошие перспективы изучения по снимкам подводного рельефа почти по всем рукавам дельты Енисея. Однако в низовьях в дельту впадает слева приток – небольшая р. Танама, которая, протекая по позднеплейстоценовой (каргинской) озерно-аллювиальной равнине [3] и размывая ее мерзлые породы, приносит значительное количество взвесей в рук. Дерябинский Енисей, образованный при слиянии проток Широкой, Толстая Земля и впадающей в дельту р. Танама. Распространение этих взвесей по рукаву в разные даты съемки не одинаково.

На снимке 18 июля 2017 г. шлейф приносимых Танамой мутных вод “срезается” потоком из впадающей в Дерябинский Енисей прот. Охотской и ниже по течению не распространяется; прирусловые отмели у левого берега Дерябинского Енисея видны достаточно хорошо, просматривается полосчатая структура осложняющих их форм грядового рельефа. Однако на снимках 3, 5, 17, 18 июля 2019 г. светлый поток приносимых Танамой мутных вод шириной 1–2 км тянется вдоль левого берега Дерябинского Енисея вплоть до его устьевого створа и нижние границы прирусловых песчаных отмелей видны плохо. Но этот мутный поток в указанные даты пока не попадает в другие рукава дельтового разветвления Дерябинского Енисея. Однако на снимке 20 июля 2019 г. приносимые Танамой мутные воды распространяются уже во все рукава частной Дерябинской дельты.

На эстуарном крае дельты ниже устьевых створов рукавов в мелководном эстуарии – Енисейском заливе – сложный рисунок плавно изгибающихся светлых и темных полос может быть обусловлен как донным рельефом отмелей, так и потоками вод разной мутности. На снимке 18 июля 2017 г., когда мутные воды Танама не распространялись по рукавам Дерябинского Енисея и не достигали их устьев, в мелководном эстуарии слабо выделяются светлыми пятнами повышенные участки песчаных отмелей (для более четкого их оконтуривания использовано яркостное квантование снимка в красной зоне, этот прием охарактеризован ниже). В противоположность этому на снимках 3–18 июля 2019 г., когда мутные воды Танама доходили до эстуария по левому рукаву Дерябинского Енисея, а 20 июля 2019 г. распространялись по всем рукавам Дерябинского устьевого разветвления, на снимках сформировалась сложная и изменчивая во времени картина потоков мутных вод в эстуарии (рис. 5). Хотя направление их движения и определяется рельефом, но сам рельеф дна этими потоками скрыт.

Дифференцированный подход к разным районам дельты

Из приведенных примеров ясно, что в разных районах дельты влияние мутности вод на дешифрирование отмелей оказывается разным, и приходится учитывать этот фактор по-разному – в восточной части дельты (с крупными рукавами глубиной 10–15 м, получающими основной поток относительно прозрачных вод), в ее западной части (с более мелким (4–6 м) Дерябинским Енисе-

ем и впадающим сюда приносящим взвеси при-
током Танамай) и в мелководном (2–3 м) эстуа-
рии – Енисейском заливе.

В широкие рукава восточной части дельты по-
ступает основной поток относительно прозрач-
ных вод. При дешифрировании отмелей, примы-
кающих к островам Лопатному и Турушин в
Большом Енисее, и отмелей вокруг островов Ва-
сильевского, Чаечного, Судного, разделяющих
рукава Большой Енисей и Каменный Енисей,
сталкиваемся с тем, что при всегда достаточно хо-
рошем отображении светлых песчаных отмелей
более темные песчано-илистые и илистые отмели
видны хуже, для их дешифрирования необходим
поиск снимков, сделанных в идеальных условиях
при минимальном уровне воды и малой мутно-
сти, когда отображаются и эти формы, обычно
выделяющиеся не столь четко.

В западной части дельты, в рукавах Дерябин-
ского Енисея, где мутные воды не только ухудша-
ют условия наблюдения, но могут оказывать ис-
кажающее влияние (рисунок мутных вод может
быть принят за структуры донного рельефа),
необходимо использовать снимки за те даты, ко-
гда мутные воды Танама не распространяются
по Дерябинскому Енисею. Поскольку опасность
ошибочного дешифрирования сохраняется, не-
обходимы дополнительные средства контроля
правильности его результатов. В данном случае
для проверки оказалось эффективным привлече-
ние снимков, на которых отобразилась подвод-
ная растительность, поселяющаяся на илистых
отложениях отмелей. Сами контуры отмелей, их
границы на этих снимках видны плохо, но нали-
чие водной растительности подтверждает пра-
вильность отнесения выделенных по раннелетне-
му снимку контуров именно к отмелям, а не к
структурам мутных потоков.

Третий, наиболее проблематичный, район –
мелководья эстуария. Здесь для выделения повы-
шенных песчаных участков отмелей, слабо замет-
ных на снимках 18 июля 2017 г. с относительно
прозрачными водами, выполнено яркостное
квантование снимка в красной зоне с предвари-
тельным построением яркостных профилей.

Для определения продолжения на мелководье
стрежневых зон потоков из рукавов, впадающих в
залив, которые темными полосами выделяются
на рис. 5, использован синтез разновременных
снимков (18 июля, 14 августа, 1 сентября 2019 г.),
передающих различающуюся для каждой даты
картину изменчивых потоков мутных вод. На
цветном синтезированном изображении черным
цветом выделились участки стрежневых зон,
функционировавших во все три срока наблюде-
ния, т. е. наиболее устойчивых, которые и показаны
на карте (рис. 1) как продолжения стрежневых
зон потоков в мелководном эстуарии, а неопреде-

ленное размытое изображение с пятнами разного
цвета на синтезированном снимке отражает из-
менчивую ситуацию потоков мутных вод.

Водная растительность

На отмелях в дельте Енисея произрастает вод-
ная растительность. Это макрофиты – разные ви-
ды рдестов – водных трав с ползучими корневи-
щами и листьями – нижними, полностью погру-
женными в воду, и верхними, плавающими на
поверхности. Рдест подсибирский (*P. Subsibiricus*) –
эндемик и описан на Никандровском острове в
дельте Енисея. Длина его стебля ~50 см соизме-
рима с глубинами на отмелях. Другой вид – рдест
стеблеобъемлющий (*P. Perfoliatus*) – имеет корне-
вища с длинными ползучими побегами до 6 м
длиной, нередко образует заросли, затрудняющие
движение судов [13]. Местообитания рдестов и
других водных растений приурочены к илистым
грунтам и гораздо реже охватывают песчаные.

Водная растительность мелководий находит
отображение на космических снимках со спутни-
ка “Sentinel-2”. В начале лета после спада полово-
дья она изображается на цветном снимке, синте-
зированном в варианте “с естественной цветопе-
редачей” (RGB: 4,3,2), коричневато-зеленоватым
цветом, структура изображения аморфная. На зо-
нальных снимках в этот период для нее характер-
ен темный тон изображения в красной зоне и бо-
лее светлый серый в ближней инфракрасной, где
она имеет слабо выраженную пятнистую структу-
ру. В конце лета, когда рдесты получают полное
развитие и их верхние листья выходят на водную
поверхность, они очень четко отображаются на
цветных синтезированных с естественной цвето-
передачей снимках, имеют яркий зеленый цвет и
четко выраженную крупнопятнистую структуру
изображения. При сравнении зональных сним-
ков темный тон их изображения в красной зоне
меняется яркими белыми пятнами в ближней
инфракрасной зоне (рис. 6).

Такое четкое отображение побудило включить
растительность в число дешифрируемых объек-
тов при картографировании отмелей. Ее отобра-
жение на карте играет двойную роль. Во-первых,
карта показывает распространение растительно-
сти как возможное осложнение при движении су-
дов. Во-вторых, распределение растительности
используется как индикатор правильности де-
шифрирования песчано-илистых и илистых от-
мельей, а ее распространение помогает определить
нижние границы илистых отмелей, выделить на
контакте с ними стрежневые зоны потоков. При
этом важно использовать снимки за разные даты
вегетационного периода.

На снимке 18 июля 2019 г. в красной зоне хоро-
шо выделяются светлые контуры песчаных и пес-

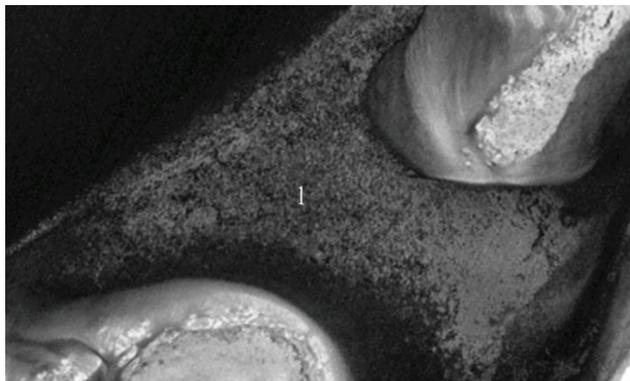


Рис. 6. Водная растительность с плавающими листьями (1) на снимке в ближней инфракрасной зоне со спутника “Sentinel-2” 14.08.2019.

чано-илистых отмелей и менее четко просматриваются илистые отмели. Водная растительность в это время еще не получила полного развития, на цветном синтезированном снимке видны ее неясные зеленоватые контуры.

В середине августа водная растительность получает максимальное развитие, верхние листья растений выходят на водную поверхность, и на снимке 14 августа 2019 г. она изображается ярко зеленым цветом и имеет четко выраженную пятнистую структуру изображения, отличающую ее от других донных объектов (рис. 6). Поэтому для проверки правильности дешифрирования по июльскому снимку илистых и песчано-илистых отмелей используется августовский снимок.

В сентябре заросли рдестов с плавающими листьями выделяются не столь четко, но получает максимальное распространение погруженная донная растительность, по которой и выделяются нижние границы илистых отмелей. Таким обра-

зом, по каждому из снимков, полученных в разные даты вегетационного периода, решаются свои задачи, что еще раз подтверждает необходимость использования не одного опорного снимка, а серии снимков.

Проблема нечетких границ и яркостное квантование снимков

На снимках в красной зоне, оптимальной для дешифрирования подводных объектов, хорошо выделяются светлые полосы прирусловых отмелей, протягивающиеся вдоль берегов большинства рукавов. Сопоставление снимков с лоцманскими картами, где на многих из этих участков показаны пески, свидетельствует о том, что это песчаные отмели. Вариации яркости, рисунок изображения позволяют при дешифрировании выделить на этих отмелях участки развития грядового рельефа, бровки размыва нижних краев прирусловых отмелей, устьевые бороздины (рис. 7).

Однако границы части песчаных отмелей, особенно — расположенных посреди русла, нечеткие; в частности, это относится к банкам Неупокоева и Вилькицкого, отмеченным на топографических и лоцманских картах. Недостаточная четкость характерна и для границ песчано-илистых и особенно — илистых отмелей, более глубоких по сравнению с песчаными и отличающихся более темным изображением. В предыдущем разделе показано значение их индикационного дешифрирования по погруженной растительности, развивающейся на илистых отложениях. По яркости изображения на снимке они слабо отделяются от стречневых зон потоков в руслах; кривые спектральной яркости этих объектов, как видно из рис. 3, очень близки. Такие трудно выявляемые отмели наиболее широко распространены по периферии крупных островов в восточной части

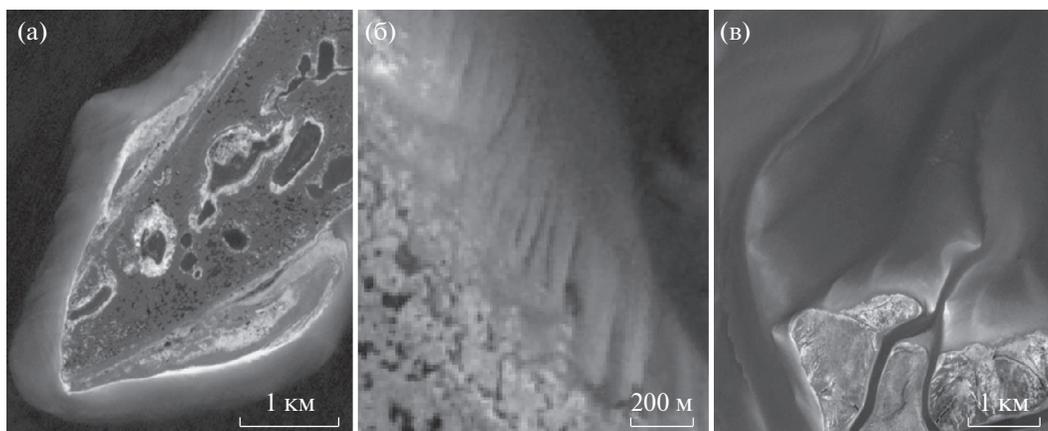


Рис. 7. Отображение форм руслового рельефа на снимке со спутника “Sentinel-2” в красной зоне: четкий нижний край прирусловой песчаной отмели — бровка размыва осью потока (а); — грядовый рельеф на поверхности песчаных отмелей (б); подводные продолжения русел в эстуарии — устьевые бороздины (в).

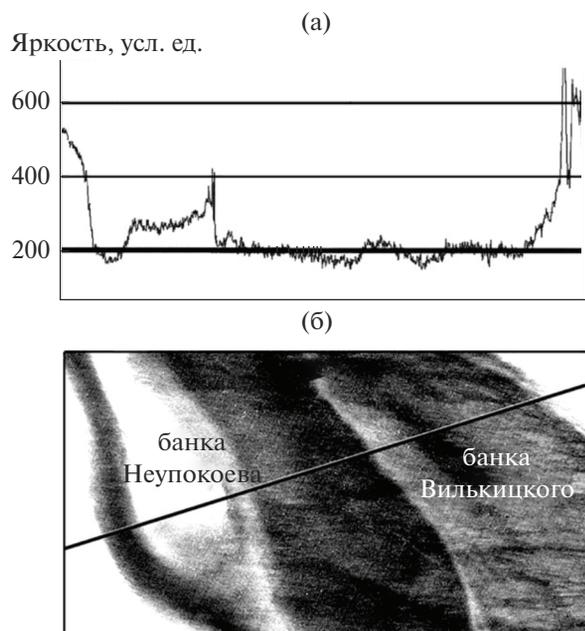


Рис. 8. Профиль изменения яркости в красной зоне через устьевой створ Енисея с банками Неупокоева и Вилькицкого для определения яркостного уровня квантования снимка (а) и результаты квантования (б).

дельты. Они примыкают к оголовкам и ухвостьям островов Лопатного, Турушин, Васильевского, Чаечного, Судного. Видимо, более темные по цвету песчано-илистые и илистые отложения, а также нередко поселяющаяся на них подводная растительность приближают яркость изображения этих отмелей к яркости более глубоких строжневых зон потоков. Но спектральные кривые все же фиксируют различия яркости этих объектов в красной зоне, поэтому потенциально могут быть выделены уровни яркости, соответствующие каждому из них. Для определения этих уровней построены графики изменения яркости на снимке по профилям, пересекающим изображения обеих форм (рис. 8). Яркостное квантование обеспечивает более обоснованное выделение нечетких границ.

Однако на графиках, построенных для различных районов дельты, уровни яркости, разделяющие илистые отмели и несколько более глубокие строжневые зоны потоков в руслах, неодинаковы. Это связано с несколькими факторами, обуславливающими различия яркости воспроизведения однотипных объектов. Главные из них — разная глубина рукавов западной, средней и восточной частей дельты и различная мутность вод в них, на что указывалось выше. Как и при учете мутности вод, здесь необходим дифференцированный подход к различным районам дельты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По современным космическим снимкам со спутника “Sentinel-2” впервые составлена карта отмелей дельты Енисея. Опыт работы над ней показал, что снимки обеспечивают исследование не только динамики дельт, размыва и аккумуляции отложений вдоль эстуарного края дельты и берегов рукавов, но и подводных прирусловых отмелей, что особенно важно с учетом роли дельт как замыкающего звена при выходе к океану, возросшую в связи с усилением внимания к Северному морскому пути.

При исследовании отмелей использованы методы прямого визуального и индикационного дешифрирования, яркостного квантования снимков для выделения нечетких границ, цветового синтеза разновременных снимков для разделения изображений мутных вод и донных объектов. При разделении отмелей по составу отложений существенную роль играет индикационное дешифрирование илистых и песчано-илистых отмелей по распространению на них подводной растительности с учетом стадии развития растений в различные сроки периода вегетации.

При выборе снимков для исследования подводных объектов важен учет глубины проникновения в воду солнечных лучей разных спектральных диапазонов, что определяет красную зону как опорную для изучения отмелей дельты и варианты цветового синтеза с ее участием.

Важный фактор выбора снимков — слой воды над отмелями; отбираются безоблачные снимки на межлетний период при отсутствии нагонов и минимальном уровне; учет межгодовых колебаний уровня дает возможность разноглубинного дешифрирования. Выбираются снимки с минимальной мутностью вод для выявления структур изображения, обусловленных мутностью, выполняется анализ разновременных снимков, их цветовой синтез.

Выявлена необходимость использования наряду с опорными, оптимальными для дешифрирования также снимков, полученных в разные сроки в течение межлетнего периода.

Предложенные методические приемы требуют дифференцированного подхода к разным районам дельты, различающимся по структуре гидрографической сети, водности, глубине рукавов, мутности вод.

Составленная карта впервые характеризует современное распространение отмелей в дельте Енисея. Ее сопоставление с топографическими и лоцманскими картами 1970–1980-х гг. показывает сокращение площадей отмелей, примыкающих к оголовкам крупных островов восточной части дельты, что находится в соответствии с активизацией размыва берегов рукавов в первые

десятилетия XXI в., выявленной авторами в предшествующем исследовании [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В.* Поступление наносов в устья больших рек // Геоэкологическое состояние Арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007. С. 165–179.
2. Архив погоды в Карауле // Погода и климат. [Электронный ресурс]. URL: <http://pogodaiklimat.ru/weather.php?id=20978> (дата обращения: 25.03.2020)
3. *Кортаев В.Н.* Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. Избранные труды. М.: МГУ, геогр. фак., 2012. 540 с.
4. *Кравцова В.И., Вахнина О.В.* Исследование динамики дельты Енисея по разновременным космическим снимкам // Геодезия и картография. 2020. Т. 81. № 1. С. 34–47.
5. *Кравцова В.И., Инюшин А.Н.* Исследование современной динамики дельты Лены по космическим снимкам // Вод. ресурсы. 2019. Т. 46. № 6. С. 567–574.
6. *Кравцова В.И., Черепанова Е.В.* Динамика дельт рек Енисея и Пура // Вод. ресурсы. 2003. Т. 30. № 3. С. 304–311.
7. *Крыленко В.В., Крыленко М.В., Алейников А.А.* Исследование подводного рельефа Бакальской банки по данным космических снимков Sentinel-2 // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. Вып. 2. С. 30–39.
8. *Магрицкий Д.В.* Антропогенные изменения величины и режима стока наносов // Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007. С. 179–187.
9. *Михайлов В.Н., Магрицкий Д.В., Поваляшников Е.С.* Поступление воды в дельты рек и их водный баланс // Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007. С. 137–141.
10. Спутниковые карты // Спутниковые снимки – интересные точки на карте. [Электронный ресурс]. URL: <https://satmaps.info/> (дата обращения: 25.03.2020)
11. Среднесуточные уровни воды рек, ручьев, каналов по постам // АИС ГМВО. [Электронный ресурс]. URL: <https://gmvo.skniivh.ru/index.php?id=180> (дата обращения: 25.03.2020)
12. Сток наносов, его изучение и географическое распределение / Под ред. *А.В. Караушева*. Л.: Гидрометиздат, 1977. 240 с.
13. Флора СССР. Т. 1. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 302 с.
14. *Charnell R.L., Maul G.A.* Oceanic Observation of New York Bight by ERTS-1 // Nature. 1973. V. 242 (5398). P. 451–452.
15. *Lyzenga D.R., Malinas N.P., Tanis F.J.* Multispectral bathymetry using a simple physically based algorithm // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2006. V. 44 (8). P. 2251–2259.
16. *Specht M., Needler D., Fritz N.* New color film for water photography penetration // Photogrammetric Engineering. 1973. V. 39. № 4. P. 359–369.
17. *Stumpf R., Holderied K., Sinclair M.* Determination of water depth with high-resolution satellite imagery over variable bottom types // Limnol. Oceanogr. 2003. V. 48 (1). P. 547–556.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 556.54:551.468(282.243.7)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА И ГИДРОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ДЕЛЬТАХ КРИОЛИТОЗОНЫ: ДЕЛЬТЫ РЕК ЛЕНЫ И МАККЕНЗИ¹

© 2021 г. Е. Н. Долгополова^а, *, М. В. Исупова^а, **

^аИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: dolgopolova@gmail.com

**e-mail: misupova@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.12.2019 г.

После доработки 26.01.2020 г.

Принята к публикации 27.01.2020 г.

Исследован гидрологический режим дельт рек Лены и Маккензи, расположенных в зоне многолетнемерзлых пород разных типов. Выявлены свойственные устьям субарктической области черты. Исследован транспорт наносов в обеих дельтах и вынос материала в море Лаптевых и Бофорта. Приведены характеристики мерзлых пород и обсуждены их изменения при современном росте температуры воздуха. Отмечена возможность влияния оттаивания многолетнемерзлых пород при потеплении климата на величину стока воды и наносов в арктических дельтах.

Ключевые слова: дельта, криолитозона, Лена, Маккензи, сток воды, перенос наносов, морфологические процессы.

DOI: 10.31857/S0321059621040040

Исследование устьев рек, впадающих в моря Северного Ледовитого океана, вызывает большой интерес как в связи с освоением территорий, прилегающих к устьям, и добычей углеводородов, так и с желанием человека сохранить уникальные экосистемы, сформировавшиеся в этих устьях. Кроме того, современное изменение климата, приводящее к росту среднегодовых значений температуры воздуха на Земле, в прибрежных районах Арктики вызывает изменение ледовой ситуации и режима осадков, увеличение глубины оттаивания многолетнемерзлых пород (ММП) и деструктивные процессы на территории, что также сказывается на режиме арктических устьев [34, 42, 44, 51]. Изменение свойств ММП вызывает существенные переформирования долин и устьев рек в криолитозоне.

Неустойчивость субарктических геосистем, обусловленная развитием криогенных процессов и особенностями вертикальной структуры мерзлых грунтов, определяется изменениями климата, морскими трансгрессиями и регрессиями, а также интенсивностью освоения земель человеком. В этих условиях ведущий процесс изменения ландшафтной структуры — термокарст. С ростом

температуры воздуха сплошные ММП превращаются в прерывистые, далее — в островные вплоть до исчезновения мерзлых грунтов, что приводит к сдвигу южной границы распространения ММП к С. Однако взаимодействие речных и морских вод в устьях рек способствует не только сохранению, но и образованию ММП, о чем свидетельствует возникновение сезонномерзлых грунтов в устьевых областях арктических рек. В [12, 21, 25] отмечено, что при взаимодействии морских и пресных речных водных масс в устьях арктических рек могут возникать придонные течения в сторону суши (эстуарная циркуляция), с которыми в устья рек может поступать морская вода с отрицательной температурой, что в свою очередь вызывает замерзание промытых пресной водой осадков и образование сезонно-мерзлых грунтов.

Устья рек — индикаторы всех процессов, происходящих в реке и ее долине выше по течению. На режим устьев влияют многие факторы, основные из них: речные (сток воды и наносов, уровни воды в реке и др.), морские (уровень воды в океане, течения, приливы, волнение и др.) геологические, физико-географические (климат, рельеф, почвенно-растительный покров) и антропогенные. Эти факторы, различные для разных устьев, существенно меняются в разные периоды даже в пределах одной устьевой области. Так, увеличение объема атмосферных осадков и активное тая-

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема 0147-2019-0001, государственная регистрация АААА-А18-118022090056-0).

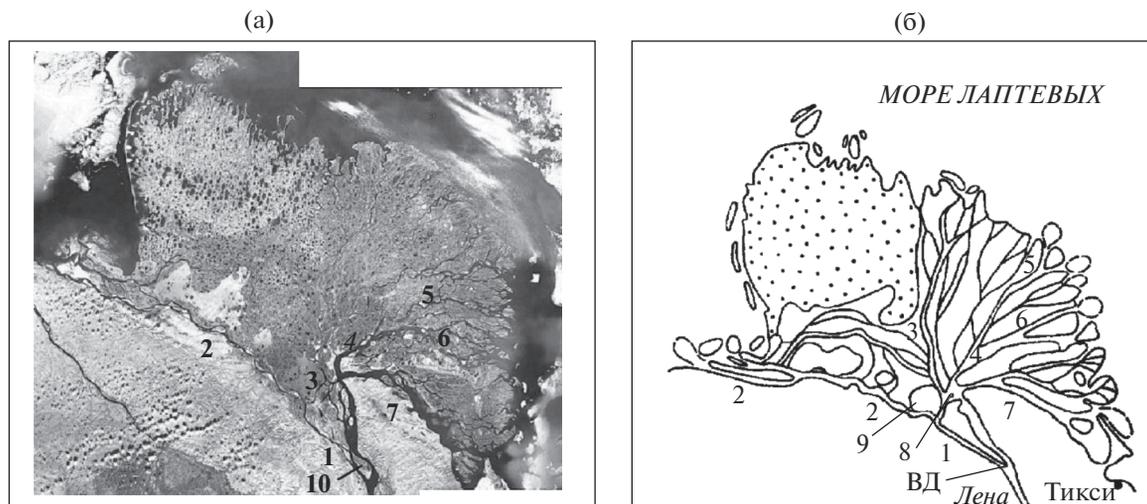


Рис. 1. Карта (а) и схема (б) дельты Лены по [17, 56]. Рукава и протоки: 1 – Булкурская, 2 – Оленекская, 3 – Туматская, 4 – Трофимовская, 5 – Большая Трофимовская, 6 – Сардахская, 7 – Быковская; острова: 8 – Столб, 9 – Самойловский, 10 – Тит-Ары. Здесь и на рис. 2 ВД – вершина дельты.

ние ММП в бассейнах рек вызывают повышенный расход воды в арктических устьях, а рост температуры воздуха – увеличение испарения; увеличение глубины протаивания ММП на территории бассейна реки приводит к росту стока мелкодисперсных наносов в вершине дельты; активизация разрушения берегов в много рукавной дельте – переформирование дельтовых рукавов, прорывы и быстрое изменение конфигурации берегов.

ОБЛАСТЬ ИССЛЕДОВАНИЯ

Лена – одна из крупнейших рек России и мира. Ее длина 4260 км, площадь бассейна 2.49 млн км². При впадении в море Лаптевых Лена образует крупнейшую в Арктике (и одну из самых больших в мире) дельту площадью ~29.3 тыс. км², расположенную между 72° и 73° с.ш. и 122° и 129° в.д. Вершина дельты (ВД) находится на выходе из “Ленской трубы” в месте отделения от Лены влево Булкурской протоки (впадающей в Оленекскую протоку) в ~175 км от моря. Второй большой узел разветвления главного рукава Лены (в различных источниках принимается за ВД) находится в районе о. Столб – останца Хараулахского хребта (~150 км от моря) (рис. 1). Здесь русло Лены делится на основные магистральные рукава (с 3 на В): протоки Оленекскую (длиной 202 км), Туматскую (145 км), Трофимовскую (150 км) и Быковскую (102 км). Длина изрезанного морского края дельты (МКД) составляет ~1930 км.

Гидрографическая сеть дельты Лены очень сложная (рис. 1). Она включает в себя ~6100 водотоков общей длиной 14.6 тыс. км, от ~29.5 до 59 тыс. озер (в основном термокарстовые) общей

площадью ~3200 км², а также >1600 островов [5, 17]. Окружающие дельту возвышенности – это типичная тундра, лишенная древесной растительности.

На территории дельты Лены развиты водный транспорт и рыболовство. Наибольшее судоходное значение имеет Быковская протока, по которой суда доходят до порта Тикси, расположенного на берегу одноименной бухты.

Маккензи – наиболее протяженная река Канады, ее длина 1770 км, площадь бассейна 1.8 млн км² [45]. Дельта Маккензи, расположенная между 67° и 70° с.ш. и 134° и 136° з.д., – самая большая в Канаде (площадь 13000 км² [49]), вторая по величине арктическая дельта после дельты Лены и вторая после дельты Миссисипи в Северной Америке. ВД Маккензи находится в месте деления реки на рукава (Пойнт-Сепарейшн) в ~210 км от моря Бофорта (рис. 2). Наиболее крупные магистральные рукава дельты – Восточный (длиной ~215 км), Средний (~245 км) и Западный (в верхней части – Пил, ~170 км), соединенные между собой множеством мелких протоков.

Дельту Маккензи называют страной озер. На ее территории насчитывается >45 тыс. водоемов (коэффициент озерности от 30 до 50%) – преимущественно небольших (средняя площадь поверхности 0.12 км²) и неглубоких (средняя глубина <4 м), создающих уникальную водную экосистему для рыб, водоплавающих птиц и млекопитающих. Мелководные озера в дельте можно разделить на три группы: постоянно соединяющиеся с рукавом (60%), затапливаемые только в весеннее половодье и изолированные от протока в остальную

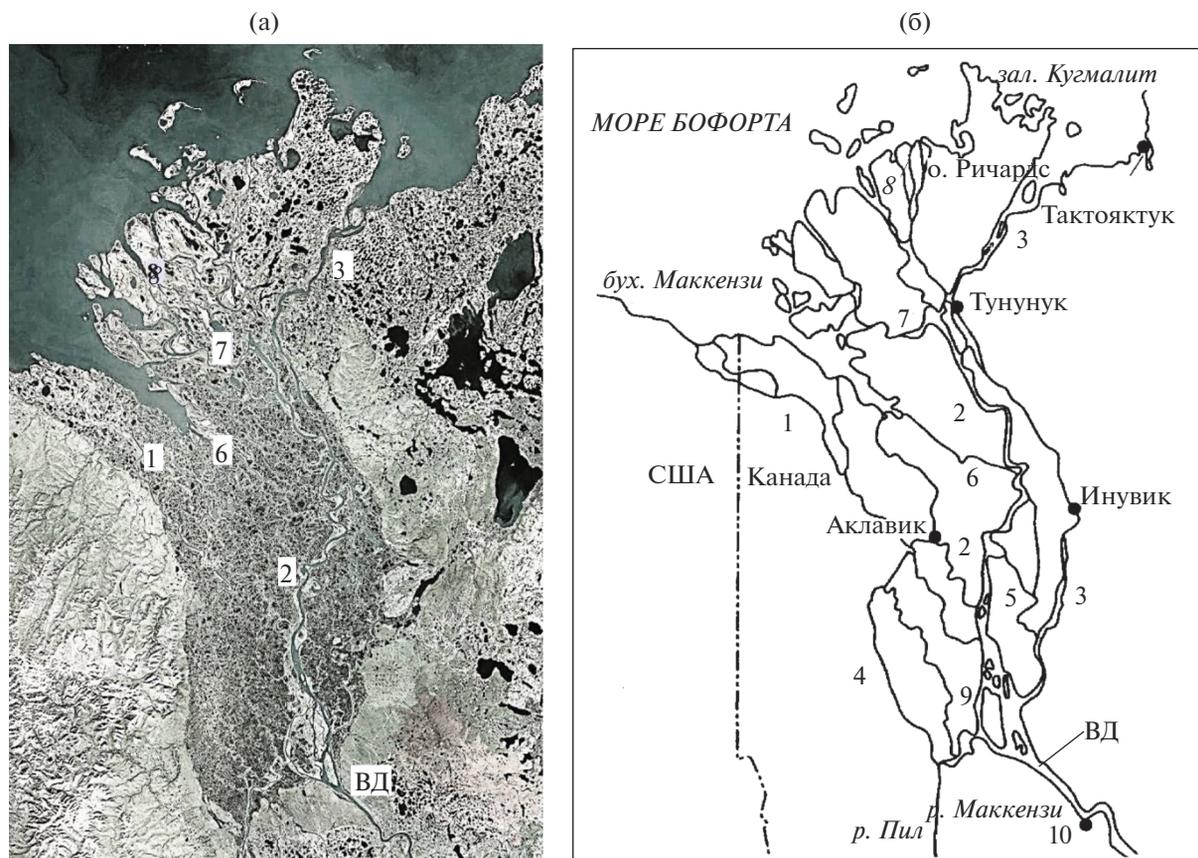


Рис. 2. Карта (а) и схема (б) дельты Маккензи по [18, 56]. Рукава и протоки: 1 – Западный, 2 – Средний, 3 – Восточный, 4 – Пил, 5 – Калинек, 6 – Напояк, 7 – Рейндер, 8 – Кумак, 9 – Левый; 10 – г/п Арктик-Ред-Ривер.

часть года (25%), затопляемые в период исключительно высокого половодья (15%) [49].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ДАННЫЕ

В исследовании применены следующие методы: сравнительный физико-географический анализ, оценка и сравнение величин стока воды W_Q и наносов рек W_R , анализ реакции ММП на потепление климата и ее влияния на сток воды и наносов рек.

Рассмотрено географическое положение водосборов рек Лены и Маккензи, выделены основные различия их геологического строения, природных зон, а также степень освоения земель на территориях бассейнов рек. Проанализирована информация о границах распространения в исследуемых дельтах разных типов ММП, представленная в [8, 14, 20, 21, 28, 39, 35, 41, 42, 47].

Сток воды и наносов и его распределение по рукавам – одни из основных факторов, влияющих на особенности гидролого-морфологических процессов в дельтах рек. Сток воды в ВД отражает состояние реки на верхней границе устьевой области и имеет, как правило, наиболее

длинные ряды наблюдений. Поэтому в данной работе W_Q используется как основная количественная характеристика при сравнении дельт Лены и Маккензи. Вторая количественная характеристика дельты – сток наносов W_R в ее вершине – зависит от многих факторов, основные из которых – геологическое строение бассейна реки, климат и количество осадков, расход воды и регулирование стока реки, степень освоения земель бассейна реки человеком. Таким образом, эта характеристика интегрирует все процессы в реке выше дельты. Данные о долговременных изменениях W_Q , а также о регулировании стока рек Лены и Маккензи приведены по [1, 25, 26, 36, 38, 41, 45]. Сток наносов W_R в исследуемых устьях рек, позволяющий в том числе оценить вынос твердого материала и загрязняющих веществ в арктические моря, оценивался по данным, представленным в [23, 26, 36, 38, 41].

Потепление климата и хозяйственная деятельность человека приводят к изменению свойств ММП и сокращению площади их распространения [2, 22, 32, 37, 46, 47]. Увеличение среднегодовой температуры воздуха T приводит к повышению температуры поверхности земли T_g , которое

Таблица 1. Гидролого-климатические характеристики устьев рек Лены и Маккензи

Характеристика	Устье Лены	Устье Маккензи
Средняя температура воздуха, °С		
январь	–36...–32	–30...–24
июль	+4...+8	+8...+13
Осадки, мм	250–300	250–300
Испарение, мм	~200	286
Испаряемость, мм	150	200
Сток воды в ВД, км ³ /год (мм)	536 (214)	292 (194)
Средний годовой расход воды в ВД, м ³ /с	17000	11000
Средний максимальный расход воды в ВД, м ³ /с	135000	25000
Питание	Смешанное с преобладанием снегового	
Время замерзания	сентябрь–октябрь	
Время вскрытия	Май	Май
Период ледостава (ледовых явлений), сут	236 (250)	~200 (~240)
Толщина льда, см	230	>70
Объем наносов в ВД, млн т/год	22.5	130
Средняя мутность, г/м ³	43	~370

вызывает изменение температуры грунта на разных глубинах T'_g и увеличение толщины сезонного слоя d (СТС). В результате меняется тип распространения ММП: от сплошного к островному.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСТЬЕВ ЛЕНЫ И МАККЕНЗИ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ В НИХ ММП

Устья рек Лены и Маккензи приурочены к областям древней палеозойской (Маккензи) и средней мезозойской (Лена) складчатости. Это равнинные территории (уклон долины дельты $\sim 1.1 \times 10^{-4}$), ограниченные с З и В горными цепями. В устье Лены это кряж Чекановский и северные отроги Верхоянского хребта, в устье Маккензи – хребет Ричардсон (северные отроги Кордильер) и холмы Карибу (Канадский щит). В геоморфологическом плане дельта Лены состоит из собственно дельтовых образований, дочетвертичных останцов коренных пород (острова Столб, Америка-Хайя, Сардах), остатков озерно-аллювиальных массивов Приморской низменности (“едомы”) и участков морской террасы, объединенных между собой в ходе образования дельты. Дельта Маккензи приурочена к практически плоской равнине с высотой над уровнем моря всего 10 м (километрическое падение 0.13 м/км, уклон долины дельты 6.0×10^{-5} [29]). В современном рельефе дельты Маккензи хорошо выражены формы, связанные с ее положением в зоне ММП.

Здесь развиты термокарстовые озера, “тундровые полигоны” и гидролакколиты.

Устья рек Лены и Маккензи находятся в арктическом климатическом поясе (при этом дельта Маккензи расположена южнее дельты Лены на 400 км), который характеризуется коротким прохладным летом и продолжительной малоснежной и морозной зимой (табл. 1). Климат в районе устья Лены по сравнению с устьем Маккензи более резко континентальный, средняя годовая температура воздуха в дельтах Лены и Маккензи отрицательная – (-15° и -11°C соответственно). Годовое количество атмосферных осадков в обоих устьях почти равное (табл. 1). Зимние осадки невелики, мала и толщина снежного покрова, что способствует значительному промерзанию почвы зимой. Дельты обеих рек приурочены к зоне тундры и лесотундры.

Ледовые явления в устьях Лены и Маккензи

Ледовый режим водотоков дельт Лены и Маккензи определяется направлением течения рек с Ю на С. Замерзание воды в реках начинается с устьев в конце сентября – начале октября. Вскрытие рек начинается с верховьев, сопровождается регулярными заторами льда (особенно на разветвленных участках русла) и достигает дельт между серединой мая и серединой июня.

Длительность ледостава в дельте Лены увеличивается от 223 дней в году в ВД до 273 дней вблизи МКД [17]. Осенью толщина льда в дельте, начиная с Быковской протоки, нарастает посте-

пенно, в среднем со второй недели октября до максимальной величины (2.2–2.3 м) в апреле–мае. Весеннее вскрытие часто сопровождается заторами льда выше ВД, которые могут распространяться на большие расстояния – от нескольких сотен метров до сотен и более километров, достигая рукавов дельты (например, вплоть до Сардакско-Трофимовского узла разветвления), приводящими к повышению уровня воды на 5–10 м. Продолжительность существования заторов – от нескольких часов до нескольких суток. Так, например, в июне 1963 г. в ВД Лены мощный затор льда протяженностью 130 км просуществовал 10 сут [15]. Во время образования и прорыва заторов растет эрозионная и транспортирующая способность водотоков, приводящая к значительным русловым деформациям в водотоках дельты [10, 26]. В рукавах дельты (Оленекская, Трофимовская, Быковская протоки) заторы не продолжительные и, как правило, не приводят к значительным подъемам уровня воды, так как вода и лед перераспределяются в смежные рукава. Лыдины, достигающие рукавов дельты, часто не тают и остаются в них все лето до следующей осени.

В дельте Маккензи ледостав устанавливается во второй половине ноября. В рукавах и озерах дельты толщина льда зависит от местоположения и меняется от года к году, достигая 2 м в нижней (северной) части дельты [38]. На устьевом взморье Маккензи максимальная толщина льда 1.8 м, исключая районы торосов. Вблизи дельты образуется ледяной припай шириной 10–20 км. Вскрытие рукавов дельты Маккензи начинается одновременно с паводком на реках Пил и Маккензи (механическое вскрытие). Значительные ледяные заторы выше ВД повышают заторный уровень воды, вызывая крутые волны и подвижку огромных льдин при прорыве затора. Эти льдины обычно скапливаются в рук. Среднем, где ледяные заторы доходят до места впадения в него рук. Калинек. Ледяные заторы также формируются на верхних участках рук. Восточного, ниже его отделения от Среднего. В этой части дельты льдины, образующие затор, не выталкиваются в рукава севернее линии Инувик–Аклавик [26]. В конце мая–начале июня ледяные заторы приводят к затоплению большей части дельты [29]. Во второй половине XX в. ледовые условия в рукавах дельты Маккензи менялись незначительно: толщина льда уменьшалась (~1 см), вскрытие рукавов стало происходить раньше (менее суток) [26].

Особенности распространения ММП в исследуемых устьях рек

Гидрологический режим рек криолитозоны характеризуется слабым грунтовым питанием, маловодьем рек зоны ММП в зимний период вплоть до полного промерзания, образованием

наледей и слабым развитием эрозионных процессов, так как скованные мерзлотой грунты трудно поддаются размыву [14].

Большая часть (80%) бассейна Лены расположена в зоне сплошных и прерывистых ММП. Дельта Лены полностью находится в зоне сплошных ММП, мощность которых достигает 600–650 м. В районе устья Лены распространены кембрийские и юрские песчано-глинистые, известняковые и песчано-глинистые и песчаниковые отложения платформенного типа. Третичные песчано-глинистые отложения миоцена или плиоцена встречаются эпизодически. Мерзлые породы распространены повсеместно (кроме подрусловых полос и днищ глубоких озер). В устьевой области Лены в суглинках пойменной фации в составе всех террас присутствуют слои полигонально-жильного льда (толщиной до ≥ 20 м), за исключением первой надпойменной террасы и современной поймы [25].

Почти 13% бассейна Маккензи расположено в зоне сплошных ММП, 29% – в зоне прерывистых. Вся дельта находится в зоне прерывистых ММП (50–90%), исключая нижнее течение рук. Восточного, где распространены сплошные ММП (90–100%) [28]. Более детальные исследования, представленные в [29], показывают, что подстилающая поверхность дельты Маккензи, не считая площади под протоками и озерами, на 90% сложена сплошными мерзлыми грунтами, толщина которых меняется в диапазоне 100–700 м.

Интенсивный рост среднегодовой глобальной температуры воздуха (1.17°C за период с 1880–1920 гг. по 2017 г. [37]) оказывает существенное влияние на положение границы распространения ММП. Современная деградация ММП в России отражается на сдвиге западной границы сплошной криолитозоны от эстуариев рек Мезень и Кулой (бассейн Белого моря), где она наблюдалась в XIX в., к устью Печоры [21]. Однако сравнение современных границ распространения ММП, приведенных в [20], с данными, представленными в [21], не показывает существенного сдвига границы распространения ММП к С в бассейне Лены. В бассейне Маккензи за 1896–2011 гг. (период устойчивого роста T [33]) южная граница распространения ММП сместилась от г. Форт-Норман ($\sim 64.5^\circ$ с.ш.) до г. Инувик ($\sim 68.2^\circ$ с.ш.). В то же время даже кратковременные изменения T приводят к локальной миграции границы ММП. Например, понижение T в 1940-х гг. на 2°C сопровождалось движением границы распространения ММП в долине Маккензи к Ю до 67.3° с.ш. Быстрый рост T на арктическом побережье, отмеченный в [29], подтверждается в [45] данными об увеличении T в дельте Маккензи на побережье моря Бофорта (о. Ричардс) на 2.5°C с 1970 г.

Анализ результатов последних исследований повышения T на побережье Северного Ледовитого океана, представленных в [11], показал наибольший ее рост ($2-3^{\circ}\text{C}$) за период с 1951–1989 гг. по 2017 г. в приполярных областях России и Северной Америки, а также в центральной части Сибири. Исследование осредненных аномалий среднегодовой температуры воздуха на территории России за 1936–2009 гг. показало наличие положительного линейного тренда $T \sim 0.6^{\circ}\text{C}$ в широтной зоне $60^{\circ}-85^{\circ}$ с.ш. и $T \sim 0.8^{\circ}\text{C}$ – в зоне $60^{\circ}-70^{\circ}$ с.ш. [2]. Эти данные наблюдений подтверждают результаты моделирования изменения средней для бассейна Лены нормы температуры воздуха за 2006–2035 гг., составляющие при различных сценариях изменений климата $1.5-2.0^{\circ}\text{C}$ [6].

Согласно [29], рост T_g в устьевой области Маккензи в период 1970–2008 гг. составил $1.5-2.5^{\circ}\text{C}$, глубина СТС увеличилась на 8 см за 1983–2008 гг. В 2005–2009 гг. зарегистрированный рост d в районе дельты Маккензи привел к увеличению времени замерзания оттаявшего грунта в аллювиальных низинах (101 день) вдвое по сравнению со временем замерзания возвышенных и не столь увлажненных областей [42]. За 1980–2002 гг. рост глубины активного слоя составил 0.47 см/год [49]. Увеличение толщины активного слоя и разрушение мерзлых грунтов вплоть до исчезновения ММП способствуют дренированию поверхностного слоя грунта, а таяние верхнего слоя ММП – сильному увлажнению и нестабильности мерзлых грунтов и повышенной эрозии.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ВОДНЫЙ РЕЖИМ УСТЬЕВ ЛЕНЫ И МАККЕНЗИ

Дельты рек можно разделить на условные части, для которых характерно преимущественное влияние речных или морских факторов. Так, дельта Лены делится на три зоны: верхнюю (с преобладанием речных факторов), среднюю (промежточную), расположенную в зоне переменного подпора от колебаний уровня моря и в которую распространяются нагоны, и нижнюю – приморскую (с существенным влиянием морских факторов в период низкого стока реки) [17, 25]. Дельту Маккензи подразделяют на две части – верхнюю (речную) и нижнюю (с преобладанием влияния морских факторов) [49].

Сток воды, наносов и тепла в вершинах дельт

Водный режим дельт Лены и Маккензи характеризуется наличием растянутого летнего половодья (как правило, с июня по сентябрь, реже с мая по сентябрь) и дождевых паводков, а также продолжительной зимней меженью (в дельте Лены 230–240 сут). Питание рек смешанное (снего-

вое и дождевое), доля подземного питания незначительная.

Средний многолетний расход воды Q_{cp} Лены на гидропосту (г/п) Кюсюр (~ 200 км выше ВД) равен $16980 \text{ м}^3/\text{с}$ ($\sim 17000 \text{ м}^3/\text{с}$, $536 \text{ км}^3/\text{год}$) за 1936–2011 гг. (табл. 2). По данным, представленным в [16], Q_{cp} Лены на этом же г/п за 1927–2014 гг. составил $17200 \text{ м}^3/\text{с}$ ($542 \text{ км}^3/\text{год}$). Сток воды реки меняется от 401 км^3 (в наиболее маловодном 1986 г.) до 728 км^3 (в наиболее многоводном 1989 г.). Максимальные расходы воды в половодье в устье реки $> 100000 \text{ м}^3/\text{с}$, наибольший расход ($220000 \text{ м}^3/\text{с}$) отмечен в 1989 г. Как показано на рис. 3а, W_Q Лены увеличивался за 1936–2011 гг. со средней интенсивностью $37.7 \text{ м}^3/\text{с}$ в год (0.19% среднемноголетнего значения). По данным [25], за 1951–2001 гг. средний расход воды реки в период половодья увеличивался на $117 \text{ м}^3/\text{с}$ в год, в период зимней межени – на $22 \text{ м}^3/\text{с}$ в год, в период летней межени практически не менялся. Наибольший вклад в повышение W_Q Лены в ВД вносят южная часть бассейна реки, а также притоки Алдан и Вилюй [7].

Сток воды реки в течение года распределен крайне неравномерно (табл. 3). Более 74% W_Q в дельте Лены приходится на период половодья, а основной сток ($\sim 90\%$) – на период с мая по октябрь. Самые многоводные месяцы – июнь ($30.4-37.5\%$) и июль ($16.0-21.4\%$). Гидрограф половодья в ВД Лены имеет одну хорошо выраженную волну с довольно значительными величинами расходов воды, что связано с климатическими факторами и наличием ММП. Снежный покров в начале зимы ложится, как правило, на мерзлую почву. Поэтому в период снеготаяния талые воды быстро поступают в речную сеть, формируя высокое половодье.

Средний многолетний сток взвешенных наносов W_R выше ВД Лены (г/п Кюсюр) составляет 22.5 млн т/год, влекомых наносов – от 1.06 до ~ 5.4 млн т/год [16]. Основной сток наносов происходит в период прохождения половодья или паводков (до 84%). Средняя мутность реки выше ВД сравнительно невелика – $43 \text{ г}/\text{м}^3$; максимальная и минимальная мутность – 400 и $25 \text{ г}/\text{м}^3$ соответственно. В районе о. Столб среднемноголетний расход взвешенных наносов $\sim 650 \text{ кг}/\text{с}$, $W_R = 20.4$ млн т/год, среднегодовая мутность $40 \text{ г}/\text{м}^3$. Низкая мутность воды в ВД связана со слабым поступлением продуктов бассейновой эрозии в русло реки, вызванным продолжительным периодом с отрицательной T , распространением сплошных ММП, равнинным рельефом и залесенностью бассейна [16].

Q_{cp} Маккензи на г/п Арктик-Ред-Ривер (н.п. Тсиигетчик, в ~ 25 км выше ВД) за 1972–2000 гг., по [54], составляет $9000 \text{ м}^3/\text{с}$ ($W_Q =$

Таблица 2. Сведения о многолетнем стоке воды р. Лены и водотоков ее дельты по [1] (прот. – протока)

Водоток	Гидроствор	Период, годы	Средний многолетний расход воды $Q_{\text{ср}}$, м ³ /с	Наибольший расход воды $Q_{\text{наиб}}$, м ³ /с	Наименьший расход воды $Q_{\text{наим}}$, м ³ /с		Сток воды W_Q , км ³ /год
					период открытого русла	зимний период	
р. Лена	Кюсюр	1936–2011	16980	220000	9800	366	536
р. Лена, главное русло	4.7 км выше о. Столб	1950–2005	15400	189000	9850	380	486
прот. Быковская	Хабарова	1950–2005	4150	52500	2260	75.6	131
прот. Трофимовская	Трофимовский	1950–2005	10200	76300	7130	670	322
прот. Оленекская	Оленекский	1977–2005	1140	34300	449	н/б	36.0
прот. Туматская	Туматский	1977–2005	1090	28800	265	н/б	34.4

Таблица 3. Внутригодовое распределение расходов воды Q в вершинах дельт Лены (г/п Кюсюр) и Маккензи (г/п Арктик-Ред-Ривер) (I–XII – месяцы)

Река	Период, годы	Q	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Лена	1934–1975 [17]	м ³ /с	2540	1870	1360	1100	5350	74200	39100	27200	24700	14200	3370	2730	16500
		%	1.30	0.91	0.68	0.56	2.70	37.5	19.8	13.7	12.5	7.24	1.72	1.39	100
	1976–1994 [54]	м ³ /с	3140	2670	2120	1760	5890	61830	39490	26170	21890	13210	3340	3070	15380
		%	1.70	1.45	1.15	0.95	3.19	33.5	21.4	14.2	11.9	7.16	1.81	1.66	100
	2005–2011 [1]	м ³ /с	4820	3680	2730	2210	18460	69300	36380	29980	31960	18480	5070	4620	18970
		%	2.12	1.62	1.20	0.97	8.11	30.4	16.0	13.2	14.0	8.12	2.23	2.03	100
Маккензи	1972–2000 [54]	м ³ /с	3890	3610	3360	3490	13630	20460	17140	13770	11310	9020	4720	3640	9000
		%	3.60	3.34	3.11	3.23	12.6	18.9	15.9	12.7	10.5	8.35	4.37	3.37	100

= 284 км³/год). Расчет, проведенный авторами настоящей статьи по данным [33], в ВД Маккензи дает величину $Q_{\text{ср}} = 9260$ м³/с (292 км³/год) за 1973–2011 гг. За этот период отмечается слабый рост $Q_{\text{ср}}$ с интенсивностью 19.4 м³/с в год (0.21%) (рис. 36). Однако в начале XXI в. возрастание $Q_{\text{ср}}$ усилилось до 0.91% в год (или на 9.1% за 2000–2011 гг.). Детальные исследования изменений стока воды рек бассейна Маккензи, представленные в [45], также показали увеличение стока воды Маккензи и ее левого притока Лиарда за 1965–2014 гг.

Основной сток воды (до 71% годового) Маккензи в ВД приходится на период летнего половодья, самые многоводные месяцы – июнь (18.9%) и июль (15.9%) (табл. 3). Среднемесячные расходы воды реки меняются от 3500 м³/с в зимнюю межень до 25000 м³/с в половодье.

W_R в ВД Маккензи составляет ~128 млн т/год (средняя мутность воды 370 г/м³) [30], это мак-

симальная величина W_R для рек водосбора Северного Ледовитого океана [11]. Треть наносов (до 46 млн т/год) поступает в Маккензи со стоком р. Лиард, несущего свои воды с отрогов Канадских Скалистых гор (горы Пелли). Левые притоки, впадающие в Маккензи ниже устья Лиарда (в том числе р. Пил), приносят дополнительно до 50 млн т/год наносов, W_R правых притоков незначителен, ~5 млн т/год [30]. С учетом данных [30] рассчитано поступление наносов в ВД Маккензи в результате береговой эрозии основного русла реки (~18 млн т/год).

Температура воды в вершинах дельт в период с мая по сентябрь меняется от 5.1 до 14.2°C (Лена) и 5.0–16.0°C (Маккензи). Величина среднего теплового стока Лены в ВД за 1935–2012 гг. составляет 15.6×10^{15} кДж/год [16], при этом отмечается увеличение стока тепла с 15.3×10^{15} в 1935–1980 гг. до 16.0×10^{15} кДж/год в 1980–2012 гг. По оценкам [52], средний тепловой сток в ВД Мак-

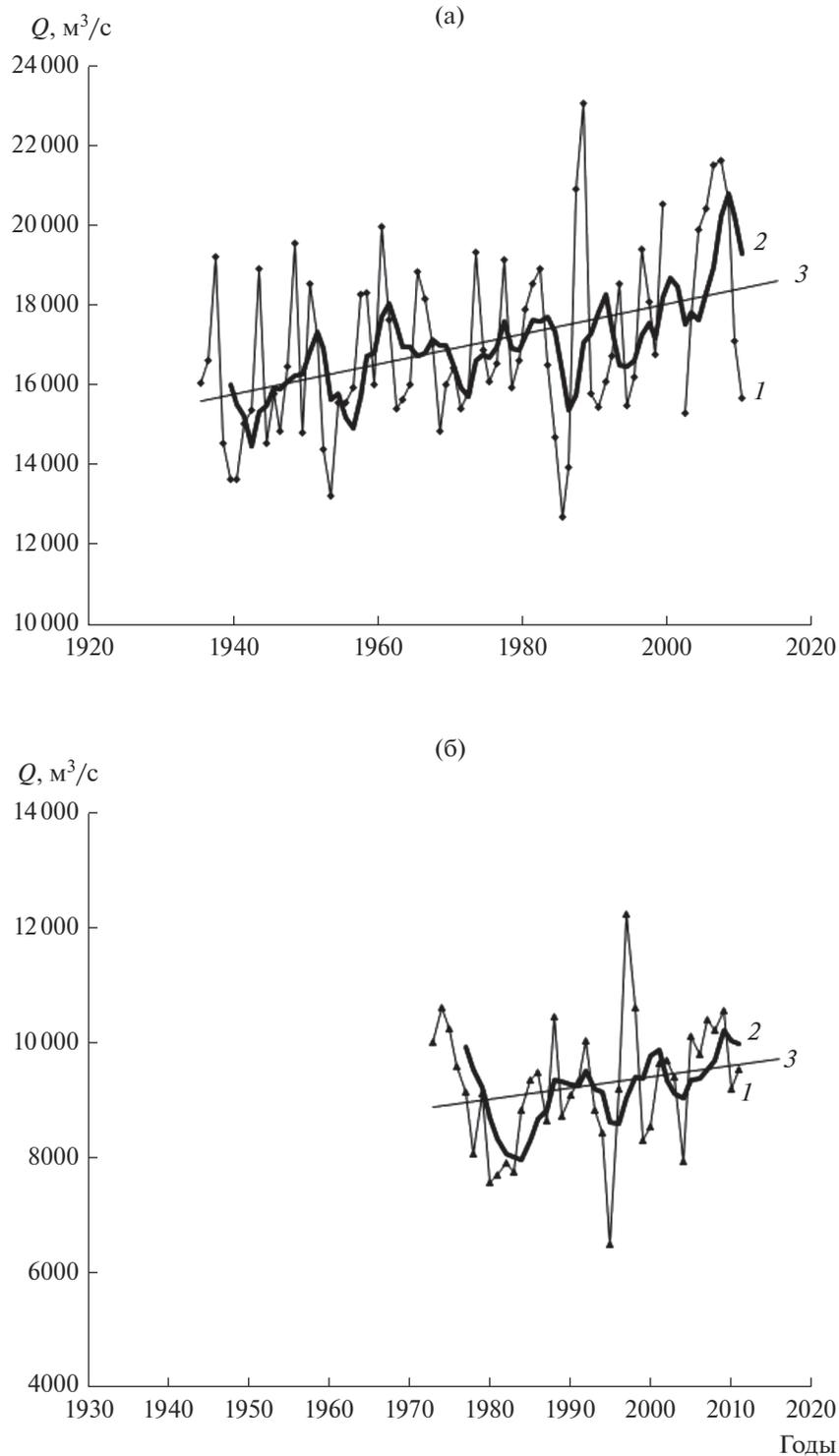


Рис. 3. Многолетние изменения расхода воды Лены (г/п Кюсюр) (а) и Маккензи (г/п Ред-Арктик-Ривер) (б). 1 – среднегодовые расходы воды, 2 – осредненные за 5 лет, 3 – многолетний тренд.

кензи за 1973–2011 гг. составляет $\sim 10.5 \times 10^{15}$ кДж/год. Увеличение теплового стока р. Маккензи в океан подтверждается наблюдениями за изменением распространения морского льда в тече-

ние июня–сентября в периоды 2003, 2004, 2006 и 2008 гг., представленными в [36]. Рост теплового стока реки меняет условия взаимодействия морских и речных вод на устьевом взморье, способ-

ствует оттаиванию береговых ММП, увеличению стока наносов в море и размыву края дельты.

Морские факторы

Устьевое взморье Лены — относительно мелководный участок моря Лаптевых (средняя глубина на шельфе 20–40 м [5]) — характеризуется интенсивной динамикой вод, сложной вертикальной структурой, значительной стратификацией, наличием струйных потоков, поступающих из проток дельты. В вертикальной термохалинной структуре они проявляются как относительно теплые распресненные линзы. В зоне влияния речного стока стратификация вод остается значительной, несмотря на малые глубины.

В настоящее время эвстатическое повышение уровня моря Лаптевых в районе дельты Лены меняется от 0.046 до 0.206 см/год в западной части взморья (Оленекский зал. и о. Дунай) и до 0.162 см/год в восточной части (бух. Тикси). Средняя температура воды поверхностного слоя моря Лаптевых на взморье Лены меняется в пределах 3.3–6.1°C, придонного — –1.1...+6.0°C [24]. Соленость воды в поверхностном слое по мере удаления от МКД меняется от 5.2 (минимальная 2.0) до 12.8‰, в придонном слое — от 8.40 до 31.6‰, при этом мористее дельты эффект опреснения снижается в направлении с ЮВ на СЗ и С. Приливы в море полусуточные, их средняя величина ~0.5 м. При нагонах, величина которых нередко превышает величину прилива, резко увеличивается соленость (до 28‰) в придонном горизонте и снижается температура воды. При сгоне возникает компенсационное противотечение, типичное для моря Лаптевых, которое приносит в придонные слои бух. Буор-Хая соленые воды из районов открытого шельфа.

Море Лаптевых большую часть года (с октября по май) покрыто льдами разной толщины и возраста, здесь также наблюдаются большие скопления пакового льда. В восточной части взморья зимой отмечается мощный припай, за границей которого находятся дрейфующие льды.

Высокоширотное положение, характер крупномасштабной циркуляции атмосферы, низкое побережье, открытое на С и закрытое хребтом Брукса с Ю, определяют основные черты климата моря Бофорта. Температура воды в поверхностном слое распределяется довольно равномерно, что объясняется в основном широтным простиранием моря и его широкой и свободной связью с Северным Ледовитым океаном. Зимой температура воды на поверхности почти везде –1.5°C [39]. Летом воды моря Бофорта прогреваются сравнительно мало: температура воды на поверхности в северной и северо-западной частях достигает –0.5...–1°C, увеличиваясь к Ю до 0...+2°C.

Течения в море Бофорта образуют циклональный круговорот, на южной периферии которого в августе в восточном направлении переносятся воды, прогретые до +4°C, с соленостью ~28‰, а на северной периферии — в западном направлении переносятся арктические воды с температурой –1.5°C и соленостью ~32‰ [39]. Море Бофорта практически весь год покрыто льдами, кромка которых в августе расположена в 50–100 км от побережья. Средняя величина прилива в море Бофорта 0.3 м, максимальная 0.5 м в п. Тактояктук. Волнение оказывает влияние в основном летом в период открытой воды. Высота и период волн в среднем меньше 4 м и 8 с. Штормовые нагоны, как правило, вызваны северо-западными ветрами и формируют довольно сильные течения на мелководном устьевом взморье Маккензи. Максимальное повышение уровня моря во время нагона в зал. Кугмаллит составляет 2.4 м.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА ВОДЫ И УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ В РУКАВАХ ДЕЛЪТ ЛЕНЫ И МАККЕНЗИ

Дельта Лены. В ВД Лены (первом узле разветвления) основной сток воды реки (~92%) сосредоточен в главном русле (Лена). Булкурская протока, на долю которой приходится ~8% водного стока в ВД, действует только в половодье и несет свои воды в Оленекскую протоку. На спаде половодья в месте слияния этих проток сток воды из Булкурской протоки в Оленекскую прекращается, а в межень часть стока Оленекской протоки может поступать в Булкурскую [5]. В [5] также отмечается, что при образовании ледяных заторов в период половодья на верхнем участке Оленекской протоки сток воды из Булкурской протоки направляется в Туматскую. Во втором (главном) узле разветвления Лена делится на основные рукава (протоки). По данным [3], в системе Трофимовской протоки сосредоточено до 42% водотоков дельты, Туматской ~29, Оленекской 18 и Быковской 11%. При этом на долю восточных рукавов (Большая Трофимовская и Быковская протоки) приходится >86% стока воды Лены в ВД.

Больше половины (~61.5%) водного стока Лены в главном узле разветвления (г/п “4.7 км от о. Столб”) поступает в систему Трофимовской протоки, распределяясь далее в Сардахскую (60%) и Большую Трофимовскую (40%), в устье которой доходит только 8% стока в месте отделения протоки (остальное распределяется в боковые водотоки). С ростом расхода воды в главном русле Лены часть расхода воды, поступающего в Трофимовскую протоку, перераспределяется между Быковской, Оленекской и Туматской протоками (рис. 4а). В систему Быковской протоки поступает до ~25.5% стока Лены, при этом, согласно [5],

ниже по течению система подпитывается водами Сардахской протоки (по мелким извилистым рукавам). Доля стока Оленекской (западной) протоки в среднем составляет ~6.8% стока воды Лены и в зависимости от фазы водного режима меняется от 2–4 (межень) до 10% (половодье). На систему Туматской протоки приходится 6.4% стока Лены в главном узле разветвления. Во второй половине XX в. отмечалось увеличение расходов воды в протоках Быковской (на 8.2 м³/с в год, 0.20% среднемноголетнего расхода воды рукава), Трофимовской (на 46 м³/с в год, 0.45%), Туматской (на 6.0 м³/с в год, 0.55%) и Оленекской (на 6.3 м³/с в год, 0.55%) [25]. При этом наблюдалось некоторое снижение стока воды в Оленекской протоке в летне-осенний период, что наряду с увеличением мутности воды и стока наносов способствует заносимости русла протоки.

Уровненный режим водотоков дельты Лены определяется главным образом изменениями расхода воды реки (распластыванием волны половодья), приливами и нагонами (в приморской части дельты) и ледовыми заторами. Средний размах колебания уровня воды на участке реки от г/п Кюсюр до о. Столб (215 км) уменьшается вниз по течению почти в 2.5 раза и характеризуется значительным спадом весенних уровней с ≥ 20 до 7–9 м. На режим уровня воды в нижней части дельты Лены оказывают влияние приливы, волнение и штормовые нагоны в море Лаптевых. Сгонно-нагонные волны значительно превосходят волны приливов. Амплитуда сизигийных полусуточных приливов в устьях Быковской и Трофимовской проток составляет ~0.40 м, в устье Оленекской 0.65 м; высота нагонов может быть >1.5 м. При этом нагоны и приливы гасятся в дельте и не доходят до ее вершины. В устьях рукавов и проток на их водный и русловой режим усиливается влияние моря: происходит дополнительное осаждение взвешенного материала, меняется направление течений, уменьшается сток воды проток за счет его распределения по второстепенным протокам.

Дельта Маккензи. Современное распределение водного стока между основными рукавами дельты Маккензи также неравномерно, как и в дельте Лены. Большая часть (86%) стока воды в ВД Маккензи сосредоточена в рук. Среднем, распределяющегося далее в рукава Напоаяк, Рейндер и Кумак. На долю рук. Западного приходится 5%, Восточного – 1.5%. Данные величины рассчитаны по сведениям о среднемесячных расходах воды на границе южной и северной частей дельты (линия Инувик–Аклавик) в период 2009–2017 гг., представленным в [55]. Неувязка (92.5%) суммы долей стока рукавов связана, по-видимому, с неучтенным перераспределением стока воды в мелкие водотоки дельты, в том числе в рукава Калинек

(отделяющийся от Восточного рукава) и Аклавик (отделяющийся от Среднего), которые впадают в рукава Восточный и Западный ниже линии Инувик–Аклавик. Представленные в [18] приближенные оценки распределения стока воды в дельте, основанные на морфометрических данных, давали его более равномерное распределение во второй половине XX в. – по 36% стока реки в ВД приходилось на долю рукавов Среднего и Восточного и 28% на долю Западного. Данные оценки основывались на предположении, что весь сток в дельте распределяется по этим основным трем рукавам, а доля стока каждого рукава пропорциональна квадрату его ширины (ширина рукавов Западного, Среднего и Восточного – 530, 600 и 600 м соответственно) [18]. Столь существенное различие оценок распределения стока воды в дельте Маккензи, полученных авторами настоящей статьи и в [18], связано в первую очередь с достоверностью данных, на основе которых проводились расчеты (авторы настоящей статьи использовали опубликованные данные гидрометслужбы Канады).

Как и в дельте Лены, в дельте Маккензи наблюдается тенденция перераспределения расходов воды из рук. Среднего по второстепенным протокам в многоводный период (рис. 4б). Подобные процессы снижения доли стока магистральных рукавов дельт в многоводный период характерны и для крупных многорукавных дельт, расположенных вне криолитозоны, например Волги и Дуная.

Ледовые процессы в дельтах также могут оказывать влияние на распределение стока воды по дельтовым рукавам. Так, например, наличие ледяного затора на участке разветвления в районе ВД Маккензи может привести к незначительному перераспределению стока воды в пользу рук. Восточного (3%), при этом оставляя практически постоянным водный сток в зал. Кугмаллит (Киттигазуит) [27]. Также при заторе снижается поток воды из р. Пил в рук. Левый дельты (возможен даже обратный переток из рукава), что приводит к увеличению на ~4% стока воды рук. Западного (Пил) в море. На сток воды рук. Кумак в системе рук. Среднего наличие заторов практически не влияет в результате перераспределения стока в узле разветвления Средний–Рейндер–Неклек. В целом итоговое распределение и перераспределение стока воды между многочисленными рукавами дельты Маккензи происходит в пользу систем рукавов Западного и Среднего.

Максимальные уровни воды в рукавах дельты Маккензи наблюдаются в период половодья, минимальные – в зимнюю межень. Размах сезонных колебаний уровня воды в дельте быстро уменьшается от вершины дельты к взморью – с 6.6 до 0.2 м [18]. С удалением от вершины дельты уменьшает-

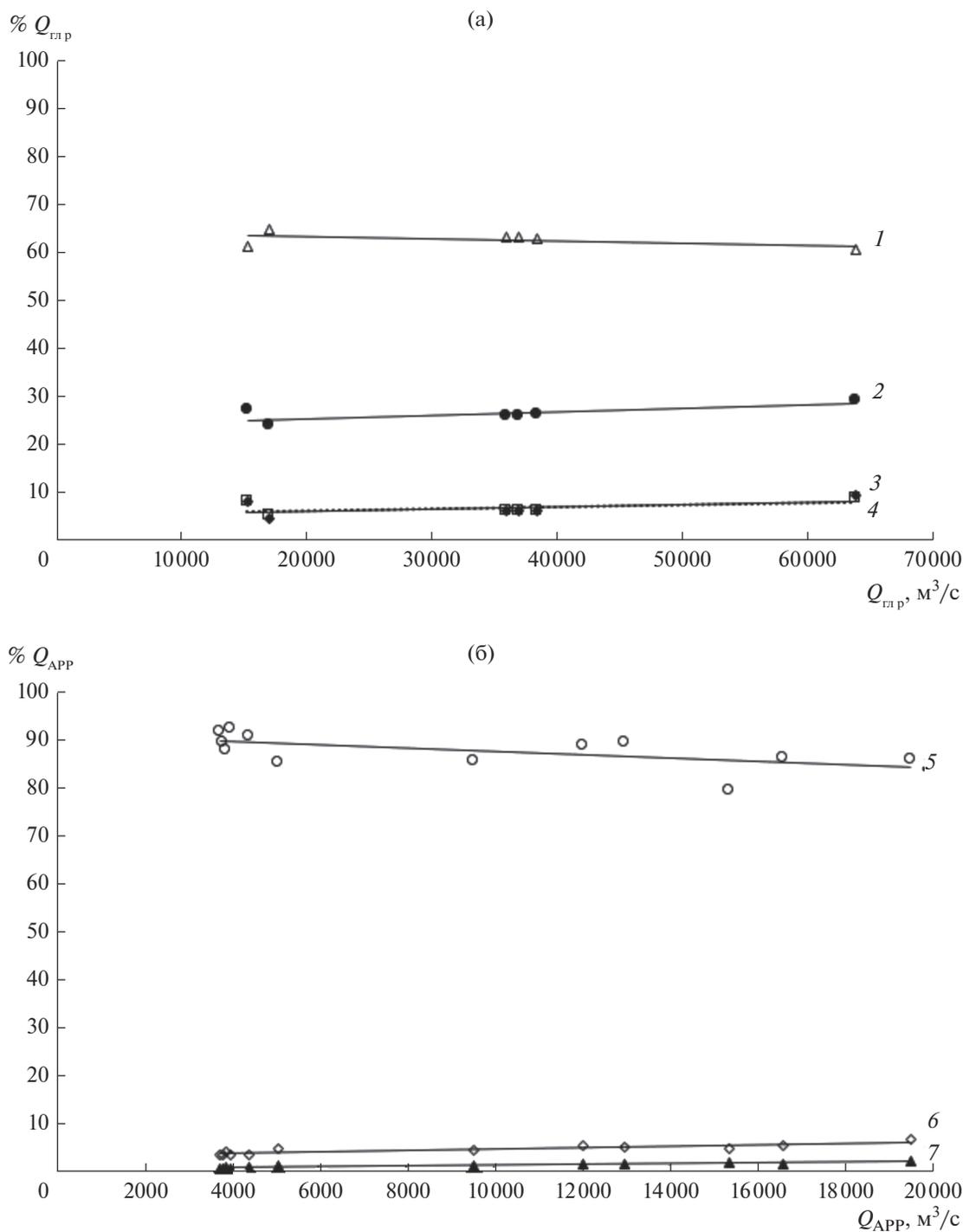


Рис. 4. Изменения долей расходов воды по основным рукавам дельты Лены (Главное русло (гл р), 2003–2005 гг.) (а) и Маккензи (Арктик-Ред-Ривер (АРР), 2009–2017 гг.) (б) по данным [1, 55]. Рукава (протоки): 1 – Трофимовская, 2 – Быковская, 3 – Оленекская, 4 – Туматская, 5 – Средний, 6 – Западный, 7 – Восточный.

ся высота прирусловых валов, поэтому нижняя часть дельты в половодье практически полностью заливается. На уровенный режим нижней части дельты Маккензи существенное влияние оказывают приливы, волнение и штормовые нагоны в море Бофорта.

СТОК НАНОСОВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ДЕЛЬТАХ ЛЕНЫ И МАККЕНЗИ

Дельта Лены. Довольно значительный W_R в ВД Лены (22.5 млн т/год), ~85% которого остается в дельте и распределяется между дельтовыми рука-

вами приблизительно пропорционально распределению стока воды, обуславливает образование перекатных участков в протоках и формирование обширных устьевых баров в районах впадения протоков в море [13, 17]. Так, например, устьевой бар в устье Оленекской протоки достигает в длину 28, Большой Трофимовской – 13, Быковской – ~20 км. Мутность воды в рукавах и протоках при этом уменьшается (в среднем до 22–26 г/м³). При этом в приморской части дельты в ее рукавах в прилив расход наносов увеличивается в результате подпора со стороны моря и поступления осолоненных морских вод, вызывающих дополнительное осаждение взвешенного материала [5]. Руслу Оленекской, Трофимовской и Сардахской проток малоустойчивы и подвержены деформациям, проявляющимся в смещении побочной и осередков со скоростью 30–40 м/год и размыве берегов до 10 м/год.

Современная дельта Лены относительно молодая, при этом ее северо-западная часть (о. Арга и останцы) сложена более древними по сравнению с дельтой в целом аллювиальными осадками [5]. Дельта начала формироваться после последнего оледенения во время повышения уровня океана 5–6 тыс. лет назад, когда в устье Лены образовались два воронкообразных залива. Постепенно в заливах формировались дельты выполнения древних Оленекской и Быковской проток. Одновременно шло формирование дельт выдвигания в местах современных Туматской и Трофимовской проток. Современные черты гидрографической сети дельты Лены образовались 800–1000 лет назад. В целом за последние 5–7 тыс. лет выдвигание дельтового конуса выноса Лены в море составило 120–150 км [13, 17].

В настоящее время к наиболее активным и развивающимся рукавам дельты Лены относятся Быковская, Трофимовская, Сардахская протоки, а к теряющим активность или отмирающим – Оленекская, Булкурская, Туматская протоки. По краям дельты Лены происходит накопление материала, обусловленное лавинной седиментацией [25]. Дополнительное осадконакопление происходит также и в некоторых центральных частях дельты, а активная эрозионная деятельность – в среднем течении Туматской протоки, в районе разветвления проток Оленекской, Туматской и Булкурской, а также в районе о. Сардах (Сардахская протока). Ниже Сардахско-Трофимовского узла разветвления происходит уменьшение стока Большой Трофимовской протоки, увеличение стока воды и наносов в Сардахской протоке и усиление ее эрозионной способности и боковой эрозии [25]. Руслу Быковской протоки характеризуется сезонными деформациями перекатов.

Существенное влияние на русловые переформирования в водотоках дельты Лены, связанные с

сильной донной и береговой эрозией, а также с изменением конфигурации русла, оказывают ледяные заторы. Прорыв водным потоком ледяной преграды (затора), образующейся, как правило, перед сужениями русла или у островов [19], действует на русло как гидравлический удар, размывающий эффект которого несравненно больше нормального размыва течением. Одним из примеров проявления значительной донной эрозии могут служить значительные изменения глубин в водотоках дельты в районе Сардахско-Трофимовского узла разветвления за 1980–2000 гг. [25]. С 1981 по 2002 г. существенно уменьшилась ширина Сардахской протоки в результате роста косы у левого берега и значительно возросла глубина протоки (в настоящий момент средняя глубина протоки ~10 м). Ниже о. Сардах-Хайа образовалась яма глубиной до 30 м, в которой скорости течения в межень составляли >2 м/с. При прорыве особенно мощных заторов в ВД Лены волны и большие массы льда достигают о. Сардах-Хайа (4 км ниже о. Столб) и могут вызвать существенные деформации русла [25]. Таким образом, можно отметить, что в районе о. Сардах происходит интенсивное переформирование русла Сардахской протоки с явным размывом правого берега.

Дельта Маккензи. Основные рукава дельты – Западный, Средний (Напоаяк, Рейндер, Кумак) и Восточный – выносят на шельф Маккензи наносы, величина стока которых оценивается в 85 млн т/год (от 128 млн т/год в ВД) [30]. Остальные 43 млн т/год осаждаются в дельте (как результат основного осадконакопления ~102 млн т/год минус эрозия берегов дельты 59 млн т/год). Согласно [40], в дельте Маккензи оседает половина наносов, поступающих в ее вершину (~64 млн т/год), а большая часть выноса в море материала откладывается на шельфе, и только 13 млн т/год выносятся за его пределы. При расчете баланса наносов на устьевом взморье Маккензи установлено, что в дельте в настоящее время оседает ~56 млн т наносов в год [43]. По данным [36], в период максимальных расходов воды в половодье (июнь) “факел” мутных речных вод, который распространяется в море Бофорта и ограничивается нетающими морскими льдами, охватывает площадь в несколько тысяч квадратных километров (рис. 5). Ледяная плотина толщиной >20 м, образующаяся на устьевом взморье Маккензи вдоль изобаты 20 м и примерзающая ко дну, блокирует весенний водный сток из дельты, вызывая подпор в нижней части дельты и образуя “бассейн” мутных вод из вскрывшихся рукавов [36].

Перенос наносов на устьевом взморье Маккензи определяется строением узкого (площадью ~60 тыс. км²) и мелководного (глубина <60 м) шельфа со слабым уклоном (0.03°), водным стоком реки, направлением ветра и степенью покры-

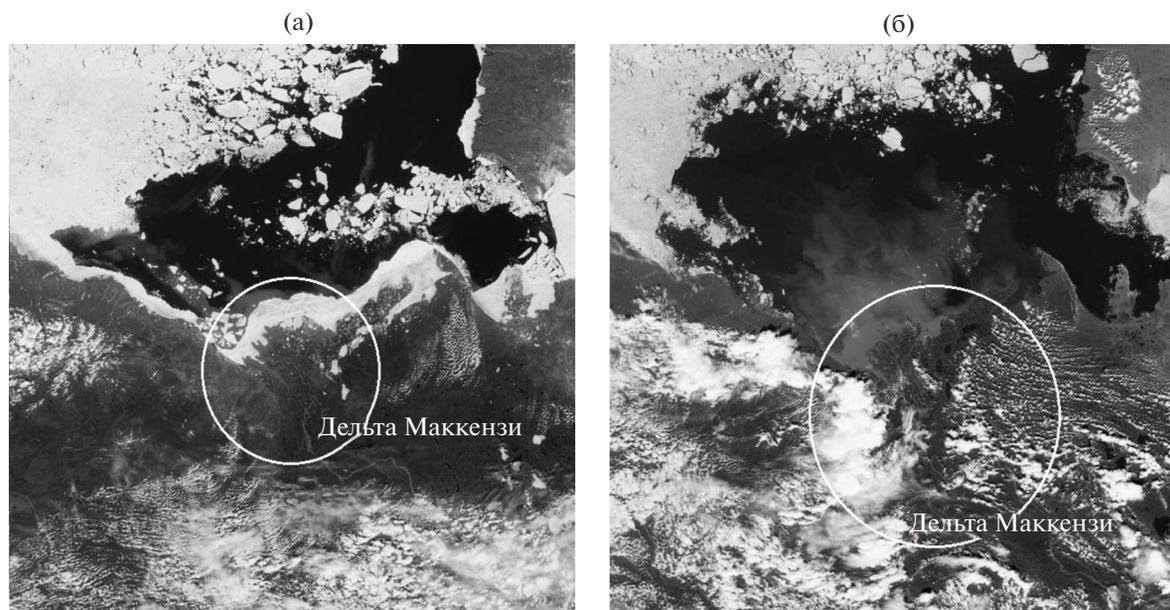


Рис. 5. “Факел” мутных вод и положение границы льдов на устьевом взморье Маккензи 14 июня (а) и 5 июля 2012 г. (б) по [53].

тия льдом [36, 43]. Исключение составляет западная часть бух. Маккензи, в которой глубина увеличивается до >100 м (так называемый желоб Маккензи). В западную часть устьевое взморье реки (бух. Маккензи) поступает большая часть стока воды и наносов рукавов дельты по сравнению с восточной частью (зал. Кугмалит) [36]. Наличие глубоководного желоба в бух. Маккензи способствует сосредоточению потоков наносов в западной части взморья. В восточной части взморья глубины значительно меньше. В [50] отмечено, что глубина зал. Кугмалит сопоставима с толщиной припайного льда и сам залив в зимний период промерзает до дна. Таким образом, поток воды, поступающий в залив из Восточного рукава дельты (доля стока которого в устье составляет $\sim 11\%$ стока Маккензи в ВД), перенаправляется в более глубокие водотоки или следует поверх льда. Мутность воды в устье Восточного рукава в период ледостава ~ 8.5 г/м³, летом увеличивается до 48 г/м³, в том числе в результате взмучивания наносов во время нагонов.

В короткий промежуток времени с конца мая до начала июня в многочисленные озера в дельте поступает до половины всего стока наносов Маккензи в ВД [49]. Скорость осадконакопления в озерах растет от ~ 1 до 10 мм/год от верхней к нижней части дельты и от закрытых озер к непрерывно связанным с рукавами дельты. Кроме того, оттаивание ММП вблизи озер приводит к многочисленным оползням и росту площади озер, который наблюдается по космическим снимкам [29]. Таким образом, озера в дельте Маккензи стано-

вятся накопителями тонкодисперсных наносов, которые частично выносятся водными потоками рукавов к МКД и аккумулируются на шельфе.

В формировании современной дельты Маккензи большую роль сыграло существенное послеледниковое повышение уровня океана (в период последнего оледенения район дельты длительное время был покрыт ледником). На побережье моря Бофорта в результате таяния ледника и сопутствующей эрозии изменилось направление течения рек с восточного на северное. В голоценовую поверхность дельты Маккензи развивается в послеледниковой низменной долине в форме языка между возвышенностями, сложенными плейстоценовыми отложениями на прибрежных равнинах Юкона и Тактояктук, и продолжается на устьевом взморье желобом Маккензи, сложенным более чем на 200 м позднеплейстоценовыми ледниковыми отложениями, перекрытыми голоценовыми дельтовыми наносами. Согласно [38], выдвигание конуса выноса Маккензи в море Бофорта с конца мелового периода очень незначительное — ~ 12 км. Для сравнения, выдвигание конуса выноса Лены в море Лаптевых за последние 5–7 тыс. лет составило 120–150 км. Размыв берегов моря Бофорта со средней интенсивностью 1–2 м/год сопровождается отступанием некоторых участков МКД Маккензи. При этом в устьях основных рукавов отмечается активное накопление речных наносов, формирование и выдвигание в море устьевых баров, наращивание в длину и высоту некоторых островов на устьевом взморье. Заметное влияние на устьевые бары и

острова оказывают штормовые нагоны, приводящие нередко к полному затоплению островов.

Морфологические изменения гидрографической сети дельты Маккензи в настоящее время выражены в меандрировании рукавов, размыве вогнутых и намыве выпуклых берегов, образовании побочной и перекатных участков, а также сильной разветвленности [48]. Исследования морфологии рукавов дельты с помощью аэрофотоснимков участков от разделения рукавов Калинек и Восточного до аэропорта Тунунук (длиной ~156 км) в 2004 г., представленные в [26], показали, что в рукавах дельты образуются промоины ("scour holes") глубиной 9–33 м, представляющие угрозу для целостности трубопроводов. Эти промоины (17 в рук. Восточном и 1 в рук. Калинек) находятся вблизи излучин рукавов (в верхней части дельты), причем 3 из них наблюдались в 1985 г., а 15 – появились с 1985 по 2004 г. Размывы происходят при сужениях русла рукава, при слиянии рукавов и в крутых изгибах русла (чаще всего выше начала излучины по течению) и иногда сопровождаются образованием небольшого залива на внутренней стороне излучины, наличие которого определенно указывает на промоины [26]. Оценка мощности и локализации ледяных заторов показала, что промоины глубиной 25–30 м не могут образоваться в результате прорыва заторов. В [26] сделано предположение, что очень глубокая промоина может образоваться в местах, где рукав приближается к дельтовому озеру или уже окружил озеро, однако точная причина образования таких промоин не выявлена. По-видимому, причина образования промоин в рукавах дельты Маккензи – сочетание факторов: миграции рукавов дельты, увеличения площади термокарстовых озер и интенсификации термокарста при росте T воздуха. Результаты проведенных исследований свидетельствуют о стабильности обнаруженных промоин.

ПРОГНОЗИРУЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ДЕЛЬТАХ РЕК ЛЕНЫ И МАККЕНЗИ ПРИ ПОТЕПЛЕНИИ КЛИМАТА

В настоящее время серьезно обсуждаются проблемы, связанные с глобальным изменением климата, а также с расширением использования водных ресурсов рек. Согласно современным расчетам [31], глобальная температура воздуха в приповерхностном слое T за 1880–2012 гг. возросла в среднем на 0.85°C (от 0.65 до 1.06°C). При этом отмечено, что в последнее десятилетие рост T происходил интенсивнее – разница среднегодовой глобальной температуры воздуха, например за периоды 2003–2012 и 1850–1900 гг., составляет 0.78°C [31], а за 2017 г. и 1880–1920 гг. – 1.17°C [37].

Важным следствием потепления климата в XXI в. может стать существенное повышение

уровня Мирового океана и связанных с ним морей. Согласно [31], уровень Мирового океана за 1901–2010 гг. повысился в среднем на 0.19 м (0.17 – 0.21 м) с интенсивностью ~ 1.7 мм/год. При этом средняя интенсивность роста уровня Мирового океана в последние десятилетия только увеличилась – 2.0 мм/год в 1971–2010 гг. и 3.2 мм/год в 1993–2010 гг. Основной причиной роста уровня в [31] считают тепловое расширение океана вследствие потепления климата (1.1 мм/год) и таяние ледниковых щитов (0.76 мм/год).

Согласно современным прогнозам [4, 31], глобальная T к концу XXI в. увеличится в среднем на 1.5 – 2.0°C . Результаты моделирования в [6] показывают, что в арктической зоне потепление будет происходить с большей интенсивностью – от 2.9 до 7.5°C в бассейне Лены и от 2.6 до 6.8°C в бассейне Маккензи (в зависимости от сценария изменений климата). Рост T повлечет за собой изменения увлажненности суши – возрастет контраст между влажными и сухими ее участками. Потепление климата в арктической зоне вызовет дальнейшее образование промоин в водотоках дельт Лены и Маккензи и отступление берегов. Согласно прогнозу в [4], площадь, занятая ММП в мире, сократится к концу XXI в. в ~ 2 раза, а глубина сезонного протаивания возрастет с 1 – 2 до 2 – 2.5 м. Увеличение толщины активного слоя и уменьшение мощности ММП, вплоть до полного их исчезновения, способствует сильному увлажнению, нестабильности поверхностного слоя грунта и повышенной эрозии, что в свою очередь приведет к увеличению потока наносов, поступающих в дельты рек.

Также прогнозируется повышение уровня Мирового океана на 0.26 – 0.82 м (с интенсивностью 9 – 16 мм/год) [31], увеличение водного стока рек в зонах достаточного и избыточного увлажнения и уменьшение – в зоне недостаточного увлажнения и в сухой зоне [9]. Результаты моделирования формирования стока в бассейнах рек Лены и Маккензи [6] показали увеличение нормы стока к концу XXI в., причем для Лены относительное увеличение нормы стока оказалось больше, чем для Маккензи. Авторы [6] объясняют это большей интенсивностью роста T и осадков в бассейне Лены. Повышение уровня океана, вызванное в том числе потеплением климата, приведет к усилению волнения на взморье и МКД Лены и Маккензи, эрозии берегов и отступанию МКД.

ВЫВОДЫ

Сравнительный анализ физико-географических характеристик устьевых областей Лены и Маккензи показал, что несмотря на схожее высокоширотное расположение, климат и условия формирования стока воды и наносов, гидрологическим и морфологическим процессам в этих

устьях свойственны определенные различия. Неустойчивость субарктических геосистем, обусловленная развитием криогенных процессов и особенностями вертикальной структуры ММП, определяется изменением климата, колебанием уровня моря, а также оледенением. Сплошные ММП занимают в 3 раза большую площадь в бассейне Лены, чем в бассейне Маккензи. В дельтах Лены и Маккензи — обилие термокарстовых озер, образовавшихся в результате переработки ландшафта термокарстом. Доля площади озер в площади дельты р. Лены составляет ~11%, в то время как в средней дельте Маккензи эта доля достигает 50%. Обнаружено, что в результате роста T и таяния многолетних и сезонных мерзлых пород увеличиваются участки оползней грунта на берегах потоков и озер, а также площадь озер в дельте Маккензи. Эти процессы способствуют накоплению тонкодисперсных наносов в озерах, их последующему вкладу в сток наносов в море.

Средний многолетний сток воды в ВД Лены составляет 536 (1936–2011 гг.), Маккензи — 292 км³/год (1973–2011 гг.). В настоящее время наблюдается тенденция увеличения стока воды в обеих дельтах: Лены — на 0.19, Маккензи — на 0.21% среднемноголетнего значения.

Для обеих дельт характерно сосредоточение водного стока в магистральных рукавах (протока Трофимовская в дельте Лены и рук. Средний в дельте Маккензи) с тенденцией перераспределения расходов воды по смежным или второстепенным протокам в многоводный период.

Сток наносов в ВД Маккензи более чем в 6 раз больше стока наносов в ВД Лены, несмотря на почти вдвое больший сток воды Лены. Сток наносов в дельте Маккензи, максимальный среди рек субарктического региона, обеспечивается в основном большим W_R , приносимым левым притоком Лиард, протекающим по эрозионным грунтам. В то же время некоторый вклад в большую величину W_R в море Бофорта вносит широтная миграция границы распространения ММП, формирующая большое количество тонкодисперсных грунтов.

В дельте Лены наиболее активный вынос взвешенных наносов происходит в северо-восточном направлении (что обусловлено ее геоморфологическим строением), в дельте Маккензи — в западном и северо-западном (сосредоточение стока воды и наносов в системах рукавов Западного и Среднего). В целом за последние 5–7 тыс. лет выдвигание дельтового конуса выноса Лены в море составило 120–150 км, что в 10 раз превосходит выдвигание локальной дельты выполнения в рук. Восточном. Это связано, по-видимому, со сосредоточением потоков наносов в глубоководном желобе в бух. Маккензи (западная часть взморья), а также с аккумуляцией наносов в озе-

рах дельты Маккензи. Стабильное циклоническое течение в море Бофорта и активное морское волнение также не дают дельте Маккензи активно выдвигаться в море. Усилению размыва МКД способствует увеличение теплового стока рек, вызывающего таяние льдов вблизи устьевого взморья и изменяющего условия на морской границе дельты. Также к отступанию МКД Лены и Маккензи приводит разрушение сложенных льдыстыми породами берегов морей Лаптевых и Бофорта при протаивании ММП.

Глубокие промоины, обнаруженные в рукавах дельты Маккензи, образовались, по-видимому, в результате присоединения дельтовых озер к водотокам или взаимодействия потока с карстовыми воронками в условиях потепления климата. Размыв в Сардахской протоке дельты Лены мог образоваться в результате прорыва мощного ледяного затора.

Дальнейшие возможные климатические изменения в арктическом регионе будут способствовать относительно быстрым изменениям гидрологических условий в устьях северных рек, особенно их ледотермического режима. Возможное потепление климата вызовет постепенную деградацию ММП в устьях рек Лены и Маккензи, а также Печоры, Яны, Индигирки, Колымы; дальнейшее отступление МКД скажется на береговой и склоновой эрозии в рукавах дельт и на межукавных пространствах, а также на морфологии и водном режиме дельтовых озер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. АИС ГМВО. <http://www.gmvo.skniivh.ru/> (дата обращения: 28.11.2018)
2. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров В.И. и др. Климатические изменения в Арктике и северной полярной области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Т. 84. № 1. С. 67–80.
3. Алексеевский Н.И., Айбулатов Д.Н., Куксина Л.В., Четверова А.А. Структура водотоков в дельте Лены и ее влияние на процессы трансформации речного стока // География и природ. ресурсы. 2014. № 1. С. 91–99.
4. Аржанов М.М., Елисеев А.В., Мохов И.И. Влияние климатических изменений над сушей внетропических широт на динамику многолетнемерзлых грунтов при сценариях RCP в XXI в. по расчетам глобальной климатической модели ИФА РАН // Метеорология и гидрология. 2013. № 7. С. 31–42.
5. Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
6. Гельфан А.Н., Калугин А.С., Крыленко И.Н., Лавренов А.А., Мотовилов Ю.Г. Гидрологические последствия изменения климата в крупных речных бассейнах: опыт совместного использования региональной гидрологической и глобальных климатических моделей // Вопросы географии. Сб. 145. Гидрологи-

- ческие изменения. М.: Изд. дом “Кодекс”, 2018. С. 49–63.
7. *Георгиади А.Г., Кашутина Е.А.* Многолетние изменения годового и сезонного стока рек бассейна Лены // Изв. РАН. Сер. Географическая. 2014. № 2. С. 71–83.
 8. *Добровольский С.Г.* Глобальная гидрология. Процессы и прогнозы. М.: ГЕОС, 2017. 526 с.
 9. *Добровольский С.Г.* Проблема глобального потепления и изменения стока Российских рек // Вод. ресурсы. 2007. Т. 34. № 6. С. 643–655.
 10. *Долгополова Е.Н.* Напряжение трения на дне подледного потока и его воздействие на условия жизни биоты в реках // Вод. ресурсы. 2002. Т. 29. № 3. С. 311–318.
 11. *Долгополова Е.Н.* Роль многолетнемерзлых пород в формировании гидролого-морфологического режима устьев рек водосбора Северного Ледовитого океана // Арктика: экология и экономика. 2018. № 4 (32). С. 70–85.
 12. *Жигарев Л.А.* Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
 13. *Кортаев В.Н.* Голоценовая история речных дельт Арктического побережья Сибири // География и природ. ресурсы. 2011. № 3. С. 13–20.
 14. *Кортаев В.Н., Бабич Д.Б.* Специфика процессов дельтообразования в криолитозоне // Тр. III Всерос. конф. “Ледовые и термические процессы на водных объектах России”. Онега: Изд-во ИВП РАН, 2011. С. 384–389.
 15. *Кусатов К.И., Аммосов А.П., Корнилова З.Г., Шпакова Р.Н.* Изменения уровней воды и уклонов водной поверхности при заторных явлениях на р. Лена // Вод. ресурсы. 2013. Т. 24. № 2. С. 241–249.
 16. *Магрицкий Д.В.* Факторы и закономерности многолетних изменений стока воды, взвешенных наносов и теплоты на Нижней Лене и Вилюе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015. № 6. С. 85–95.
 17. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
 18. *Михайлова М.В.* Гидрологические характеристики устьевой области Макензи // Вод. ресурсы. 1997. Т. 24. № 2. С. 241–249.
 19. Опасные ледовые явления на реках и водохранилищах России / Под ред. *Д.В. Козлова*. М.: Изд-во РГАУ–МСХА, 2015. 348 с. 20.
 20. Основные природные и социально-экономические последствия изменения климата в районах распространения многолетнемерзлых пород: прогноз на основе синтеза наблюдений и моделирования. Отчет Совета Гринпис. М.: ОМННО, 2010. 43 с.
 21. *Павлов А.В.* Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 229 с.
 22. *Павлов А.В., Малкова Г.В.* Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России // Earth’s Cryosphere. Новосибирск: Гео, 2009. Т. XIII. № 4. С. 32–39.
 23. Реки и озера мира. Энциклопедия. М.: Энциклопедия, 2012. 928 с.
 24. *Савельева Н.И., Салюк А.Н., Пропл Л.Н.* Особенности термохалинной и гидрохимической структуры вод юго-восточной части моря Лаптевых // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 918–925.
 25. *Федорова И.В., Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Третьяков М.В., Четверова А.А.* Современное гидрологическое состояние дельты Лены. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 278–291.
 26. *Beltaos S., Carter T., Prowse T.* Morphology and genesis of deep scour holes in the Mackenzie Delta // Can. J. Civ. Eng. 2011. V. 38. P. 638–649.
 27. *Blackburn J., She Y., Hicks F., Nafziger J.* Ice Effects on Flow Distributions in the Mackenzie Delta // Proc. 18th Workshop Hydraulics Ice Covered Rivers. Quebec City, Canada: CRIPPE Press, 2015. P. 1–15.
 28. *Brown J., Ferrians Jr., Heginbottom J.A., Melnikov E.S.* Circum-arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions // Boulder CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. Digital media. 1998. Revised February 2001. P. 1–11. <https://databasin.org/datasets/1f624a31ab224835a78ad4bf11103419> (дата обращения: 14.10.2018)
 29. *Burn C.R., Kokelj S.V.* The environmental and permafrost of the Mackenzie delta area // Permafrost and periglacial processes. 2009. V. 80. P. 83–105.
 30. *Carson M.A., Jasper J.N., Conly F.M.* Magnitude and sources of sediment input to the Mackenzie Delta, Northwest Territories, 1974–94 // Arctic. 1998. V. 51. P. 116–124.
 31. Climate Change 2012: The Physical Science Basis. <http://www.ipcc.ch> (дата обращения: 18.09.2018)
 32. *Coleman K.A., Palmer M.J., Korosi J.B. et al.* Tracking the impacts of recent warming and thaw of permafrost peatlands on aquatic ecosystems: a multi-proxy approach using remote sensing and lake sediments // Boreal Environ. Res. 2015. V. 20. P. 363–377.
 33. GRDC. 2012. <http://grdc.bafg.de> (дата обращения: 08.09.2018)
 34. *Dolgoplova E.N.* Climate changes impact on river mouths in permafrost zone in Russia // Proc. 20th IAHR Int. Sympos. Ice. Lahti, Finland, 2010. V. I. P. 1–12.
 35. *Dolgoplova E.N.* Sediment flow at the river mouths of the permafrost zone // Proc. 10th Int. SedNet Conf. “Sediments on the move”. Genoa, Italy, 2017.
 36. *Doxaran D., Devred E., Babin M.* 50% increase in the mass of terrestrial particles delivered by the Mackenzie River into the Beaufort Sea (Canadian Arctic Ocean) over the last 10 years // Biogeosci. 2015. № 12. P. 3551–3565.
 37. *Hansen J., Sato M., Kharecha P. et al.* Young people’s burden: Requirement of negative CO₂ emissions // Earth Syst. Dynam. 2017. V. 8. P. 577–616.
 38. *Hill P.R., Lewis C.P., Desmarais S., Kauppaymuthoo V., Rais H.* The Mackenzie Delta: sedimentary processes and facies of a high-latitude, fine-grained delta // Sedimentol. 2001. V. 48. P. 1047–1078.
 39. *Hopky G.E., Chipczak D.B., Lawrence M.J.* Seasonal salinity, temperature and density data for the Canadian

- Beaufort Sea shelf 1987 // Canadian Data Report of Fisheries and Aquatic Sciences No. 712. Winnipeg: Fisheries and Oceans Press, 1988. 21 p.
40. *Macdonald R.W., Solomon S.M., Cranston R.E. et al.* A sediment and organic carbon budget for the Canadian Beaufort Shelf // *Marine Geol.* 1998. V.144. № 4. P. 255–273.
 41. *Magritsky D., Mikhailov V., Korotaev V. et al.* Changes in hydrological regime and morphology of river deltas in the Russian Arctic // *Proc. HP1. IAHS-IAPSO-IASPEL Assembly.* Gothenburg, Sweden: IAHS Press, 2013. P. 67–79.
 42. *Morse P.D., Burn C.R., Kokelj S.V.* Influence of snow on near-surface ground temperatures in upland and alluvial environments of the outer Mackenzie Delta, Northwest Territories // *Can. J. Earth Sci.* 2012. V. 49. № 8. P. 895–913.
 43. *Osborne P.D., Forest A.* Sediment Dynamics from Coast to Slope – Southern Canadian Beaufort Sea // *J. Coastal Res.* 2016. № 75 (Special Iss.). P. 537–541.
 44. *Rennie C.D., Ahsan M.R., Laurent M. St.* Sediment Transport in a Northern Regulated Semi-Alluvial River // *Proc. 34th IAHR World Congress “Balance and Uncertainty”.* Brisbane, Australia, 2011. P. 3737–3744.
 45. *Rood S.B., Kaluthota S., Philipson L.J., Rood N.J., Zanewich K.P.* Increasing discharge from the Mackenzie River system to the Arctic Ocean // *Hydrol. Processes.* 2017. V. 31. P. 150–160.
 46. *Smith S.L.* Trends in permafrost conditions and ecology in northern Canada. *Canadian Biodiversity: Ecosystem Status and Trends. Techn. Thematic Rep. No. 9.* Ottawa: Canadian Councils of Resour. Ministers, 2011. 27 p.
 47. *Smith S.L., Burgess M.M.* Mapping the response of permafrost in Canada to climate warming // *Geol. Survey of Canada.* 1999. P. 163–171.
 48. *Vesakoski J.M., Nylén T., Arheimer B. et al.* Arctic Mackenzie Delta channel planform evolution during 1983–2013 utilising Landsat data and hydrological time series // *Hydrol. Processes.* 2017. V. 31. P. 3979–3995.
 49. *Vonk J.E., Giosan L., Blusztajn J. et al.* Spatial variations in geochemical characteristics of the modern Mackenzie Delta sedimentary system // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. № 171. P. 100–120.
 50. *Walker T.R., Grant J., Jarvis P.* Approaching Freshet beneath Landfast Ice in Kungallit Bay on the Canadian Arctic Shelf: Evidence from Sensor and Ground Truth Data // *Arctic.* 2008. V. 61. № 1. P. 76–86.
 51. *Walvoord M.A., Kurylyk B.L.* Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost – A Review // *Soil Sci. Society of America.* 2016. V. 15. № 6. 20 p. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>
 52. *Yang D., Marsh P., Ge S.* Heat flux calculations for Mackenzie and Yukon Rivers // *Polar Sci.* 2014. V. 8. P. 232–241.
 53. www.earthobservatory.nasa.gov/images/83271/river-discharge-alters-arctic-sea-ice (дата обращения: 12.02.2019)
 54. www.r-arcticnet.sr.unh.edu (дата обращения: 29.01.2019)
 55. <https://wateroffice.ec.gc.ca> (дата обращения: 02.02.2019)
 56. https://yandex.ru/maps/?l=sat&ll=127.905683%2C72.775179&utm_source=main_stripe_big&z=8 (дата обращения: 06.09.2020)

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 556.51

ТРАНСГРАНИЧНЫЙ ВОДООБМЕН В РОССИИ¹

© 2021 г. Н. И. Коронкевич^а, *, Е. А. Барабанова^а, А. Г. Георгиади^а,
С. В. Долгов^а, И. С. Зайцева^а

^аИнститут географии РАН, Москва, 119017 Россия

*e-mail: koronkevich@igras.ru

Поступила в редакцию 19.05.2020 г.

После доработки 03.06.2020 г.

Принята к публикации 21.01.2021 г.

Рассмотрены разные виды трансграничного водообмена в России как через государственные, административные, так и через природные границы. Приведен ряд показателей атмосферного влагопереноса, ветрового перемещения снега, переноса воды в виде стока через границы отдельных элементов ландшафта, через границы природных зон. Оценен масштаб перемещения воды в составе производимой продукции. Больше всего через границы России переносится воды в атмосфере и с морскими течениями. Речной трансграничный приток составляет 4–5% общих ресурсов речного стока России, а отток – 1–2%. Гораздо больший трансграничный речной водообмен имеет место между отдельными субъектами Российской Федерации. Так, водные ресурсы Астраханской области почти на 100% формируются за счет транзитного стока Волги. Речному водообмену между субъектами Российской Федерации, ее федеральными округами и соседними государствами, а также влиянию трансграничного водообмена на качество вод уделено основное внимание. Выявлены основные проблемы, связанные с трансграничным переносом воды, и пути их решения.

Ключевые слова: водообмен, государственные границы, административные границы, природные границы, атмосферный влагоперенос, речной сток, загрязнение, бассейновое соглашение.

DOI: 10.31857/S0321059621040076

ВВЕДЕНИЕ

“Трансграничный” буквально означает пересекающий границы. В основном этот термин в отношении водных ресурсов применяют для оценки водообмена (главным образом речным стоком) территорий соседних государств. Однако представляется уместным применять этот термин для любых границ – не только межгосударственных, но и административных внутри страны, например для субъектов Российской Федерации, ее федеральных округов, а также в качестве природных и природно-антропогенных границ, пересекаемых не только речным стоком и отдельными его составляющими, течениями в водоемах и дрейфующими льдами, но и атмосферным переносом влаги, ветровым переносом снега, лавинами и селями, перемещением воды в составе различной продукции, людьми и животными. Природными границами при этом служат границы ландшафтов, природных зон, частей света и континентов.

Весьма важны не только показатели водообмена, но и содержание в переносимой воде различных веществ, особенно – загрязняющих природную среду.

Рассмотрение трансграничного водообмена актуально как для выделения своей доли водных ресурсов, определения платы за загрязнение воды, перемещаемой в другие районы или страны, так и для понимания барьерной гидрологической роли природных границ. То и другое остается недостаточно изученным.

В настоящей статье ее авторы остановились на некоторых из них применительно к России.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходными материалами для исследования послужили данные гидрологических наблюдений, сведения, содержащиеся в различных статистических справочниках, а также в литературных источниках [2–4, 6, 20]. Основной метод исследований – географо-гидрологическое обобщение статистических данных, содержащихся в исходных материалах.

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания Института географии РАН (тема 0148-2019-0007, государственная регистрация АААА-А19-119021990093-8).

Таблица 1. Соотношение между количеством влаги Q , циркулирующей в атмосфере, атмосферными осадками P и речным стоком R [4]

Регион	Площадь, млн км ²	Q , км ³	P , км ³	R , км ³	P/Q	R/Q
Западный	3.99	7484	2753	894.6	0.37	0.12
Срединный	2.43	5694	1310	513.0	0.23	0.09
Восточный	10.34	5500	5300	2635.5	0.96	0.48

АТМОСФЕРНЫЙ ПЕРЕНОС ВЛАГИ И ПЕРЕНОС ВОДЫ МОРСКИМИ ТЕЧЕНИЯМИ

Наиболее полное представление о влагопереносе над территорией СССР и России дано в работах Г.П. Калинина [11] и Л.П. Кузнецовой [17]. В монографии [4] даны уточняющие оценки для территории РФ и ее трех крупнейших регионов – Западного, практического совпадающего с территорией европейской части России (ЕЧР), Срединного, соответствующего территории Западной Сибири, и Восточного, охватывающего Восточную Сибирь и Дальний Восток. В табл. 1 представлены данные о переносимой влаге в атмосфере, атмосферных осадках и речном стоке.

Объем влаги, приведенный в табл. 1, суммирует атмосферный влагоперенос разных направлений. При этом над большей частью России преобладает, особенно осенью, западный, северо-западный перенос влаги. В [4] указывается, что, суммируя объемы влаги, приведенные в табл. 1, и исключив из этой суммы объемы влагообмена между указанными территориями, получается ежегодно переносимый над территорией РФ объем влаги 9000 км³. Это примерно соответствует количеству осадков и в 2–2.5 раза превышает речной сток с территории России. В Западном регионе, как видно из табл. 1, осадки составляют 37% величины атмосферного переноса, а речной сток – 12%. Таким образом, атмосферный влагоперенос через границы России значительно превосходит речной водообмен. В то же время атмосферный влагоперенос намного уступает морскому водообмену на границах России. Достаточно сказать, что только приток атлантических вод к западным границам Баренцева моря (относительно недалеко от морской границы России) составляет, по разным оценкам, от 49 до 74 тыс. км³/год.

ВЕТРОВОЙ ПЕРЕНОС СНЕГА

Ветровой перенос снега как через природные, так и через административные государственные границы на несколько порядков меньше атмосферного переноса. На открытых пространствах европейской части России (ЕЧР) предельная дальность метелевого переноса снега составляет 1.5–2 км, а в Западной Сибири 2–3 км [16]. Но ветровой перенос снега существенно влияет

на формирование стока весеннего половодья. В лесостепных и степных районах России в результате ветрового переноса снега его запасы на плакорных и пологих склонах к началу весеннего половодья в 2–3 раза ниже, чем в овражно-балочной сети, куда сносится снег и где коэффициент стока выше, чем на пологих склонах.

ВОДНЫЙ СТОК ЧЕРЕЗ ПРИРОДНЫЕ ГРАНИЦЫ

В период исчисления, по К.П. Воскресенскому [5], нормы стока в лесостепных и степных районах Русской равнины к границам гидрографической сети за время половодья притекало 30–50% поверхностного склонового стока [13]. В настоящее время в связи с климатическими изменениями (учащение оттепелей, меньшая глубина промерзания почвы и, как следствие, лучшие условия инфильтрации) этот показатель снизился в 2–5 раз [15].

Условия формирования стока в лесу и в поле существенно различаются. Леса и в большей степени лесные полосы выполняют барьерные функции в отношении поверхностного стока, стекающего с вышележащих склонов. Если оставить в стороне дискуссионный вопрос: где годовой сток выше – в лесных или безлесных речных бассейнах, – и ориентироваться на площади, занятые лесом, то оказывается, что в России в целом около половины речного стока формируется в лесу, как и в Северо-Западном, Сибирском и Дальневосточном федеральных округах. Самая же высокая доля стока в лесу формируется в Приморском крае (~78%) и в Костромской области (<74%).

Если рассматривать природные зоны, то в бассейне Волги, например, к границам лесостепной зоны притекает из лесной зоны (включая горные территории) 87% общего речного стока Волги, к границам степной зоны – 96%, а к полупустынным районам – почти 100% [10].

Сток с территории России в моря составляет более 98% общего стока, что неудивительно, так как морские границы составляют ~64% общей протяженности границ России – 60.9 тыс. км [6]. А вот обмен речным стоком между ЕЧР и азиатской частью страны практически близок нулю.

РЕЧНОЙ ВОДООБМЕН В АДМИНИСТРАТИВНЫХ ГРАНИЦАХ

В работе [14] предложено выделить три категории речного водообмена. Сейчас представляется целесообразным выделить шесть категорий притока (транзитного стока) в долях от общего стока:

- 1) отсутствует;
- 2) незначительный (<20%);
- 3) малый (20–40%);
- 4) средний, сбалансированный с местным стоком (40–60%);
- 5) большой (60–80%);
- 6) доминирующий (>80%).

На рис. 1 показана структура водообмена в субъектах РФ. В его основу положены данные из [3], учтено современное административное деление РФ и уточнены величины стока по ряду субъектов по [20]. Транзитный приток отсутствует или незначителен в 26 субъектах федерации, причем в трех из них (Сахалинская область, Республика Алтай, Карачаево-Черкесская Республика) он полностью отсутствует. Малый приток наблюдается в десяти субъектах, в 11-ти приток и отток сбалансированы, в 16-ти – транзитный сток составляет 60–80% общего стока, в 19-ти он доминирует, в Астраханской и Волгоградской областях приближаясь к 100%.

Следует отметить, что приведенные соотношения могут меняться под влиянием климатических и антропогенных факторов. Это замечание относится и к федеральным округам в целом. Как видно на рис. 2, транзитный сток доминирует в Южном ФО, где невелик объем местного стока, а объем общего стока значителен в основном за счет притока волжских вод. Наименьшая доля (<10%) транзитного стока – в общем стоке в Сибирском ФО и Северо-Кавказском ФО.

Учет притока вносит существенные коррективы в водообеспеченность субъектов РФ, в величину индекса водно-экологического стресса (напряженности) (ИВЭН, water stress index – WSI), представляющего собой отношение величины водозабора к годовому стоку, уменьшенному на величину экологического стока, т.е. к так называемому свободному стоку [21]. На рис. 3 показан водно-экологический стресс в субъектах РФ на современном уровне с учетом экологического стока. Для предварительных оценок экологического стока использован метод пропорционального стока, предложенный В.В. Шабановым [18], в соответствии с которым экологический сток определяется с помощью эмпирических, постоянных для всех лет переходных коэффициентов для стока разной обеспеченности. Для средних годовых значений стока переходный коэффициент принимался равным 0.7 [18]. Следует отметить резкое улучшение водообеспеченности ряда рай-

онов РФ, особенно в наиболее обжитой ее части, с учетом транзитного стока. Заметим, что рис. 3 характеризует водно-экологический стресс в целом для субъектов РФ, в отдельных же их частях положение может существенно отличаться от средних показателей по субъекту.

МЕЖГОСУДАРСТВЕННЫЙ РЕЧНОЙ ВОДООБМЕН

Приток речных вод на территорию России с территорий соседних государств значительно превышает отток. По уточненным средним многолетним данным [3], приток составил 192.6 км³/год (4.5% общих ресурсов речного стока), отток – 47 км³/год (1.1%), что составляет 1/4 притока. С 2001 по 2018 г., согласно данным [20], приток менялся от 153.2 км³ (3.3%) в 2002 г. до 283.8 км³ (6.1%) в 2013 г., составив в среднем 194.3 км³ в год (4.3% общих ресурсов речного стока). Отток на территории соседних государств в среднем за рассматриваемый период составил 64 км³/год (1.4% общих ресурсов речного стока, или 1/3 притока) и изменился от 41.8 в 2015 г. до 75.9 км³ в 2004 г. Более 98% оттока, как и в среднем многолетнем аспекте, по данным [3], шло в моря.

Россия имеет границу сухопутную или проходящую по рекам и озерам с 16 государствами, с которыми, за исключением Южной Осетии, осуществляется или взаимный речной водообмен, или только приток, или только отток. Этот водообмен показан на рис. 4. В случае с пограничными реками – Псоу на границе с Абхазией, Самур на границе с Азербайджаном и Туманной на границе с КНДР – сток разделен пополам между странами. Больше всего речного стока на территорию России приходит в среднем за год из Финляндии (>25 км³), Казахстана (>31), Монголии (~25) и особенно – Китая (>95 км³). Наибольший отток осуществляется в Белоруссию (>14), Украину (>11), Казахстан (~11 км³).

ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА

В России каналами перебрасываются воды из одних речных бассейнов в другие ~17 км³/год [6]. Наиболее известна переброска ~2 км³/год волжской воды в бассейн р. Москвы по каналу им. Москвы. Крупнейшей межгосударственной переброской стока (до 4 км³/год) для России могла бы стать переброска стока по Северо-Крымскому каналу с территории Украины в Крым, не действующему в настоящее время по политическим причинам. Широкая дискуссия развернулась в свое время в отношении проектов межзональной переброски части стока северных рек ЕЧР в бассейн р. Волги и из рек Оби и Иртыш в бассейн

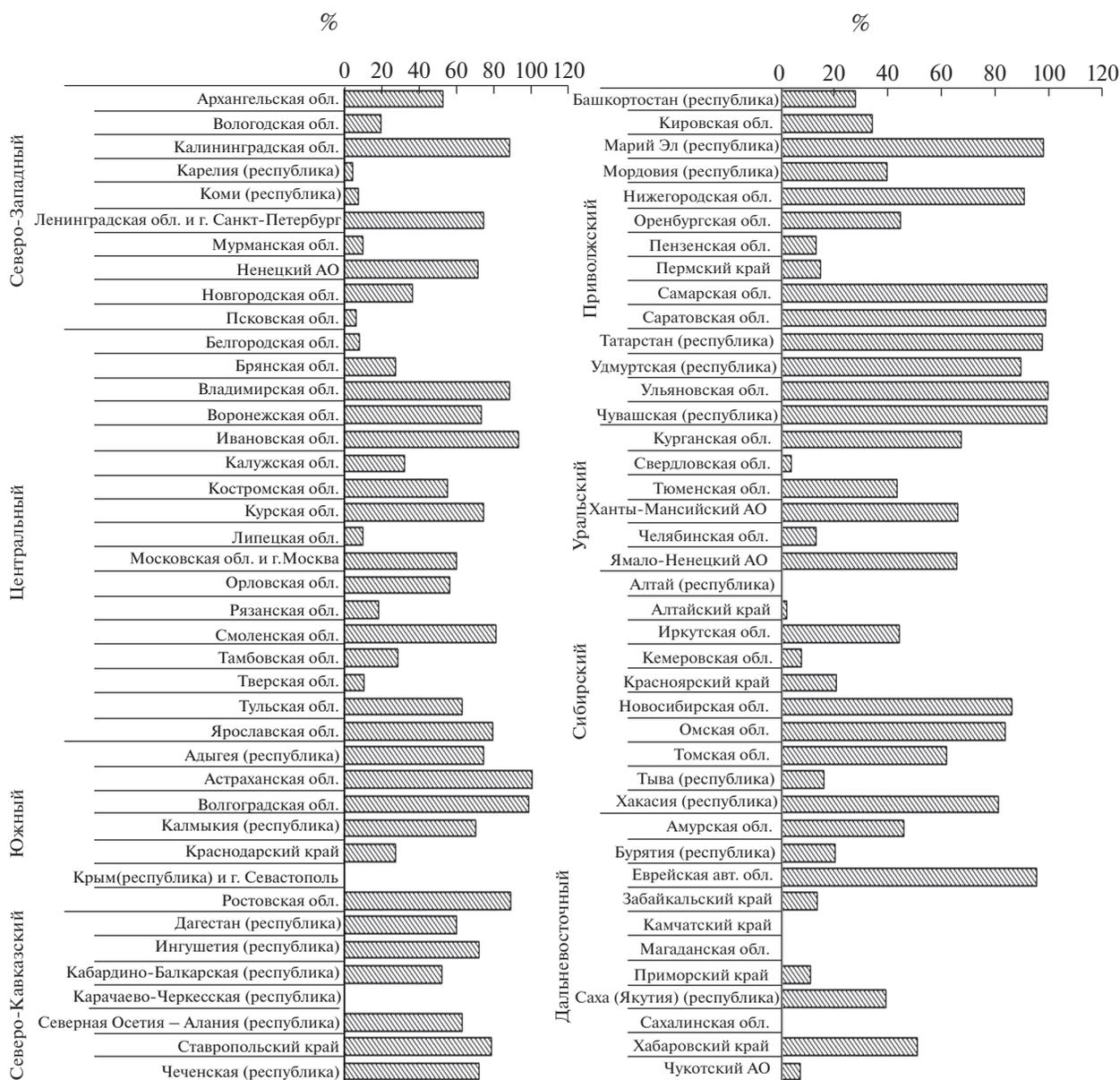


Рис. 1. Доля притока в общих ресурсах речного стока в субъектах РФ, сгруппированных по федеральным округам.

Аральского моря (соответственно ~20 и 25 км³/год по первой очереди проектов). Одна из главных причин неосуществления этих проектов – их высокая стоимость. В этой связи интересны результаты обобщения мирового опыта в отношении стоимости переброски 1 км³ воды в сравнении с другими способами увеличения располагаемых пресных водных ресурсов (табл. 2).

Как следует из табл. 2, удельные капитальные затраты на территориальное перераспределение стока меньше, чем на современные технологии в промышленности и на очистку промышленных сточных вод, а также на реконструкцию оросительных систем и технологии полива. Однако

приведенные затраты относятся к преобладающим в мире переброскам воды на сравнительно небольшие расстояния. Стоимость переброски на большие расстояния существенно возрастает.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ВОДЫ В СОСТАВЕ ПРОИЗВОДИМОЙ ПРОДУКЦИИ И ТОВАРОВ

В большинстве водохозяйственных расчетов не учитывается вода, которая входит в состав производимой продукции и товаров. Между тем она присутствует даже в такой продукции, как нефть, уголь, руды металлов, хотя и в небольшом коли-

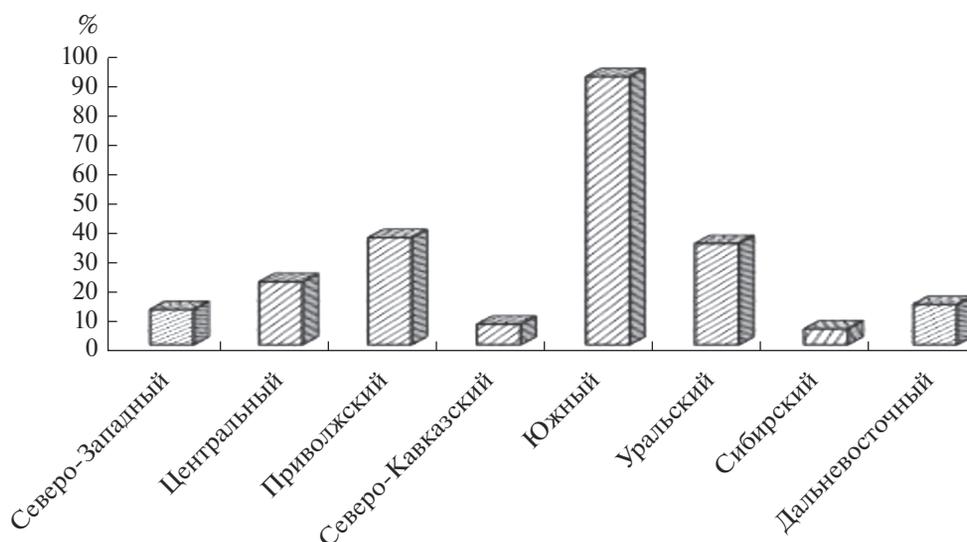


Рис. 2. Доля притока в общем речном стоке в федеральных округах России.

честве. Так, согласно статистическим данным, в составе транспортируемой нефти ее содержание составляет ~0.5, угля и железной руды – 16–18, древесины – 22, зерна – 14, овощей и корнеплодов до ≥50%. С учетом величины добычи нефти, угля, руды, производства древесины, зерна в России в 2016 г. объем воды в этой продукции составил от ~3 млн (нефть) до 70 млн м³ (уголь). Значительное количество воды транспортируется из одних районов в другие непосредственно в виде товарной продукции (обычная натуральная, минеральная, газированная вода, напитки и соки). Возможно, в масштабах всей страны это сравнительно небольшие величины, но для отдельных районов – как производителей той или иной продукции, так и ее потребителей – вода в составе перемещаемой продукции может быть существенной частью местного водного баланса. Данный вопрос, конечно, нуждается в специальной проработке, как и вопрос о перемещении так называемой “виртуальной” воды – затраченной на пол-

ный цикл промышленного, сельскохозяйственного производства продукции или услуги. Иными словами, речь идет о торговле водоемкой продукцией, которая, как считается в [8, 9], гораздо выгодней, чем торговля непосредственно пресной водой.

ПЕРЕНОС С ВОДОЙ ВЕЩЕСТВА И ЭНЕРГИИ

На территорию России в связи с преобладающим западным, северо-западным атмосферным влагопереносом попадает значительная часть загрязняющих веществ, выбрасываемых в атмосферу предприятиями различных отраслей хозяйства зарубежной Европы. Вспомним и радиоактивное заражение западных областей России в результате аварии на Чернобыльской АЭС. Один из наиболее известных результатов западного, северо-западного переноса – закисление атмосферными осадками водных объектов, преимущественно на

Таблица 2. Капитальные затраты для получения дополнительных водных ресурсов или экономии 1 км³ пресной воды (по [4])

Мероприятия	Капитальные затраты, млн долл/км ³
Территориальное перераспределение речного стока	100–800
Регулирование речного стока водохранилищами	50–80
Использование ледников горных районов	50–100
Опреснение соленых и солоноватых вод	600–1800
Использование антарктических айсбергов	500–700
Современные технологии в промышленности и очистка промышленных сточных вод	200–1000
Реконструкция оросительных систем и технологий полива	700–900

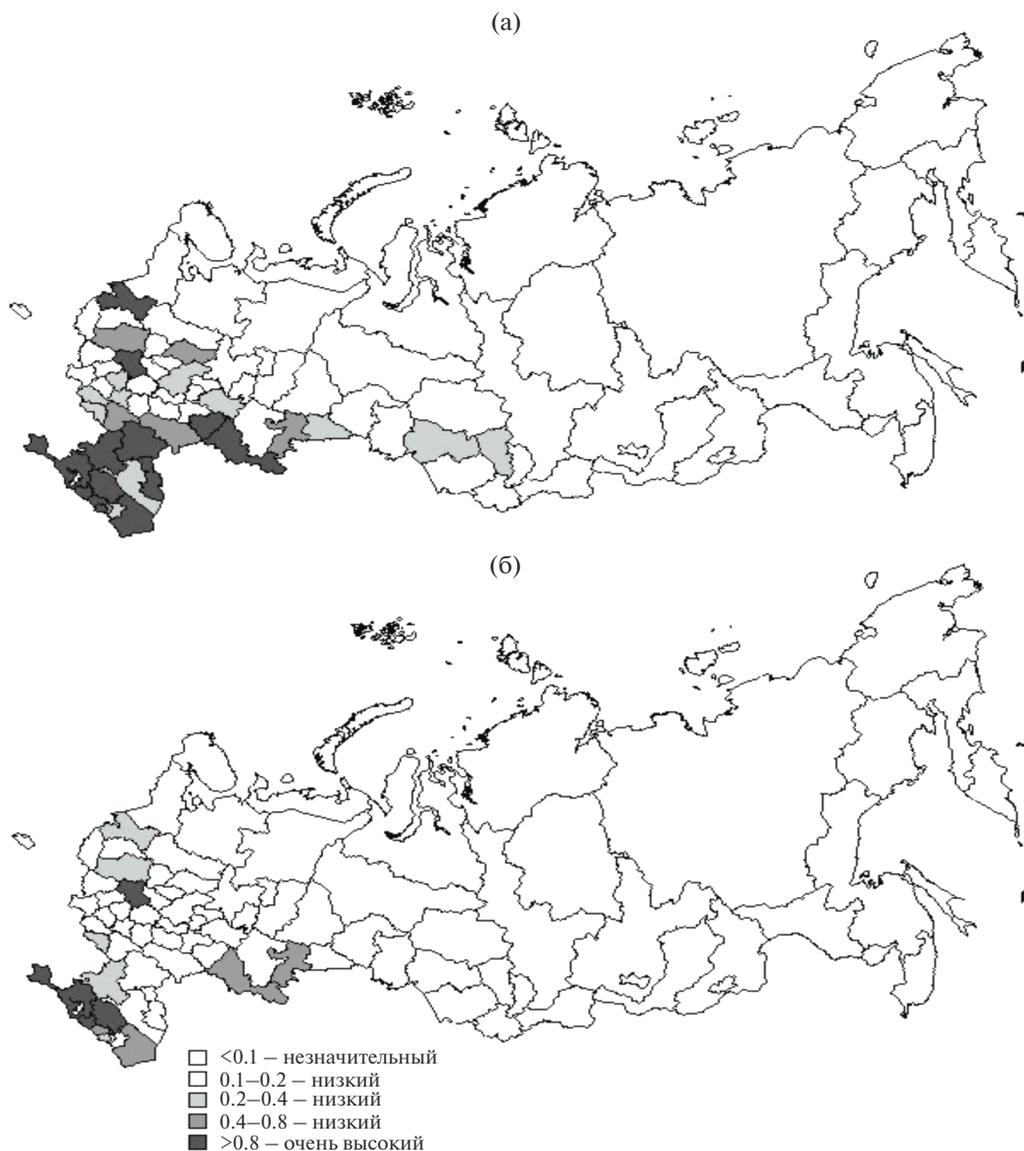


Рис. 3. Оценка водно-экологического стресса (напряженности) в субъектах РФ, определенного по соотношению объемов водозабора и свободного стока (средний многолетний сток минус экологический): а – индекс водно-экологического стресса с учетом местных водных ресурсов, б – индекс водно-экологического стресса с учетом общих водных ресурсов (местный сток плюс транзитный).

северо-западе России. Это усугубляется влиянием внутрироссийских источников атмосферного загрязнения, особенно заметным в виде ареалов загрязнения снежного покрова вокруг городских агломераций. Но и в удалении от этих агломераций содержание в снеге различных примесей может быть существенным. Так, по наблюдениям Института географии РАН, в конце марта 2018 г. на водосборах рек Линды и Кудьмы (притоки Чебоксарского водохранилища) концентрация минерального азота в снежном покрове в лесу была 0.51 мг/л, на сельскохозяйственных угодьях – 0.33, а на урбанизированных территориях –

0.98 мг/л. В годовом водно-биогенном балансе на территории Курской области поступление с атмосферными осадками минерального азота составило в среднем 641, а минерального фосфора – 13 кг/км².

Диффузное загрязнение рек и водоемов, особенно биогенное, во многих случаях существенно больше поступающего со сточными водами. Так, для упомянутых выше рек Кудьмы и Линды диффузное поступление биогенов в речную сеть составляет 75–95% их общего поступления. Диффузное загрязнение водных объектов в значительной мере обусловлено внесением удобрений

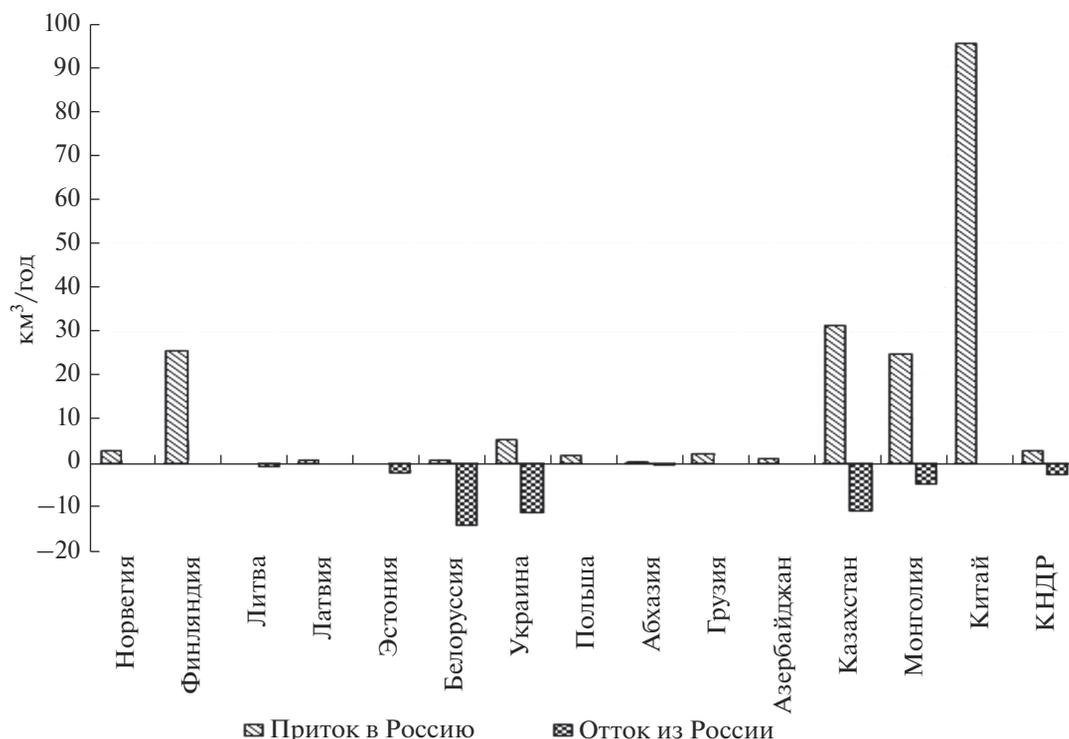


Рис. 4. Речной водообмен России с соседними государствами.

и ядохимикатов на сельскохозяйственных полях, расположенных преимущественно выше площади, занимаемой гидрографической сетью, в которой в основном начинаются процессы самоочищения. Лес также выполняет барьерные, очищающие функции, особенно если он расположен на более низких высотных отметках, чем сельскохозяйственные поля, хотя и является поставщиком биогенов, образующихся в процессе жизнедеятельности лесной растительности, в реки и водоемы.

Конечно, наиболее очевидна роль трансграничного переноса вещества и энергии с водным стоком, называемого, по С.Д. Муравейскому, геостоком, при его сопоставлении по качественному составу с местными водами. Транзитные воды могут быть как более, так и менее загрязненными, чем местные, могут теплеть их, как в случае с реками, текущими с Ю на С, и охлаждать при противоположном направлении течения, если в эту закономерность не вмешивается сброс подогретых сточных вод. Возможны самые разные сочетания, но очевидно, что чем больше разбавление сточных вод, создаваемое транзитным стоком, тем при прочих равных условиях качество природных вод будет лучше. Это видно из рис. 5, на котором сопоставлены ситуации на территории субъектов РФ с разбавлением сточных вод только местным стоком и с учетом транзитно-

го. Как видно, во многих из них с большим и особенно с доминирующим участием транзитного стока ситуация с разбавлением сточных вод кардинально меняется, хотя сохраняется общая закономерность малого разбавления сточных вод в наиболее обжитых районах. Это в общем соответствует картине загрязнения рек и водоемов, получаемой по данным непосредственного определения качества вод. Особый интерес представляют случаи межгосударственного обмена загрязненными сточными водами. Так, согласно [12], приток загрязненных сточных вод в Россию с территории Украины был в 1.5 раза выше, чем отток на Украину. С Казахстаном наблюдалась обратная картина – приток загрязненных сточных вод в Россию почти в 2.9 раза меньше, чем их отток.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТРАНСГРАНИЧНОГО МЕЖРЕГИОНАЛЬНОГО И МЕЖГОСУДАРСТВЕННОГО ВОДООБМЕНА И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

Основная проблема трансграничного водообмена связана с делением водных ресурсов трансграничных и пограничных рек. Ведь возможны разные подходы – и по объему сформировавшегося стока на территории того или иного района или государства, и по водосборной площади. Необходимо также анализ освоенности водосборной

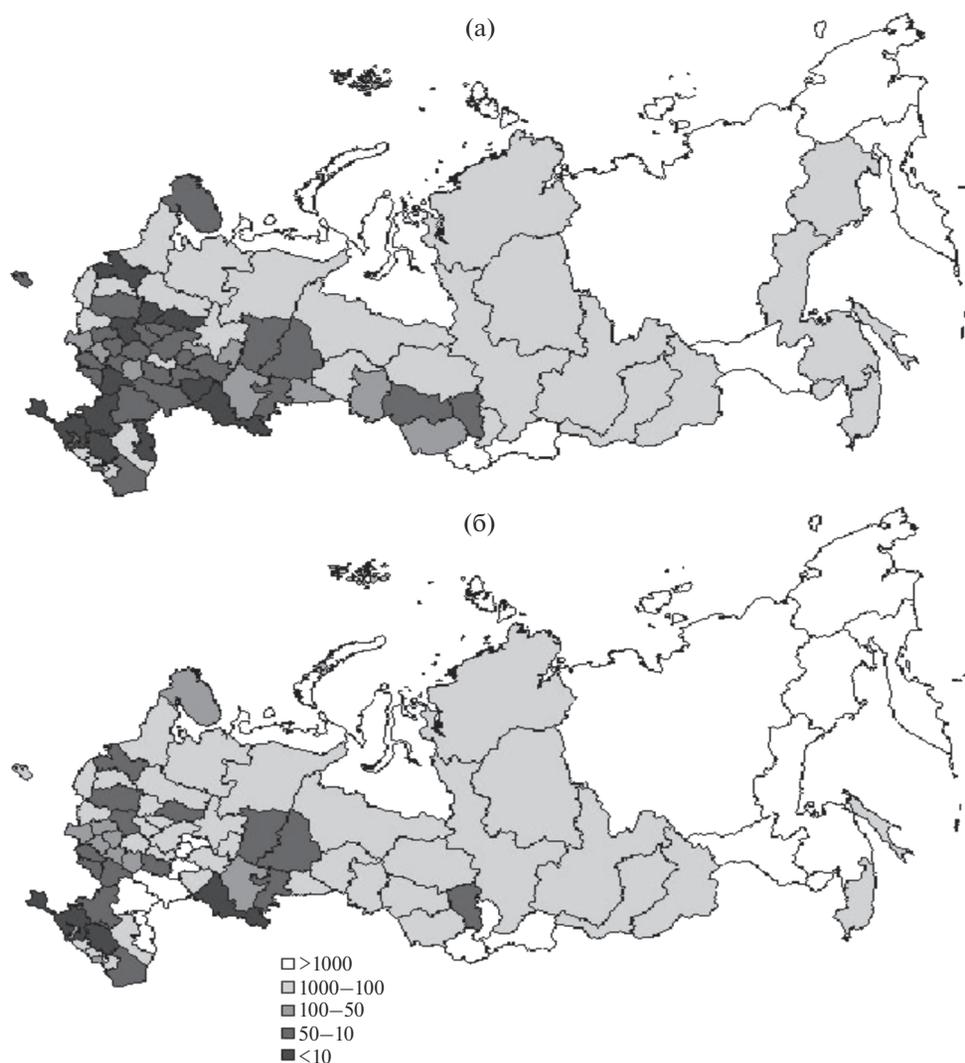


Рис. 5. Кратность разбавления сточных вод речным стоком: а – местным, б – общим речным стоком (с учетом транзитного).

территории, качества вод сформировавшегося стока, положения региона или государства по течению реки и др.

Следующая, а во многих случаях главная проблема – определить, кто и в каком объеме возмещает ущерб, наносимый загрязнением трансграничных и пограничных рек и водоемов. При этом не так просто определить действительный вклад в загрязнение реки различных источников (не только точечных, но и площадных), особенно в условиях, когда еще не утрачена самоочищающая способность рек и водоемов. А как быть с атмосферным загрязнением водосборов, источники которого могут быть на сотни и тысячи километров удалены от места выпадения?

Препятствием могут быть и разные нормативы загрязнения воды, применяемые в отдельных

странах, а также разное природное качество вод. В ряде случаев речная вода имеет природное повышенное содержание железа, меди, других ион-гидриентов отнюдь не в связи с деятельностью человека. Один из аспектов качества трансграничных рек связан с тем, что водохранилища, построенные в верховьях рек и часто в пределах других государств, задерживают взвеси, наилкок, которые естественным образом удобряли орошаемые пашни в низовьях рек.

Третья проблема, во многом вытекающая из первых двух, – обеспечение приемлемого экологического состояния (в отношении как количества, так и качества вод) трансграничных и пограничных рек и водоемов. Особенно актуален этот вопрос для замкнутых или имеющих слабую связь с Мировым океаном водоемов, например Кас-

пийского, Азовского, Черного и Балтийского морей.

Четвертая крупная проблема, получившая особую актуальность в самое последнее время, — обеспечение общей безопасности населения и хозяйства на территориях, прилегающих к трансграничным и пограничным рекам в условиях возможных природных и антропогенных катаклизмов.

Каждая из указанных проблем связана с целым рядом правовых, экономических и технических вопросов, детальное рассмотрение которых выходит за рамки данной статьи.

Понятно, что весьма остра проблема вододелиния и качества воды в малообеспеченных местными водными ресурсами районах с большим водопотреблением. Наиболее острыми стали проблемы загрязнения рек и водоемов. По этому признаку на границах России можно выделить следующие проблемные регионы (речные бассейны). Это район Верхнего Днепра, из которого загрязняющие вещества попадают в Белоруссию и Украину; Нижнего Дона, точнее Северского Донца, с противоположным направлением переноса загрязняющих веществ (с территории Украины); бассейн Урала с преимущественным оттоком загрязняющих веществ в Казахстан; юг Западной Сибири, получающий загрязнения со стоком Иртыша и Ишима; бассейн Селенги, которая несет загрязнения с территории Монголии; бассейн Амура, воды которого загрязняются реками Аргунь, Сунгари и др., текущими с территории Китая.

Необходимо отметить, что основные принципиальные пути решения проблем трансграничного водообмена разработаны уже давно. Например, ряд принципов деления воды сформулирован еще во времена царя Навуходоносора. Если говорить о современном межгосударственном трансграничном водообмене, то наибольшее значение при его регулировании, как следует из анализа международных документов [1, 7, 19], по мнению авторов настоящей статьи, имели следующие:

1. Хельсинские правила использования вод международных рек (1966 г.);
2. Конвенция по охране и использованию трансграничных водотоков и международных озер, разработанная Европейской экономической комиссией ООН (1992 г.);
3. Соглашение об основных принципах взаимодействия в области рационального использования и охраны трансграничных водных объектов государств — участников СНГ (1998 г.).

В этих документах провозглашен бассейновый подход к решению трансграничных гидрологических проблем. Очень важно, что они основаны на принципе максимального учета интересов стран, расположенных в бассейнах трансграничных рек. Его важная составная часть — положение о возме-

щении ущерба, наносимого в результате нерационального водопользования, нашедшее отражение в формулировке “загрязнитель платит”. Подобные подходы применимы и для субъектов РФ.

В настоящее время во всем мире действует немало бассейновых соглашений между отдельными странами, в которых реализуются идеи указанных выше и других международных договоренностей. В частности, Россия имеет такие соглашения с Финляндией, Эстонией, Белоруссией, Украиной, Азербайджаном, Казахстаном, Китаем. В числе рек, по которым заключены соглашения, — Днепр, Северский Донец, Амур. Есть бассейновые соглашения и между субъектами Российской Федерации, например в бассейне Волги.

Вместе с тем в практической деятельности остается немало нерешенных вопросов. Среди них следующие: учет трансграничного атмосферного переноса загрязняющих веществ, организация и осуществление действительно комплексного мониторинга за состоянием водных ресурсов не только в русловой сети, но и на территории водосборов, рассредоточенного (диффузного) стока. Много неясного остается в расчете современного и особенно — будущего водного баланса трансграничных речных бассейнов и прогнозируемых антропогенных воздействий на водные ресурсы; в расчете современного и будущего вещественного баланса стока трансграничных речных бассейнов, в оценке качественного состава вод на единой методической основе, в составлении комплексных схем рационального использования и охраны водных и связанных с ними земельных и других природных ресурсов.

ВЫВОДЫ

Трансграничный водообмен целесообразно рассматривать как перемещение воды не только через государственные и административные границы, но и через природные, например границы отдельных элементов ландшафта или природных зон. Важная составляющая водообмена — содержание в воде веществ, загрязняющих природную среду. Основная часть атмосферных осадков и содержащихся в них примесей на территории России формируется благодаря влагопереносу западного и северо-западного направления, преобладающего на ее территории. Ветровое перемещение снега, перенос воды и вещества со стоком через границы отдельных элементов ландшафта имеют в основном локальный характер, но важны для понимания процессов формирования и трансформации стока и качества вод. Наибольшую актуальность в настоящее время приобрели вопросы, связанные с водообменом через административные и государственные границы. Выполненный в работе анализ показал значитель-

ную долю трансграничного стока в общих водных ресурсах субъектов РФ.

Для России в целом объем трансграничного притока (~200 км³/год, или немногим >4% общих ресурсов речного стока) в 3–4 раза превышает отток на территории других стран. Наибольший объем притока Россия получает из Китая (>90 км³/год), а наибольший объем оттока из России поступает в Белоруссию (>14 км³/год). В приграничных районах России наиболее проблемные ситуации, связанные с трансграничным переносом воды, главным образом с переносом загрязняющих веществ в ее составе, складываются в верховьях Днепра, в низовьях Северского Донца, в бассейнах Урала, Оби, в том числе Иртыша и Тобола, а также Селенги и Амура.

Принципиальные пути решения трансграничных водных проблем известны (в первую очередь это бассейновые соглашения), но практически они не всегда реализуются.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болгов М.В., Демин А.П., Шаталова К.Ю. Институциональные, нормативно-правовые и управленческие аспекты использования трансграничных водных объектов России // Вод. ресурсы. 2016. Т. 43. № 4. С. 442–450.
2. Водные ресурсы и водное хозяйство России в 2017 году (Статистический сборник) / Под ред. Н.Г. Рыбальского, В.А. Омеляненко, А.Д. Думнова. М.: НИА-Природа, 2018. 230 с.
3. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 199 с.
4. Водные ресурсы России и их использование / Под ред. И.А. Шикломанова. СПб.: ГГИ, 2008. 600 с.
5. Воскресенский К.П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 548 с.
6. Государственный доклад “О состоянии и использовании водных ресурсов Российской Федерации в 2018 году”. М.: НИА-Природа, 2019. 290 с.
7. Гришин Н.Н. Международное речное право: возникновение и перспективы развития в государствах – участниках СНГ // Бюл. “Использование и охрана природных ресурсов в России”. 2001. № 11–12. С. 76–79.
8. Данилов-Данильян В.И., Дёмин А.П., Пряжинская В.Г., Покидышева И.В. Рынки воды и водохозяйственных услуг в мире и Российской Федерации. 1 // Вод. ресурсы. 2015. № 2. С. 229–239.
9. Данилов-Данильян В.И., Дёмин А.П., Пряжинская В.Г., Покидышева И.В. Рынки воды и водохозяйственных услуг в мире и Российской Федерации. 2 // Вод. ресурсы. 2015. № 3. С. 329–342.
10. Зайцева И.С. Маловодные годы в бассейне Волги: природные и антропогенные факторы. М.: ИГ АН СССР, 1990. 184 с.
11. Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. Л., Гидрометеиздат, 1968. 377 с.
12. Клюев Н.Н. Экологические угрозы в Российском приграничье // Изв. РАН. Сер. геогр. 2017. № 1. С. 35–46.
13. Коронкевич Н.И. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука, 1990. 205 с.
14. Коронкевич Н.И. Гидрологический трансграничный перенос в странах СНГ // Трансграничные проблемы стран СНГ. М.: Опус, 2003. С. 22–32.
15. Коронкевич Н.И., Барабанова Е.А., Георгиади А.Г., Долгов С.В., Зайцева И.С., Какутина Е.А. Оценка антропогенных воздействий на водные ресурсы России // Вестн. РАН. 2019. № 6. С. 603–614.
16. Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 286 с.
17. Кузнецова Л.П. Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР. М.: Наука, 1978. 91 с.
18. Маркин В.Н. Определение экологически допустимого воздействия на малые реки // Мелиорация и вод. хоз-во. 2005. № 4. С. 8–11.
19. Никанорова А.Д., Егоров С.А. Становление принципов и норм, регулирующих использование государствами трансграничных водных ресурсов // Вод. ресурсы. 2019. Т. 46. № 1. С. 114–120.
20. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. (Ежегодное изд.). СПб., М., 2001–2019.
21. Smakhtin V., Revenga C., Döll P. Taking into account environmental water requirements in global-scale water resources assessments. Comprehensive Assessment Res. Rep. 2. Colombo, Sri Lanka: Comprehensive Assessment Secretariat, 2004. 24 p.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 551.4:571.6

ПРИМЕНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУР МОДЕЛИ НВВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА НА ПРИМЕРЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ВОДОСБОРОВ¹

© 2021 г. С. Ю. Лупаков^{a, b, *}, А. Н. Бугаец^{a, b}, В. В. Шамова^a

^aТихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, 690041 Россия

^bИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: rbir@mail.ru

Поступила в редакцию 01.09.2020 г.

После доработки 08.10.2020 г.

Принята к публикации 20.12.2020 г.

Изложен опыт применения гидрологической концептуальной модели НВВ, включая основную версию и ее модификации, для исследования процессов стокоформирования на малых экспериментальных водосборах в верховьях р. Уссури на основе данных полевых наблюдений в теплый период года, выполненных с 2012 по 2019 г. Показано, что во многих случаях, независимо от структуры модели, качество расчетов оказалось удовлетворительным, паводковые события рассчитаны с высоким качеством. Выявлено, что все использованные версии модели НВВ имеют общие и индивидуальные недостатки. Продемонстрирована разница структур модели и их влияние на рассчитанный сток в замыкающем створе. Внедрение дополнительных блоков в модель не вызвало прироста эффективности расчетов стока. Стандартная структура НВВ признана оптимальной с точки зрения соответствия природным процессам формирования стока и качества моделирования стока малых горных рек.

Ключевые слова: экспериментальные водосборы, НВВ, структура модели, стокоформирование.

DOI: 10.31857/S032105962104012X

ВВЕДЕНИЕ

Взаимодействие между климатом, рельефом, почвенными процессами и растительным покровом создает сложную картину пространственно-временной неоднородности инфильтрации, испарения и стока. Наряду с получением новых экспериментальных данных перспективы в исследовании формирования стока связаны с развитием математических моделей, в структуре которых были бы учтены существующие представления об этих процессах и которые в полной мере могли бы усвоить имеющиеся данные наблюдений в конкретном речном бассейне [4].

К настоящему времени накоплен большой опыт в области моделирования гидрологических систем, однако остается до конца не выясненным то, как функционирует водосбор в целом [22]. Обзор существующих подходов и критический анализ проблем в области моделирования стока подробно изложен в [1, 6, 10]. Среди основных сложностей обычно упоминается недостаток знаний о природе стока, высокая пространственно-

временная динамика метеорологических условий, невозможность прямого задания большинства параметров с пространственным разрешением модельных элементов.

Структура модели также может быть источником критичной неопределенности [13, 17]. Полевые исследования и результаты моделирования показывают, что речные водосборы при разных начальных условиях могут по-разному реагировать на метеорологические воздействия, включение отдельных частей бассейна в процесс стокоформирования происходит неодновременно [3, 15].

Выбор гидрологической модели в качестве инструмента исследования обычно проводится в условиях значительной неопределенности и недостатка объективных критериев этого выбора [20]. Поиск оптимальной структуры модели формирования стока на речных бассейнах достаточно больших размеров обычно затруднен ввиду неоднородности ландшафтного строения, а неоднородность метеорологического воздействия влияет на процессы формирования стока даже в масштабе небольшого водосбора [11]. Существующие критерии качества моделирования не в полной мере отражают соответствие модели реальным

¹ Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 17-77-30006) и РФФИ (проект 19-05-00326).

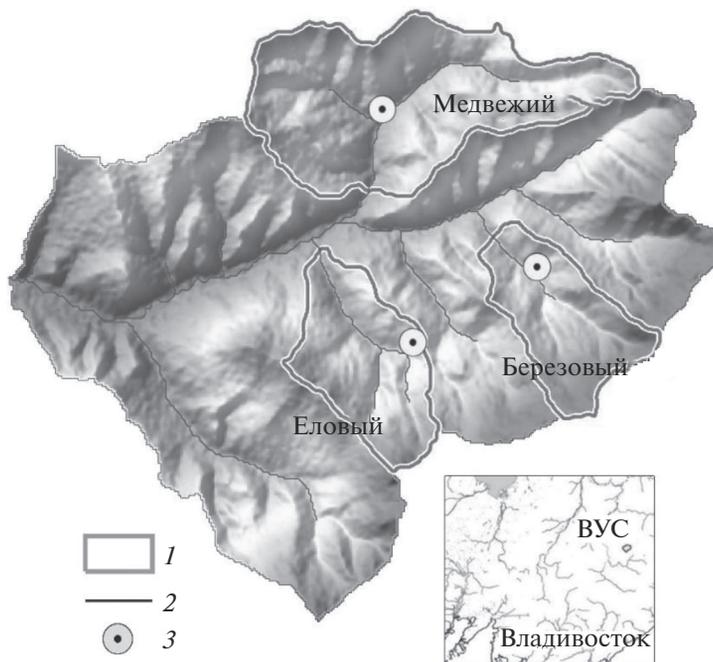


Рис. 1. Картограмма исследуемой территории Верхнеуссурийского стационара (ВУС). 1 – границы экспериментальных водосборов, 2 – речная сеть, 3 – метеостанция.

процессам [24, 27]. В этом причина тестирования большого количества моделей с различной структурой в попытке найти наиболее пригодную для решения определенных задач [14, 18, 26].

В данном исследовании применены четыре версии концептуальной гидрологической модели HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) для оценки их соответствия имеющимся априорным представлениям о стокоформировании на малых экспериментальных водосборах на юге Дальнего Востока. Оценена эффективность моделирования, выполненного с помощью различных версий HBV. Даны интерпретации результатов с точки зрения имеющихся представлений о формировании стока. Показаны преимущества и недостатки версий модели применительно к объектам исследования.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Объекты моделирования – малые речные водосборы в верховьях р. Уссури – ручьи Березовый (3.6 км²), Еловый (3.5 км²) и Медвежий (7.6 км²) (рис. 1). Исследуемая территория относится к Верхнеуссурийскому биоценологическому стационару ФНЦ Биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН (44°02′ с.ш., 134°11′ в.д.). Климат района определяется влиянием восточноазиатского внутритропического муссона. Среднегодовая, минимальная и максимальная темпера-

тура воздуха составляет соответственно +0.7°C, –45°C (январь–февраль) и +38°C (июль–август). Среднегодовое количество атмосферных осадков 750–800 мм, большая часть (до 80%) выпадает в теплый период года (апрель–октябрь). Суточные максимумы осадков достигают 100 мм и обычно связаны с активностью тропических циклонов и тайфунов, приходящих на территорию Приморского края преимущественно во второй половине лета. Высота снежного покрова обычно ≤1 м, максимальная глубина промерзания почвы составляет 1.25 м.

Рельеф – среднегорный с амплитудой высот 500–1100 м. В нижних частях изучаемые водосборы покрыты хвойно-широколиственными лесами; здесь распространены буроземы, сформированные на склоновом делювии, и пойменные почвы на аллювиальных отложениях. В верхних частях водосборов преобладают темнохвойные леса, где на элювиальных и элювиально-делювиальных отложениях на вершинах и склонах преобладают ржавоземы грубогумусовые иллювиально-гумусированные типичные и оподзоленные.

Подземные воды получают питание за счет инфильтрации атмосферных осадков на склонах, иногда выходят на поверхность в понижениях рельефа в виде родников. Глубокие грунтовые воды в основном трещинные.

Долины ручьев Елового и Березового – узкие и глубокие с фрагментами надпойменной террасы

и крутыми (до 30°–35°) выпуклыми склонами, изредка прорезанными глубокими эрозионными ложбинами. Сформированы на тектоническом контакте юрских и триасовых отложений, представленных песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами и силикатами. Верхняя часть водосборов сложена более молодыми позднемеловыми породами.

Водосбор руч. Медвежьего имеет более однородный ландшафт, почвенный покров большой мощности [7], при этом он быстрее реагирует на выпадающие осадки в сравнении с другими объектами. При высокой инфильтрационной способности сильнокаменистых почв предполагается, что часть осадков может питать грунтовые воды, вносящие вклад в гидрограф замыкающего створа [5]. Течение воды непосредственно по поверхности склонов наблюдается только при очень интенсивных осадках. В [5, 12] показано, что доля поверхностных вод при моделировании может быть достаточно высокой при прохождении паводков. Эта часть быстрого стока формируется системой внутрипочвенных дрен [2].

Исходными послужили данные полевых наблюдений за элементами приземного влагооборота, проведенных в теплый период (конец мая – начало октября) 2012–2019 гг. Устья ручьев были оборудованы автоматическими цифровыми регистраторами уровня воды “Levelogger Junior Solinst” с 15-минутным разрешением измерений. Расходы воды измерялись вручную с применением электромагнитного измерителя скорости потока “FlowSens SEBA”. Ряды суточных расходов воды получены с помощью кривых связи расхода и уровня.

Метеорологические параметры (температура и влажность воздуха, осадки, солнечная радиация, скорость ветра) измерены с 15-минутным разрешением с помощью трех автоматических метеостанций “WS-GP1” “Delta-T”. Метеостанции устанавливались на каждом водосборе на высотах: 650 (Березовый), 670 (Еловый), 550 м (Медвежий). В холодный период года были использованы материалы наблюдений метеостанции ВМО 31939 (Чугуевка) Приморского УГМС, расположенной в 35 км от исследуемых водосборов.

МОДЕЛЬ HBV

Модель HBV разработана в Швеции в 1970-х гг. [9], широко использовалась более чем в трех десятках стран, это часть гидрологической многоцелевой системы Всемирной Метеорологической Организации. Модель включает в себя три основных модуля: формирования и таяния снежного покрова, динамики влаги в почве и испарения, формирования и трансформации стока. Входные данные – атмосферные осадки, температура воз-

духа и потенциальная эвапотранспирация. Ниже дано краткое описание модели.

Основа блока расчета снега – метод градусодней [23]. Жидкие осадки и стаявший снег пополняют влагозапас концептуальной почвенной емкости в зависимости от ее текущего влагосодержания SM (мм), максимального влагосодержания FC (мм), а также коэффициента $BETA$:

$$\text{recharge}/p(t) = (SM(t)/FC)^{BETA}, \quad (1)$$

где recharge – пополнение емкостей, мм/сут; $p(t)$ – осадки, мм/сут.

Испарение определяется соотношением SM/FC : если оно выше параметра LP , то действительное испарение E_{act} (мм/сут) равно потенциальному E_{pot} (мм/сут), в ином случае расчет происходит в соответствии с

$$E_{\text{act}} = E_{\text{pot}} \min \{ (SM(t)/(FC LP)), 1 \}. \quad (2)$$

Испарение может быть скорректировано параметром Set , линейно связанным с температурой воздуха. Динамика наполнения нижней емкости определяется коэффициентом $PERC$.

Различия версий модели, реализованных в HBV-light, заключаются в структуре емкостей, с помощью которых происходит формирование стока в замыкающем створе (рис. 2). Отток из всех емкостей версий St1, St2, St3 описывается линейным уравнением вида:

$$Q_n(t) = K_n S(t), \quad (3)$$

из емкости S1 версии StD отток описывается так:

$$Q_1(t) = \min(K_1 S_1(t)^{1+\alpha}), \quad (4)$$

где t – время, сут; Q_n – отток из емкости, мм/сут; K_n – коэффициент истощения, $S(t)$ – текущая величина влагозапаса в емкости, мм; α – калибруемый параметр. Сумма оттоков из стокоформирующих емкостей – это слой воды, сгенерированный моделью на каждый расчетный шаг, который затем трансформируется в гидрограф в замыкающем створе уравнением:

$$Q_{\text{sim}}(t) = \sum_{i=1}^{\text{MAXBAS}} c(i) Q_{\text{sum}}(t - i + 1), \quad (5)$$

где Q_{sim} – расчетный слой стока в замыкающем створе, Q_{sum} – суммарный слой стока за время $(t - i + 1)$, i – расчетный шаг, $c(i)$ – функция бассейновой трансформации [25], MAXBAS – параметр добегаания, сут.

В работе использованы четыре версии модели, обозначенные как St1, St2, St3 и StD (рис. 2). Для всех версий используются одинаковые процедуры описания процессов накопления и таяния снежного покрова, расчета потерь влаги, поступившей на поверхность водосбора, на пополнение влагозапаса бассейна и испарение. Разница в

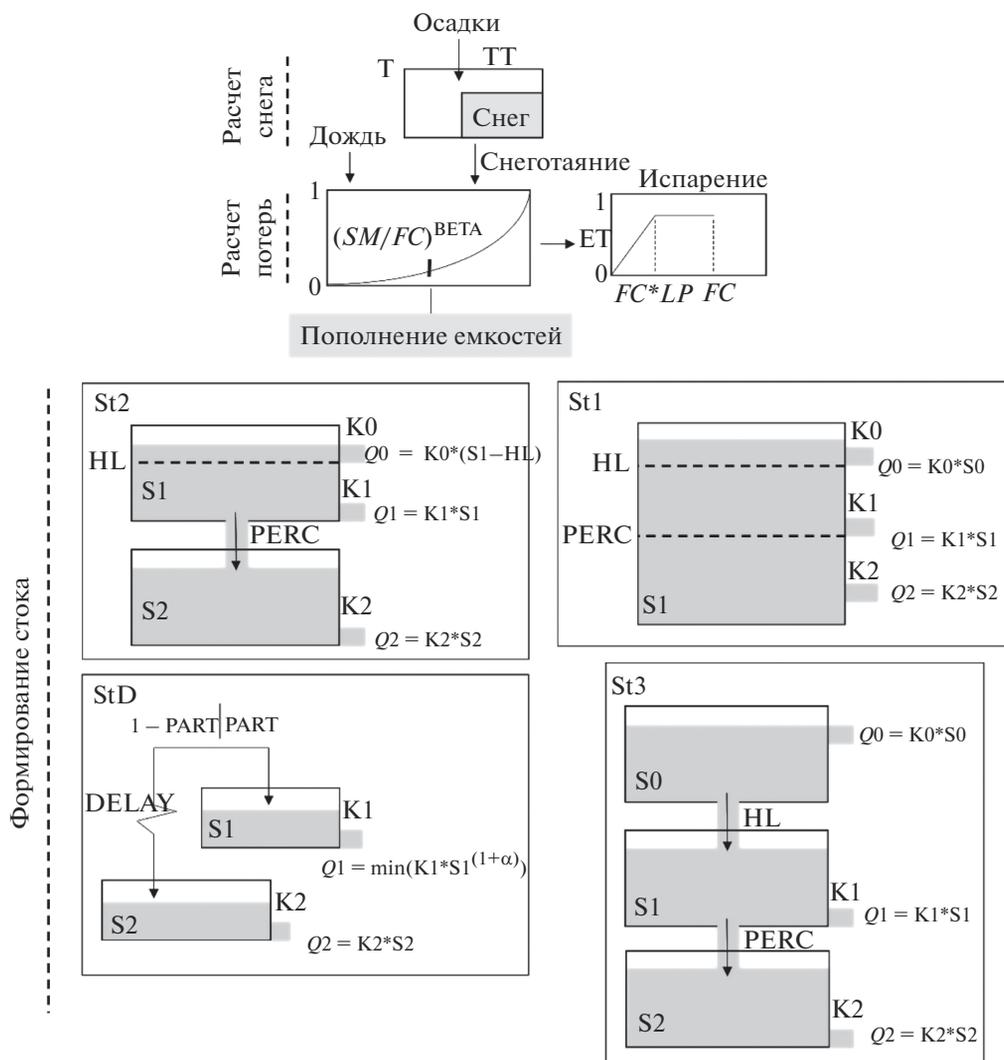


Рис. 2. Схематичное изображение структуры различных версий HBV.

вариантах модели HBV заключается в количестве емкостей, особенностях организации их взаимодействия и внутренней структуры. Модель может использовать три вида стока – Q_0 , Q_1 , Q_2 , которые, как правило, интерпретируются как поверхностный (“surface runoff”), внутрипочвенный (“interflow”) и грунтовый сток (“baseflow”) соответственно [16]. Параметры PERC и HL позволяют перераспределять воду между емкостями и изменять реакцию емкостей.

St1 – наиболее простая версия, формирование стока происходит с помощью одной емкости и двух пороговых значений. Сток Q_2 осуществляется всегда, когда в емкости есть влага; после достижения влагозапаса емкости порогового значения PERC (мм) начинает формироваться сток Q_1 ; в случае дальнейшего наполнения и достижения влагозапаса емкости порогового значения HL (мм) появляется третий вид стока Q_0 .

St2 – универсальная структура HBV, состоит из двух емкостей. В отличие от St1, параметр PERC не пороговое значение, а представляет собой поток (мм/сут), пополняющий нижнюю емкость, из которой формируется сток Q_2 . Динамика верхней емкости связана с оттоками Q_1 и Q_0 , последний формируется только по достижению влагозапаса порогового значения HL (мм). Отличие структуры St2 от St1 заключается в генерировании компонентов стока Q_1 и Q_2 без предварительного полного наполнения нижней емкости.

St3 – наиболее приближена к модели формирования стока в почвенной колонке, состоит из трех емкостей, которые в общем случае можно интерпретировать как почвенные горизонты (A, B и C). Параметры PERC и HL – потоки (мм/сут), пополняющие емкости S2 и S1 соответственно; если приход влаги больше суммы PERC и HL, пополняется верхняя емкость S0. Отток из каждого

элемента не связан со степенью наполнения нижележащих емкостей.

StD – использует две емкости, одна из которых предназначена для моделирования быстрого подповерхностного стока и имитирует неглубокие подземные воды, вторая емкость предназначена для имитации глубокого подземного питания [27]. Приходящая влага разделяется по емкостям в зависимости от параметра PART. Вода поступает в нижнюю емкость S2 с задержкой DELAY (сут). Сток Q2 генерируется аналогично другим структурам, сток Q1 рассчитывается с помощью степенной зависимости (параметр α).

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Моделирование выполнено с суточным шагом по времени с помощью интерфейса HBV-light [25]. Потенциальное испарение рассчитано отдельно методом Пенмана–Монтейса. Периоды моделирования установлены исходя из наличия синхронных наблюдений за стоком и метеопараметрами для ручьев Елового – 2011–2014 гг., Медвежьего – 2014–2017 гг., Березового – 2015–2019 гг. соответственно. Для минимизации влияния начальных условий на результаты моделирования расчеты за первый год исключены из анализа. Таким образом, анализ результатов дается на основе ограниченного количества данных, не превышающего 4 лет для каждого водосбора.

Калибровка параметров выполнена вручную. Расчетные и модельные гидрографы представлены на рис. 3. Для оценки эффективности моделирования использованы данные измерений расходов воды в замыкающих створах. В качестве оценок использованы общепринятые критерии: коэффициент детерминации R^2 , коэффициент Нэша–Сатклифа NSE [21] и относительное смещение BIAS (табл. 1). Согласно [19], результаты расчетов “очень хорошие” при $NSE > 0.75$, “хорошие” при $0.65 < NSE < 0.75$, “удовлетворительные” при $0.50 < NSE < 0.65$ и “неудовлетворительные” при $NSE < 0.50$. Результаты моделирования при $BIAS < 10\%$ считаются “очень хорошими”, “хорошими” при $10 < BIAS < 15\%$, “удовлетворительными” при $15 < BIAS < 25\%$ и “неудовлетворительными” при $BIAS > 25\%$.

По указанным выше критериям (табл. 1) для руч. Березового результаты всех версий модели попадают в градацию “удовлетворительно” и лучше (за исключением 2016 г. по критерию BIAS). При моделировании стока руч. Елового с помощью версии St1 не удалось воспроизвести сток ни в один из анализируемых сезонов. Остальные расчеты попадают в категорию “удовлетворительно”. Для руч. Медвежьего качество частично “неудовлетворительно” по NSE, по BIAS – от “удовлетворительно” и лучше.

Анализ результатов моделирования позволяет заключить, что HBV лучше воспроизводит гидрографы стока многоводных лет, содержащих значительные паводки (2012 и 2016 гг.). В течение маловодных сезонов сток в значительной мере контролируется процессами эвапотранспирации, объем испарения с водосбора может в несколько раз превышать объем стока и рассчитывается с большой степенью неопределенности. Значения общих для всех версий параметров (FC, LP, BETA, Set) и совпадающие по смыслу коэффициенты рецессии значительно варьируют между версиями модели.

Полученные в процессе калибровки параметры (табл. 2) свидетельствуют о значительной разнице между водосборами, расположенными на расстоянии всего 2–5 км друг от друга. Результаты моделирования подтвердили высказанные ранее предположения о существенном отличии руч. Елового от соседних по характеру формирования стока: значения параметров коэффициентов рецессии, FC и BETA отличаются в несколько раз. Значение параметра MAXBAS, отражающего трансформацию стока русловой сетью водосбора руч. Елового с наименьшей площадью из представленных, в 1.5–3 раза больше, чем для соседних объектов и достигает 4.2 сут. Подобное отличие можно объяснить сложным гидрогеологическим строением водосбора руч. Елового [8].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основе только критериев эффективности (табл. 1) не представляется возможным сделать обоснованное заключение о преимуществе определенной структуры модели и/или степени ее ответственности имеющимся представлениям о формировании стока.

Версия St1 с одной стокообразующей емкостью оказалась более эффективной для водосбора руч. Березового по сравнению с другими версиями. В то же время для руч. Елового St1 дает отрицательные критерии эффективности моделирования и отличается неадекватным расчленением сезонного гидрографа стока на генетические составляющие. Для достаточно однородного по ландшафтным условиям водосбора руч. Медвежьего St1 не показала ожидаемого улучшения результатов моделирования по сравнению с остальными версиями.

Версия St2 продемонстрировала относительно высокое качество моделирования для всех объектов моделирования и условий водности (табл. 1). Сезонные значения компонентов водного баланса для всех водосборов находятся в соответствии с ранее опубликованными исследованиями [5, 12]. Основные паводковые события моделируются с участием быстрого поверхностного стока Q0,

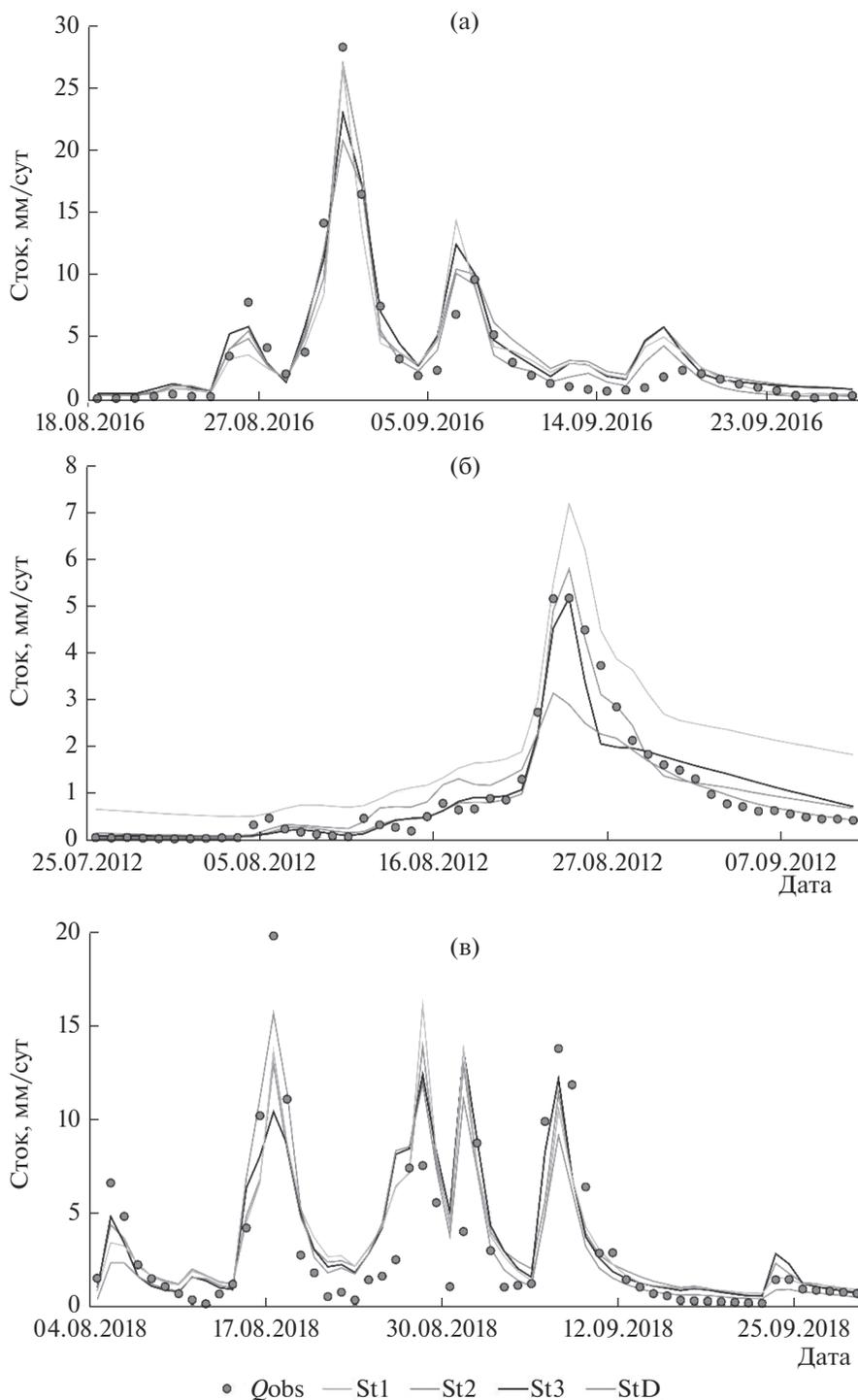


Рис. 3. Примеры измеренных Q_{obs} и модельных гидрографов для дождевых паводков, полученных с помощью различных версий НВУ (St1, St2, St3, StD) для ручьев: а – Елового, б – Медвежьего, в – Березового.

средние по водности условия сформированы обычно почвенным стоком Q_1 , низкий сток преимущественно генерируется за счет медленного стока Q_2 , за исключением руч. Елового, где его доля невысока.

Применение более универсальной структуры St3 не дало существенного улучшения результатов моделирования по сравнению с версиями St1 и St2 (табл. 1). При этом в случаях прохождения сильных единичных дождей, которым предше-

Таблица 1. Элементы водного баланса (мм) и критерии качества моделирования (P – осадки; E – суммарное испарение; Q_{sum} – суммарный сток; Q_0, Q_1, Q_2 – сток из соответствующих структуре модели емкостей; прочерк – отсутствие такого вида стока в структуре модели)

Объект	HBV	Год	P	E	Q_{sum}	Q_0	Q_1	Q_2	R^2	NSE	BIAS, %
руч. Медвежий	St1	2015	381	386	39	0	0.7	38.7	0.28	0.23	14
	St2			377	45	0	1.1	44	0.35	0.35	2
	St3			358	57	0	4.9	52.2	0.27	-0.12	-24
	StD			372	44	–	41.3	2.3	0.32	0.27	5
	St1	2016	706	335	189	26	78	84.8	0.87	0.87	-1
	St2			339	220	17.2	96.1	106.6	0.92	0.91	-18
	St3			337	225	17.6	111.3	96.2	0.9	0.9	-21
	StD			302	191	–	185.2	5.7	0.93	0.92	-2
	St1	2017	418	360	45	0	9.2	35.5	0.54	0.42	-13
	St2			333	38	0	5.1	33.4	0.56	0.53	3
	St3			305	44	0	9.9	34	0.63	0.51	-11
	StD			332	33	–	22.2	11.3	0.45	0.44	15
руч. Еловый	St1	2012	552	281	196	14.6	42.7	138.7	0.87	-0.25	-142
	St2			259	81	15	60.3	5.4	0.95	0.95	0
	St3			269	77	10.1	57.6	9.6	0.89	0.89	4
	StD			275	81	–	81.4	0	0.87	0.8	-1
	St1	2013	472	309	206	0	49.6	156	0.42	-1.4	-125
	St2			282	92	7.7	75.3	8.8	0.83	0.83	0
	St3			291	87	0.2	70	16.4	0.75	0.75	5
	StD			304	88	–	88	0	0.73	0.72	4
	St1	2014	554	328	176	0.1	41.1	134.9	0	-5.7	-125
	St2			290	76	0	64.4	12	0.56	0.55	2
	St3			293	83	3.2	57.9	22.4	0.6	0.56	-7
	StD			313	91	–	90.8	0	0.42	0.31	-16
руч. Березовый	St1	2016	738	320	268	43.7	77.9	146.2	0.87	0.84	-34
	St2			310	273	40.2	84.1	148.7	0.85	0.83	-37
	St3			325	260	92.1	72.1	96	0.71	0.69	-30
	StD			307	230	–	229.2	1.2	0.9	0.89	-15
	St1	2017	452	310	139	0	39.1	99.6	0.73	0.73	4
	St2			312	140	0.1	39.9	100.5	0.7	0.7	3
	St3			323	125	24.7	35.9	64.5	0.61	0.56	13
	StD			259	115	–	109.9	4.9	0.74	0.71	20
	St1	2018	743	331	275	28.5	84.5	161.5	0.67	0.66	-11
	St2			323	272	23.3	95.2	153.7	0.71	0.71	-10
	St3			339	263	73.1	88.2	101.4	0.69	0.68	-6
	StD			328	244	–	234.7	9.1	0.73	0.72	2
	St1	2019	458	350	135	0	22.9	111.8	0.77	0.7	-3
	St2			345	135	0	22.7	112.5	0.73	0.64	-4
	St3			358	117	7.1	29.6	80.4	0.72	0.61	10
	StD			286	108	–	94.9	12.9	0.65	0.35	17

Таблица 2. Значения параметров, полученные при калибровке различных версий HBV (прочерк – отсутствие такого параметра в структуре модели)

Параметр	руч. Березовый				руч. Медвежий				руч. Еловый			
	St1	St2	St3	StD	St1	St2	St3	StD	St1	St2	St3	StD
<i>FC</i>	410	408	325	92	545	350	356	385	205	100	133	165
<i>LP</i>	0.2	0.3	0.4	0.7	0.5	0.2	0.1	0.5	0.1	0.4	0.5	0.3
BETA	0.72	0.87	1.2	2.3	3.5	1.7	1.1	5.3	6.0	1.6	4.4	7
PERC	12	3.2	1.6	–	5.2	2.6	2.1	–	10	1.8	2.1	–
HL	32	16	7	–	29	28	18	–	80	58	23	–
K0	0.99	0.99	0.72	–	0.88	0.99	0.99	–	0.3	0.23	0.56	–
K1	0.2	0.33	0.32	0.013	0.22	0.4	0.47	0.13	0.01	0.02	0.03	0.055
K2	0.1	0.17	0.15	0.0024	0.1	0.13	0.1	0.19	0.025	0.0001	0.0002	10 ⁻⁷
MAXBAS	1.5	1.5	1.6	1.6	1.6	1.8	1.8	2.0	4.2	3.6	4.2	2.6
Cet	1	0.65	0.9	0.92	10 ⁻⁵	0	0	0.055	0	0.1	0.07	0.02
α	–	–	–	1.05	–	–	–	0.44	–	–	–	0.23
PART	–	–	–	0.58	–	–	–	0.53	–	–	–	0.34
DELAY	–	–	–	3864	–	–	–	4061	–	–	–	3000

ствовали длительные засушливые периоды 2017 и 2019 гг., основной объем паводка моделируется не наблюдавшимся в действительности быстрым поверхностным стоком Q_0 , что может рассматриваться как проявление неадекватности данной версии реальной структуре объекта.

С помощью версии StD получены удовлетворительные результаты моделирования стока по всем объектам. Для исследуемых водосборов степень зависимости (параметр α) стока от влагосодержания верхней емкости – удачная альтернатива линейным зависимостям, используемым в остальных версиях HBV. Полученные в результате калибровки значения параметров *K2* и DELAY для ручьев Березового и Елового указывают на то, что сток в их замыкающих створах сформирован, в основном, из верхней емкости. В данном случае нижняя емкость частично решает проблему имитации безвозвратных потерь на питание подземных вод зоны трещиноватости. Однако при более длительных периодах моделирования данный подход приведет к накоплению значительного объема в нижней емкости, искажению структуры водного баланса и появлению трендов в расчетных гидрографах стока.

Таким образом, часть априорных представлений о процессах формирования стока и сезонных значений элементов водного баланса достаточно хорошо согласуется с результатами моделирования:

выявлено неудовлетворительное качество расчетов стока руч. Елового версией St1;

подтверждены малые величины грунтового стока в бассейне руч. Елового;

подтверждено относительно редкое появление поверхностного стока в бассейнах ручьев Елового и Березового;

подтверждается гипотеза наличия грунтового стока в бассейне руч. Медвежьего;

подтверждено существенное ландшафтное различие между водосборами руч. Елового и соседних водотоков.

Существенный недостаток всех представленных версий – отсутствие учета безвозвратных потерь на питание глубоких грунтовых горизонтов (в данном случае трещинных вод, разгружающихся за пределами водосбора). Применительно к малому водосбору отсутствие в структуре модели данной возможности должно быть компенсировано за счет накопления воды в нижней емкости или параметров *FC* и *LP*, связанных с влагоемкостью почвы и расчетом испарения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленном исследовании различные версии воднобалансовой концептуальной модели HBV применены для моделирования стока на малых экспериментальных водосборах южного Сихотэ-Алиня (Приморский край, Россия) с целью выявить структуру модели, соответствующую имеющимся априорным представлениям о процессах формирования стока. Показано, что использование традиционных критериев эффективности моделирования, основанных на анализе расхождений между модельными и измеренными гидрографами, не позволяет сделать объективного заключения об адекватности различных структур HBV объектам моделирования.

Все использованные версии модели имеют общие и индивидуальные недостатки. Устойчивые оценки моделирования, адекватные сезонные компоненты водного баланса и значения параметров модели получены с помощью стандартной версии, включающей в себя две стокоформирующие емкости. Данная версия обладает компактной структурой, отражает основные процессы стокоформирования рассматриваемых объектов и наиболее эффективна с точки зрения устойчивости результатов моделирования. Применение остальных структур модели требует дополнительной интерпретации параметров и результатов моделирования. Особенности этих версий неспецифичны по отношению к имеющимся данным об исследуемых водосборах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов Ю.Б.* Математическое моделирование процессов формирования стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 312 с.
2. *Гарцман Б.И., Губарева Т.С., Лупаков С.Ю., Орляковский А.В., Тарбеева А.М., Шамов В.В., Шекман Е.А.* Формы линейной организации склонового стока в среднегорье (на примере Сихотэ-Алиня) // Вод. ресурсы. 2020. Т. 47. № 2. С.123–132. <https://doi.org/10.31857/S0321059620020042>
3. *Гарцман Б.И., Шамов В.В., Третьяков А.С.* Система воднобалансовых моделей малого речного бассейна // География и природ. ресурсы. 1993. № 3. С. 27–36.
4. *Гельфан А.Н.* Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. М.: Наука, 2007. 279 с.
5. *Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Шамов В.В., Луценко Т.Н., Болдескул А.Г., Кожевникова Н.К., Лупаков С.Ю.* Компоненты стока малых водосборов Сихотэ-Алиня: обобщение результатов полевых измерений и трассерного моделирования // Изв. РАН. Сер. геогр. 2019. № 6. С. 126–140. <https://doi.org/10.31857/S2587-556620196126-140>
6. *Мотовилов Ю. Г., Гельфан А.Н.* Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: РАН, 2018. 300 с. <https://doi.org/10.31857/S9785907036222000001>
7. *Терешкина А.А., Пшеничникова Н.Ф., Бугаец А.Н., Голодная О.М., Краснопеев С.М.* Цифровая почвенная карта водосбора реки Соколовка (территория Верхнеуссурийского стационара ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН) // Географические и геоэкологические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука, 2019. Вып. 1. С. 126–136. <https://doi.org/10.35735/tig.2019.26.44.012>
8. *Шамов В.В., Лупаков С.Ю.* Гидрохимическая индикация разрывных нарушений в долинах малых горных рек южного Приморья // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М.: Ленанд, 2019. С. 409–411.
9. *Bergstrom S.* Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Norrköping, Sweden: Univ. Lund. Bull., 1976. 134 p.
10. *Beven K.* Rainfall-runoff modelling. The Primer. Chichester, UK: Ltd. John Wiley Sons, 2001. 356 p. <https://doi.org/10.1002/9781119951001>
11. *Beven K.* Towards a methodology for testing models as hypotheses in the inexact sciences // Proc. Royal Society A. 2019. V. 475. № 2224. 20180862. 19 p. <https://doi.org/10.1098/rspa.2018.0862>
12. *Bugaets A.N., Gartsman B.I., Gonchukov L.V., Lupakov S.Y., Shamov V.V., Pshenichnikova N.F., Tereshkina A.A.* Modeling the hydrological regime of small testbed catchments based on field observations: a case study of the Pravaya Sokolovka River, the Upper Ussuri River basin // Water Resour. 2019. V. 42. № S2. P. S8–S16. <https://doi.org/10.1134/S0097807819080037>
13. *Butts M.B., Payne J.T., Kristensen M., Madsen H.* An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation // J. Hydrol. 2004. V. 298. 242–266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.042>
14. *Cornelissen T., Diekkrüger B., Giertz S.* A comparison of hydrological models for assessing the impact of land use and climate change on discharge in a tropical catchment // J. Hydrol. 2013. V. 498. P. 221–236. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.016>
15. *Grayson R.B., Blöschl G.* Spatial patterns in catchment hydrology: Observations and modelling. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 2000. 423 p. <https://doi.org/10.1002/hyp.5215>
16. *Huang J.-C., Lee T.-Y., Lee J.-Y., Hsu S.-C., Kao S.-J., Chang F.-J.* Assessing hydrological model behaviors by intercomparison of the simulated stream flow compositions: case study in a steep forest watershed in Taiwan // Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 2013. V. 10. P. 855–893. <https://doi.org/10.5194/hessd-10-855-2013>
17. *Kirchner J.W.* Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology // Wat. Resour. Res. 2006. V. 42. W03S04. <https://doi.org/10.1029/2005WR004362>
18. *Krysanova, V., Hattermann, F.F.* Intercomparison of climate change impacts in 12 large river basins: overview of methods and summary of results // Clim. Change. 2017. V. 141. P. 363–379. <https://doi.org/10.1007/s10584-017-1919-y>
19. *Moriasi D.N., Arnold J.G., Van Liew M.W., Bingner R.L., Harmel R.D., Veith T.L.* Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations // Trans. ASABE. 2007. V. 50. № 3. P. 885–900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
20. *Mroczkowski M., Raper G.P., Kuczera G.* The quest for more powerful validation of conceptual catchment models // Wat. Resour. Res. 1997. V. 26. № 10. P. 2275–2286. <https://doi.org/10.1029/97WR01922>
21. *Nash J.E., Sutcliffe J.V.* River flow forecasting through conceptual models. Pt 1. A discussion of principles // J. Hydrol. 1970. V. 10. № 3. P. 282–290.

22. *Perrin C., Michel C., Andreassian V.* Improvement of a Parsimonious Model for Streamflow Simulation // *J. Hydrol.* 2003. V. 279. P. 275–289
23. *Rango A., Martinec J.* Revisiting the degree-day method for snowmelt computations // *Water Resour. Bull.* 1995. V. 31. P. 657–669.
<https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1995.tb03392.x>
24. *Schaefli B., Gupta H.V.* Do Nash values have value? // *Hydrol. Proces.* 2007. V. 21. P. 2075–2080.
<https://doi.org/10.1002/hyp.6825>
25. *Seibert J., Vis M.* Teaching hydrological modelling with a user-friendly catchment-runoff-model software package // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2012. V. 16. № 9. P. 3315–3325.
<https://doi.org/10.5194/hess-16-3315-2012>
26. *Smith M.B., Seo D.-J., Koren V.I., Reed S., Zhang Z., Duan Q.-Y., Moreda F., Cong S.* The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design // *J. Hydrol.* 2004. V. 298. № 1–4. P. 4–26.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.040>
27. *Uhlenbrook S., Seibert J., Leibundgut C., Rodhe A.* Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure // *Hydrol. Sci. J.* 1999. V. 44. № 5. P. 779–797.
<https://doi.org/10.1080/02626669909492273>

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ
И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 556.51:551.34+911.9(571.651)

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ИСТОЧНИКОВ
ПИТАНИЯ И ВОДНОГО РЕЖИМА РЕКИ УГОЛЬНАЯ-ДИОНИСИЯ
(АНАДЫРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ, ЧУКОТКА)¹

© 2021 г. О. Д. Трегубов^a, Б. И. Гарцман^{b, e, *}, А. М. Тарбеева^c,
Л. С. Лебедева^d, В. В. Шепелев^d

^aСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, 685000 Россия

^bИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^cМГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, 119991 Россия

^dИнститут мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, 677010 Россия

^eТихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, 690041 Россия

*e-mail: gartsman@inbox.ru

Поступила в редакцию 04.04.2020 г.

После доработки 29.07.2020 г.

Принята к публикации 21.01.2021 г.

Впервые путем анализа пространственных вариаций и суточной динамики водного режима малой реки Анадырской низменности изучены основные источники и оценена динамика питания речного стока. В среднем и нижнем течении рек стабильность водного режима обеспечивают талые воды сезонных льдов, в горных истоках рек — конденсационные воды. Запасы надмерзлотных вод от протаивания верхнего 30-сантиметрового слоя меняются в низменных тундрах в пределах 80–220 мм. Вклад талых вод от сезонных льдов деятельного слоя в сток рек в начале теплого периода года составляет $\geq 60\%$ общего стока. Водный режим тундровых рек в этот период отличаются суточные циклы, в которых уровень воды и температура находятся в противофазе. Модуль стока конденсационных вод в истоках реки с водосбора, сложенного обломочным грунтом, в июле–августе меняется в пределах 15–50 л/км²с. Для конденсационных вод характерны суточные синфазные колебания уровня и температуры воды в ручьях при амплитуде температуры атмосферного и внутригрунтового воздуха 16°C. Летние осадки определяют режим стока тундровых рек при их обильном выпадении (30–60 мм) и полном насыщении влагой деятельного слоя в августе–сентябре. В июне осадки до 14 мм полностью расходуются на испарение и вегетацию растений и не оказывают влияния на сток рек.

Ключевые слова: криолитозона, сезонноталый слой, надмерзлотные воды, источники питания рек, водный режим.

DOI: 10.31857/S0321059621040180

ВВЕДЕНИЕ

Наименее изученные в России по условиям питания и режиму стока — бассейны рек крайнего северо-востока Евразии. Удаленность и труднодоступность, суровые климатические условия и безлюдность ограничивают возможность создания здесь регулярной сети гидрологических постов и проведения режимных наблюдений за стоком рек. Исследования последних лет большей частью опираются на данные наблюдений немногочисленных постов на крупных реках, для которых имеются многолетние ряды наблюдений. Для

небольших водосборов широко используются методы подобия, когда режимные характеристики бассейнов-аналогов с большой долей условности экстраполируются на бассейны со сходными ландшафтными и климатическими условиями. При этом важные геокриологические, ландшафтные, региональные климатические особенности речных бассейнов зачастую игнорируются, а получаемые сведения имеют ориентировочный характер.

К числу таких малоизученных водных бассейнов относятся реки Чукотки — территории, относящейся к Арктической зоне Российской Федерации, для которой прикладные гидрологические исследования в последние годы особенно актуальны. Для большинства населенных пунктов и

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 18-05-60036, 19-05-00353 и 20-55-53014), совместно РФФИ и ГФЕН Китая (проект 20-55-53014).

промышленных производств поверхностные воды — единственный приемлемый источник водоснабжения [14]. Специфика исследуемой проблемы — мерзлотно-климатические условия бассейнов малых рек приморских низменностей криолитозоны. Здесь на питание и сток рек оказывают влияние морской субарктический или арктический климат, мелкий тип сезонного протаивания и минерализованные подмерзлотные подземные воды.

Возникает вопрос: как в короткий срок получить максимум информации о водном режиме таких рек? Очевидно, для этого необходимы новые подходы, применение современных средств наблюдений, сочетание методов разных направлений наук, связанных с изучением условий питания и климата рек криолитозоны. Настоящая статья посвящена анализу закономерностей питания и режима стока малых рек Анадырской низменности Чукотки на основе краткосрочных комплексных натурных исследований в бассейне р. Угольная-Дионисия, выполненных в теплый период 2019 г.

ИЗУЧЕННОСТЬ ПРОБЛЕМЫ

История изучения гидрологии рек Арктической зоны России достаточно полно освещена в статье [12]. По водному режиму северные реки отнесены к западносибирскому и восточносибирскому типам с преимущественно снеговым питанием, весенне-летним половодьем, устойчивой зимней и переменчивой летней меженью [16]. Ряд работ акцентирует внимание на довольно частую повторяемость в многолетних рядах наблюдений на Северо-Востоке летне-осенних паводков, что позволяет отнести некоторые речные бассейны Камчатки, Чукотки и Охотского побережья к дальневосточному типу [12].

Исследователи ландшафтов и речных бассейнов криолитозоны обращают внимание на роль мерзлотных факторов в формировании режима водотоков и водоемов [11, 19, 22]. В условиях криолитозоны классификация подземных источников питания речного стока усложняется особыми категориями вод — надмерзлотными водами сезонноталого слоя и таликовых зон, межмерзлотными и подмерзлотными водами [17, 18].

Интересны выводы о роли сезонноталого слоя в питании малых рек [4] и о снижении надмерзлотного стока с увеличением глубины сезонного протаивания [20, 21]. Отмечается участие надмерзлотной “черной воды” в питании рек равнин криолитозоны в июне и в первые месяцы зимы [18]. Однако количественных оценок поступления в водотоки талых вод подземных сезонных льдов не проводилось. Ранее авторами статьи обращалось внимание на существенную роль сезон-

ных льдов деятельного слоя в летнем питании малых рек низменностей криолитозоны [13].

Количественные оценки конденсации водяных паров в деятельном слое и питания рек конденсационными водами многочисленны, но зачастую имеют общий характер и во многом противоречивы [2, 3, 8, 18]. В целом признана сложность нелинейных связей между флуктуациями климата, динамикой сезонноталого слоя и режимом поверхностных вод [23].

Эта совокупность данных предопределила выбор подходов и методов настоящего исследования. Проведены комплексные наблюдения за водным режимом малой реки с максимальным ландшафтно-мерзлотным разнообразием водосборной площади в период максимальной скорости протаивания льдистых горизонтов деятельного слоя. При этом синхронно фиксировались температура и уровни надмерзлотных вод, рек и ручьев, динамика сезонного протаивания и параметры образования конденсационных вод, минерализация и химический состав воды. Наблюдения выполнялись в бассейне р. Угольная-Дионисия, расположенном на границе Анадырской низменности, в период с 26 июня по 10 июля 2019 г. Дополнительные исследования проводились в конце теплого периода с 25 августа по 6 сентября 2019 г.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анадырская низменность (площадь 35 тыс. км²) расположена в Чукотском АО в пределах южных кустарниковых тундр в нижнем течении рек Анадыри, Великой, Канчалан. Климат территории субарктический морской, среднегодовая температура за период 1981–2010 гг. составила -5°C . Количество осадков 380 мм в год, из них большая часть выпадает в зимний период. Мощность сплошной многолетней мерзлоты уменьшается с С на Ю с 300 до 50 м. Температура мерзлых грунтов на подошве слоя годового теплооборота меняется с С на Ю от -7.1 до -1°C . Глубина сезонного протаивания в ненарушенных условиях в типичных ландшафтах низменности — в пределах 45–55 см.

Объект исследования — р. Угольная-Дионисия, получившая название по выходам пластов угля в бортах нижнего ее течения и по горе Дионисия, в северо-западных отрогах которой берет начало правый исток. Площадь водосбора составляет 96 км². Протяженность реки 24 км. Отметки высоты уреза воды меняются от 100 и 180 м в истоках до 2.5 м в устье на правом берегу Анадырского лимана. Ширина меандрирующего в нижнем течении русла до 14 м, глубина бродовых переправ до 0.6 м. Долина реки V-образная с крутым, иногда обрывистым в среднем течении

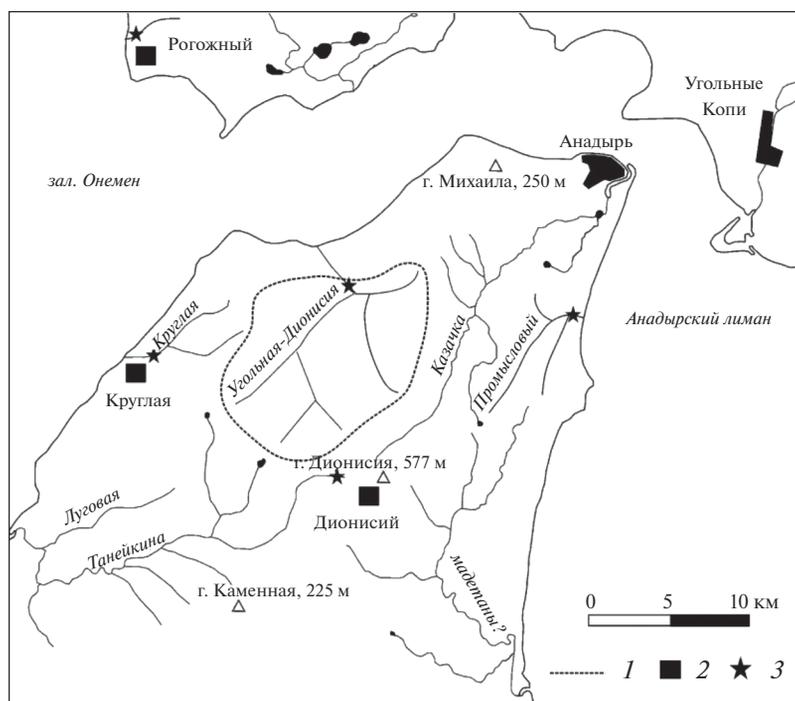


Рис. 1. Картограмма территории расположения объектов исследования: граница водосбора р. Угольная-Дионисия (1), площадки CALM (2), замыкающие створы (3).

левым бортом. Ширина поймы в верхнем течении 20–30, в нижнем до 60 м. Надпойменная терраса фрагментарна. По периметру водосборной площади расположены сопки (Острая, Большая и Малая, Круглая) с отметками высот 250–150 м. В пределах водосбора выделяются уплощенные вершины, обширные и протяженные склоны длиной от 2 до 7 км и уклоном от 0.75 до 3.5°. Выбор р. Угольной-Дионисия в качестве основного объекта исследований обусловлен положением ее водосбора на границе низменных и горных тундр, что позволяет использовать сравнительный анализ при изучении различных условий питания. Опорный створ находится в 6 км от устья вне зоны приливного влияния Анадырского лимана, замыкая исследованную водосборную площадь величиной 89.4 км². В качестве дополнительных объектов привлекались данные по площадкам CALM, р. Круглой, руч. Промысловому, двум ландшафтными профилям в окрестностях г. Анадыря (рис. 1).

В основе методологии исследований – сравнительный пространственный и временной анализ комплекса признаков и показателей разнообразия ландшафтно-мерзлотных условий водосборной площади и стока водотоков различных порядков. Пространственный сравнительный анализ заключался в изучении распределения по площади бассейна величины модуля стока и условий его питания во взаимосвязи с ландшафт-

ным строением территории. Временная динамика анализировалась путем изучения суточных колебаний температуры и влажности деятельного слоя, уровней и расходов воды в реке. На рис. 2 представлена крупномасштабная схема расположения пунктов измерений в бассейне р. Угольная-Дионисия. Следует отметить, что в статье под суточной или сезонной динамикой параметров понимаются их закономерные изменения в течение нескольких дней или месяцев, измеренные, соответственно, с периодичностью 0.5–1 ч и 10–30 сут.

Мерзлотно-гидрометрическая съемка территории масштаба 1 : 50000 включала в себя наблюдения криогенных процессов и описания почвенно-растительного покрова, измерения влажности деятельного слоя и глубины сезонного протаивания, определения гидрохимических показателей и расходов водотоков 1–3 порядков. На ключевых участках проводились измерения параметров стока в контрольных створах реки, непрерывные наблюдения уровней и температуры воды в контролируемых надмерзлотный сток шурфах и руслах водотоков, температуры и влажности различных горизонтов почвы. Интервал замеров – 30 мин. Полевая метеостанция синхронно фиксировала температуру и влажность воздуха, атмосферное давление, осадки. В первой декаде июня до начала протаивания почв на двух эталонных ландшафтных профилях в окрестностях г. Анадыря из

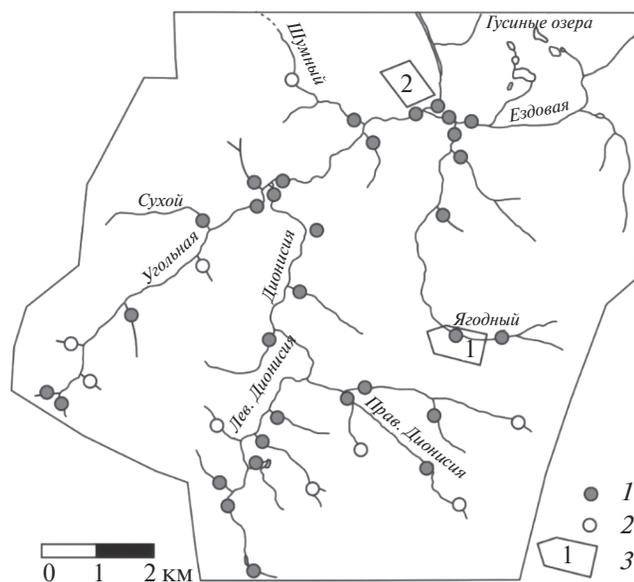


Рис. 2. Расположение контрольных створов измерения расхода воды притоков р. Угольная-Дионисия и опытных площадок изучения надмерзлотного склонового стока: 1 – русловой сток измерен, 2 – русловой сток отсутствует, 3 – опытные площадки.

деятельного слоя в десяти точках отбирались пробы керн, в которых термостатно-весовым способом определялась льдистость с интервалом 5 см до глубины 45–50 см.

Среднесуточная температура в период полевых работ составила 12.1°C, влажность воздуха 84.3%. Сплошной снежный покров в бассейне реки, как и в Анадырской низменности в целом, сошел за 2 нед. до начала наблюдений. После схода снежного покрова до начал работ выпало 2.2 мм осадков, за 14 дней экспедиции – 13 мм. Средняя

температура воздуха за 4 мес. теплого периода 2019 г. составила 10.1°C. При этом выпало 95.6 мм осадков [15]. Метеорологические условия в 2019 г., по данным наблюдений на метеостанции Анадырь и полевой метеостанции (табл. 1), в целом близки к норме. Гидрологические условия в регионе в этом году, по данным наблюдений на ближайших гидрологических постах р. Майн – с. Ваеги и р. Анадырь – с. Усть-Белая, также близки к норме, превышения критических паводковых уровней не наблюдалось.

При проведении измерений использовались приборы и оборудование: вертушки “ПОТОК-мкр ГР-100” и “Поток ГР21М”; влагомеры “ТК100-01”; портативные кондуктометр “СОМ-80” и рН-метр “KL-911”; автоматические логгеры производства “НОВО ONSET” – измерители уровней “U20L-04”, температуры “U23-003” и влажности почв “U23-002”; металлический щуп 5 × 1200 мм и труба для отбора керн 32 × 1000 мм. Первичная обработка данных проводилась согласно рекомендациям производителей приборов. В числе использованных в работе расчетных показателей: льдистость деятельного слоя, модуль стока, минерализация поверхностных вод, смещение фаз суточных колебаний температуры и уровней воды. В обработке данных режимных наблюдений использовались инструменты “Microsoft Excel”, для составления пространственных схем применялся метод интерполяции “Kriging” программы “Golden Software Surfer”. Точки определений модуля стока, минерализации, льдистости выносились в центры соответствующих водосборов и ландшафтных выделов на топографической и ландшафтной картах в системе местных координат XY. При составлении матриц данных для интерполяции измеренные значения гидрометриче-

Таблица 1. Мерзлотно-климатическая характеристика района исследований по данным метеостанции Анадырь и наблюдений авторов в 2017–2019 гг.

Показатель	2017 г.	2018 г.	2019 г.
Среднегодовая температура, °С	–3.4	–4.9	–3.7
Среднелетняя температура, °С	10.6	10.2	11.4
Среднезимняя температура, °С	–16.9	–19.1	–15.6
Количество жидких осадков, мм	106.1	139.1	91.6
Количество твердых осадков, мм	210.8	256.5	268.0
Средняя глубина сезонного протаивания, см			
в горном подножье	59.9	54.1	60.6
на вершине увала	55.0	51.4	59.9
в озерно-болотной котловине	49.0	46.0	49.7

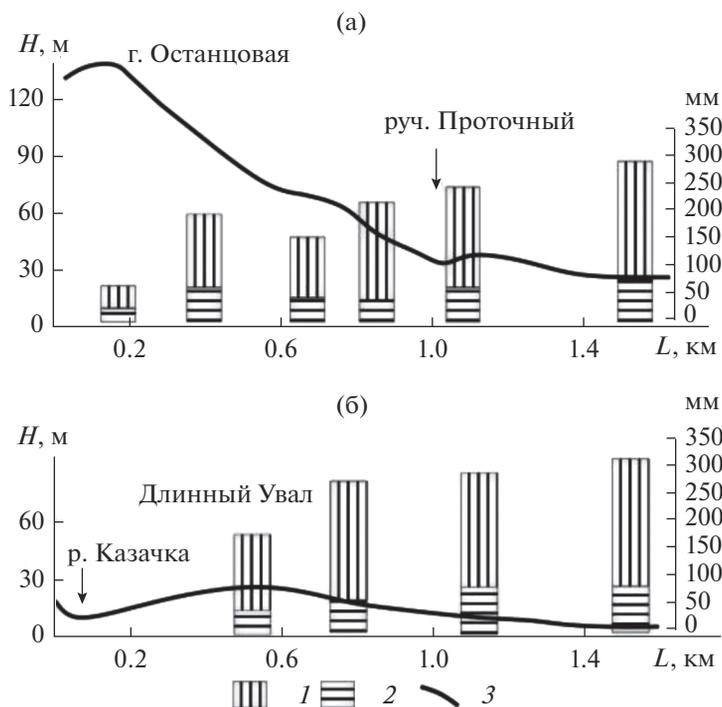


Рис. 3. Изменение льдистости деятельного слоя (мм водного слоя) для интервалов глубин 0–30 см (1) и 30–45 см (2) на типичных гипсометрических профилях района (3) в 2019 г.

ских характеристик были приведены к состоянию на 1 июля 2019 г. по расходу в опорном створе.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Экспедиции предшествовали круглогодичные автоматизированные наблюдения за температурой сезонноталого слоя, ежегодные измерения глубины протаивания, влажности и льдистости деятельного слоя [15]. Данные многолетних измерений с интервалом 4 ч на глубинах 15, 20, 30 и 40 см позволили предварительно оценить ожидаемое время и скорость сезонного протаивания почв в течение 2019 г. Для типичных для района исследований кочкарных мохово-пушицевых тундр пологих склонов ожидалось соответственно следующие глубины и скорости протаивания: на 12.06.2019 – 2 см и 0.45 см/сут, на 26.06.2019 – 10 и 1.1, на 10.07.2019 – 30 и 0.8, на 17.07.2019 – 40 и 0.9, на 14.08.2019 – 50 см и 0.42 см/сут. Впоследствии эти расчеты подтвердились. В период мерзлотно-гидрометрической съемки 3–9 июля 2019 г. глубина протаивания менялась в пределах 20–30 см в зависимости от почвенно-растительного покрова.

В ходе мерзлотно-гидрометрической съемки по данным более 800 измерений глубины протаивания и влажности почв установлен мозаичный характер распределения этих параметров в точках наблюдений на начало июля в соответствии со

структурой растительного покрова тундр и болот. Глубина протаивания на начало июля в западинах под моховым покровом была ≤ 25 см, под травянистой и кустарничковой растительностью кочек и бугров увеличивалась до 30–35 см. Исключение – горно-тундровые ландшафты верховьев, где измерения щупами затруднены, а мощность деятельного слоя достигает 1.0–1.5 м. Аналогичная мозаичная структура выявлена для влажности почв, измеренной на глубине 20–30 см. Поэтому эти параметры не использовались для пространственной интерполяции.

Измеренная весной 2018 и 2019 гг. объемная льдистость почв и грунтов деятельного слоя в органогенных горизонтах до глубины 30 см достигала 80–96%. Снижение льдистости с 50 до 25% наблюдалось в интервале глубин 30–40 см и до 20% в обломочных грунтах на крутых склонах. Далее с глубиной льдистость вновь повышалась на фронте сезонного протаивания 40–50 см до 65%. В отличие от глубины протаивания, льдистость почв и грунтов деятельного слоя на начало июля показала закономерную пространственную изменчивость, обусловленную как характером почвенно-растительного покрова, так и геоморфологическими параметрами водосборов (рис. 3).

По результатам опробования почв деятельного слоя максимальная по профилям льдистость, пересчитанная в высоту водяного слоя на заболоченных участках протяженных (>1000 м) склонов,

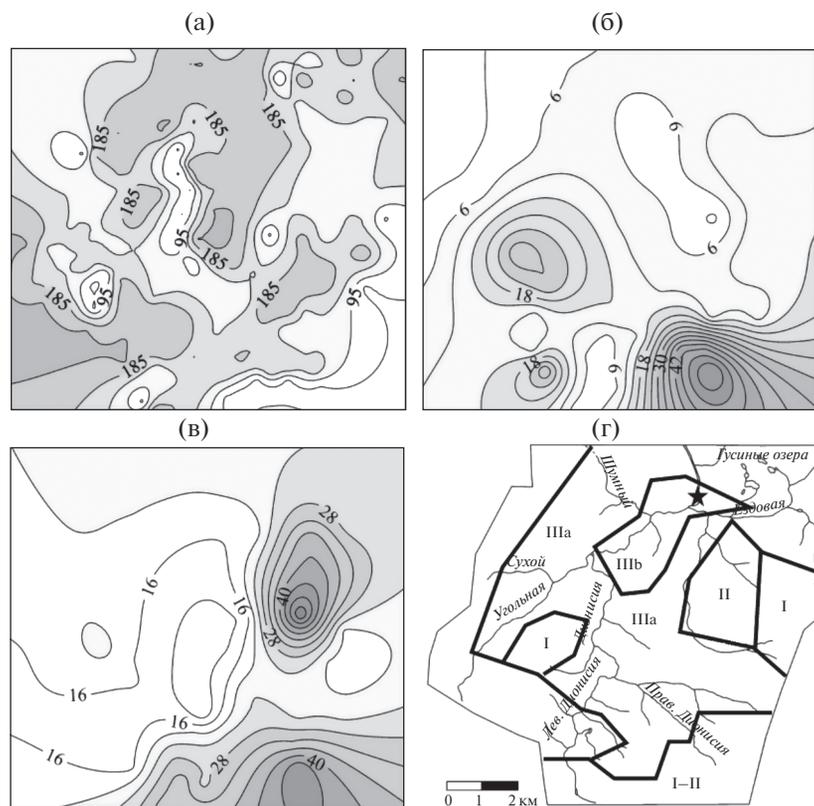


Рис. 4. Пространственная структура условий питания р. Угольная-Дионисия по состоянию на 01.07.2019: а – запас талых вод сезонных льдов, мм, до глубины 30 см (рис. 2); б – модуль стока, л/км² с; в – минерализация поверхностных вод, мг/л; г – районирование по преобладающему источнику питания (I – конденсационные воды, II – подземные воды, IIIа – надмерзлотные талые воды тундр, IIIб – надмерзлотные воды тундроболот); звезда – местоположение замыкающего створа.

составила 250–300 мм. Наименьшая льдистость (50–150 мм) определена для коротких (<500 м) и крутых склонов и террас с промывным режимом и кустарничковой мохово-лишайниковой растительностью. Таким образом, ландшафты района исследований содержат достаточные запасы воды в сезонных льдах для рассмотрения надмерзлотных вод в качестве значимого источника питания рек в период активного протаивания деятельного слоя. Данные прямых определений льдистости в керне мелких скважин использованы для пространственного анализа запасов талых вод сезонных льдов, протаявших к 10 июля, методом интерполяции (рис. 4а).

Основным результатом гидрометрической съемки (с отбором проб воды) стали схемы модуля стока и минерализации вод ручьев порядков 1–3 в изолиниях. По величине модуля (л/км² с) стока можно обоснованно разделить бассейн: на горную область истоков (>15), тундровую увалистую область (6–12), равнинную область верховых и низинных болот (≤6) (рис. 4б).

Величины минерализации поверхностных вод позволили выделить участки с потенциальным

питанием межмерзлотными и подмерзлотными минерализованными водами (рис. 4в). Выходы подземных вод с минерализацией >3 г/л, обнаруженные в ходе маршрутов, в матрицу данных не включались. В отобранных пробах после смешения подземных подмерзлотных и поверхностных вод минерализация превышала фоновые значения в 3–3.5 раза.

По результатам пространственного анализа, описанного выше, в пределах водосбора реки выделены 3 области с различным весом потенциальных источников питания (рис. 4г). Обособленная область I относится к горным тундровым ландшафтам. Здесь, по мнению авторов, в питании рек основная роль принадлежит конденсационным водам, талым водам снежников и атмосферным осадкам. Источники питания области II – это подземные подмерзлотные и надмерзлотные талые воды сезонных льдов деятельного слоя, атмосферные осадки. Каркас территории водосбора образует область III с питанием надмерзлотными талыми водами сезонных льдов, стоком талых снеговых вод и атмосферных осадков, депонированных проточными озерами и шнуровыми болотами. Подобласть IIIб отличается более замед-

ленным стоком, связанным с влиянием верховых и низинных болот, пологосклонным рельефом. По данным полевых наблюдений, низинные болота и пологие склоны по берегам реки отличаются наличием маломощных, но многочисленных снежников с глубиной протаивания по их периферии <10 см. Это объясняет как уменьшение здесь модуля стока, так и низкую минерализацию поверхностных вод (рис. 4б, 4в).

При выявлении источников питания речного стока, характерных для выделенных областей, наиболее сложна оценка роли талых вод сезонных льдов. Вывод об их существенном вкладе подтверждают режимные наблюдения за суточными колебаниями температуры и уровней воды. Классические модели изменений температуры верхних слоев деятельного слоя основываются на представлениях о теплообороте, когда максимальная температура на дневной поверхности в ходе теплообмена достигает каждой конкретной глубины через определенное время [6, 24]. При этом с глубиной в почвах уменьшаются амплитуда суточных колебаний и мощность теплового потока. По данным выполненных в июле измерений, моменты наступления максимума в суточных колебаниях температуры почвы на разных глубинах деятельного слоя смещены от момента максимума температуры на поверхности почвы следующим образом: на глубине 10 см – на 3.5 ч, 20 см – на 8.3 ч, 30 см – на 10.6 ч, 40 см (мерзлое состояние) – на 13.1 ч (рис. 5). Таким образом, в июле суточный максимум теплового потока достигал фронта протаивания через 8–13 ч.

Уровни воды в шурфах на тундровых склонах поднимались ранним утром следующего дня через 14.8 ч, а в водотоках 2-го порядка – через 15.9 ч после максимума дневной температуры прошедших суток (рис. 6). Следовательно, разница между моментом наступления максимума температуры почвы на фронте протаивания и моментом максимумов уровней первичных водотоков составляет 2–3 ч, что связано с продолжительностью фильтрации и добегания воды. На замыкающем створе р. Угольная-Дионисия повышенный уровень воды в рамках суточного цикла наблюдался с вечера в 19:00–21:00 до утра в 04:30–07:00. Кратковременный спад воды в реке приходился на полдень, в шурфах – на вторую половину дня. Температура воды в депонирующих надмерзлотный сток шурфах находится в противофазе с уровнем воды: максимум уровня воды соответствует наименьшей ее температуре (рис. 6б).

В ручьях минимумы температуры приходятся на начало подъема уровня воды, а в реке – на начало его спада. Подобное явление наблюдается в горах с ледниковым питанием, когда уровень воды в верховьях рек и приледниковых озерах повышается, а температура воды синхронно снижа-

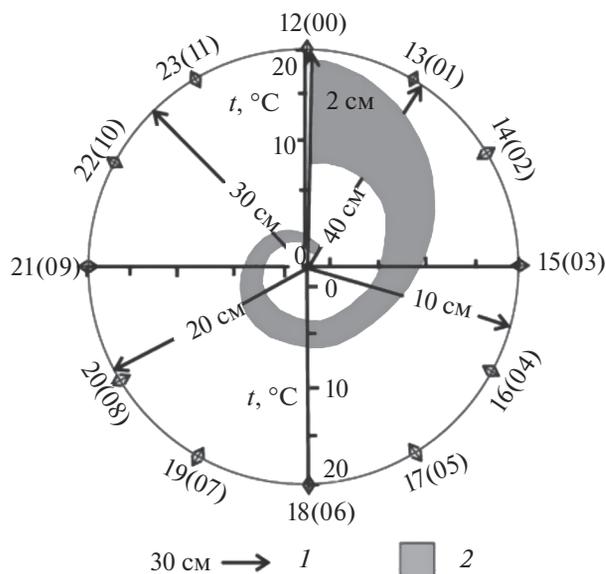


Рис. 5. Модель суточного теплооборота деятельного слоя: 1 – время достижения суточного максимума температуры на различной глубине, 2 – изменение амплитуды суточных колебаний температуры с глубиной в интервале 2–40 см.

ется во второй половине дня [9]. Колебания уровня воды в ручьях в период наблюдений составили 2–5 см, скорости течения – 15–20%. Однако следует понимать, что таяние сезонного льда и надмерзлотный сток происходят непрерывно в течение суток.

В период режимных наблюдений в р. Угольная-Дионисия наблюдалось резкое падение расхода на замыкающем створе с 1.5 м³/с 27.06.2019 до 0.16 м³/с 06.07.2019. По мнению авторов статьи, это стало результатом полного вытаивания сезонных льдов верхних горизонтов почв на большей части водосбора и отсутствия других, сопоставимых по объему стока источников питания. Данный вывод подтвердили предварительные результаты гидрохимического расчленения стока по источникам питания. В рассматриваемый период на фоне резкого уменьшения стока прослеживается снижение доли надмерзлотных вод деятельного слоя в общем стоке, которое не могло быть компенсировано питанием глубокими подмерзлотными водами, талыми водами снежников или конденсационными водами.

Другой проблемный источник питания реки с суточными колебаниями – конденсационные воды [7]. Существующие оценки конденсации в деятельном слое варьируют от 10 до 100 мм за теплый период года [8, 18]. Измерения влажности торфянистых тундровых почв на ключевом участке показали отсутствие в июле суточных колебаний. Влажность на глубинах 20–30 см достаточно

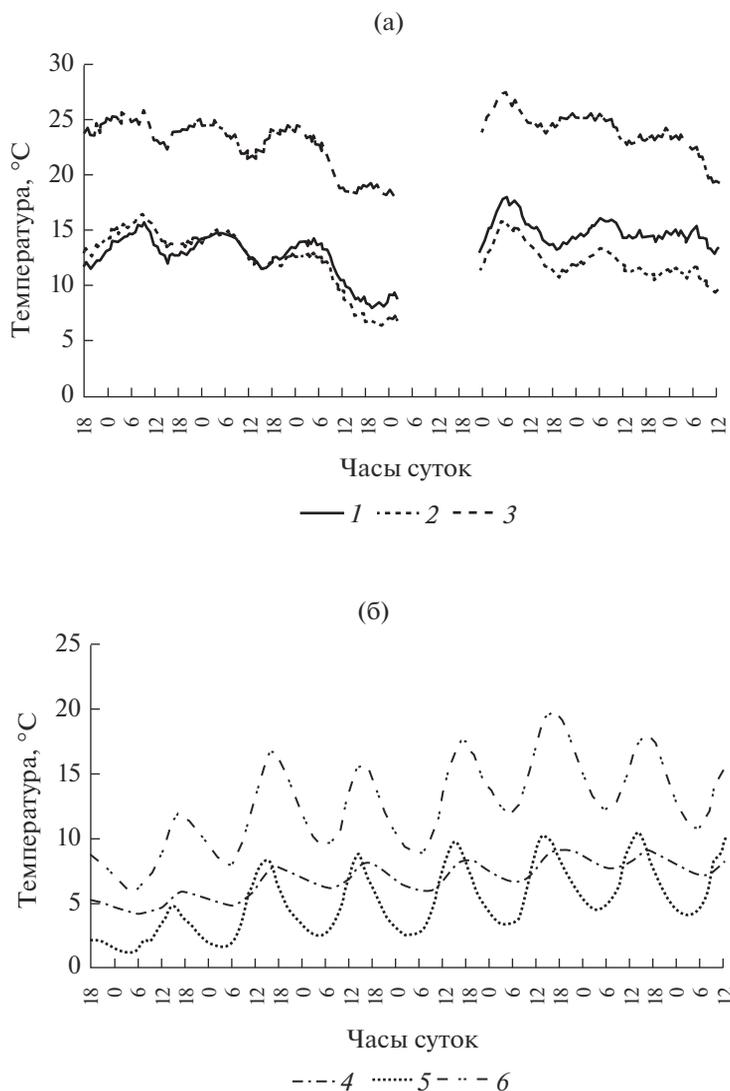


Рис. 6. Суточная динамика уровня воды (а): 30-сантиметрового деятельного слоя (1), в руч. Ягодном (2), в р. Угольная-Дионисия (3). Суточная динамика температуры воды (б): 30-сантиметрового деятельного слоя (4), в руч. Ягодном (5), в р. Угольная-Дионисия (6).

плавно повышалась в понижениях рельефа или снижалась на возвышенностях, что, по-видимому, связано с изменением положения зеркала надмерзлотных вод.

Специальные исследования условий образования конденсационных вод проведены в последней декаде августа при максимальной глубине протаивания, в отсутствие осадков и снежников в истоках ручья с площадью водосбора 0.6 км² и отметками высот от контрольного створа до истока 215–540 м. На схеме районирования бассейна здесь выделена область I–II с модулем стока 15–50 л/км² с (рис. 4г). Горный распадок с осыпными склонами и пятнистыми щебнистыми кустарничковыми мохово-лишайниковыми тундрами априори считался благоприятным для наблюде-

ний образования конденсационных вод ввиду многолетнего стабильного летнего стока этого ручья в отсутствие других источников питания. Измерения расхода в ручье в створе со скальными выходами магматических пород в бортах и русле показали модуль стока 40 л/км² с. Здесь же на несколько суток был установлен уровнемер, а на горных склонах водосбора в глыбово-щебнистых отложениях на глубине 30 см – датчики автоматического термометра и влагомера. Измерения показали контрастные синфазные суточные циклы уровня и температуры воды в ручье на фоне колебаний температуры грунта и слабых, но заметных суточных колебаний его влажности (рис. 7). Несмотря на малую продолжительность измерений, интерпретация явления представляется очевидной. Наибольшие уровень и температура воды в

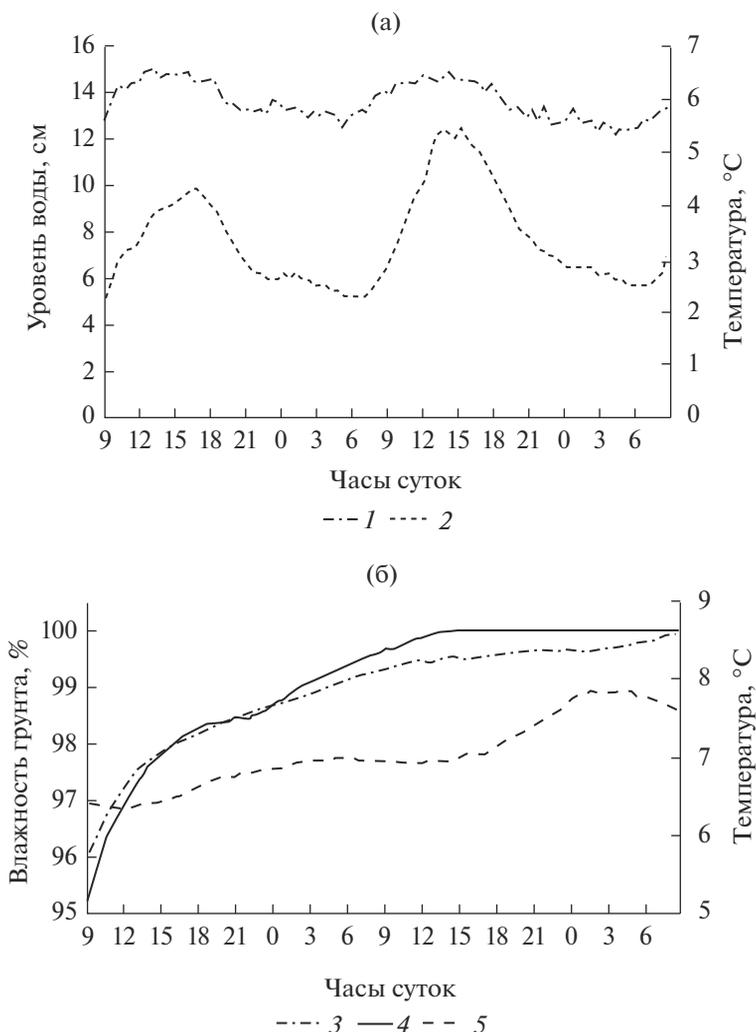


Рис. 7. Динамика суточных колебаний стока ручья (а) и параметров термовлажностного режима водосбора (б): 1 – уровень воды, 2 – температура воды, 3 – влажность в слое грунта на высоте 286 м, 4 – влажность в слое грунта на высоте 320 м, 5 – температура в слое грунта на высоте 286 м.

ручье приходится на 12–15 ч, когда температура обломочного грунта минимальна, а влажность повышается. Разница температуры внутригрунтового и атмосферного воздуха в этот момент достигала 16°C, что наиболее благоприятно для конденсации влаги [1, 7].

В сентябре с понижением среднесуточной температуры воздуха с 15 до 7.5°C и достижением сезонного максимума глубины протаивания условия образования конденсационных вод в горных истоках и талых надмерзлотных вод в тундровых водосборах существенно изменились. Наблюдения за режимом стока тундровых ручьев и уровнем надмерзлотных вод в шурфах у площадки CALM Рогожный (рис. 2) при модуле 6.6 л/км² с и глубине протаивания 50–55 см показали отсутствие суточных циклов уровня воды. Смещение фаз колебаний температуры воды относительно

полуденного максимума температуры воздуха составило 3.5 ч, что соответствует норме для водотоков и водоемов. Тогда же отмечена чувствительная реакция уровня воды в шурфах в деятельном слое на выпадение атмосферных осадков. В течение 5 сут наблюдений зафиксировано 2 дождливых дня, которые сопровождалось подъемом уровня воды на 2.5–5 мм в шурфах и на 1–2 мм в ручье. По данным метеостанции Анадырь, которая удалена от площадки на 26 км, в эти дни выпало 0.3 и 2 мм осадков.

Собранный материал, несмотря на фрагментарный характер и отсутствие непрерывных рядов гидрологических наблюдений, позволяет отметить ряд закономерностей и особенностей питания малых рек Анадырской низменности. Удастся это сделать в том числе и благодаря постановке полевых экспериментов, ориентированных на

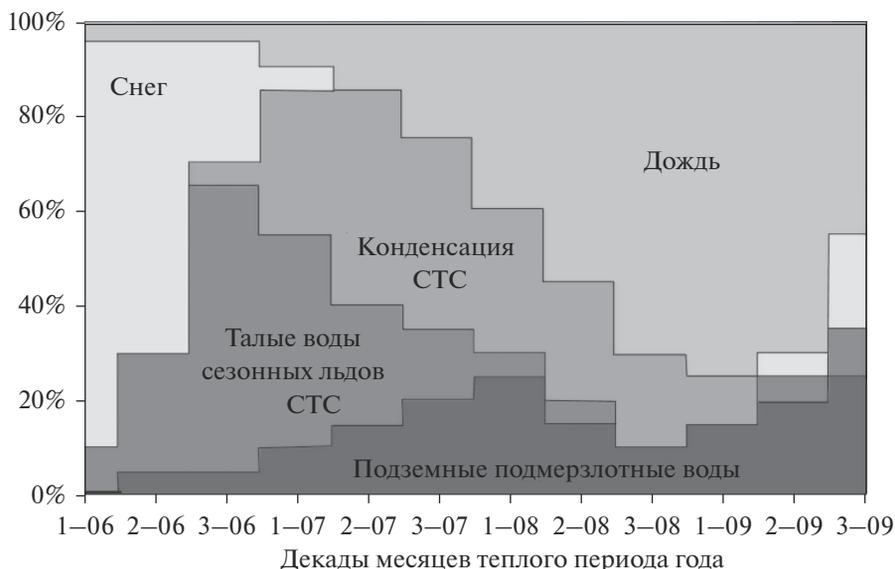


Рис. 8. Модель разделения стока р. Угольная-Дионисия по источникам питания в теплый период 2019 г. (СТС – сезонно-талый слой).

выявление генетических признаков источников питания в различных ландшафтных и мерзлотных условиях.

Полученные результаты позволяют дополнить известную схему расчленения гидрографа с весенним половодьем периодами питания рек талыми водами сезонных льдов и конденсационными водами, а также уточнить время и причины летней межени. Явление замещения снеговых вод надмерзлотными на примере равнинных рек Якутии описал В.В. Шепелев [18], но оно не было заслуженно оценено и изучено как глобальное для криолитозоны. Вклад талых вод подземных льдов сезонно-мерзлого слоя был также отмечен на южных рубежах криолитозоны [5, 10]. На Анадырской низменности питание рек за счет таяния льдистых почв 30-сантиметрового верхнего слоя, так называемое “растянутое” половодье, приходится на вторую декаду июня – первую декаду июля (рис. 8).

Условия образования конденсационных вод – достаточная глубина протаивания деятельного слоя, сложенного обломочным материалом, и градиент температуры внутригрунтового и атмосферного воздуха $\geq 10^\circ\text{C}$ [1]. Для бассейна Угольная-Дионисия такие благоприятные для конденсации условия сложились в 2019 г. в первой декаде июля и сохранялись по конец августа. В сентябре с понижением среднесуточной температуры воздуха до 7°C конденсация замедлилась и перестала играть значимую роль в питании рек. Возобновление надмерзлотного стока в конце сентября аппаратными измерениями не фиксировалось, но смоделировано с учетом известных данных о криогенном напоре в деятельном слое [18] и на-

турных наблюдений взлома первого ледостава ручьев и малых рек в начале зимнего периода.

Таким образом, территориально сопряженные речные бассейны с различным ландшафтным строением водосбора, глубиной протаивания и вещественным составом деятельного слоя будут иметь различное время завершения половодья, наступления летней и зимней межени.

ВЫВОДЫ

Полученные результаты представляются существенным этапом в изучении условий питания и режима стока рек Анадырской низменности, позволяя при этом сделать некоторые предположения и наметить перспективные пути дальнейших исследований гидрологии рек криолитозоны.

Впервые путем анализа пространственных вариаций и временной (суточной и сезонной) динамики рассмотрены источники питания и режим стока малой речной системы приморской низменности криолитозоны. Использование подходов динамической реконструкции позволило в короткие сроки получить максимально полную информацию о закономерностях и особенностях формирования стока малой реки в периоды смены весенне-летнего половодья летней меженью и к концу теплого периода года.

С применением новых и традиционных методов гидрологии и геокриологии проведено районирование территории водосбора по доминирующим источникам питания стока в летнюю межень. Определены возможные факторы изменения условий питания р. Угольная-Дионисия на рубежах низменных и горных ландшафтов в течение

суток и месяцев теплого периода года. Применение почасового контроля температуры, уровня и скорости течения воды позволило выявить диагностические признаки различных источников питания рек криолитозоны, выдвинуть предположения о причинах и факторах “растянутого” половодья и переменчивой летней межени у различных водотоков.

Обоснована ведущая роль талых вод от сезонных льдов деятельного слоя в обеспечении стока с водосборов Анадырской низменности в июне—июле при протаивании деятельного слоя до глубины 30—35 см. Установлено, что уровенная поверхность надмерзлотных и речных вод в этот период колеблется в противофазе с их температурой. Обозначены условия и благоприятный временной период образования и стока конденсационных вод, установлены отличия их динамики от динамики надмерзлотных вод. Суточные колебания уровня, температуры конденсационных вод и влажности обломочного грунта водосбора синфазны, а значения температуры атмосферного и внутригрунтового воздуха находятся в противофазе.

Авторы выражают благодарность М.А. Нутевкет и К.К. Уяганскому (СВКНИИ ДВО РАН), Е.А. Шекману (ТИГ ДВО РАН), А. Уяганскому и В. Уяганскому за помощь при проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алишаев М.Г. О конденсации и осаждении атмосферной влаги в приземном слое атмосферы // Метеорология и гидрология. 2013. № 8. С. 17—28.
2. Банцеккина Т.В. Особенности гидротермического режима слоя сезонного протаивания крупнообломочных склоновых отложений в весенне-летний период (на примере Верхнеколымского нагорья). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Якутск: ИМЗ СО РАН, 2003. 23 с.
3. Банцеккина Т.В., Михайлов В.М. К оценке роли внутригрунтовой конденсации водяных паров в формировании теплового и водного режимов крупнообломочных склоновых отложений // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 1. С. 40—45.
4. Глотов В.Е. Перспективы водоснабжения за счет подземных вод в горных арктических районах северо-востока России // Изв. Самарского НЦ РАН. 2016. Т. 18. № 2. С. 326—330.
5. Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Василенко Н.Г. Источники формирования речного стока в зоне многолетней мерзлоты: оценка методами трассерной гидрологии по данным режимных гидрохимических наблюдений // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 1. С. 32—43.
6. Достовалов В.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во Московского ун-та, 1967. 403 с.
7. Дублянский В.Н., Дублянский Ю.В. Проблема конденсации в карстоведении и спелеологии // Пещеры: Межвуз. сб. науч. тр. Пермь: ПГНИУ, Ин-т карстоведения и спелеологии, 2001. С. 51—72.
8. Жирков А.Ф., Пермьяков П.П., Железняк М.Н. Влияние внутригрунтовой конденсации на термовлажностный режим мерзлых грунтов // Проблемы региональной экологии. 2018. № 3. С. 77—89.
9. Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Крыленко И.В., Петраков Д.А., Черноморец С.С. Колебания уровня воды в горных ледниковых озерах Приэльбрусья // Геориск. 2013. № 3. С. 20—27.
10. Кичигина Н.В., Губарева Т.С., Шамов В.В., Гарцман Б.И. Трассерные исследования формирования речного стока в бассейне озера Байкал // География и природ. ресурсы. 2016. № 5. С. 60—69.
11. Лебедева Л.С. Формирование речного стока в зоне многолетней мерзлоты Восточной Сибири. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ РАН, 2018. 22 с.
12. Магрицкий Д.В., Повалишников Е.С., Фролова Н.Л. История изучения стока воды и водного режима рек Арктической зоны России в XX в. и начале XXI в. // Арктика и Антарктика. 2019. № 3. С. 61—96.
13. Нутевкет М.А., Трегубов О.Д., Уяганский К.К. Водный баланс криолитозоны: компенсирующая роль сезонного протаивания (на примере Анадырской низменности) // Сб. докл. международ. науч. конф. “Третьи Виноградовские чтения. Грани гидрологии” СПб., 2018. С. 141—146.
14. Трегубов О.Д. Реконструкция ледниковых процессов и поиски источников водоснабжения для Западно-Озерного газового месторождения // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 4. С. 20—27.
15. Трегубов О.Д., Уяганский К.К., Нутевкет М.А. Мониторинг мерзлотно-климатических условий Анадырской низменности // География и природ. ресурсы. 2020. № 2. С. 143—152.
16. Фролова Н.Л., Нестеренко Д.П., Шенберг Н.В. Внутригодовое распределение стока рек России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2010. № 6. С. 8—16.
17. Шепелёв В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2011. 169 с.
18. Шепелёв В.В., Павлова Н.А. Основные составляющие подземного питания рек Якутии // Наука и образование. 2014. № 2. С. 117—120
19. Fedorov A.N., Gavriliyev P.P., Konstantinov P.Y., Hiyama T., Iijima Y., Iwahana G. Estimating the water balance of a thermokarst lake in the middle of the Lena River basin, eastern Siberia // Ecohydrol. 2014. V. 7 (2). P. 88—196. 2014. <https://doi.org/10.1002/eco.1378>
20. Koch J.C., Kikuchi C.P., Wickland K.P., Schuster P. Runoff sources and flow paths in a partially burned, upland boreal catchment underlain by permafrost // Water Resour. Res. 2014. V. 50 (10). P. 8141—8158.

21. *Quinton W.L., Baltzer J.L.* The active-layer hydrology of a peat plateau with thawing permafrost (Scotty Creek, Canada) // *Hydrogeol. J.* 2013. 21 (1). P. 201–220. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0935-2>
22. *Tananaev N.I., Makarieva O.M., Lebedeva L.S.* Trends in annual and extreme flows in the Lena River basin, Northern Eurasia // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43 (20). <https://doi.org/10.1002/2016GL070796>
23. *Tetzlaff D., Buttle J., Carey S.K., McGuire K., Laudon H., Soulsby C.* Tracer-based assessment of flow paths, storage and runoff generation in northern catchments: A review // *Hydrol. Processes.* 2015. 29 (16). P. 3475–3490. <https://doi.org/10.1002/hyp.10412>
24. *Tregubov O.D., Uyaganskiy K.K.* Daily and seasonal temperature inertia in the upper layers of permafrost // XI Int. Sympos. Permafrost Engineering. Book of abstracts. Magadan: Melnikov Permafrost Inst. SB RAS, 2017. P. 142.

ГИДРОХИМИЯ ИВАНО-АРАХЛЕЙСКИХ ОЗЕР В РАЗНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАЗЫ¹

© 2021 г. С. В. Борзенко^а, *, И. А. Фёдоров^а, И. А. Комогорцева^а

^аИнститут природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН,
Чита, 672014 Россия

*e-mail: svb_64@mail.ru

Поступила в редакцию 02.09.2019 г.

После доработки 12.01.2021 г.

Принята к публикации 21.01.2021 г.

Получены результаты гидрогеохимических исследований Ивано-Арахлейских озер в разные климатические фазы увлажнения территории. Выявлены три группы водоемов – ультрапресные, пресные и солоноватые. Показано, что озерные воды различаются не только минерализацией, но также химическим составом и значением pH. Установлено, что наименее минерализованные воды представлены типом $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, который с ростом солёности и pH вод меняется на $\text{HCO}_3\text{-Mg}$, далее – на $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и на последнем этапе – на $\text{SO}_4\text{-Na}$. Обнаружено, что изменению подвержены в большей степени малые солоноватые и в меньшей степени – более крупные ультрапресные озера. Выделены основные процессы, контролирующие гидрогеохимическое разнообразие озер, среди которых – взаимодействия воды с алюмосиликатной породой, сульфатредукция, окисление сульфидов, а также испарительное концентрирование.

Ключевые слова: озера, химический тип, трансформация химического состава.

DOI: 10.31857/S0321059621040039

Многочисленными исследованиями озер Центральной части России, Западной Сибири, Прибайкалья и Забайкалья показано, что озерные системы имеют зональную и региональную специфику условий формирования их геохимических параметров [6, 10, 11, 17, 18, 28, 35]. Уникальные географические характеристики этих озер определяют одновременное наличие их высокой экологической ценности и высокой степени уязвимости, особенно в засушливых районах [33]. В результате озера становятся чувствительными индикаторами глобальных изменений, оказывая влияние на жизнь человека. В этом плане не стали исключением и озера Ивано-Арахлейской системы [26]. В последние десятилетия они испытывают большую антропогенную нагрузку, так как активно используются в рекреационных целях [12, 16]. Между тем все озера заселены рыбой и используются в рыбохозяйственном отношении [23], поэтому определение диапазонов и темпов изменения гидрохимических показателей озер имеет важное научное и практическое значение,

поскольку при изменении физико-химических показателей среды меняется биологическая составляющая водоемов, состав биогеоценозов и, как следствие, кормовая база ихтиофауны. Кроме того, меняется химический и минералогический состав донных осадков – высокоинформативный материал для палеоклиматических реконструкций [22]. Приведенным перечнем не исчерпываются научные и прикладные проблемы, связанные с динамикой функционирования озер.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ивано-Арахлейские озера (рис. 1) локализованы в Беклемишевской тектонической впадине, расположенной между Яблоновым хребтом, который обрамляет ее с ЮВ, и Осинovým хребтом – отрогом хребта Цаган-Хуртей – с СЗ. Впадина протяженностью >100 км представляет собой слабо всхолмленную равнинную местность с абсолютными отметками 950–980 м. Днище впадины сложено осадочными отложениями позднемезозойского и кайнозойского возраста. Ее горное обрамление выполняют магматические и метаморфические породы протерозоя и палеозоя. Большинство водотоков, питающих озера, представлено ручьями, протяженность которых ≤25 км. Озерно-речная система Беклемишевской впади-

¹ Исследования выполнены в рамках государственного задания (тема FUFР-2021-0006 “Геоэкология водных экосистем Забайкалья в условиях современного климата и техногенеза, основные подходы к рациональному использованию вод и их биологических ресурсов”).

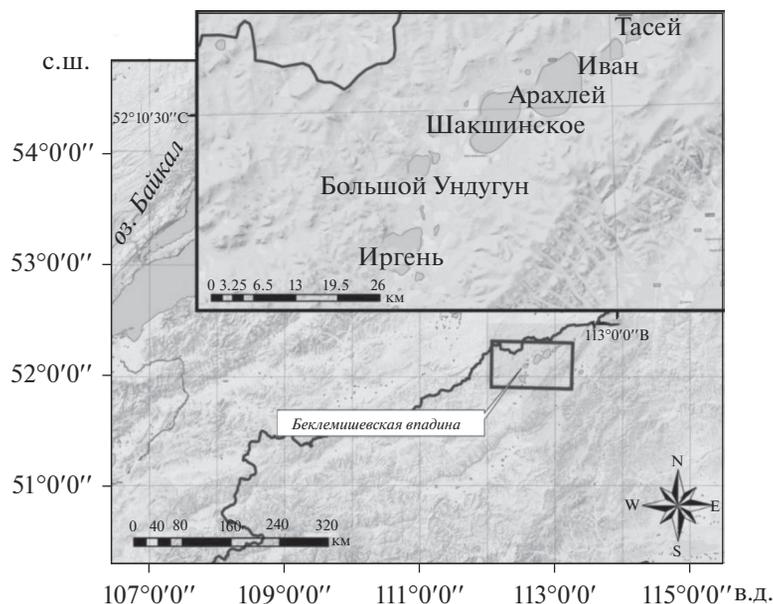


Рис. 1. Картограмма локализации озер Ивано-Арахлейской системы.

ны относятся к бассейнам рек Селенги и Лены. Местный водораздел в Беклемишевской впадине проходит между озерами Иван и Арахлей. В ландшафтах преобладают луговые равнины, лесостепи, переходящие вверх по склонам в тайгу.

Климат района исследований умеренно влажный. Количество годовых осадков составляет 350–380 мм, при этом на теплый период приходится большая их часть (280–320 мм). Среднегодовая температура воздуха равна -3.2°C .

В настоящей статье приведены результаты гидрохимических исследований на озерах Ивано-Арахлейской лимнической системы, выполненных с разрывом более чем 20 лет в разные фазы климатического увлажнения территории. Результаты за 1993 г. характеризуют гидрохимический режим озер в фазу нарастания увлажненности.

Начало ее приходится на 1982 г. Данные за 2004 и 2012 гг. относятся к фазе аридизации климатических условий, наступившей в 1999 г. [20].

По классификации П.В. Иванова [14], Ивано-Арахлейские озера делятся на средние с площадью поверхности 10.1–100.0 км² (Арахлей, Шакшинское, Иргень, Иван, Тасей, Большой Ундугун) и очень малые – 0.1–1.0 км² (Малый Ундугун, Дедулина, Олозойка, Большое Гужирное, Малое Гужирное, Большой Хутэл-Нур, Малый Хутэл-Нур, Сиротинка, Кергенду). Большинство водоемов мелководны (1–5 м), за исключением оз. Арахлей, средняя глубина которого составляет 13.1 м.

Различие морфометрических характеристик обуславливает разный объем воды в озерах, меняющийся от года к году и в течение года из-за изменения общей увлажненности территории и водности самих озер. Во влажные периоды происходит увеличение акваторий озер и разбавление воды, а в засушливые – у многих озер сокращается водная поверхность, происходит концентрирование воды.

Пробы воды для химического анализа отбирались в центральной части озер на глубине 0.3 м, а в наиболее глубоких озерах (Арахлей, Шакшинское, Иргень) – на расстоянии 1 м от зеркала воды до донных отложений. Вода фильтровалась на месте через мембранный фильтр с диаметром пор 0.45 мкм, для определения растворенной фракции металлов вода подкислялась особо чистой концентрированной азотной кислотой. Химический анализ водных проб выполнен по общепринятым методикам. Концентрации кальция Са и

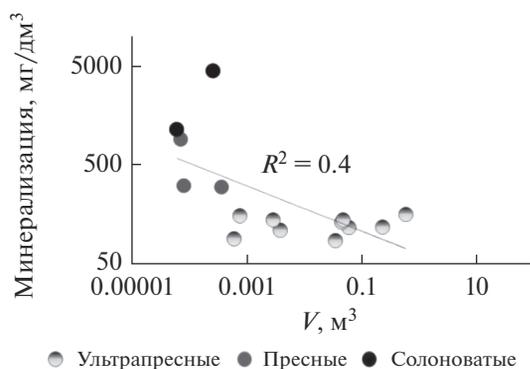


Рис. 2. Зависимость минерализации воды от ее объема V в озере.

магния Mg определялись методом атомно-абсорбционной спектроскопии в закисно-ацетиленовом пламени на спектрофотометре "SOLAAR 6M". Для определения концентрации натрия Na и калия K использован метод пламенно-эмиссионной спектроскопии. Потенциометрически с применением ионселективных электродов находились pH, Eh воды, концентрация хлорид-ионов Cl⁻. Титрование применялось для определения содержания производных угольной кислоты – CO₂, CO₃⁻, HCO₃⁻. Металлы (Fe, Mn, Cu, Pb, Co, Ni и др.) анализировались атомно-абсорбционным методом на "SOLLAR 6M" с электротермическим атомизатором "Zeeman/3030". Концентрации биогенных элементов – общего фосфора P_{общ} и кремния Si – определялись колориметрическими методами [19]. Измерение концентрации нитрат-иона NO₃⁻ и нитрит-иона NO₂⁻ выполнены потенциометрическим и колориметрическим методами соответственно [19]. Содержание сульфат-иона SO₄²⁻ определялось турбидиметрическим методом. Формы восстановленной серы (сульфидной S²⁻, элементной S⁰ и тиосульфатной S⁰S⁴⁺) – по методике, опубликованной в [2].

Погрешности методов измерений концентраций компонентов соответствовали требованиям ГОСТ 27384-2002 [9].

Донные осадки отбирались дночерпателем Петерсена в центральной части озер. Рентгенофазовый и рентгеноструктурный анализ применялся для исследования пелитовой фракции донных отложений на аппарате ДРОН-3. Термодинамические расчеты равновесия воды с горной породой проведены с использованием программы "Geochemist's Workbench (GWB 14)" [29]. При насыщении вод относительно какого-либо минерала индекс SI > 0, значения SI < 0 свидетельствуют о неравновесности системы вода – вторичный минерал, в случае SI = 0 достигается равновесие воды с определенным минералом.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

По величине минерализации [1] озера Ивано-Арахлейской системы делятся на ультрапресные, пресные и солоноватые типы. К ультрапресным относятся крупные озера Арахлей и Шакшинское, Иван, Тасей, Иргень, Большой Ундугун и несколько малых – Большой Хутел-Нур, Малый Хутел-Нур, Малый Ундугун, Сиротинка (табл. 1).

Подавляющая часть (67%) озер относится к ультрапресным водоемам. В целом по всей выборке имеется связь между минерализацией и объемом воды в озере. Для озер с объемом водной массы от 0.0001 до 0.001 км³ минерализация изме-

няется от 100 до 1000 мг/дм³, а при меньших объемах она может достигать ≥5000 мг/дм³ (рис. 2).

Минерализация воды ультрапресных озер меняется от 89.5 до 163.6 мг/дм³ (среднее 127.8 мг/дм³) с минимумом для оз. Большой Ундугун и максимумом для оз. Арахлей. Значение pH варьирует от 7.5 до 8.4 со средним значением 8.1. В химическом составе среди анионов преобладает HCO₃⁻, а среди катионов – Ca²⁺, химический состав – HCO₃–Ca–Mg (по классификации Щукарева [21]). При достижении минерализации величины 163.0 мг/дм³ доминирующим становится Mg²⁺, химический состав меняется на HCO₃–Mg–Na–Ca. Одновременно растет pH вод. Повышенными концентрациями тяжелых металлов выделяются озера Малый Хутел-Нур (Mn, Fe, Pb, Ni), Большой Ундугун (Zn), Малый Ундугун (Co), Иван (Cu) и Шакшинское (Cd), но при этом их содержания не превышают ПДК [7, 8].

В гидрохимическом режиме водоемов биогенные элементы, как и макро- и микрокомпоненты, – важнейшие элементы, определяющие среду обитания гидробионтов. Присутствие азота связано в основном с разложением фитопланктона и с процессом нитрификации – окислением восстановленных форм азота (аммонийного через нитритный). Фосфор также входит в состав планктонной органики, а его высокое содержание ведет к эвтрофикации водоема, поэтому он, как и многие другие компоненты, относится к лимитирующим элементам. По содержанию биогенных элементов выделяются оз. Арахлей с наиболее высоким содержанием P_{общ} (0.12 мг/дм³) и оз. Большой Хутел Нур – N_{общ} (0.88 мг/дм³), при этом в последнем доминируют формы – NO₃⁻ и NH₄⁺. В рассматриваемой группе озер не выявлено превышения концентраций биогенных элементов относительно установленных нормативных концентраций.

В толще воды различие содержаний макрокомпонентов хорошо прослеживается по наиболее глубоким озерам – Арахлей, Иргень и Тасей. Чаще в глубоководной зоне меняется значение pH, минерализация и содержание CO₂, HCO₃⁻, SO₄²⁻, при этом с глубиной накапливается HCO₃⁻, а концентрация SO₄²⁻, напротив, снижается (рис. 3). Вертикальная изменчивость характерна также для N_{общ} и P_{общ}, количество которых увеличивается от зеркала воды ко дну водоема.

Сезонные изменения основных гидрогеохимических показателей отчетливо проявляются по оз. Арахлей (табл. 2). Относительно высокая минерализация воды отмечается в апреле. В этот период накапливаются HCO₃⁻, Cl⁻, Na⁺, Mg²⁺;

Таблица 1. Основные морфологические и физико-химические параметры озер Беклемишевской впадины (F – площадь озера, V – объем воды в озере, здесь и в табл. 2–4 M – минерализация воды, PO – перманганатная окисляемость, $ГВ$ – гумусовое вещество, прочерк – данные отсутствуют)

Параметры	оз. Большой Ундугун	оз. Малый Хутел Нур	оз. Малый Ундугун	оз. Иргень	оз. Шакинское	оз. Тасей	оз. Иван	оз. Большой Хутел-Нур	оз. Сиротинка	оз. Арахлей	оз. Ульзугуй	оз. Олозойка	оз. Дедулина	оз. Малое Гужирное	оз. Большое Гужирное
	ультрапресные										пресные			солончатые	
F , км ²	11.6	0.9	11.6	33.2	51.8	14.5	15.2	0.2	2.0	59.0	0.5	0.2	0.1	0.1	0.4
V , 10 ³ км ³	26.0	0.90	26.0	60.0	230.0	45.0	50.0	0.20	0.5	600.0	0.6	0.2	0.1	0.1	0.2
pH	7.47	7.59	8.03	8.11	8.28	8.38	8.16	8.24	8.25	8.10	8.52	8.65	9.40	8.73	8.59
PO , мгО/дм ³	21.3	8.20	11.9	8.04	10.5	18.84	12.6	10.5	4.82	12.7	11.7	20.9	34.3	21.3	35.5
мг/дм ³ :															
M	89.5	92.7	113.7	120.8	122.9	136.9	144.2	144.6	149.3	163.6	310.9	321.2	950.7	1200	4718
CO_3^{2-}	0.6	<0.3	0.9	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	7.8	<0.3	2.8	4.0	114.0	15.4	39.0
CO_2	–	–	–	1.5	15.0	4.4	2.7	–	–	4.3	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4
HCO_3^-	45.6	38.3	75.9	68.0	74.3	79.4	78.9	77.1	94.5	119.0	185.4	195.5	317.0	622.0	421.0
SO_4^{2-}	18.8	27.6	0.50	19.1	2.80	20.0	25.2	18.1	1.50	1.14	11.8	14.3	216.2	243.8	4350.0
Cl^-	0.7	2.6	5.1	1.1	5.2	2.3	3.2	7.6	5.6	5.1	11.2	14.1	6.3	11.2	631.0
F^-	0.3	0.3	0.4	0.3	0.5	0.3	0.3	0.4	0.45	0.4	1.2	1.4	0.67	2.4	2.12
Ca^{2+}	13.3	9.9	16.0	17.7	15.2	19.3	19.6	19.9	18.1	9.9	25.7	21.4	17.1	60.9	81.9
Mg^{2+}	4.2	5.2	6.0	5.5	6.0	5.0	6.6	7.6	10.2	9.5	15.7	16.9	14.6	25.6	107.6
Na^+	4.0	7.2	7.5	5.3	9.2	8.6	7.6	8.4	9.7	17.1	42.9	42.5	264.2	224.6	1228
K^+	1.1	1.6	2.4	1.8	2.4	1.9	2.8	3.4	2.5	1.2	6.6	12.9	0.6	9.1	30.3
Si	1.40	1.00	0.93	1.01	3.85	1.34	3.05	2.88	3.32	0.80	1.00	7.40	1.70	3.03	0.62
Sr	0.01	0.28	0.03	0.01	0.05	0.08	0.05	0.16	0.06	–	0.18	0.90	0.01	0.01	0.37
NO_3^-	2.77	–	2.47	3.30	2.47	2.91	2.56	3.33	2.77	0.67	2.64	2.77	3.11	3.57	1.13
NO_2^-	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
NH_4^+	0.01	0.28	0.03	0.01	0.05	0.08	0.05	0.16	0.06	0.05	0.18	0.90	0.01	0.01	0.37
$P_{общ}$	0.07	–	0.05	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06	0.05	0.12	0.05	0.10	0.16	0.09	0.14
$ГВ$	3.35	–	2.07	2.82	1.93	2.55	2.96	4.38	9.92	2.13	2.10	12.76	7.70	11.49	8.17
мкг/дм ³ :															
S^{2-}	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	278.5
S^0	1220	<5	660	150	170	210	1450	560	270	310	590	160	630	1140	149
S^0S^{4+}	170	<5	330	350	20	180	30	1240	470	590	260	360	110	30	20.9
Mn	21.9	58.3	28.5	32.2	28.6	46.3	32.4	44.8	16.0	7.53	45.1	62.2	18.2	6.7	17.3
Fe	198.3	340.0	222.8	218.9	118.4	226.2	112.1	113.1	74.0	49.0	83.3	136.6	67.8	70.4	99.7
Zn	36.6	28.5	14.7	15.9	16.2	9.60	16.0	5.95	0.02	9.34	13.9	13.8	5.3	0.0	0.02
Cu	25.3	21.3	34.4	14.4	20.3	31.2	40.6	17.7	12.9	3.50	25.6	25.3	32.1	17.0	30.2
Pb	5.08	7.50	3.15	6.02	0.20	3.70	3.70	3.28	5.21	2.06	1.73	3.65	3.30	9.00	2.50
Ni	5.18	7.30	5.75	4.58	3.07	5.75	6.05	0.70	3.95	1.87	5.70	5.12	5.55	6.10	9.20
Cd	0.39	–	0.70	1.23	9.25	2.58	0.20	2.24	8.60	1.34	2.53	0.52	0.35	–	–
Co	2.25	3.20	5.90	2.87	2.40	5.35	5.40	2.80	0.52	5.26	2.98	1.51	5.75	4.30	5.70
Al	73.4	69.8	70.9	41.6	64.4	40.4	24.1	50.7	46.7	31.3	68.6	39.2	58.2	6.72	3.11

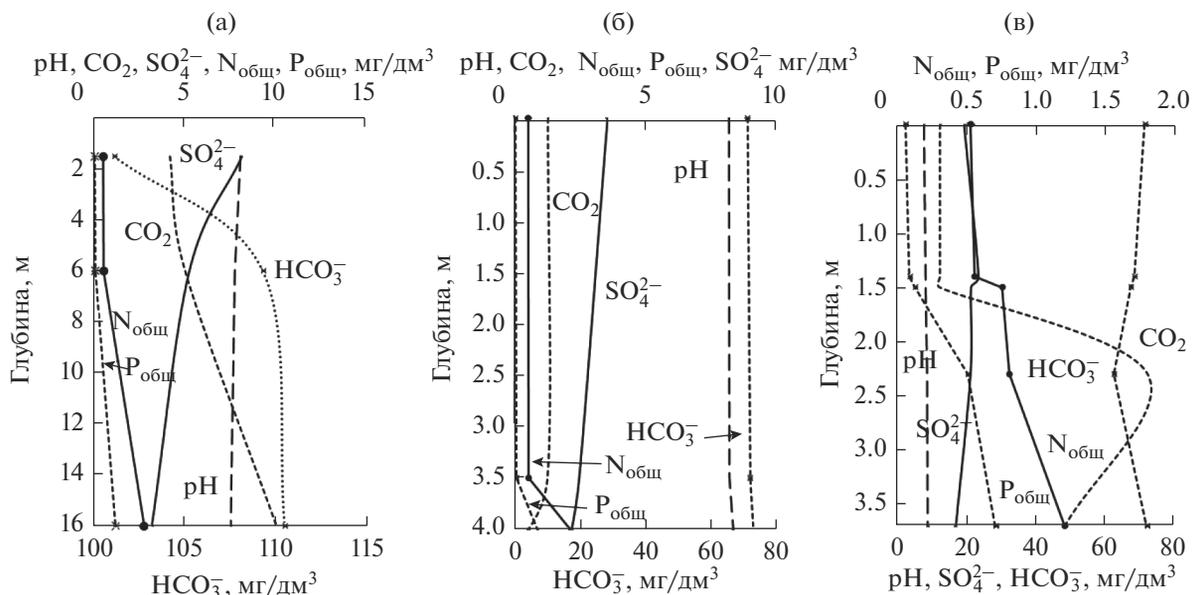


Рис. 3. Изменение основных показателей в толще воды озера: Арахлей (а), Шакшинского (б), Иргень (в).

напротив, содержание Ca^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} и CO_2 снижается. С июня по август происходит постепенное снижение минерализации, что обусловлено разбавлением вод менее минерализованными атмосферными осадками и поступающим в озера поверхностным стоком. Во внутригодовых колебаниях содержания $P_{общ}$ и различных форм азота отмечается их постепенное увеличение к концу лета и уменьшение в период ледостава.

В разные климатические фазы наиболее значительные изменения характерны для ультрапресных озер Большой Хутэл Нур, Иргень и Иван, минерализация которых в засушливый период увеличилась в среднем на 72.8, 42.3 и 31.2 мг/дм³ соответственно. В меньшей степени изменения затронули оз. Тасей, минерализация воды которого выросла всего на 5.7 мг/дм³ (табл. 3).

В целом в этой группе озер за рассматриваемый период минерализация воды увеличилась в

среднем на 31.8 мг/дм³. Увеличение минерализации произошло за счет накопления HCO_3^- и Cl^- среди анионов, Mg^{2+} , Na^+ и K^+ среди катионов.

В то же время содержания SO_4^{2-} и Ca^{2+} снизились. В остальных водоемах, за исключением оз. Хутэл-Нур, увеличилось содержание CO_2 и снизилось рН. Изменение в химическом составе привело к смене химического типа вод.

Если в многогодный период в озерах Иргень, Шакшинском, Иван и Большой Хутэл-Нур анионный состав воды представлен HCO_3^- и SO_4^{2-} , то в период снижения водности озер – исключительно HCO_3^- . Катионный состав чаще смешанный, при этом зачастую рост Na^+ опережает рост Mg^{2+} . Среди биогенных элементов в засушливый период отмечается увеличение содержания $N_{общ}$ и $P_{общ}$ [12, 16].

Таблица 2. Усредненные рН воды, минерализация, содержание основных компонентов оз. Арахлей в разные месяцы его опробования

Месяц	рН	CO ₂	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	M	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₄ ⁺	P _{общ}
		мг/дм ³												
Февраль	8.1	2.2	104.1	1.3	3.1	13.1	6.8	10.3	1.9	143.6	0.48	<0.01	0.01	0.06
Апрель	7.8	0.8	133.0	1.2	3.7	10.8	9.4	14.8	1.3	177.0	0.50	<0.01	0.01	0.08
Июнь	8.2	8.8	104.9	8.2	3.37	18.0	6.6	11.4	2.3	168.2	0.71	<0.01	0.02	0.08
Июль	8.1	4.2	107.8	4.3	1.8	20.1	5.9	10.8	2.7	154.0	0.82	0.01	0.04	0.12
Август	7.5	6.7	105.2	4.3	1.41	20.2	6.2	9.9	2.5	153.3	0.88	0.02	0.06	0.15

Таблица 3. pH, минерализация и содержание основных компонентов (мг/дм³) вод ультрапресных озер в разные годы опробования (озера: 1 – Арахлей, 2 – Иргень, 3 – Шакшинское, 4 – Иван, 5 – Тасей, 6 – Большой Хутел-Нур)

№	Годы	Химический тип воды	pH	М	CO ₂	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
1	1993	HCO ₃ –Ca–Mg	8.6	150.1	<0.4	5.3	98.0	4.4	1.9	19.1	6.2	7.9	2.9
	2011	HCO ₃ –Ca–Na–Mg	8.2	159.8	4.4	<0.3	116.4	1.4	3.1	15.8	6.8	15.3	1.9
2	1993	HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Mg	8.0	120.8	1.1	<0.3	68.0	19.1	1.1	17.7	5.5	5.3	1.9
	2012	HCO ₃ –Ca–Na–Mg	7.6	163.13	2.6	<0.3	111.0	10.3	4.5	20	7.4	14.5	2.2
3	1993	HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Mg–Na	8.3	127.3	2.4	<0.3	72.3	21.1	1.1	17.3	4.9	8.1	1.9
	2012	HCO ₃ –Ca–Mg–Na	7.5	156.1	5.9	<0.3	105.0	3.9	3.9	18.4	6.5	9.8	2.0
4	1993	HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Mg	8.2	144.2	<0.4	<0.3	78.9	25.2	3.2	19.6	6.6	7.5	2.8
	2012	HCO ₃ –Ca–Na–Mg	8.1	175.37	0.9	<0.3	126.0	1.5	7.1	19.6	7.0	18.4	3.4
5	1993	HCO ₃ –Ca–Mg–Na	8.2	128.9	<0.4	<0.3	79.4	12.0	2.3	19.3	5.0	8.6	1.9
	2012	HCO ₃ –Ca–Na–Mg	7.2	134.6	4.4	<0.3	85.4	7.2	4.0	15.2	6.5	13.0	2.9
6	1993	HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Mg	7.4	131.4	4.2	<0.3	49.8	49.0	0.4	49.8	29.4	17.1	3.7
	2004	HCO ₃ –Ca–Mg	8.1	204.2	0.5	<0.3	73.4	9.1	15.9	46.3	31.1	17.9	4.6

Таблица 4. pH, минерализация, содержание основных компонентов (мг/дм³) вод пресных и солоноватых озер в разные годы опробования (озера: 1 – Ульзутуй, 2 – Олозойка, 3 – Дедулина, 4 – Большое Гужирное)

№	Годы	Химический тип воды	pH	М	CO ₂	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
1	1993	HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Mg–Na	8.0	294.4	<0.4	10.4	174.6	39.2	4.46	34.0	10.0	26.7	4.9
	2004	HCO ₃ –Na–Mg–Ca	8.0	310.9	<0.4	<0.3	185.4	11.8	11.2	25.7	15.7	32.9	6.6
2	1993	HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Mg–Na	8.2	361.6	<0.4	12.2	205.6	55.7	6.16	45.2	13.7	26.1	8.1
	2004	HCO ₃ –Na–Mg–Ca	8.1	321.2	<0.4	<0.3	185.4	14.3	14.1	21.4	16.8	32.5	12.9
3	1993	HCO ₃ –Na	9.4	587.8	<0.4	114.0	338.4	17.4	10.7	15.7	13.4	138.1	1.3
	2012	SO ₄ –Cl–HCO ₃ –Na	8.7	950.7	<0.4	45.9	317.0	317	216.2	7.1	4.6	264.2	2.6
4	1993	HCO ₃ –SO ₄ –Mg–Na–Ca	9.3	1501	<0.4	39.0	572.7	367.1	147.8	87.5	102.8	183.1	28.4
	2012	SO ₄ –Na	8.6	7936	<0.4	8.8	421.0	4350	631.3	76.2	112.4	2272	32.2

Пресные озера Олозойка, Ульзутуй представлены химическим типом HCO₃–Na–Mg–Ca, меняющимся с ростом солености вод в оз. Дедулина на HCO₃–SO₄–Na. Минерализация в этой группе озер варьирует от 310.9 до 950.7 мг/дм³, среднее 471.1 мг/дм³ (табл. 1). Отсутствие данных по распределению основных физико-химических параметров на разных глубинах озер и в разные сезоны года не позволяет провести сравнительный анализ. Межгодовые изменения гидрохимических параметров наиболее выражены для оз. Дедулина (табл. 4), минерализация воды которого к засушливому периоду выросла на 363 мг/дм³, одновременно увеличились концентрации SO₄²⁻, Cl⁻ и Na⁺, K⁺, но снизились содержания CO₃²⁻, HCO₃⁻, Ca²⁺ и Mg²⁺ и значения pH.

Близкая ситуация складывается и для остальных озер этой группы. Однако в оз. Олозойка снижение концентрации SO₄²⁻ привело к понижению минерализации в засушливый период. В этой группе озер минерализация в засушливый период по сравнению с многоводным периодом увеличилась в среднем на 113.0 мг/дм³. Рост минерализации в озерах произошел вследствие накопления всех макрокомпонентов, за исключением SO₄²⁻.

Солоноватые озера Малое Гужирное и Большое Гужирное – наиболее минерализованные (1200–7936 мг/дм³, среднее 3545 мг/дм³) и щелочные (pH 8.1–8.3, среднее 8.2). Они представлены разными типами вод, в первом случае – HCO₃–SO₄–Na–Mg; во втором в период “большой воды” – HCO₃–SO₄–Mg–Na, а в период “малой” – SO₄–Na. В оз. Большом Гужирном соленость воды выросла за 26 лет на 6435 мг/дм³.

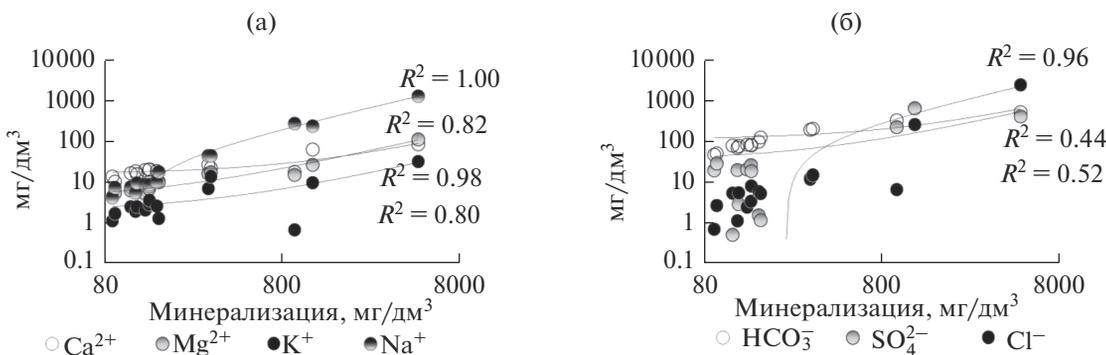


Рис. 4. Связь минерализации воды с содержанием основных катионов (а) и анионов (б).

Увеличение минерализации произошло преимущественно за счет накопления SO_4^{2-} , Cl^- и Na^+ , в то время как содержания HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} существенно снизились.

Содержание биогенных элементов, в частности $\text{N}_{\text{общ}}$ и $\text{P}_{\text{общ}}$, в последних двух группах озер меняется в диапазоне от 0.55 до 1.33 и от 0.05 до 0.16 мг/дм³ соответственно. Относительно высокие их содержания определены в озерах Олозойка и Дедулина, а низкие – в озерах Ульзугуй и Большое Гужирное. В первом для NH_4^+ установлено почти двукратное превышение относительно ПДК [7, 8]. Отсутствие населенных пунктов на водосборной площади этого водоема исключает возможность отнести этот факт к антропогенному.

Анализ распределения макрокомпонентов показал, что в водах всех выделенных типов с ростом солёности вод накапливаются все компоненты, с большей величиной достоверности аппроксимации – Cl^- , Na^+ и Mg^{2+} и с меньшей – HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} и K^+ (рис. 4).

В целом по всей выборке восстановленные формы азота концентрируются преимущественно в более глубоких ультрапресных озерах, а окисленная его форма – в более мелких пресных. Что касается $\text{P}_{\text{общ}}$, то как по средним (0.10 мг/дм³), так и по максимальным (0.16 мг/дм³) оценкам, солончатые озера в большей степени обогащены этим элементом. В ультрапресных озерах в больших количествах накапливаются такие микроэлементы, как Si, Li, Fe, Zn, Pb, Cu, Cd, Mo, Al, Co; в солончатых – Sr; пресные водоемы отличаются низким содержанием всех микроэлементов.

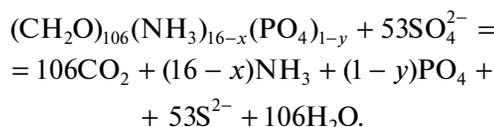
На формирование химических характеристик озерных вод большое влияние оказывают несколько процессов: гидролиз горных пород, испарительная концентрация солей, сопровождающаяся эвапоритовой седиментацией, а также сульфатредукция или, напротив, окисление сульфидов [31]. Модель Гиббса [34] широко используется при

изучении гидрохимии поверхностных вод, она позволяет в первом приближении качественно оценить влияние двух первых процессов и выделить очевидные различия контролирующих факторов гидрохимических характеристик озер (рис. 5).

Получается, что для ультрапресных озер основной процесс, контролирующий содержание растворенных веществ, – гидролиз алюмосиликатных пород. Для пресных и солончатых озер к гидролизу добавляется испарение, причем для последних испарение – доминирующий процесс.

Понятно, что для образования HCO_3^- требуется наряду с CO_2 , как показывает С.Л. Шварцев [27], ион OH^- , источником которого выступает вода, участвующая в реакциях гидролиза алюмосиликатов. Что касается ионов SO_4^{2-} , то относительно низкие их содержания в озерах чаще объясняются эвапоритовой седиментацией сульфатных минералов (гипс, мирабилит, тенардит и др.) и процессом сульфатредукции [2, 3, 21]. Из-за низких концентраций SO_4^{2-} в рассматриваемых водоемах гипсовая стадия минерализации не достигается.

Между тем снижение концентрации SO_4^{2-} и рост HCO_3^- и CO_2 как по глубине водоема, так и в межгодовом разрезе по большинству изученных озер свидетельствует о наличии в них процесса сульфатредукции, протекающего по схеме анаэробного распада [13], окислителем в котором выступает кислород в SO_4^{2-} , а сам распад, судя по изменению содержания биогенных элементов, проходит в основном в результате деятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов:



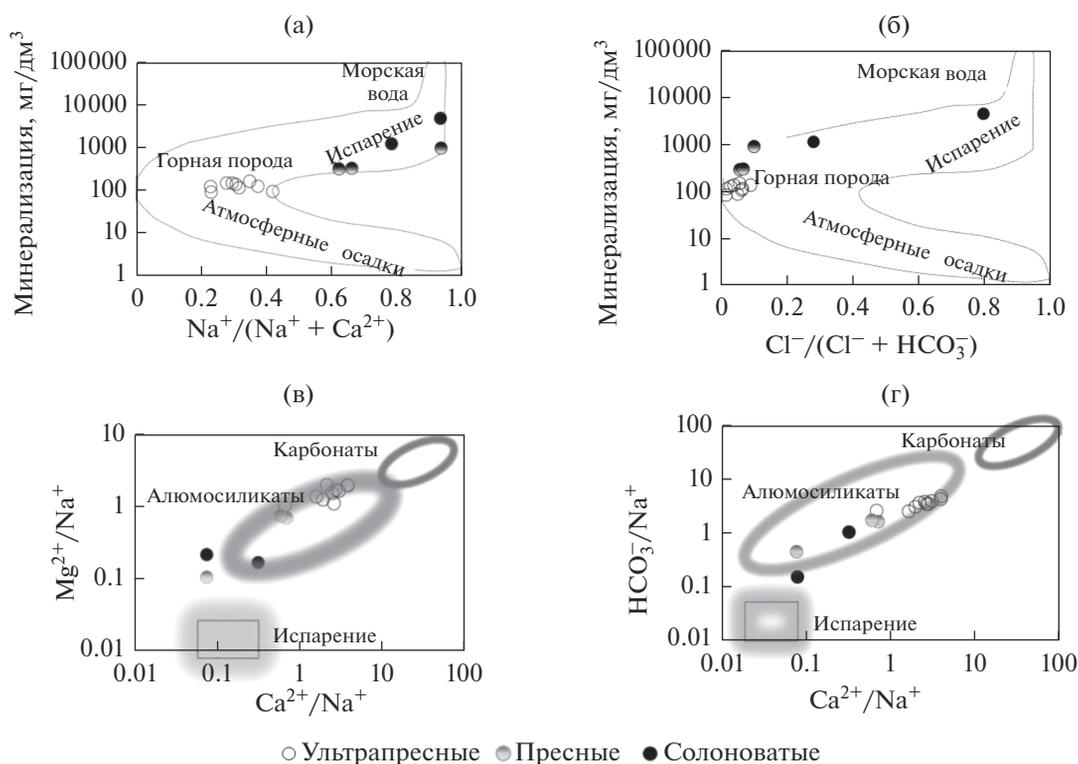


Рис. 5. Диаграммы Гиббса с нанесением данных по Ивано-Арахлейским озерам.

Поэтому наблюдается рост концентрации производных угольной кислоты, фосфора и восстановленных форм серы и азота. Действительно, зачастую донные осадки рассматриваемых озер содержат сероводород и имеют черную окраску, которую придает им коллоидный моносulfид железа (гидротроилит), поэтому есть основания считать, что часть восстановленной серы фиксируется в осадках в виде сульфидных минералов. Схематичная оценка минерализации органического вещества дает общие представления о процессе сульфатредукции. В действительности этот процесс более сложный и протекает с образованием многочисленных промежуточных веществ. Авторами статьи определены в озерных водах различные формы восстановленной серы (табл. 1), содержание которых менялось в широких пределах: от отсутствия в водной толще наиболее восстановленной S^{2-} до 1450 и 1240 мкг/л S^0 и S^0S^{4+} соответственно.

Сам факт присутствия S^0 свидетельствует о наличии процессов окисления сероводорода в водной толще озер. Относительно высокие ее содержания определены в водоемах с повышенной перманганатной окисляемостью (табл. 1). Такая связь указывает на сопряженность широкого спектра биогеохимических процессов, протекающих в озерах. Тиосульфатная сера — промежуточное соединение, образуется как при окислении

сероводорода (и/или сульфидов), так и при бактериальном восстановлении SO_4^{2-} . Хаотичное распределение содержания S^0 и S^0S^{4+} (табл. 1) указывает на возможность протекания в озерах разнонаправленных процессов [2].

Очевидно, что в процессе анаэробной минерализации органического вещества образуются различные формы биогенных элементов. При этом соотношения между окисленными и восстановленными формами биогенных элементов определяются множеством факторов: содержанием в воде растворенного кислорода, кинетическими параметрами каждой стадии процесса, наличием органического вещества и SO_4^{2-} [30]. Поэтому масштабы таких процессов и доли восстановленных форм биогенных элементов в озерах различны. В придонных слоях глубоководной зоны возможны потери окисленных форм биогенных элементов. Однако в кислородсодержащей толще воды и в литорали озер в динамичной волноприбойной полосе восстановленные соединения могут окисляться и снова поступать в озерный круговорот, в результате чего увеличиваются концентрации окисленных форм азота и серы.

При отсутствии восстановленных донных осадков и непосредственно в кислородсодержащей водной толще процесс минерализации органики происходит по схеме аэробного распада [13]:

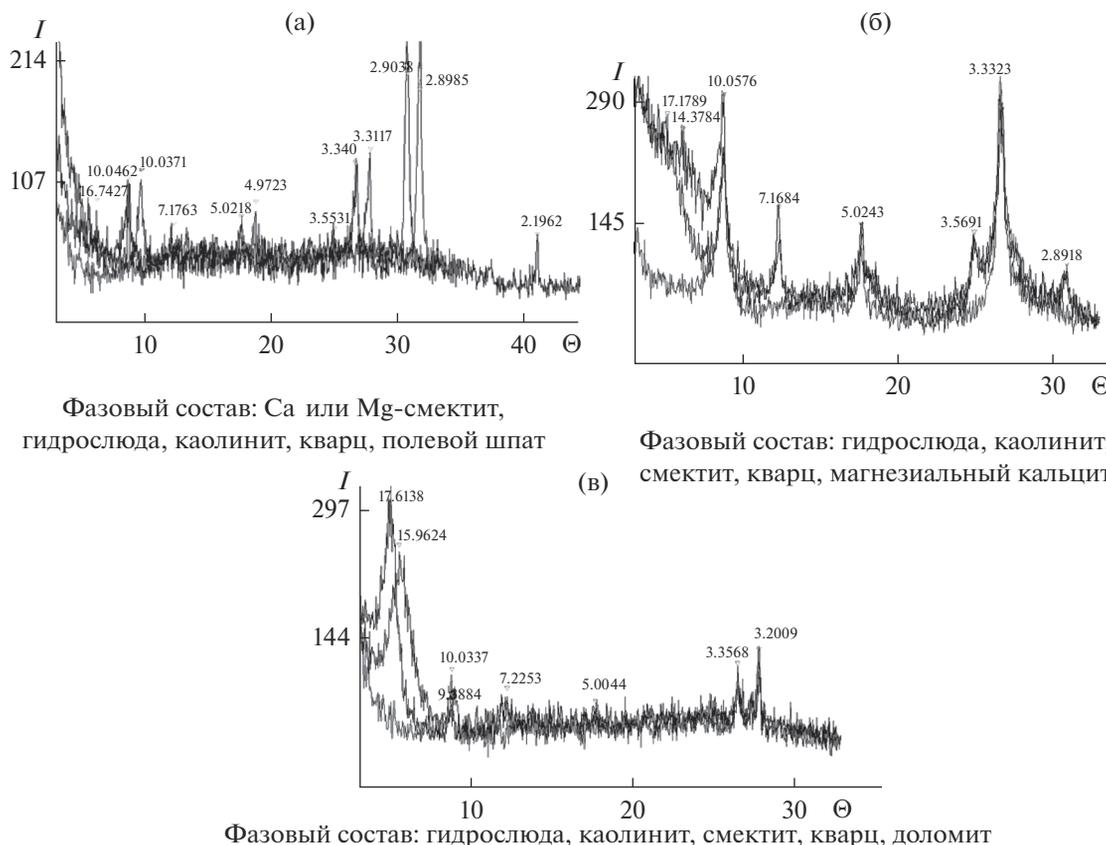
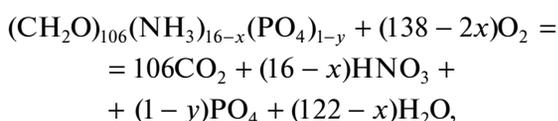


Рис. 6. Минеральный состав донных осадков ультрапресных (а), пресных (б), солоноватых (в) озер.



в результате этого увеличиваются концентрации производной угольной кислоты, фосфора и более окисленных форм азота, в меньшей степени эти изменения касаются серы.

Согласно общим представлениям [21, 23, 27], по мере испарения воды до садки гипса SO_4^{2-} и Cl^- должны концентрироваться в водах приблизительно в равных эквивалентных пропорциях. Однако в солоноватых озерах Малое Гужирное и Большое Гужирное, а также в пресном оз. Дедулина по мере увеличения минерализации воды рост содержания SO_4^{2-} существенно опережает рост содержания Cl^- . Такое положение свидетельствует о наличии дополнительного источника серы. В качестве такого источника могут выступать сульфиды вмещающих осадочных пород, окисление которых приводит к накоплению в этих озерах сульфатной серы.

Следующий момент, требующий объяснения, — постепенная смена в катионном составе Ca^{2+} на Mg^{2+} , а на последующей стадии осолонения —

Mg^{2+} на Na^+ . Минеральный анализ донных осадков показал, что наряду с обломочным материалом (в основном полевой шпат и кварц) присутствуют Са–Mg-сметиты и каолинит, а в более минерализованных водоемах к глинам прибавляются магнизиальные кальциты (рис. 6а, 6б), доля которых в общей массе осадков солоноватых озер существенно выше [4].

Согласно термодинамическим расчетам, которые выполнены с использованием программы “Geochemist’s Workbench”, все рассматриваемые озерные воды насыщены по отношению к каолиниту, а при минерализации >0.1 г/л достигается равновесие с Са–Mg-сметитами и доломитом (рис. 7). С кальцитом равновесия воды при ее минерализации >0.6 г/л. По мнению авторов [5, 32], среди Са–Mg-карбонатов первыми осаждаются магнизиальные кальциты (содержащие $<5\%$ MgCO_3) и Са-избыточные доломиты. В результате воды становятся более богатыми Mg за счет более полного удаления Са в твердую фазу.

Следующий известный факт состоит в том, что выявлено особое средство Са, в отличие от Mg, с гумусовым веществом (ГВ) [15]. В исследуемых озерах содержание ГВ варьирует в широком диапазоне с максимумом в солоноватых и миниму-

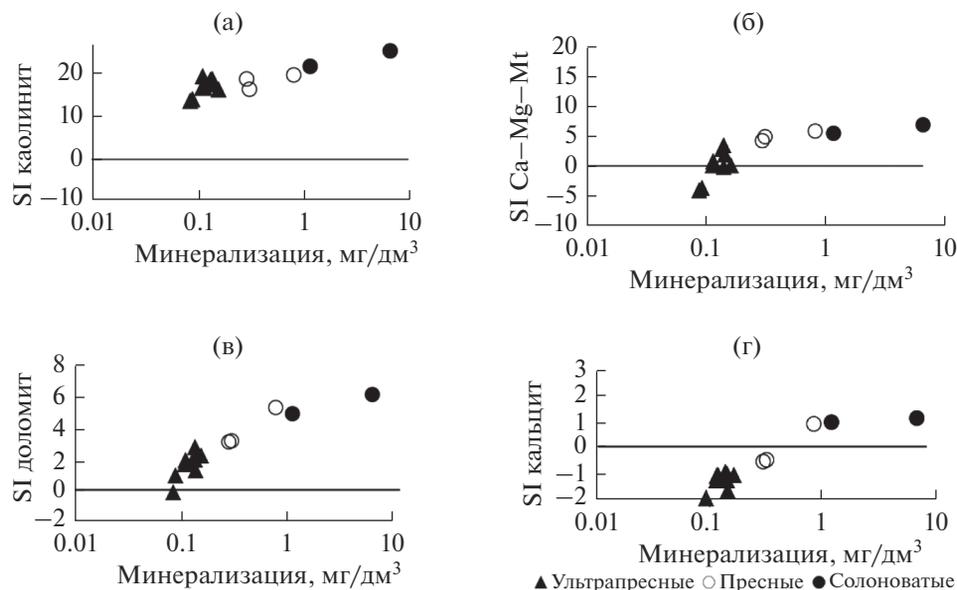


Рис. 7. Зависимость минерализации от степени насыщения вод SI по каолиниту (а), Са–Mg–смектиту (б), доломиту (в) и кальциту (г).

мом в ультрапресных водоемах (табл. 1). Для этих металлов характерна общая тенденция увеличения долей гуминового комплекса с ростом содержания ГВ, хотя для Mg она выражена слабее ($Mg-GV \leq 8$ мол. %, $Ca-GV \leq 14$ мол. % [25]). В существенно больших количествах эти металлы связываются карбонатными ионами (Са до 77 и Mg до 64 мол. %), доля которых увеличивается с увеличением pH и минерализации вод рассматриваемых озер.

Отсюда следует, что Са и Mg по мере увеличения значений основных геохимических параметров среды выводятся в донные осадки в виде Са–Mg–смектитов, Са–Mg–карбонатов и Са–Mg–ГВ. Аналогичный вывод можно сделать в отношении К, Si и Al, подвижность которых контролируется преимущественно глинами, поэтому их содержания остаются относительно низкими на всех диапазонах минерализации и pH вод.

Следующий момент, требующий объяснения, – относительно низкие концентрации металлов. В результате сульфатредукции в озерах появляется сероводород, который принципиально меняет характер геохимической среды – из окислительной в восстановительную – и приводит к изменению валентности многих микроэлементов (Fe, Mn, Cu, Co и т.д.), меняя их миграционную способность и, следовательно, способность к концентрированию и связыванию вторичными минералами. В конце концов и они в сероводородной обстановке достигают равновесия с отдельными минералами. Так, Fe связывается гидротроилитом, пиритом, сидеритом, Pb – галенитом, Cu – халькопиритом, Ni – миллеритом и т.д.

С ростом содержания в водах карбонатов и сульфатов Sr и Ba связываются стронцианитом, целестином, витеритом и баритом соответственно. Что касается Na, то отсутствие геохимического барьера в виде вторичных минералов позволяет ему постепенно концентрироваться в ряду ультрапресные → пресные → солоноватые озера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные гидрохимические исследования озер Ивано-Арахлейской системы показали, что они различаются морфометрическими характеристиками, pH, минерализацией и химическим составом вод. Ультрапресные озера выделяются среди трех типов низкими минерализацией и pH вод, среди основных анионов преобладает HCO_3^- , а среди катионов – Ca^{2+} , с ростом солености и pH вод доминирующим становится Mg^{2+} . Менее распространены пресные озера. Они более минерализованные и щелочные, чем предыдущий тип озер. Анионный состав их вод представлен чаще HCO_3^- и SO_4^{2-} , а катионный – смешанным Са–Mg–Na, меняющимся с ростом минерализации и pH вод на $HCO_3^-Na-Mg-Ca$, а при более высокой минерализации на $SO_4-Cl-HCO_3^-Na$. Еще реже встречаются более щелочные солоноватые озера. Они имеют состав $HCO_3^-SO_4-Mg-Na-Ca$, который с ростом солености вод в “маловодный период” трансформируется в SO_4-Na . Причина таких трансформаций – периодическое повышение или снижение объема воды в озерах из-за изменения климатических характеристик.

Меняются и содержания биогенных элементов как по глубине водоемов, так и в сезонном и межгодовом временных интервалах. При этом анаэробная деструкция органики сопровождается уменьшением рН, содержаний SO_4^{2-} и NO_3^- и ростом концентраций CO_2 , HCO_3^- , $\text{P}_{\text{общ}}$, S^{2-} , S^0 , S^0S^{4+} и NO_2^- , NH_4^+ . При кислородной деструкции накапливаются CO_2 , HCO_3^- , $\text{P}_{\text{общ}}$ и NO_3^- . Доминирование того или иного процесса минерализации органического вещества определяет содержание и направленность трансформации биогенных элементов, обуславливающих в свою очередь биологическую продуктивность водоемов.

Основной источник химических элементов – вмещающие алюмосиликатные породы, гидролиз которых наряду с испарительным концентрированием (преимущественно для солоноватых озер) способствует росту содержаний подвижных элементов. В то же время процесс формирования вторичных минералов ограничивает концентрирование в водах многих макро- и микроэлементов, а в сероводородной обстановке – многих поливалентных металлов. В этой связи трансформация химического состава воды – следствие изменения термодинамических равновесий и, как результат, это находит отражение в минеральном составе донных осадков, давая надежную основу для сравнительных оценок современной нестабильности климата в этом секторе Северо-Восточной Азии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алекин О.А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометиздат, 1970. 443 с.
2. *Борзенко С.В.* Основные особенности формирования химического состава вод минеральных озер Читино-Ингодинской впадины (Восточное Забайкалье) // Изв. РАН. Сер. географическая. 2014. № 4. С. 95–101.
3. *Борзенко С.В.* Основные условия формирования химического состава вод соленых и солоноватых озер Восточного Забайкалья // Геохимия. 2020. Т. 65. № 12. С. 1212–1230.
4. *Борзенко С.В., Замана Л.В.* Восстановленные формы серы в рапе содового озера Доронинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2011. Т. 49. № 3. С. 268–277.
5. *Гаськова О.Л., Склярова О.А.* Влияние природных органических кислот на отношение Mg/Ca в донных осадках высокоминерализованных озер // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 829–840.
6. *Гаськова О.Л., Страховенко В.Д., Овдина Е.А.* Состав рассолов и минеральная зональность донных отложений содовых озер Кулундинской степи (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1514–1527.
7. ГН 2.1.5.1315-03 Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. М.: Минздрав России, 2003. С изм. 3.07.2017. 154 с.
8. ГН 2.1.5.2280-07 Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2008. Дополнения и изменения № 1 к ГН 2.1.5.1315-03. 11 с.
9. ГОСТ 27384-2002 Вода. Нормы погрешности измерений показателей состава и свойств. М.: Стандартинформ, 2010. 6 с.
10. *Дину М.И.* Геохимические особенности распределения элементов по формам существования в озерах европейской территории России и Западной Сибири // Геохимия. 2018. № 10. С. 988–997.
11. *Замана Л.В., Борзенко С.В.* Гидрохимический режим соленых озер Юго-Восточного Забайкалья // География и природ. ресурсы. 2010. № 4. С. 100–107.
12. Ивано-Арахлейский заказник: природно-ресурсный потенциал территории / Отв. ред. *В.П. Горлачев*. Чита: Поиск, 2002. 232 с.
13. *Иванов М.В.* Эволюция глобального биогеохимического цикла. М.: Наука, 1989. 200 р.
14. *Иванов П.В.* Классификация озер мира по величине и по их средней глубине // Бюл. ЛГУ. 1948. № 20. С. 29–36.
15. *Иванова М.Е., Морковкин Г.Г., Тайлашев Д.А.* Исследование процессов выноса Ca^{2+} и Mg^{2+} из верхних почвенных горизонтов черноземов выщелоченных луговой степи Алтайского края под влиянием длительного использования в составе пахотных угодий // Агрэкология. 2007. № 1 (27). С. 13–15.
16. *Итигилова М.Ц., Пронин Н.М., Юргенсон Г.А., Птицын А.Б., Калугин И.А., Дарьин А.В., Решетова С.А., Обязов В.А., Помазкова Н.В., Цыбекмитова Г.Ц., Михеев И.Е., Фалейчик Л.М., Замана Л.В., Субботина В.Н., Корякина Е.А., Кузлин А.П., Матафонов П.В., Ташлыкова Н.А., Базарова Б.Б., Соколов А.В.* Ивано-Арахлейские озера на рубеже веков (состояние и динамика). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 337 с.
17. *Леонова Г.А., Богуш А.А., Бобров В.А., Бычинский В.А., Трофимова Л.В., Маликов Ю.И.* Эколого-геохимическая оценка соляных озер Алтайского края // География и природные ресурсы. 2007. № 1. С. 51–59.
18. *Моисеенко Т.И., Дину М.И., Гашкина Н.А., Кремлева Т.А.* Формы нахождения металлов в природных водах в зависимости от их химического состава // Вод. ресурсы. 2013. Т. 40. № 4. С. 375–385. <https://doi.org/10.7868/S0321059613040093>
19. *Новиков Ю.В., Ласточкина К.О., Болдина З.Н.* Методы исследования качества воды водоемов / Под ред. *А.П. Шицковой*. М.: Медицина, 1990. 400 с.
20. *Обязов В.А.* Изменение температуры воздуха и увлажненности территории Забайкалья и приграничных районов Китая // Материалы конф. “Природоохранное сотрудничество Читинской

- области (РФ) и Автономного района Внутренняя Монголия (Китай) в трансграничных экологических районах". Чита, 2007. С. 247–250.
21. *Посохов Е.В.* Общая гидрогеохимия. Л.: Недра, 1975. 208 с.
 22. *Птицын А.Б., Чу Г., Дарьин А.В., Замана Л.В., Калугин И.А., Решетова С.А.* Скорость седиментогенеза в озере Арахлей (Центральное Забайкалье) по радиогеохимическим и палинологическим данным // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 473–480.
 23. *Пьянов А.И., Павлов Д.С., Брагин Н.В., Стрижова Т.А., Михеев И.Е.* Результаты исследования пространственного распределения рыб в озерах Арахлей и Кенон (Читинская область) // Вопр. ихтиологии. 1995. Т. 35. № 5. С. 678–686.
 24. *Сонненфелд П.* Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. 480 с.
 25. *Фёдоров И.А., Таскина Л.В.* Гумусовые кислоты и их миграционные формы в водах озер Восточного Забайкалья // Химия в интересах устойчивого развития. 2020. Т. 28. № 5. С. 515–526.
 26. *Цыбекмитова Г.Ц., Фалейчик Л.М., Михеев И.Е.* Антропогенная нагрузка на водосборный бассейн Ивано-Арахлейских озер (Восточное Забайкалье) // Вода: химия и экология. 2013. Т. 2. № 56. С. 3–11.
 27. *Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза // Геохимия. 2000. Т. 28. № 2. С. 260–276.
 28. *Шварцев С.Л., Колтакова М.Н., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Ариунбилэг С.* Геохимия и формирование состава соленых озер Западной Монголии // Геохимия. 2014. № 5. С. 432–449. <https://doi.org/10.7868/S0016752514030078>
 29. *Bethke C., Yeakel S.* The Geochemist's Workbench Release 11 – GWB Essentials Guide. Champaign, IL: Aqueous Solutions LLC, 2016. 175 p.
 30. *Borzenko S.V., Kolpakova M.N., Shvartsev S.L., Isupov V.P.* Biogeochemical conversion of sulfur species in saline lakes of steppe Altai // J. Oceanol. Limnol. 2018. V. 36. № 3. P. 676–686.
 31. *Borzenko S.V., Shvartsev S.L.* Chemical composition of salt lakes in East Transbaikalia (Russia) // Applied Geochem. 2019. V. 103 P. 72–84.
 32. *Eugster H.P., Hardie L.A.* Saline lakes // Lakes: chemistry, geology, physics / Ed. A. Lerman. N. Y.: Springer-Verlag, 1978. P. 237–293.
 33. *Fei Zhang, Zhangdong Jin, Jimin Yu, Yunkai Zhou, Ling Zhou.* Hydrogeochemical processes between surface and groundwaters on the northeastern Chinese Loess Plateau: Implications for water chemistry and environmental evolutions in semi-arid regions // J. Geochem. Exploration. 2015. № 159. P. 115–128.
 34. *Gibbs R.J.* Mechanisms controlling world water chemistry // Sci. 1970. № 170. P. 1088–1090.
 35. *Moiseenko T.I., Gashkina N.A., Dinu M.I., Kremleva T.A., Khoroshavin V.Y.* Aquatic geochemistry of small lakes: effects of environment changes // J. Geochem. Exploration. 2013. № 13. P. 1031.

ЭКОЛОГИЯ МЕРОМИКТИЧЕСКИХ ОЗЕР РОССИИ. 2. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВОДОЕМЫ¹

© 2021 г. Е. Д. Краснова*

*Беломорская биологическая станция МГУ им. М.В. Ломоносова,
биологический факультет, Москва, 119234 Россия*

*e-mail: e_d_krasnova@mail.ru

Поступила в редакцию 05.05.2020 г.

После доработки 05.08.2020 г.

Принята к публикации 25.09.2020 г.

Меромиктические водоемы (водоемы с устойчивой вертикальной стратификацией воды, которая возникает из-за разницы в плотности ее слоев) представляют собой редкий и заслуживающий охраны феномен. На территории России в границах на 2020 г. выявлено 53 меромиктических озера, в том числе 30 прибрежных водоемов морского происхождения, 10 карстовых озер, 5 ледниковых озер и 4 бессточных соленых меромиктических водоема в аридной зоне. Представлен обзор основных экологических особенностей континентальных меромиктических озер, а также оригинальных методик, используемых для изучения стратифицированных водоемов.

Ключевые слова: Меромиктические водоемы, стратификация, хемоклин, аноксия, реликтовые водоемы, соленые озера.

DOI: 10.31857/S032105962104009X

ВВЕДЕНИЕ

Меромиктические водоемы обнаружены во многих регионах России, о них опубликовано множество работ, но до недавнего времени не было обобщающей сводки. В обзоре Уолкера и Ликенса в 1975 г., которые провели одну из первых инвентаризаций меромиктических озер мира, упомянуто 11 озер на территории СССР, 6 из которых находятся в России [64]. В “Энциклопедии внутренних водоемов” в 2009 г. [63] к ним были добавлены еще 2 озера. В последнем обзоре “Энциклопедия озер и водохранилищ”, опубликованном в 2012 г., указано 28 меромиктических озер для всей Европы и 9 для Азии [55], что явно меньше их реального числа, поскольку учтены далеко не все российские водоемы.

В научной литературе обнаружены данные о 52-х меромиктических водоемах (вместе с Черным морем – самым большим меромиктическим водоемом в мире – 53) и их основных особенностях, связанных с устойчивой стратификацией. Большой вклад в поиск и изучение таких водоемов внес Институт микробиологии им. Виноградского РАН [12, 14, 36, 51]. Комплексные исследования меромиктических озер развернуты в Хакасии на базе Института биофизики СО РАН

(г. Красноярск) на оз. Шира и еще двух озерах [33, 44, 45, 62]. Инвентаризацию и исследования меромиктических водоемов в Среднем Поволжье проводит Институт экологии волжского бассейна РАН [7, 8, 24, 48, 49]; в Архангельской области – Институт экологических проблем Севера ФИЦКИА УрО РАН [21, 22, 43, 61], в последние 10 лет комплексные исследования прибрежных меромиктических водоемов развернуты на базе Беломорской биологической станции МГУ им. М.В. Ломоносова [23, 40]. Первая часть обзора посвящена прибрежным меромиктическим водоемам. Данная вторая часть – континентальным меромиктическим озерам (табл. 1).

В соответствии с общепринятым определением под меромиктическими автор статьи понимает водоемы, в которых в период сезонной циркуляции слои с разным химическим составом не перемешиваются или перемешиваются не полностью. Верхний слой именуется миксолимнионом; нижний слой с более высокой плотностью, не подверженный циркуляции, – монимолимнионом, между ними расположен пикноклин – зона скачка плотности. Во многих водоемах зона, не охваченная циркуляцией, делится на аэробную и анаэробную части, разделенные редокс-зоной, или хемоклином. В большинстве случаев хемоклин совпадает с пикноклином, и тогда вертикальная структура водоема упрощается до двух

¹ Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 19-15-50136).

слоев с переходной зоной между ними. Меромиктические водоемы делятся на эктогенные и эндогенные [64]. К первым относятся три типа: I – водоемы с поверхностным поступлением пресных или минерализованных вод, включая континентальный вариант Ia и прибрежный морской Ib; II – с поверхностным притоком мутьевых вод; III – креногенный – с поступлением подземных минерализованных вод. Эндогенные водоемы делят на два типа: IV – небольшие глубокие водоемы, где перемешиванию препятствуют форма котловины озера и окружающий рельеф; V – водоемы с аккумуляцией солей в придонном слое вследствие внутренних процессов, в том числе за счет вымораживания при ледоставе. В России есть водоемы всех типов, за исключением II; в большинстве случаев в формировании разницы плотности воды участвует более одного механизма.

КАРСТОВЫЕ И ЛЕДНИКОВЫЕ МЕРОМИКТИЧЕСКИЕ ОЗЕРА

Среди континентальных меромиктических озер самый распространенный вариант – карстовые, в предлагаемом списке их 10. Они представляют смешанный тип меромиксии III–IV. Большое число таких водоемов расположено в Среднем Поволжье [7, 13, 37, 53]. Во Владимирской области оз. Беловодь начали изучать до Октябрьской революции [25], в 1950-е гг. оно служило модельным объектом микробиологических исследований [17, 20, 29], но с тех пор выпало из сферы научного внимания. В Вологодской области оз. Саково обследовано в 1972 г. [14]; меромиктический характер подмосковного оз. Бездонного можно предполагать лишь по впечатлениям дайверов, так как научными исследованиями оно еще не охвачено.

Третий по распространенности тип – озера ледникового происхождения на северо-западе России (5 водоемов) со смешанным типом меромиксии III–IV.

МЕРОМИКТИЧЕСКИЕ ОЗЕРА С ФЕРРУГИНОЗНОЙ АНОКСИЕЙ

Среди карстовых и ледниковых меромиктических водоемов особый интерес вызывают озера с ферругинозной аноксией. В противоположность водоемам с сульфидной анаэробной зоной (эвксинной), в их монимолимнионе мало сульфатов, но высока концентрация двухвалентного железа, а также марганца. Таких водоемов в мире немного, а в России известно 7. Первым было карельское оз. Урозеро (Узорное или Оха-Лампи), упомянутое в сводке Уолкера и Ликенса [64] со ссылкой на статью В.Ф. Пиотровского и Б.П. фон Дитмара [31]. Это относительно небольшое озеро глубиной 37 м с воронкообразным про-

филом. В 1964–1969 гг. Г.А. Дубинина и З.П. Дерюгина исследовали микробиологические процессы в этом водоеме и обнаружили в зоне температурного скачка несколько видов железобактерий, на долю которых приходилось 50–75% бактериального сообщества [16]. Железобактерии окисляют двухвалентное железо до трехвалентного и переводят из растворимого состояния в нерастворимое. Ожелезненные чехлы бактериальных клеток и свободный гидроксид железа оседают вниз в зону с восстановительными условиями и кислой pH, где постепенно растворяются и снова становятся доступными для этих бактерий. Такая циркуляция обеспечивает разницу минерализации между слоями. Самое известное и наиболее изученное озеро с “железной” меромиксией – Кузнечиха в Звениговском районе Республики Марий Эл. Впервые меромиктический характер этого озера заметили сотрудники Института микробиологии РАН [13, 53]. В 2000-х гг. группа исследователей из Института экологии Волжского бассейна (г. Тольятти) продолжила исследования и подробно описала особенности этого водоема [7, 37]. Поскольку железо не токсично для живых организмов, в анаэробной зоне одновременно с анаэробными бактериями может существовать и вырабатывать кислород фитопланктон, из-за чего переход от окислительных условий к восстановительным плавный и хемоклин очень широкий. В нем формируется вертикальная последовательность слоев с разными фототрофными эукариотами и бактериями. Очень мелкие зеленые водоросли пикопланктонного размера, сконцентрированные наверху, сменяются слоем пурпурных серных бактерий – аноксигенных фототрофов, которые используют для фотосинтеза сероводород, ниже – слой с зелеными нитчатными бактериями *Chloronema giganteum*, характерными для озер с железосодержащим монимолимнионом. Еще ниже – слой с миксотрофными эукариотами (способными переключаться с фотосинтеза на потребление готовой органики), которые в оз. Кузнечиха представлены эвгленовыми водорослями, а в самом низу – нетребовательные к освещенности зеленые серные бактерии. В отличие от водоемов с сульфидной зоной, в ферругинозных не бывает слоев с цветением цианобактерий и криптофитовых водорослей, поскольку для них нет отдельной ниши – микросульфидного слоя, где не могут существовать другие оксигенные фотосинтетики [37].

Такой же тип меромиксии выявлен в расположенном в 40 км к ЮВ оз. Зелёном. В качестве меромиктических с высоким содержанием железа прежде упоминали озера Кононьер и Большой Мушан-Ер [50, 52], но, по данным недавних исследований, они стали нерегулярно перемешиваемыми [49].

Таблица 1. Меромиктические водоемы России и охват территориальными мерами охраны (? – неизвестно)

Название водоема	Географические координаты	Происхождение ложа водоема	Площадь, га	Максимальная глубина, м	Глубина хемоклина, м	Тип меромиксии*	Тип	ООПТ
Архангельская область								
оз. Светлое-1	65°4'59" с.ш., 41°6'29" в.д.	Ледниковое	13.2	39	20–24	III–IV	Fe	Нет
оз. Тёмное	64°28'36" с.ш., 41°44'43" в.д.	»	9.4	37	22–25	III–IV	Fe	Нет
Владимирская область								
оз. Беловоль	55°58'4" с.ш., 40°3'09" в.д.	Карстовое	2.0	24.5	14.5	III, IV	H ₂ S	Региональный гидрологический памятник природы "Карстовое озеро Беловолье"
Вологодская область								
оз. Саково	60°31'11" с.ш., 38°42'22" в.д.	»	53	16	3.0–4.5	III, IV	H ₂ S	Нет
Забайкальский край								
оз. Доронинское	51°14'8" с.ш., 112°13'59" в.д.	Тектоническое	450	5.4	3.0–4.5	Ia, V	H ₂ S	Региональный гидрологический памятник природы "Доронинское содовое озеро"
Московская область								
оз. Бездонное (меромиктический характер требует проверки)	56°14'31" с.ш., 36°58'25" в.д.	Карстовое	2.4	6.3	5.0	III, IV	?	Государственный природный заказник областного значения "Озеро Вергино и его котловина"
Самарская область								
Пруд "Нижний" в Ботаническом саду Самарского университета	53°12'59" с.ш., 50°10'43" в.д.	Искусственное, запрудное	0.55	5.8	1.5–3.5	III, V	H ₂ S	Ботанический сад Самарского ГУ
Республика Карелия								
оз. Урозеро (Узорное или Оха-Лампи)	60°35'23" с.ш., 29°58'8" в.д.	Ледниковое	15.4	37	7–13	III, IV	Fe	Региональный гидрологический памятник природы в составе заказника "Урозеро"
О. Валаам								
оз. Игуменское (на о. Валаам)	61°22'41" с.ш., 30°54'16" в.д.	»	2.2	8.0	3.0–4.0	III, IV	Fe	Природный парк "Валаамский архипелаг"
оз. Чёрное (на о. Валаам)	61°22'45" с.ш., 30°54'28" в.д.	»	0.8	8.5	3.0–4.0	III, IV	Fe	

Таблица 1. Окончание

Название водоема	Географические координаты	Происхождение ложа водоема	Площадь, га	Максимальная глубина, м	Глубина хемоклина, м	Тип меромиксии*	Тип	ООПТ
Республика Марий Эл								
оз. Чёрный Кичиер	56°4'34" с.ш., 48°20'26" в.д.	Карстовое	5.0	10.5	3.5	III–IV	H ₂ S	Территория национального парка "Марий Чодра"
оз. Кононьер (по данным последних исследований не является меромиктическим)	56°7'49" с.ш., 48°28'42" в.д.	»	8.3	22	10	III–IV	Fe	То же
оз. Шунгададан	56°8'56" с.ш., 48°26'31" в.д.	»	2.5	13.5	3.5	III–IV	H ₂ S	»
оз. Зелёное	55°58'34" с.ш., 48°19'52" в.д.	»	5.0	19	5.5	III–IV	Fe	»
оз. Голубая старица (меромиктический характер требует проверки)	56°9'18" с.ш., 48°24'32" в.д.	»	0.8	8.5	4.0–4.5	III–IV	H ₂ S	»
оз. Кузнечиха	56°11'45" с.ш., 47°46'25" в.д.	»	9.3	20	11	III–IV	Fe	Входит в расширенный проектируемый вариант республиканского лесомелиоративного заказника "Лебедань"
оз. Солёное	56°33'46" с.ш., 47°21'47" в.д.	»	10.0	18	1.8	III–IV	H ₂ S	Комплексный республиканский заказник "Озеро Солёное"
оз. Палёное	56°32'46" с.ш., 47°15'36" в.д.	»	1.1	7.5	1.5	III–IV	H ₂ S	Перспективный региональный памятник природы "Озеро Палёное"
Республика Хакасия								
оз. Шира	54°30'27" с.ш., 90°12'19" в.д.	Тектоническое	3600	24	6.0–8.0	Ia, V	H ₂ S	Часть акватории и побережья входит в участок "Озеро Шира"
оз. Шунет	54°25'9" с.ш., 90°13'39" в.д.	»	50	6.2	4.3–5.3	Ia, V	H ₂ S	Хакасского государственного природного заповедника
оз. Учум	55°5'37" с.ш., 89°42'59" в.д.	»	400	7.9	4.4–5.6	Ia, V	H ₂ S	Нет Курорт "Озеро Учум"

* По классификации Walker and Lickers, 1975.

Железомарганцевый тип меромиксии обнаружен и в некоторых озерах ледникового происхождения. В Холмогорском районе Архангельской области в истоках р. Светлой есть цепь из пяти водоемов, которые изучает Институт экологических проблем Севера ФИЦКИА РАН (г. Архангельск) [22]. Одно из них (оз. Светлое-1) исследовано лучше других и признано меромиктическим [38]. Еще в двух выявлена плотностная стратификация, но для оценки ее стабильности требуются дополнительные наблюдения.

Озеро Светлое-1 настолько прозрачное, что в его хемоклине – между 20 и 24 м – обитают фотосинтезирующие организмы – цианобактерии *Synechococcus* sp., устойчивые к сероводороду [18]. Они содержат красный пигмент фикоэритрин и придают воде слабо-розовую окраску. В том же горизонте присутствует некоторое количество пурпурных серных бактерий. Зимой, когда озеро покрыто льдом, количество цианобактерий больше, чем летом, однако скорость осуществляемого ими фотосинтеза в два раза меньше, чем у анаэробных бактерий [61].

В 70 км от этой группы озер расположено еще одно озеро такого типа – Тёмное, в котором, в отличие от прозрачных Светлых озер, вода темная от гуминовых веществ. Хемоклин на глубине 22–25 м глубоко погружен в афотическую зону [39, 43]. Разница минерализации между миксолимнионом и придонной водой <20 мкг/см, тем не менее она достаточна для меромиксии [30]. Водные массы существенно различаются по химическому составу, а температура у дна всегда постоянна (3.9°C).

Список немногочисленных озер с сидеротрофной анаксией недавно пополнился еще двумя на о. Валаам: Игуменским и Чёрным. Их меромиктический характер определен в ходе исследований на учебно-научной станции “Валаам” РГГУ (г. Санкт-Петербург) [5]. Это небольшие по площади глубокие озера, защищенные от ветра лесом. Повышенная минерализация придонных вод связана с геологическими особенностями подстилающих пород, представленными феррогаббро-диабазом с высоким содержанием железа.

ВОДОЕМЫ СО ВРЕМЕННОЙ МЕРОМИКСИЕЙ

Кроме озер с отчетливой меромиксией, в Среднем Поволжье есть множество водоемов, во многом на них похожих, с аналогичной стратификацией, которая устанавливается на один сезон, но может сохраняться и дольше. Автор термина “меромиктический” [46] считал таковыми водоемы, которые перемешиваются реже, чем один раз в год. При таком толковании озера, которые пропускают хотя бы один годовой цикл

циркуляции, подходят под это определение. Меромиктическими в расширенном понимании их считает и финская исследовательница А. Хакала, что отражено в ее классификации меромиктических водоемов [54]. Как правило, это небольшие эвтрофные и мезотрофные озера, в том числе карстовые (например, Бездонное, Малое Карстовое, Серебрянка на территории национального парка “Самарская Лука”, Голубое в долине р. Сок, Тартарка в окрестностях г. Павловска Воронежской области), пойменные (Большое Шелехметское в том же национальном парке, Зерекликуль и Новый Каразерик в среднем течении р. Ик в Татарстане), пруды искусственного происхождения (в том числе озера Подгорское и Гудронное в национальном парке “Самарская Лука”), от ультрапресных до солоноватых (1.5 г/л), в большинстве – карбонатного, некоторые – сульфатного типа [7–9, 24, 48]. Эти водоемы характеризуются четким вертикальным градиентом минерализации, наличием анаэробной зоны и слоя анаэробных фототрофных бактерий в хемоклине. Не исключено, что в этом регионе есть и по-настоящему меромиктические, но пока недостаточно изученные озера.

БЕССТОЧНЫЕ МЕРОМИКТИЧЕСКИЕ ОЗЕРА АРИДНОЙ ЗОНЫ

Еще одна группа меромиктических водоемов – бессточные соленые озера аридной зоны, где испарение преобладает над осадками. Опресненный слой в них формируется главным образом за счет притока пресных вод с водосбора (тип Ia) и “отжима” солей при ледоставе (тип V). Три таких озера находятся в Минусинской котловине в Республике Хакасии (Шира, Шунет и Учум) и одно в Забайкальском крае (Доронинское). Не исключено, что могут быть найдены и новые.

Озеро Шира всемирно известно, ему посвящено огромное количество публикаций [32, 33, 35, 44, 45, 67]. Исследованиями охвачены все компоненты экосистемы, что позволило создать модель водоема, которая хорошо описывает вертикальную термохалинную структуру, позволяет предсказывать положение термо- и галоклина, а также слоев концентрации зоо- и фитопланктона [42, 44, 47]. Одна из модификаций модели позволила рассчитать последствия изменений уровня воды в этом озере в 1910–1930 гг., когда он понижался на 7 м [33]. Расчеты подтвердили, что в зимнее время соленость могла выравниваться и озеро могло утрачивать меромиксию. Разработанные модели применимы и к другим меромиктическим водоемам [41, 56].

О втором хорошо изученном озере – Шунет – важно упомянуть как о самом соленом из озер хакасской группы с минерализацией возле дна 90–100 г/л. Ее объясняют соляной коркой, которая

существовала на дне в начале XX в., когда озеро было мелким, и не успела полностью раствориться. В оз. Шунет – самый большой плотностной градиент (соленость в миксолимнионе 17–20 г/л), рекордная среди этих озер концентрация сероводорода (до 300 мг/л), крайне высокая численность бактерий в хемоклине – до 10^8 кл/мл [60]. Такая же численность зарегистрирована в канадском оз. Махони [58] и беломорском прибрежном меромиктическом оз. Трехцветном [28]. Микробный слой в оз. Шунет иногда состоит из двух прослоек: сверху – красной с пурпурными серными бактериями и криптофитовыми фитофлагеллятами, снизу – зеленой с зелеными серными бактериями [34].

В 70 км к С от этой озерной группы есть еще одно озеро – Учум, меромиктический статус которого установлен в 2015–2016 гг. [33]. Оно занимает промежуточное положение между оз. Ши́ра с его плавным и неустойчивым хемоклином и сильно стратифицированным оз. Шунет.

Во многих отношениях уникально оз. Дорнинское в Забайкалье. Во-первых, это единственный в России содовый меромиктический водоем [12] с рН 9.6–10.5 [3]; повышенной щелочности способствуют бактерии-сульфатредукторы, которые используют сульфаты и смещают равновесие ионов в сторону карбонатов. Во-вторых, в формировании меромиксии, кроме опреснения за счет пресных источников, расположенных преимущественно в береговой зоне, и “отжима” солей при замерзании соленой воды, задействован еще один механизм – водородное минералообразование [2]. Он обусловлен образованием кристаллов кальцита CaCO_3 в зимнее время при охлаждении миксолимниона до отрицательной температуры с последующим оседанием в монимолимнион. В-третьих, сероводород, образуемый сульфатредуцирующими бактериями, который в этом водоеме существует в основном в форме гидросульфида HS^- , регистрируется по всей толще водоема, в том числе в кислородной зоне, а возле поверхности озера есть локальный пик его концентрации [66]. В-четвертых, в высокоплотном микробном сообществе хемоклина доминируют несерные пурпурные бактерии, которые могут переключаться с фотосинтеза на хемотрофный тип метаболизма [57].

МЕРОМИКТИЧЕСКИЕ ВОДОЕМЫ ИСКУССТВЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В научной литературе не обнаружено упоминаний о меромиктических водоемах искусственного происхождения по территории России, которые образуются в затопленных шахтах, таких как озера Куэва Де Ла Мора (“Cueva de la Mora”) в Испании и Гойтше (“Goitsche”) в Германии

[45], затопленные карьеры во Львовской области на Украине [6], включая изученное микробиологами в 1970-х гг. оз. Помярецкое [15], или оз. Атомное на Семимпалатинском полигоне, возникшее в результате ядерного взрыва [1].

Единственный известный автору искусственный континентальный меромиктический водоем – Нижний пруд в Ботаническом саду Самарского государственного университета. Комплексные систематические исследования этого водоема с 2004 г. проводятся Институтом экологии Волжского бассейна РАН [11]. Водоем образован запрудой, а разница плотности его слоев имеет двойное происхождение. Отчасти оно биогенное из-за осаждения карбоната кальция в период интенсивного фотосинтеза с последующим растворением в придонном слое; частично – креногенное за счет минерализованных родников. Кроме того, важную роль играет ледовый покров. После таяния льда минерализация в поверхностном слое уменьшается и возникающая разница плотности достаточна для предотвращения полной весенней циркуляции. Монимолимнион содержит сероводород в концентрации до 180 мг/л. Как и во многих других меромиктических водоемах, здесь в пределах хемоклина верхний этаж занимают цианобактерии, ниже их сменяют пурпурные серные бактерии, а еще ниже – зеленые серные бактерии [10]. Бактерии не создают плотной популяции с интенсивной окраской, что может быть связано с выеданием их инфузориями, зона максимальной численности которых совпадает со слоем аноксигенных фототрофов. Нижний пруд Самарского ботанического сада – один из немногих российских меромиктических водоемов, где хорошо изучены инфузории, максимальное разнообразие которых приходится на хемоклин [4]. Внутри него друг друга сменяют три сообщества: верхний этаж занимает сообщество с аэробными бентосными мигрантами; средний – миксотрофы, хорошо приспособленные к жизни в условиях дефицита кислорода, поскольку используют кислород, выделяемый их симбионтами; нижний – сапропелевые инфузории, которые питаются бактериями в анаэробной части хемоклина.

ОРИГИНАЛЬНЫЕ МЕТОДИКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МЕРОМИКТИЧЕСКИХ ВОДОЕМОВ

Изучение меромиктических водоемов с их контрастными слоями и градиентными зонами требует особого инструментария и методов, отличных от тех, которые традиционно применяют при изучении континентальных водоемов и морей. Главную трудность представляет зона с большими вертикальными градиентами, где результаты измерений зависят от точности позициониро-

вания зонда или пробоотборника. Отбирать пробы воды с интервалом в несколько сантиметров по вертикали позволяют многошприцевые пробоотборники. В Институте биофизики СО РАН запатентовали пробоотборник с расстоянием между шприцами 5 см [59]. На Беломорской биологической станции МГУ сконструирован аналогичный пробоотборник с иным принципом открывания, дискретностью ≤ 2.5 см, из которого можно вынимать шприц, не открывая. Во избежание контакта пробы с кислородом шприцы можно транспортировать в емкости, предварительно заполненной аргоном. В Институте природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН (Чита) при работе на оз. Доронинском использовали вакуумный отборник проб воды с заборной трубкой, закрепленной на вертикальной мачте [26].

Для изучения вертикального распределения рачков-бокоплавов в озерах Ши́ра и Шунет использовали видеокамеру высокого разрешения в герметичном боксе [65]. С помощью развернутого лазерного луча перед камерой была создана освещенная плоскость, при пересечении которой частицы “вспыхивают”. Для фиксации площади учета перед объективом была прикреплена рамка.

Пласты с разными физико-химическими свойствами не всегда залегают горизонтально, для их картирования нужно выполнять большое число профилей в разных частях водоема по множеству параметров. В Специальном конструкторском бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск) для исследования оз. Тунайча разработана автономная зондирующая измерительная система “ЭКОЗОНД”, которая перемещает зонд по вертикали, выполняет измерения на заданных глубинах и в автоматическом режиме передает данные по радио или спутниковому каналу на компьютер, расположенный на берегу или на судне [19].

В стратифицированных водоемах с мутными прослойками нужны особые приборы и для измерения количества световой энергии, которая доходит до разной глубины. Зонды для определения фотосинтетически активной радиации (ФАР) обладают чувствительностью в части светового спектра, возбуждающей хлорофилл “а”, тогда как фотосинтетики с другими пигментами, например аноксигенные фототрофные бактерии, чувствительны к другим частям спектра. В Институте экологии Волжского бассейна РАН (г. Тольятти) сконструирован датчик из кремниевого фотодиода и комбинации стеклянных светофильтров для поглощения света УФ- и ИК-областей и регистрации потока фотонов в видимой области спектра [37]. На Беломорской биостанции МГУ аналогичным образом используется модифицированный бытовой люксметр с герметизированной погружаемой чувствительной головкой. Он поз-

воляет измерять освещенность в сине-зеленой части спектра, к которой чувствителен глаз человека и которая проникает глубоко под воду. Самодельный измеритель освещенности в разных диапазонах с соответствующими светофильтрами применяют также для изучения теплообмена в оз. Доронинском [56].

Для оценки таксономического состава фототрофных микроорганизмов на физическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова разработали несколько методов определения доминирующей группы аноксигенных фототрофов, количественной оценки вклада разных таксонов в общий бактериальный пул по спектрам флуоресценции и по спектрам поглощения света, определения концентраций бактериохлорофиллов “d” и “e” по площади длинноволновой полосы поглощения без экстрагирования пигментов. Предложенные авторами формулы расчета концентраций бактериохлорофиллов [27] могут быть использованы в том числе в автоматизированных системах мониторинга, которые могут быть разработаны в будущем.

При изучении микробного сообщества очень перспективны молекулярно-генетические методы. В Институте биофизики СО РАН для оценки численности зеленых серных бактерий в хемоклине оз. Шунет успешно использован метод флуоресцентной *in-situ* гибридизации (FISH) с зондами, специфичными к сульфатредуцирующим, зеленым серным и пурпурным серным бактериям [33]. Метод позволяет обходиться без культивирования микроорганизмов, подсчета на фильтрах и избежать ошибок в их определении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа научной литературы на территории России в границах на 2020 г. выявлено 20 континентальных меромиктических водоемов, в том числе 10 карстовых, 5 ледниковых, 4 бессточных соленых озера в аридной зоне, один пруд искусственного происхождения, а также два карстовых водоема, которые в последние годы утратили долго существовавшую меромиксию. Их количество существенно превосходит указанное в опубликованных прежде сводках. По мнению специалистов, участвующих в инвентаризации озер этого типа в разных регионах, при целенаправленном поиске наверняка будут найдены новые. Это касается в первую очередь карстовых озер, среди которых уже есть три кандидата на внесение в список, требуется только удостовериться в сохранении стратификации в течение всего года. Новые объекты имеет смысл также искать среди соленых озер аридной зоны. Среди озер ледникового происхождения кандидатами в список меромиктических являются еще два озера из системы озер р. Светлой в Архангельской обла-

сти. Огромное множество озер на предмет возможной меромиксии вообще не обследованы. Все известные меромиктические водоемы сконцентрированы в девяти регионах, где есть специализирующиеся на их изучении научные группы, но большая часть огромной российской территории пока остается белым пятном.

По сравнению с меромиктическими водоемами морского происхождения континентальные разнообразнее и по происхождению (карстовые, ледниковые, бессточные соленые), и по солевому составу, и по механизму возникновения аноксии (эвксинной или железо-марганцевой). Тем не менее между ними много общего, особенно — в функциональной организации хемоклина и анаэробной зоны, где формируются сообщества из микроорганизмов, осуществляющих одни и те же геохимические функции. К сожалению, меромиктические водоемы очень неравномерно изучены, и поэтому не по всем параметрам их можно сравнивать. В каждой группе озер есть охваченные комплексными многолетними исследованиями, но большинство из озер обследовано неполно, а для некоторых в научных публикациях не описана даже годовая гидрологическая цикличность. Хотелось бы, чтобы этот обзор послужил стимулом к поиску новых и к более детальному изучению уже известных меромиктических водоемов.

Хотя число меромиктических водоемов оказалось больше ожидаемого, они все же довольно редки и должны быть взяты под территориальную охрану в качестве уникальных гидрологических объектов. По сравнению с прибрежными морскими меромиктическими водоемами, из которых территориальными мерами охраны охвачено менее половины, с континентальными дело обстоит лучше. Из 22 водных объектов, вошедших в представленный список, под охраной находится 15 и еще два входят в состав проектируемых ООПТ. Тем не менее важно обеспечить такими же мерами все меромиктические водоемы вместе с окружающими их ландшафтами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аюнов Д.Е., Дучков А.Д., Казанцев С.А., Романенко В.В., Субботин С.Б. Современный температурный режим Атомного озера (Семипалатинский испытательный полигон) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 7. С. 1082–1086.
2. Борзенко С.В., Замана Л.В. Сульфатредукция как фактор формирования содовых вод озера Доронинское (Восточное Забайкалье) // Вестн. ТГУ. 2008. № 312. С. 188–193.
3. Борзенко С.В., Замана Л.В., Носкова Е.В. Меромиксия озера Доронинское (Восточное Забайкалье) // Успехи современ. естествознания. 2015. № 1. С. 420–425.
4. Быкова С.В. Экологическая специфика и пространственно-временное распределение инфузорий пелагического планктона пресного меромиктического водоема // Биол. внутрен. вод. 2015. № 2. С. 69–79.
5. Воякина Е.Ю. Вертикальная структура фитопланктона в двух малых лесных озерах Валаамского архипелага // Состояние и проблемы продукционной гидробиологии. М.: КМК, 2006. С. 115–125.
6. Гайдин А.М. Формирование химического состава воды при затоплении серных карьеров // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2008. № 2. С. 118–123.
7. Горбунов М.Ю. Аноксия в карстовых водоемах Среднего Поволжья // Экологический сборник 7. Тр. молодых ученых. Всерос. молодеж. науч. конф. Тольятти: ИЭВБ РАН, “Анна”, 2019. С. 126–130.
8. Горбунов М.Ю., Уманская М.В. Аноксигенные фототрофные бактерии в водоемах особо охраняемых территорий Самарской области // Экологические проблемы заповедных территорий России. Тольятти: ИЭВБ РАН, 2003. С. 136–144.
9. Горбунов М.Ю., Уманская М.В. Аутоэкология аноксигенных фототрофных бактерий в водоемах Самарской области // Изв. Самарского НЦ РАН. 2010. Т. 12. № 1 (4). С. 934–940.
10. Горбунов М.Ю., Уманская М.В. К вертикальному распределению прокариотического фототрофного планктона в Нижнем пруду Самарского ботанического сада // Самарская Лука. Бюл. 2007. Т. 16. № 1–2 (19–20). С. 144–155.
11. Горбунов М.Ю., Уманская М.В., Краснова Е.С. Характеристика абиотических условий в экосистеме Нижнего пруда Ботанического сада СамГУ // Самарская Лука. Бюл. 2007. Т. 16. № 1–2 (19–20). С. 131–143.
12. Горленко В.М., Бурюхаев С.П., Матюгина Е.Б., Борзенко С.В., Намсараев З.Б., Брянцева И.А., Болдарева Е.Н., Сорокин Д.Ю., Намсараев Б.Б. Микробные сообщества стратифицированного содового озера Доронинское (Забайкалье) // Микробиология. 2010. Т. 79. № 3. С. 410–421.
13. Горленко В.М., Вайнштейн М.Б., Чеботарев Е.Н. Бактерии круговорота серы и железа в низкосульфатном меромиктическом озере Кузнечиха // Микробиология. 1980. Т. 49. Вып. 5. С. 804–812.
14. Горленко В.М., Чеботарев Е.Н. Микробиологические процессы в меромиктическом озере Саково // Микробиология. 1981. Т. 50. Вып. 1. С. 134–139.
15. Горленко В.М., Чеботарев Е.Н., Качалкин В.И. Участие микроорганизмов в круговороте серы в оз. Помярецком // Микробиология. 1974. Т. XLIII. № 4. С. 908–913.
16. Дубинина Г.А., Дерюгина З.П. Микробиологические процессы превращения форм железа в меромиктическом озере // Журн. общей биол. 1969. Т. XXX. № 5. С. 602–610.
17. Егорова А.А. Микробиологические исследования озера Беловодь // Микробиология. 1951. Т. XX. № 2. С. 103–112.
18. Забелина С.А., Компанцева Е.И., Чупаков А.В., Ершова А.А. Сезонная динамика фотосинтетических

- пигментов в пресноводном меромиктическом озере // Биодиагностика состояния природных и природно-техногенных систем. Материалы XII Всерос. науч.-практ. конф. Т. 1. Киров: Веси, 2014. С. 119–123.
19. *Зайцев А.И., Сёмин С.В., Костенко И.С.* Натурные измерения и численное моделирование гидрологических параметров в озере Тунайча // Тр. НГТУ. 2014. Т. 1. № 103. С. 46–52.
 20. *Иванов М.В.* Применение изотопов для изучения интенсивности процесса редукции сульфатов в озере Беловодь // Микробиология. 1956. Т. 25. № 3. С. 306–309.
 21. *Кокрятская Н.М., Чупаков А.В., Титова К.В., Чупакова А.А., Забелина С.А., Морева О.Ю., Неверова Н.В., Жибарева Т.А.* Гидролого-гидрохимические характеристики меромиктического железно-марганцевого пресноводного озера Светлое (Архангельская область) // Журн. СФУ. Биология. 2019. Т. 12. № 2. С. 147–159.
 22. *Кокрятская Н.М., Чупаков А.В., Титова К.В., Шевченко В.П.* Гидрохимическая характеристика стратифицированных озер системы реки Светлая (Беломорско-Кулойское плато) // Проблемы обеспечения экол. безопасности и устойчивое развитие арктических территорий. Сб. материалов Всерос. конф. “II Юдахинские чтения”. Архангельск: ОМ-медиа, 2019. С. 290–294.
 23. *Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Демиденко Н.А., Кокрятская Н.М., Пантюлин А.Н., Рогатых Т.А., Самсонов Т.Е., Фролова Н.Л.* Исследования отделяющихся водоемов на побережье Белого моря // Комплексные исследования Бабьего моря, полуизолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота – изменения на фоне трансгрессии берегов. Тр. Беломорской биостанции МГУ. Т. 12. М.: Товарищество науч. изд. КМК, 2016. С. 211–241.
 24. *Краснова Е.С., Уманская М.В., Горбунов М.Ю.* Фототрофные бактерии в стратифицируемых малых озерах среднего течения реки Ик // Изв. Пензенского гос. пед. ун-та. Естеств. науки. 2011. № 25. С. 528–534.
 25. *Кузнецов Н.И.* О некоторых интересных озерах Владимирской губернии // Тр. Владимирского о-ва любителей естествознания. 1909. Т. 3. Вып. 1. С. 59–85.
 26. *Лукьянов П.Ю., Гурулёв А.А., Орлов А.О., Цыренжапов С.В.* Измерительные приборы для исследования параметров воды меромиктических водоемов // Уч. зап. ЗабГУ. Сер. Физ., матем., техн., технол. 2014. Т. 3. № 56. С. 69–73.
 27. *Лунина О.Н., Жильцова А.А., Емельянец П.С., Саввичев А.С., Пацаева С.В.* Количественное определение бактериохлорофиллов *d* и *e* в экстрактах при совместном присутствии зелено- и коричневоокрашенных зеленых серобактерий в образцах природной воды // Микробиология. 2019. Т. 88. № 6. С. 740–743.
 28. *Лунина О.Н., Саввичев А.С., Бабенко В.В., Болдырева Д.И., Колганова Т.В., Краснова Е.Д., Кокрятская Н.М., Веслополова Е.Ф., Воронов Д.А., Демиденко Н.А., Летарова М.А., Летаров А.В., Горленко В.М.* Сезонные изменения структуры сообщества аноксигенных фототрофных бактерий меромиктического озера Трехцветное (Кандалакшский залив Белого моря) // Микробиология. 2019. Т. 88. № 1. С. 100–115.
 29. *Ляликowa Н.Н.* Изучение процесса усвоения свободной углекислоты пурпурными серобактериями в оз. Беловодь // Микробиология. 1957. Т. XXVI. Вып. 1. С. 92–98.
 30. *Морева О.Ю., Ершова А.А., Чупаков А.В.* Содержание соединений фосфора и кремния в малых озерах северо-запада России (Архангельская область) // Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах. Материалы V Всерос. симпоз. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2012. С. 184–187.
 31. *Пиотровский В.Ф., Дитмар Б.П.* К лимнологии Петрозаводского уезда Олонекской губернии // Изв. Императорск. Рус. геогр. о-ва. 1912. Т. 48. Вып. 1. С. 225–279.
 32. *Природные воды Ширинского района Республики Хакасия.* Томск: ТГУ, 2003. 183 с.
 33. *Рогозин Д.Ю.* Меромиктические озера Северо-Минусинской котловины: закономерности стратификации и экология фототрофных серных бактерий. Красноярск: ИФ СО РАН, 2019. 241 с.
 34. *Рогозин Д.Ю., Пименов Н.В., Косолапов Д.Б., Чаньковская Ю.В., Дегерменджи А.Г.* Тонкослойные вертикальные распределения пурпурных серных бактерий в зонах хемоклина меромиктических озер Шира и Шунет (Хакасия) // ДАН. 2005. Т. 400. № 3. С. 426–429.
 35. *Рогозин Д.Ю., Трусова М.Ю., Хромечек Е.Б., Дегерменджи А.Г.* Микробное сообщество хемоклина меромиктического озера Шунет (Хакасия, Россия) в период летней стратификации // Микробиология. 2010. Т. 79. № 2. С. 277–285.
 36. *Саввичев А.С., Русанов И.И.* Озеро Мертвое – меромиктический водоем на острове Соловецкий // “Проблемы мониторинга природной среды Соловецкого архипелага”. Материалы IV Всерос. науч. конф. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2009. С. 57–59.
 37. *Уманская М.В., Тарасова Н.Г., Горбунов М.Ю.* Фототрофный планктон сидеротрофного меромиктического озера Кузнечиха (Республика Марии Эл) // Биол. внутр. вод. 2017. № 2. С. 39–49.
 38. *Чупаков А.В., Покровский О.С., Широкова Л.С., Воробьева Т.Я., Забелина С.А., Кокрятская Н.М., Морева О.Ю., Ершова А.А., Шорина Н.В., Климов С.И.* Гидрохимические особенности пресноводного меромиктического оз. Светлое (Архангельская область) // Arctic Environ. Research. 2013. № 1. С. 20–31.
 39. *Чупаков А.В., Широкова Л.С., Покровский О.С.* Сезонная динамика содержания растворенного органического углерода в контрастных озерах Архангельской области // Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах. Материалы V Всерос. симпоз. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 182–184.
 40. *Шапоренко С.И., Корнеева Г.А., Пантюлин А.Н., Перцова Н.М.* Особенности экосистем отшнуро-

- вывающихся водоемов Кандалакшского залива Белого моря // Вод. ресурсы. 2005. Т. 32. № 5. С. 517–532.
41. *Belolipetskii V.M., Degermendzhy A.G., Zykov V.V., Rogozin D.Yu.* One-dimensional model for studying seasonal changes of vertical structure of salt lake Uchum // J. Siberian Federal Univ. Math. Phys. 2019. V. 12. № 1. P. 100–108.
 42. *Belolipetskii V.M., Genova S.N., Degermendzhy A.G., Tolomeyev A.P.* Baroclinic seiches for three-layer density stratification in the basin of rectangular shape // J. Siberian Federal Univ. Math. Phys. 2015. V. 8. № 2. P. 148–156.
 43. *Chupakov A.V., Chupakova A.A., Moreva O.Yu., Shirokova L.S., Zabelina S.A., Vorobieva T.Y., Klimov S.I., Brovko O.S., Pokrovsky O.S.* Allochthonous and autochthonous carbon in deep, organic-rich and organic-poor lakes of the European Russian subarctic // Boreal Environ. Res. 2017. V. 22. P. 213–230.
 44. *Degermendzhy A.G., Belolipetsky V.M., Zotina T.A., Gulati R.D.* Formation of the vertical heterogeneity in the Lake Shira ecosystem: the biological mechanisms and mathematical model // Aquat. Ecol. 2002. V. 36. P. 271–297.
 45. Ecology of Meromictic Lakes / Eds *R.D. Gulati, E. Zadereev, A.G. Degermendzhi* // Ecol. studies. 2017. V. 228. 450 p.
 46. *Findenegg I.* Limnologische Untersuchungen im Karntener Seengebiet. Ein Beitrag zu Kenntnis des Stoffhaushaltes in Alpenseen // Int. Rev. Gesamten Hydrobiol. Hydrogr. 1935. V. 32. P. 369–423.
 47. *Genova S.N., Belolipetskii V.M., Rogozin D.Y., Degermendzhi A.G.* A one-dimensional model of vertical stratification of Lake Shira focused on winter conditions and ice cover // Aquat. Ecol. 2010. V. 44. P. 571–584.
 48. *Gorbinov M.Yu., Umanskaya M.V.* Anoxygenic phototrophic bacteria in small lakes of forest-steppe region of Volga basin (European Russia) // Proc. TAAL. 12th World Lakes Conf. Jaipur, 2008. P. 435–443.
 49. *Gorbinov M.Yu., Umanskaya M.V.* Karst meromictic lakes of the forest zone of the middle Volga basin // “География: развитие науки и образования. Т. I. Коллективная монография по материалам ежегодной Всерос. науч.-практ. конф. “LXXII Герценовские чтения”. СПб.: Астерион, 2019. С. 282–286.
 50. *Gorlenko V.M.* Phototrophic sulfur bacteria of salt meromictic lakes and their role in sulfur cycle // Environ. Biogeochem. Geomicrobiol. 1978. V. 1. P. 100–119.
 51. *Gorlenko V.M.* The role of purple and green bacteria in the carbon and sulfur cycles in stratified lakes // Interactions of Biogeochem. Cycles Aquatic Ecosystems. Hamburg: SCOPE-UNEP, 1992. P. 51–58.
 52. *Gorlenko W.M., Kuznetsov S.I.* Über die photosynthesierenden bakterien des Kononjer-Sees // Arch. Hydrobiol. 1972. V. 70. № 1. S. 1–13.
 53. *Gorlenko V.M., Vainstein M.V., Chebotarev E.N.* Bacteria of sulfur and iron cycles in the low-sulfate meromictic lake Kuznechikha // Microbiol. 1980. V. 49. № 5. P. 653–659.
 54. *Hakala A.* Meromixis as a part of lake evolution – observations and a revised classification of true meromictic lakes in Finland // Boreal Environ. Res. 2004. V. 9. P. 37–53.
 55. *Hall K.J., Northcote T.G.* Meromictic lakes // Encyclopedia of lakes and reservoirs. Dordrecht: Springer, 2012. P. 519–524.
 56. *Luk'yanov P.Yu., Krylov S.D., Orlov A.O., Tsyrenzhapov S.V., Kharin Yu. V., Shchegrina K.A.* Heat and mass exchange in the meromictic soda Doroninskoe lake // Water Resour. 2018. V. 45. № 1. P. 50–60.
 57. *Matyugina E., Belkova N., Borzenko S., Lukyanov P., Kabilov M., Baturina O., Martynova-Van Kley A., Nalian F., Ptitsyn A.* Structure and diversity dynamics of microbial communities at day and night: investigation of meromictic Lake Doroninskoe, Transbaikalia, Russia // J. Ocean. Limnol. 2018. V. 36. № 6. P. 1978–1992.
 58. *Overmann J.* Mahoney Lake: A Case study of the ecological significance of phototrophic sulfur bacteria // Advances in Microbial. Ecol. 1997. P. 251–289.
 59. *Rogozin D.Y., Degermendzhy A.G.* Hydraulically-operated thin-layer sampler for sampling heterogeneous water columns // J. Siberian Fed. Univ. 2008. V. 1. № 2. P. 111–117.
 60. *Rogozin D.Yu., Pimenov N.V., Kosolapov D.B., Chan'kovskaya Yu.V., Degermendzhy A.G.* Thin-layer vertical distributions of purple sulfur bacteria in chemocline zones of meromictic lakes Shira and Shunet (Khakassia) // Dokl. Biol. Sci. 2005. V. 400. P. 54–56.
 61. *Savvichev A., Kokryatskaya N., Zabelina S., Rusanov I., Zakharova E., Veslopolova E., Lunina O., Patutina E., Bumazhkin B., Gruzdev D., Sigalevich P., Pimenov N., Kuznetsov B., Gorlenko V.* Microbial processes of the carbon and sulfur cycles in an ice-covered, iron-rich meromictic lake Svetloe (Arkhangelsk region, Russia) // Environ. Microbiol. 2017. V. 19. Iss. 2. P. 659–672.
 62. *Savvichev A.S., Rusanov I.I., Rogozin D.Yu., Zakharova E.E., Lunina O.N., Bryantseva I.A., Yusupov S.K., Pimenov N.P., Degermendzhi A.G., Ivanov M.V.* Microbiological and isotopic-geochemical investigations of meromictic lakes in Khakassia in winter // Microbiol. 2005. V. 74. P. 477–485.
 63. *Stewart K.M., Walker K.F., Likens G.E.* Meromictic lakes // Encyclopedia of inland waters. Oxford: Acad. Press, 2009. P. 589–602.
 64. *Walker K.F., Likens G.E.* Meromixis and recognized typology of the lake circulation patterns // Verh. Int. Verein. Limnol. 1975. V. 19. P. 442–458.
 65. *Zadereev E.S., Tolomeyev A.P., Drobotov A.V., Emel'yanova A.Yu., Gubanov M.V.* The vertical distribution and abundance of *Gammarus lacustris* in the pelagic zone of the meromictic lakes Shira and Shunet (Khakassia, Russia) // Aquat. Ecol. 2010. V. 44. P. 531–539.
 66. *Zamana L.V., Borzenko S.V.* Hydrogen sulfide and other reduced forms of sulfur in oxic waters of Lake Doroninskoe, Eastern Transbaikalia // Dokl. Earth Sci. Proc. Rus. Acad. Sci. 2007. V. 417. P. 1268–1271.
 67. *Zotina T.A., Tolomeyev A.P., Degermendzhy N.N.* Lake Shira, a Siberian salt lake: ecosystem, structure and function. 1. Major physico-chemical and biological features // Int. J. Salt lake Res. 1999. V. 8. P. 211–232.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ РЕКИ ПСЁЛ ПОД ВЛИЯНИЕМ ЭРОЗИОННО- ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ВОДОСБОРЕ¹

© 2021 г. М. В. Кумани^{a, *}, В. Н. Голосов^{b, c, d, **}

^aКурский государственный университет, Курск, 305000 Россия

^bМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, 119991 Россия

^cИнститут географии РАН, Москва, 119017 Россия

^dКазанский федеральный университет, Казань, 420008 Россия

*e-mail: kumanim@yandex.ru

**e-mail: gollossov@gmail.com

Поступила в редакцию 16.05.2020 г.

После доработки 29.10.2020 г.

Принята к публикации 29.10.2020 г.

Усиление антропогенного пресса на водосборы малых и средних рек Центрально-черноземного региона России, связанное со значительной распашкой и увеличением числа животноводческих комплексов, способствует росту концентраций органических и биогенных веществ в постоянных водотоках при отсутствии источников их точечных сбросов. Это указывает на увеличение диффузного загрязнения рек в результате эрозионно-гидрологических процессов на хозяйственно освоенных водосборах. Рассмотрен случай формирования катастрофического загрязнения верховьев р. Псёл, приведший к массовой гибели гидробионтов на 25-километровом участке реки. Установлено, что причина этого – катастрофическое снижение концентраций кислорода в воде, обусловленное сочетанием различных активных водно-эрозионных процессов на распаханном водосборе, связанных с выпадением аномальных дождевых осадков, температурного режима и гидродинамических характеристик данного участка русла реки. Показано, что в отсутствие почво- и водоохранных мероприятий на водосборах малых рек Центрально-черноземных областей при определенных погодных-климатических условиях фоновое диффузное загрязнение воды в водотоках может достигать катастрофического уровня.

Ключевые слова: речной бассейн, эрозия почв, фоновые концентрации, биогенные вещества, органическое загрязнение, водоохранные мероприятия.

DOI: 10.31857/S0321059621040118

ВВЕДЕНИЕ

Характер и степень загрязнения водных объектов – отражение вида и интенсивности хозяйственной деятельности на водосборной территории [1–3], так как река и ее бассейн – единая система, транспорт веществ в которой наиболее активно осуществляется водными потоками. Загрязнение малых рек урбанизированных территорий в целом выше, чем рек с сельскохозяйственно освоенными водосборами в силу большего числа точечных источников загрязнения [4]. Тем не менее уровни загрязнения водоемов в сельской местности также могут многократно превышать ПДК при отсутствии необходимого контроля за численностью поголовья скота на их водосборах [18].

¹ Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (научный проект 19-29-05025мк).

Водосборные площади рек Центрально-черноземных областей (ЦЧО) в настоящее время активно освоены предприятиями агропромышленного комплекса. Значительную долю речных бассейнов здесь занимают агроландшафты, которые в современных условиях представлены в основном пашней. В последние годы в Курской и Белгородской областях резко возросло число свиноводческих и птицеводческих комплексов [16]. Органические удобрения, образующиеся при их функционировании, массово вывозятся на соседние поля. В результате водно-эрозионных процессов на сельскохозяйственных угодьях на территориях речных бассейнов органические и биогенные вещества, обеспечивающие почвенное плодородие, поступают с поверхностным стоком в водные объекты, меняют свою экологическую функцию и становятся загрязнителями. Относи-

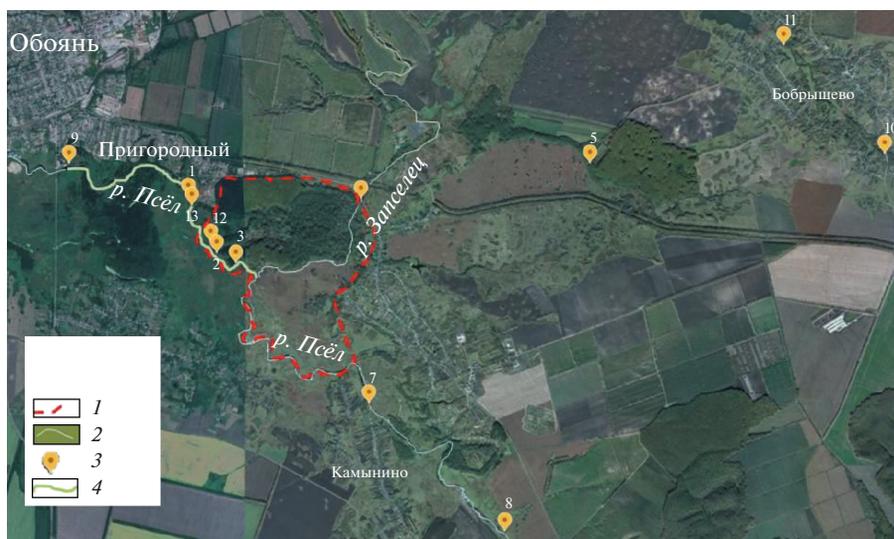


Рис. 1. Космоснимок части бассейна р. Псел на участке его слияния с р. Запселец. Легенда: 1 – граница Государственного биосферного заповедника им. Алехина (ЦЧЗ); 2 – русла рек Псел и Запселец; 3 – точка и номер отбора проб воды (точка отбора 6 находится за пределами снимка в истоках р. Псел); 4 – “Обоянский плес”, участок русла р. Псел ниже по течению от впадения в него р. Запселец.

тельно хорошо изучено влияние почвенно-эрозийного диффузного загрязнения на трансформацию гидрохимического режима рек и изменение их так называемого фонового загрязнения [7, 10, 11, 19].

Следует отметить, что наиболее подвержены любому загрязнению малые и средние реки в силу их небольшой водности и низкой способности к самоочищению [10, 17, 20]. Особенность малых и средних рек – тесная зависимость качества воды от состояния водосборной территории, что обуславливает их значительную уязвимость при интенсивном хозяйственном освоении водосбора.

В июле–августе 2018 г. на р. Псел в районе г. Обояни наблюдалась массовая гибель рыбы и других гидробионтов. Анализ этого катастрофического происшествия позволяет сделать ряд принципиальных теоретических выводов о влиянии диффузных источников загрязнения не только на изменение фоновых концентраций загрязняющих веществ в водотоках, но и на формирование экстремального загрязнения, приводящего к экологическим катастрофам. Этот случай тем более интересен, что, проведя детальный мониторинг катастрофического загрязнения реки, природоохранные органы не могли определить источник загрязнения.

Цель данной работы – детальная характеристика условий возникновения массовой гибели гидробионтов и замора рыбы в р. Псел в августе 2018 г., водосбор которой характеризуется доминированием агроландшафтов; детальная оценка изменений комплекса растворенных в воде химических веществ в условиях дефицита кислорода и

их гидроэкологической роли как потенциальных поллютантов – загрязняющих веществ.

ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Участок массовой гибели гидробионтов находится в верхнем течении р. Псел выше г. Обояни в районе п. Пригородный. Длина основной реки до п. Пригородный ~57 км, площадь водосбора 1100 км², распаханность водосбора >70%. Непосредственно выше участка замора в р. Псел впадает ее правый приток р. Запселец длиной 26 км и с площадью водосбора 378 км². Водосбор р. Псел выше участка гибели гидробионтов расположен на территориях Пристенского и Обоянского районов Курской области и Прохоровского района Белгородской области. В месте слияния рек Псел и Запселец находятся лесные и болотные массивы Государственного биосферного заповедника им. Алехина (ЦЧЗ) (рис. 1).

Основной участок, на котором произошла гибель гидробионтов, – русло р. Псел в районе п. Пригородного и дальше вниз по течению реки. Для удобства дальнейшего обсуждения назовем его “Обоянский плес”. По данным управления Росприроднадзора по Белгородской области, вниз по течению р. Псел заморы распространились на расстоянии ~25 км.

Сложнее с определением верхней по течению р. Псел границы заморы, так как сведения об этом довольно противоречивы и не вполне конкретны. По данным обследования комиссии представителей Центрально-Черноземного заповедника им. Алехина (ЦЧЗ) от 30.07.2018 г., ги-

бель рыбы отмечена у п. Пригородного и на всей территории заповедника на расстоянии 2 км. Из подобного утверждения не ясно, был ли замор рыбы на реках Псёл и Запселец выше по течению от их слияния. При этом устье р. Запселец находится в ~3 км выше по течению от пляжа в п. Пригородном (рис. 1).

В работе использованы данные гидрохимического мониторинга, который проводился в период заморов в июле–августе 2018 г. Отбор проб воды для анализа проводился не только на участке замора, но и выше и ниже по течению р. Псёл в нескольких ручьях, притоках р. Псёл, на заболоченных участках ЦЧЗ – всего 13 точек отбора, причем по ряду точек проводился повторный отбор проб воды (рис. 1). При этом по единой методике контролировалось 18 веществ.

Отбор проб, их консервацию и последующую обработку проводила гидрохимическая лаборатория филиала Центра лабораторного анализа и технических измерений по Центральному федеральному округу (ЦЛАТИ) по Курской области, имеющая аттестат аккредитации № РОСС RU.0001.512049 и бессрочную лицензию Росгидромета на ведение гидрохимического мониторинга. Данные по сточным водам очистных сооружений г. Железнодорожска предоставлены аттестованной лабораторией водоканала. Аналитические исследования выполнялись в соответствии с утвержденными официальными методиками ПНДФ.

Для анализа гидрометеорологических условий собраны и обработаны данные гидрологических наблюдений на водомерном посту на р. Псёл у г. Обояни (период действия с 1943 г.) и метеорологической станции г. Обоянь Центрально-Черноземного УГМС.

Для более наглядного представления имеющихся данных мониторинга качества воды построены графики связи концентраций кислорода с остальными контролируемыми гидрохимическими показателями. Для анализа использована объединенная выборка, включающая в себя все обследованные природные водные объекты – р. Псёл, ее притоки и сток с болотного массива. Данные по качеству воды в стоке очистных сооружений г. Железнодорожска использованы только для сравнения.

Характеристики параметров русел рек Псёл и Запселец на исследованном участке получены на основе полевых измерений и с крупномасштабных топографических карт.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Массовый замор рыбы на участке “Обоянского плёса” и ниже по течению р. Псёл обусловлен сочетанием нескольких факторов, каждый из ко-

торых по отдельности не мог привести к столь негативным последствиям.

Первый фактор – гидрографические особенности участка р. Псёл ниже устья р. Запселец (рис. 1). Важно для понимания произошедшего загрязнения то, что до слияния верхних течений рек Псёл и Запселец уклоны русла р. Псёл составляют 1.5‰, а уклоны русла р. Запселец – 1.5–1.6‰, к тому же часть русла р. Запселец в районе рыбоводных прудов спрямлена и канализована. После слияния рек Псёл и Запселец уклоны русла резко снижаются до 0.16‰, русло на участке “Обоянского плёса” в летний период на 80–90% зарастает высшей водной растительностью и водорослями, из-за чего скорости течения снижаются до 0.1 м/с. В результате на участке реки “Обоянский плёс” с глубинами 1.5–2 м и скоростями течения, близкими к нулевым, происходит переотложение взвешенных наносов, поступающих с участков русел выше по течению с большими уклонами и скоростями течения 0.3–0.5 м. Также здесь ослабевает турбулентное перемешивание в потоке воды; следовательно, ухудшается газообмен с атмосферой и уменьшается обогащение водной массы кислородом.

Второй фактор – аномально сильные и продолжительные осадки. Детальный совместный анализ динамики выпадения осадков и изменений уровня воды в реке позволяет выявить примерное соотношение поверхностного, внутрипочвенного и подземного стока. Рассмотрим более подробно гидрометеорологические условия, предшествовавшие замору гидробионтов и сопровождавшие его в р. Псёл. (рис. 2, 3).

За июль в бассейне р. Псёл выпало 179 мм осадков при норме 82 мм, т.е. 218% от нормы. При этом отмечено три ливня со слоями осадков 25–40 мм за сутки, что привело к резкому росту расходов воды, которые достигли своих максимальных значений 23–25 июля, после чего началось их снижение вплоть до конца августа, когда они вернулись к значениям, характерным для летней межени (рис. 2).

Подъем уровня воды в р. Псёл начался 7 июля и достаточно плавно нарастал вплоть до 15 июля. Учитывая, что в этот период сначала были перемены между днями с дождями (рис. 2), плавный рост расходов объясняется двумя причинами. В начальный период роста расходов основной прирост стока воды происходил за счет внутрипочвенного стока и постепенного нарастания подземного стока. Локально мог наблюдаться и поверхностный сток на отдельных участках пашни, но он еще не приводил к формированию мощного поверхностного стока на водосборе и в балочной сети. В период 15–17 июля, когда выпало 84 мм осадков, уже создались условия для формирования поверхностного стока на большей

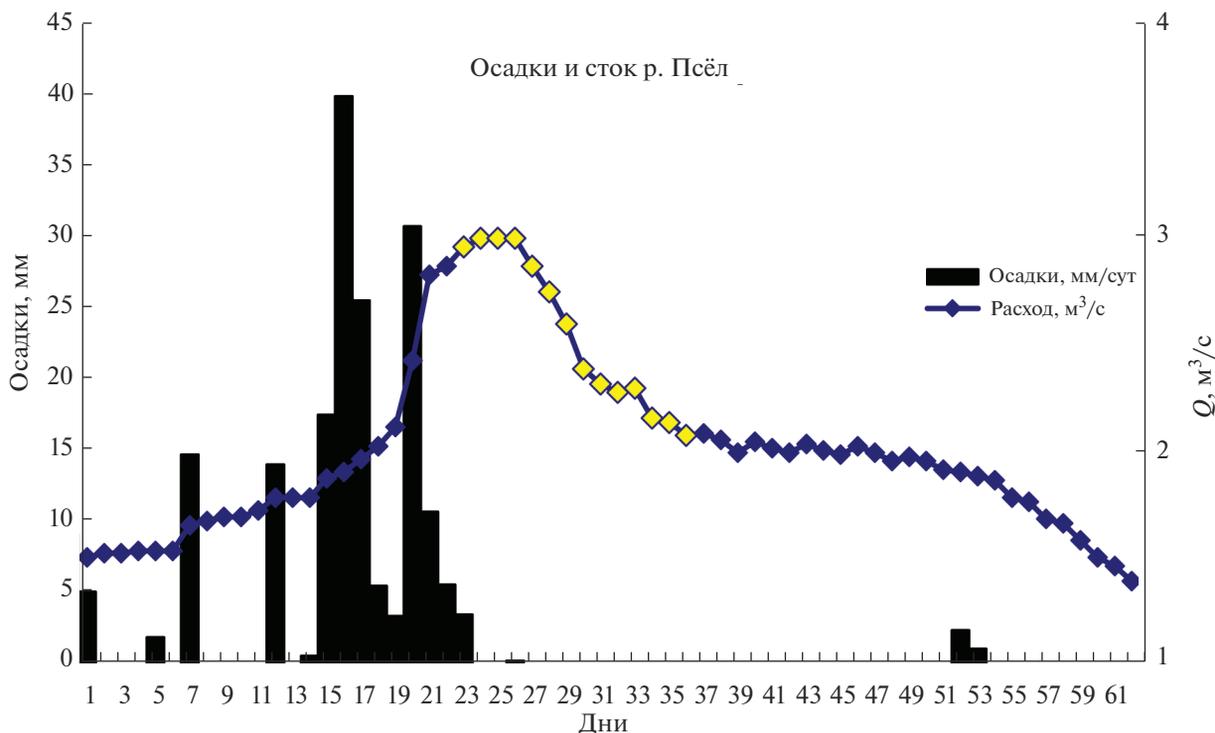


Рис. 2. Суточные слои осадков (по данным метеостанции г. Обоянь) и средние суточные расходы воды в р. Псёл (по данным гидрологического поста у г. Обоянь) с 1 июля по 31 августа 2018 г. Без заливки выделены маркеры периода заморных явлений.

площади пашни и в балочной сети. Но все же резкого роста расходов воды в реке не произошло, так как значительная часть стока перехватывалась прудами и малыми водохранилищами, которые в основном располагаются в балочной сети и в истоках р. Псёл и его притоков.

Согласно данным многолетних наблюдений на р. Псёл на гидрологическом посту у г. Обояни, средний многолетний минимальный расход летней межени равен $1.01 \text{ м}^3/\text{с}$, наименьший за весь период наблюдений – $0.38 \text{ м}^3/\text{с}$. Перед началом дождей сток в реке был равен среднему многолетнему минимальному расходу ($1 \text{ м}^3/\text{с}$). В период паводка он уже перешел в разряд ливневых паводковых расходов ($2.49 \text{ м}^3/\text{с}$), хотя и уступал среднему многолетнему максимальному расходу ливневых паводков ($5.5 \text{ м}^3/\text{с}$). Продолжительная засуха, предшествовавшая ливням, сократила их водоотдачу.

И только с 19 июля, после того как влагонасыщенность почв достигла своего предела, начался резкий рост расходов воды в р. Псёл (рис. 2), который, по сути, был полностью обусловлен поверхностным стоком со склонов водосбора, доля пашни на котором составляет 70%. Поверхностный сток способствовал смыву почв, интенсивность которого во многом зависела от проективного покрытия поверхности почвы посевами и от

характера обработки почв после уборки урожая на части полей. Имеющиеся данные наблюдений за смывом в ЦЧО позволяют утверждать, что наибольшими темпы эрозии почв были на убранных, но еще не перепаханных полях [5, 21], что типично для конца июля – начала августа на территории Курской области. Вполне вероятно, что на поля был вывезен в качестве удобрений навоз из отстойников животноводческих комплексов, которые повсеместно расположены на водосборе рек Псёл и Запселец. Не исключено, что органическое вещество могло поступать на склоны и далее в постоянные водотоки и за счет переполнения отстойников животноводческих ферм водой (рис. 4).

Именно формирование поверхностного стока, прежде всего на пашне, продолжавшегося, судя по росту расходов воды, минимум до 21 июля (рис. 2), привело к поступлению значительных объемов наносов и органических веществ, транспортируемых в виде коллоидов, в постоянные водотоки. Наносы и органическое вещество переносились в виде хлопьевидной взвеси или флоккул [22]. На участке «Обоянского плёса» в связи с малыми скоростями потока и большим количеством водной растительности отложились значительные объемы органического вещества. При этом еще большая часть смытых с пашни наносов переотложилась в днищах долин суходольной се-

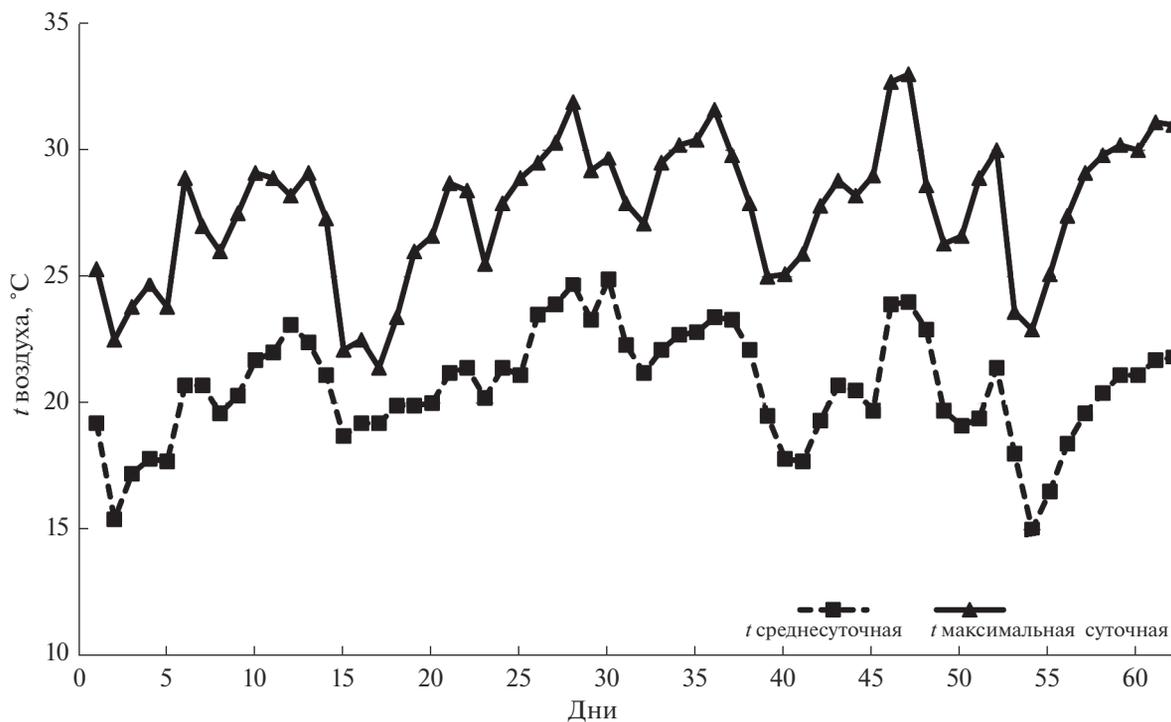


Рис. 3. Средние суточные и максимальные значения температуры t воздуха с 1 июля по 31 августа по данным метеостанции г. Обоянь.



Рис. 4. Космический снимок типичного животноводческого комплекса в Пристенском районе Курской области восточнее с. Верхняя Ольшанка в верховьях р. Псёл. 1 – пруды-отстойники свинофермы; 2 – промоины на пашне (внизу) и на участке склона около прудов отстойников.

ти, прудах и водохранилищах, а также на пойме рек Псёл и Запселец, которые имеют на значительном протяжении ширину >100 м, что способствует аккумуляции материала, поступающего на них из суходольной сети. Известно, что на Сред-

нерусской возвышенности 8–10% продуктов смыва с пашни поступает в постоянные водотоки [23, 24].

Третий фактор, способствующий массовому замору рыбы, – резкое повышение температуры

воздуха, превысившей среднесуточную (рис. 3). Это произошло после того, как осадки прекратились и установилась жаркая антициклоническая погода. Температура воздуха, по данным метеостанции г. Обояни, в конце июля – начале августа достигала аномальных значений: среднесуточная составляла 25°C, а максимальная >30°C. И только 8–11 августа температура понизилась до климатической нормы – среднесуточная 17–18°C, максимальная ~25°C (рис. 3). На фоне снижения стока воды в реке после 25 июля (рис. 2) это способствовало быстрому повышению температуры воды в реке на “Обоянском плёсе”, что привело к интенсификации процессов окисления органических веществ при одновременном снижении растворимости газов (в частности, кислорода), загниванию, сбраживанию “свежих” донных отложений [4]. Произошло падение содержания кислорода, приведшее к гибели водорослей и высших водных растений в русле р. Псёл на участке у г. Обояни.

При обычных паводках эрозионный материал частично транспортируется вниз по течению рек, частично откладывается на плесовых участках с небольшими уклонами, к числу которых относится русло р. Псёл ниже впадения р. Запселец. В период прохождения весеннего половодья это происходит при относительно низкой температуре воздуха, а летом – обычно очень малыми порциями. В результате отложившийся эрозионный материал, поступивший в водоток с водосбора и обогащенный органическим веществом, постепенно перерабатывается в илистые донные отложения. При этом речная экосистема адаптирована к подобным ситуациям.

Поскольку основная причина заморы рыбы – дефицит кислорода, рассмотрим динамику его содержания во времени и пространстве. Имеет смысл напомнить, что допустимое содержание кислорода в воде рек рыбохозяйственного значения в теплый период года составляет ≥ 6 мг O_2 на 1 дм³, или на 1 л воды [14]. Критично снижение до 4 мг/дм³, при значениях <2 мг/дм³ может начаться гибель водных организмов, наиболее чувствительных к дефициту кислорода (например, форель, лососевые), а при содержании <1 мг/дм³ происходит гибель практически всей ихтиофауны и гидробионтов [6].

Отметим, что на участках рек Запселец и Псёл выше их слияния (рис. 1) по пробам, взятым в период с 25.07.2018 по 07.08.2018, содержание кислорода было >3.8 мг/дм³ (табл. 1), т.е. до катастрофических концентраций кислорода в воде и заморы ситуация не доходила.

Иная картина наблюдалась в р. Псёл ниже устья р. Запселец на участке “Обоянского плёса”. С 25.07.2018 по 30.07.2018 в нескольких створах вплоть до пляжа пос. Пригородного (рис. 1) кон-

центрации кислорода были сначала <1 мг/дм³ (минимум 0.7 мг/дм³), а затем вплоть до 3.08.2018 ≤ 1.4 мг/дм³. Только к 9.08.2018 концентрация кислорода увеличилась до 4.2–3.8 мг/дм³ (табл. 1).

На участке “Обоянского плёса” с близкими к нулевым скоростями течения, огромным скоплением неперебродившей органики, принесенной ливневым паводком, происходила гибель гидробионтов. Процессы разложения органики шли в анаэробных условиях при резком дефиците кислорода, особенно на глубине. В этом причина гнилостных запахов, оранжевой пены и высокого содержания взвешенных веществ и коллоидных частиц в воде, в том числе и радужной пленки.

Только к 9 августа 2018 г. положение более или менее стабилизировалось, когда максимальная температура воздуха снизилась с 30 до 25°C, а среднесуточная с 23.4 до 17.7°C (рис. 3). Содержание кислорода на участке замора повысилось до 4.2 мг/дм³, а выше него практически достигло нормативных значений (5.5 мг/дм³) (табл. 1).

В процессе разложения органики в речной воде формируются синтетические поверхностно-активные вещества (СПАВ), фенолы и нефтепродукты. Возрастают концентрации токсичных ионов азота – аммонийного и нитритного. Меняются концентрации металлов. Образование коллоидных взвесей в процессе анаэробного разложения органики меняет соотношение растворенных в воде и адсорбированных на взвешенных веществах слаборастворимых металлов в пользу адсорбированных форм, возрастает их суммарное содержание.

Поскольку очевидно, что основной фактор экологического риска для гидробионтов в анализируемой ситуации – дефицит кислорода, важно оценить, как экстремальный кислородный режим повлиял на изменение содержания остальных гидрохимических показателей (табл. 1; рис. 5, 6).

Выявлена не вполне тесная обратная зависимость содержания взвешенных веществ от концентрации растворенного в воде кислорода (рис. 5). Отсутствие более четко выраженной связи объясняется различным соотношением минерального и органического вещества в пробах воды. Оно менялось случайным образом, что и влияло на характер связи химической потребности кислорода (ХПК) и полной биологической потребности кислорода (БПКп), характеризующих содержание в воде химически и биологически растворенных органических веществ. ХПК и БПКп связаны с кислородом аналогичным образом – их концентрации резко возрастают по мере возникновения дефицита растворенного в воде кислорода и снижаются при увеличении его концентраций, причем связи практически функциональные (рис. 5). Хотя выявленные закономерности достаточно тривиальны, они убедительно подтверждают из-

Таблица 1. Сводная таблица гидрохимических показателей р. Псеёл и ее притоков за период заморных явлений

№	Точки отбора проб (номера точек соответствуют рис. 1)	Дата отбора пробы	О ₂ , мг/дм ³	Взвешенные вещества, мг/дм ³	ХПК, мгО ₂ /дм ³	БПК _п , мгО ₂ /дм ³	Азот аммонийный, мг/дм ³	Нитрит-ион, мг/дм ³	Нитрат-ион, мг/дм ³	Фосфор (по Р ₀₄), мг/дм ³	Нефтепродукты, мг/дм ³	АПАВ, мг/дм ³	Железо общес., мг/дм ³	Zn, мг/дм ³	Mn, мг/дм ³
	Значение рыбохозяйственных ПДК														
1	р. Псеёл, пляж п. Пригородный	25.07.2018	0.71	14.4	49.0	25.10	0.98	<0.020	40.00	0.200	0.050	0.5000	0.100	0.0100	0.010
1		30.07.2018	0.84	23.2	50.0	26.40	1.20	<0.020	0.94	0.044	0.043	0.0450	0.163	0.0279	1.360
1		03.08.2018	1.29	5.2	41.0	21.00	0.99	<0.020	1.10	0.016	0.051	0.0380	0.307	0.0185	0.489
1		09.08.2018	4.22	2.4	27.2	16.40	0.36	<0.020	0.11	0.629	0.083	0.0670	0.253	0.1200	0.240
2	р. Псеёл выше по течению от пляжа	30.07.2018	1.39	199.0	59.0	32.10	0.13	<0.020	0.92	0.411	0.010	0.0204	0.045	0.0067	0.640
3		30.07.2018	0.89	34.4	40.0	16.40	0.04	<0.020	1.05	0.800	0.048	0.0159	0.101	0.0043	0.770
4	р. Запелец (у моста)	30.07.2018	4.48	24.0	29.3	14.70	0.11	<0.020	1.54	0.634	0.010	0.0690	0.083	0.0165	0.087
4		03.08.2018	5.58	1.2	29.1	6.11	0.46	0.051	1.56	0.016	0.044	0.0800	0.455	0.1700	0.115
5	руч. Гнилец (у с. Зорино)	30.07.2018	4.04	11.6	18.5	9.98	0.04	0.033	1.87	0.629	0.035	0.0140	0.022	0.0472	0.085
5		03.08.2018	5.73	3.0	17.1	6.24	0.23	0.099	1.85	0.016	0.204	0.1140	0.560	0.0450	0.092
6	р. Псеёл, верхнее течение с. Пересыпь	03.08.2018	6.92	8.6	19.2	3.03	0.30	0.038	1.05	0.515	0.017	0.1003	0.650	0.0531	0.211
7	р. Псеёл выше устья р. Запселяца	25.07.2018	3.80	9.6	42.0	20.10	0.53	<0.020	1.11	0.476	0.124	0.0450	0.093	0.0012	0.172
8	р. Псеёл с. Камынино	09.08.2018	5.52	4.8	15.4	5.36	0.20	<0.020	2.13	1.060	0.046	0.0390	0.092	0.0570	0.066
9	р. Псеёл, ниже по течению от пляжа	09.08.2018	3.42	32.6	27.5	17.10	0.40	<0.020	0.10	0.830	0.100	0.0740	0.123	0.1070	0.159
10	р. Гостимерец, Кривцово	07.08.2018	6.86	9.2	27.3	4.34	0.31	0.127	4.35	0.651	0.044	0.0330	0.500		
11	р. Гостимерец, Бобрышово	07.08.2018	7.83	13.0	10.9	4.59	0.17	0.022	2.67	0.281	0.047	0.0141	0.137		
12	Болото в ЦЧЗ сток в р. Псеёл	09.08.2018	5.53	5.8	26.0	15.50	0.41	<0.020	0.43	0.501	0.047	0.0630	0.137	0.1740	0.155
13	Болото в ЦЧЗ	09.08.2018	3.61	7.6	46.0	31.50	1.17	<0.020	0.91	0.200	0.088	0.0890	0.500	0.630	
	Максимальные превышения рыбо- хозяйственных ПДК	—	—	—	—	10.7	3.0	1.6	—	5.3	4.18	—	15.4	17.4	221
	Стоки на ОС г. Железногорска	Среднее за 2018 г.	—	254.0	319.0	242.00	35.80	<0.020	0.00	4.600	1.140	2.1300	1.020		

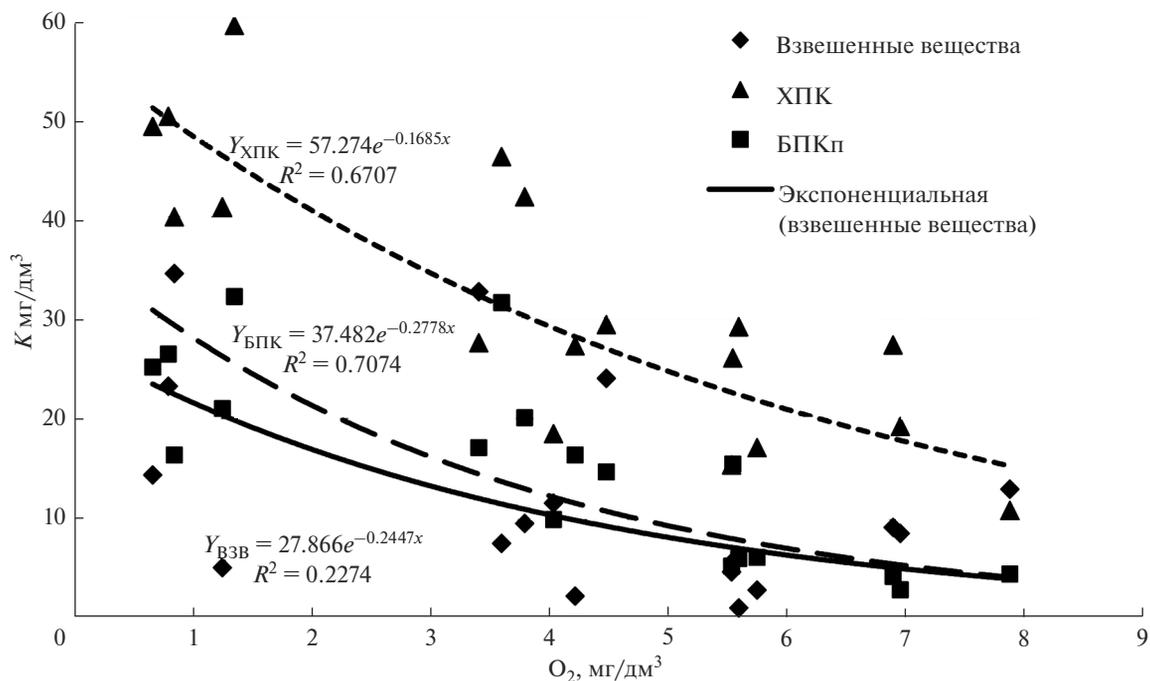


Рис. 5. Зависимость концентраций взвешенных веществ, ХПК и БПКп от содержания растворенного кислорода в р. Псёл и ее притоках за период заморных явлений.

быточное содержание органического вещества на участке “Обоянского плёса” в период замора.

Концентрации растворенного марганца заметно возрастают при уменьшении содержания в воде кислорода (рис. 6), тогда как концентрации ме-

ди и цинка ожидаемо не зависят от содержания в воде кислорода.

Важный гидроэкологический и водохозяйственный аспект гидрохимических особенностей заморных явлений на р. Псёл – соотношение

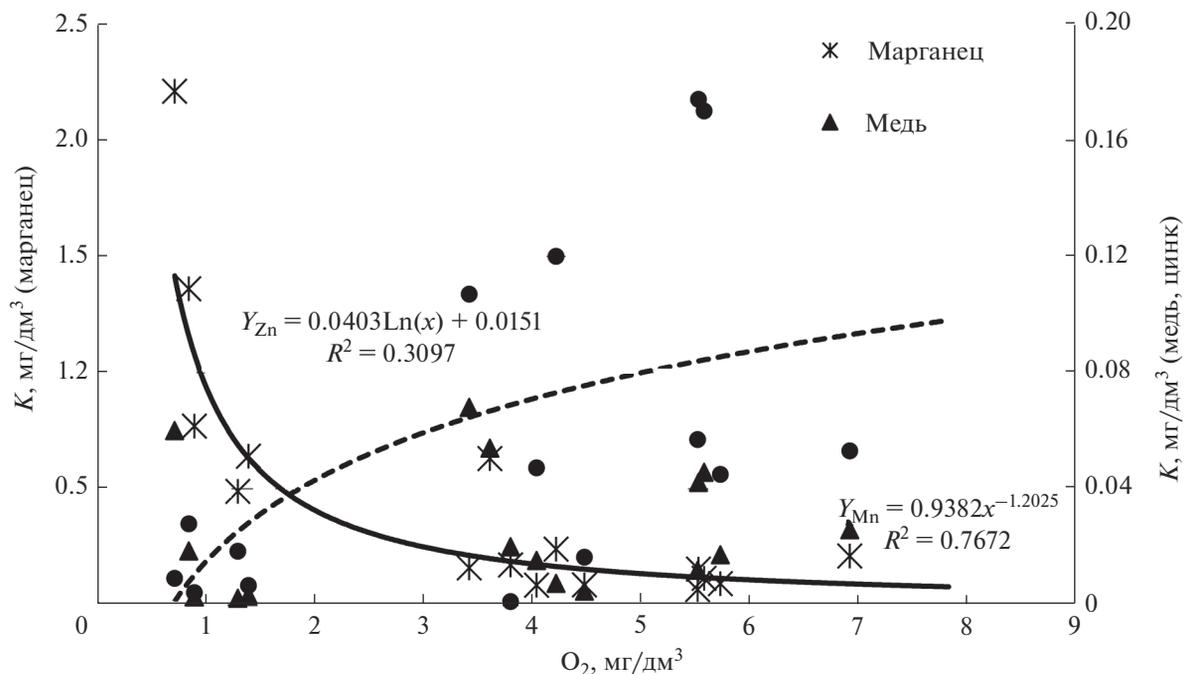


Рис. 6. Зависимость концентраций микроэлементов – меди, цинка, марганца – от содержания растворенного кислорода в р. Псёл и ее притоках за период заморных явлений.

концентраций изученных веществ с установленными ПДК для водоемов рыбохозяйственного значения категории 1, к которой относится р. Псёл. Эти ПДК установлены едиными для всей территории России приказом Минсельхоза России от 13.12.2016 № 552. Ученые и специалисты много лет критикуют жесткость и необоснованность многих значений ПДК, называя главным их недостатком то обстоятельство, что они не учитывают региональные особенности гидрохимического режима водотоков и водоемов, т.е. никак не связаны со сформировавшимися фоновыми концентрациями [7, 9].

В связи с этим интересно сопоставить существующие стандарты ПДК и фактические концентрации химических веществ в воде р. Псёл в период заморных явлений. В табл. 1 в верхней строчке приведены существующие стандарты ПДК, а в нижней строчке – кратность превышения ПДК максимальными наблюдаемыми значениями в отобранных пробах гидросети водосбора р. Псёл.

Максимальные превышения отмечены для растворенных металлов – железа в 15.4 раза, цинка в 17.4, меди в 68, марганца в 221 раз. Интересно, что одно из максимальных превышений по марганцу определено в пробе воды, отобранной из болотного массива Государственного биосферного ЦЧЗ. Очевидно, что присутствие в таких концентрациях растворенного в природной воде марганца на охраняемой территории может быть обусловлено только природными гидрохимическими особенностями региона. Так и концентрации остальных металлов, многократно превышающие ПДК, постоянно наблюдаются в водах родников, рек, озер, водохранилищ, прудов региона [8–12]. Эти вещества постоянно присутствуют в воде защищенных водоносных горизонтов, питающих реки и эксплуатируемых хозяйственно-питьевыми водозаборами Курской и сопредельных областей Черноземья [8, 12].

С этой точки зрения применение к таким веществам термина “загрязняющие” неуместно, поскольку имеем дело с фоновыми концентрациями. Таким образом, можно с высокой степенью уверенности утверждать, что гидробионты р. Псёл за длительное время адаптировались к сформировавшимся фоновым концентрациям и содержание растворенных в воде в таких концентрациях металлов не может быть причиной заморных явлений и их гибели.

Кроме металлов, ПДК превышают концентрации азота аммонийного (в 3 раза), фосфора ортофосфатов (в 5.3 раза), нефтепродуктов (в 4.1 раза). Но и эти превышения постоянно встречаются в водных объектах региона в нормальных условиях [9, 10, 13]. Сами по себе такие превышения не оказывают негативного влияния на гидробионты,

в том числе на ихтиофауну. Более того, можно отметить, что во всех учебниках и рекомендациях по разведению прудовых рыб для нормального развития мальков и роста рыбы рекомендованы концентрации фосфора ортофосфатов до 3.0 мг/дм³ (превышение ПДК в 15 раз), а азота аммонийного до 2.0 мг/дм³ (превышение ПДК в 5 раз) [15]. Следовательно, концентрации и этих веществ в период заморных явлений не могли стать причиной гибели гидробионтов.

Рассмотрим превышение показателей БПКп (в 10.7 раз). Сама по себе концентрация этих органических веществ не может оказывать токсического воздействия на ихтиофауну и иных гидробионтов. Вопрос только в степени аэрации водной массы. Если при активной аэрации содержание кислорода в воде не падает ниже критических значений для водоемов высшей категории рыбохозяйственного водопользования (6 мг/дм³), то нет и негативного воздействия на гидробионты.

В экспертизах, подготовленных после гибели гидробионтов в р. Псёл, высказывались несколько версий о причинах случившего:

залповый сброс сточных вод одного из крупных животноводческих комплексов на водосборе р. Псёл;

фекальное загрязнение реки;

вынос с полей загрязненной почвы и отходов жизнедеятельности крупного рогатого скота;

поступление экстремально загрязненной воды с болотных массивов, прилегающих к участку загрязнения и замора на р. Псёл.

Как причина экстремального загрязнения залповый сброс сточных вод одного из крупных животноводческих комплексов, расположенных на водосборе р. Псёл в Пристенском, Обоянском или Прохоровском районах, маловероятен. В этом случае загрязненная вода должна была бы перемещаться по руслу рек Псёл или Запселец. При этом степень загрязнения должна постепенно убывать вниз по течению реки в связи с разбавлением. В этом случае заморные явления и гибель рыбы должны были бы проявиться выше по течению от слияния рек, но согласно имеющимся данным, гибели рыбы не отмечено ни в р. Псёл, ни в р. Запселец выше их слияния.

Фекальное загрязнение также маловероятно. Во-первых, на участке загрязнения нет крупных населенных пунктов с очистными сооружениями, которые могли бы накопить, а затем залпом сбросить фекальные стоки ниже территории заповедника, но выше г. Обояни.

Во-вторых, при фекальном загрязнении высокое содержание органических соединений сочетается с очень высоким содержанием аммонийного азота (несколько десятком миллиграмм на литр) и высоким содержанием фосфатов (не-

сколько мг/л). Ни того, ни другого вещества в таких экстремальных концентрациях в пробах не обнаружено (табл. 1).

Поступление экстремально загрязненной воды с болотных массивов, прилегающих к участку загрязнения и замора, также не могло дать такого негативного и объемного эффекта. Анализ болотной воды показал, что хотя в ней содержится довольно высокое содержание органических веществ (табл. 1), эта вода содержит достаточно кислорода с точки зрения рыбохозяйственных нормативов. К тому же в районе прилегающих наиболее крупных болотных массивов ЦЧЗ на р. Псёл заморных явлений не отмечено (рис. 1). Рыба, по данным сотрудников заповедника, выше устья р. Запселец не пострадала.

Прямой залповый вынос с полей загрязненной почвы и отходов жизнедеятельности животных непосредственно в момент заморозов также не мог произойти из-за прекращения осадков и установления сухой жаркой погоды в период формирования экстремального загрязнения.

Таким образом, основная причина возникновения замора, который продолжался несколько дней, — автохтонное загрязнение водной массы в результате экстремальных природных процессов, спровоцированное диффузным, пространственно распространенным по водосбору эрозийным выносом с полей почвы, в том числе обогащенной органическими удобрениями из отходов жизнедеятельности, и последующий транспорт этой массы в виде наносов по элементам гидрографической сети.

Массовое строительство в последние годы животноводческих и птицеводческих комплексов в Курской и Белгородской областях оказывает негативное влияние на состояние водных ресурсов. За последние годы на территории Прохоровского района построено около 20, на территории Пристенского района — 11, Обоянского района — 3 крупных животноводческих комплексов.

Безусловно, комплексы крайне важны, они решают экономические и продовольственные проблемы России и ее регионов. Но, к сожалению, в современных условиях ослаблен, а порою практически отсутствует экологический контроль влияния таких комплексов на природную среду и особенно на водные ресурсы. На рис. 4 показана типичная схема расположения одного из животноводческих комплексов на водосборе р. Псёл в Пристенском районе Курской области. Отчетливо видно, что ниже по склону от прудов-отстойников и промышленной площадки животноводческого комплекса сформировались крупные промоины, прослеживающиеся вплоть до вершины ближайшей ниже по уклону сухой долины (балки). Данная сухая долина — приток р. Псёл. На верхнем участке р. Псёл расположен

каскад из нескольких прудов, поэтому попадание загрязненных стоков непосредственно в реку маловероятно, так как пруды способны аккумулировать большое количество речных наносов. Но общее состояние реки, качество ее воды, безусловно, будут испытывать влияние таких животноводческих объектов. Здесь же расположены распаханное поле, на которых нет никаких следов противоэрозионных, почвоохраняющих мероприятий: полосного земледелия, лесополос, залуженных тальвегов или иных агротехнических, гидро- или лесомелиоративных приемов. Получается, что современный характер землепользования на водосборе р. Псёл, как и на водосборах большинства рек ЦЧО, не способствует сохранению почвенного плодородия, из-за чего в речную сеть беспрепятственно могут поступать как продукты водной эрозии на пашне, так и загрязняющие, в основном органические, вещества от животноводческих комплексов. Все это провоцирует как фоновую загрязненность поверхностных и подземных водных ресурсов, так и возможность возникновения катастрофических экологических ситуаций при определенных гидрометеорологических условиях.

Есть представление, что диффузное загрязнение малых рек в районах доминирования сельскохозяйственного производства возможно только в период снеготаяния [19]. Однако данный пример показывает, что изменения климата, способствующие росту повторяемости интенсивных ливней и продолжительных по времени периодов с выпадением осадков, при определенных ситуациях могут приводить к поступлению в малые реки большого объема органического вещества совместно с наносами. При неблагоприятном сочетании нескольких факторов это может приводить к катастрофическим последствиям в виде массовой гибели рыбы и другой ихтиофауны. Усиление антропогенного пресса на водосборы малых рек ЦЧО, особенно возросшее в последние годы, — основной фактор вероятного роста повторяемости подобных явлений.

ВЫВОДЫ

Анализ катастрофического замора гидробионтов на р. Псёл в июле—августе 2018 г. в районе г. Обояни позволяет сделать ряд принципиальных выводов о влиянии диффузных источников загрязнения не только на изменение фоновых концентраций загрязняющих веществ в водотоках, но и на формирование экстремального загрязнения, приводящего к экологическим катастрофам.

Непосредственной причины в виде катастрофического залпового сброса загрязняющих веществ, вызвавшей гибель гидробионтов в р. Псёл, нет. Причина создавшейся ситуации — сочетание

набора хозяйственных и природных факторов. Вероятность повторяемости аналогичных ситуаций на данный момент времени представляется относительно невысокой.

Анализ гидрохимических особенностей изученных заморных явлений показал, что основной поражающий фактор – дефицит кислорода, который сопровождается специфическими изменениями всего комплекса растворенных в воде и находящихся во взвешенном состоянии химических веществ и соединений.

Главная внешняя (ландшафтная) причина массового замора рыбы – высокая степень распаханности водосбора реки, сочетающаяся с недооценкой противоэрозионной организацией территории. Несмотря на то, что давно разработаны, а в некоторых регионах и внедрены системы природоохранного, противоэрозионного земледелия, в Курской области этому направлению природоохранной деятельности внимания практически не уделяется. В условиях экономической нестабильности землепользователи стремятся к максимальному получению прибыли, минимизируя расходы, в том числе экономия на природоохранной деятельности.

Ситуацию усугубляет наличие большого числа крупных животноводческих комплексов, отходы которых в лучшем случае вносятся на пашне, где остаются доступными для процессов водной эрозии, попадая в гидрографическую сеть с эрозионным материалом. В некоторых случаях отходы этих предприятий могут попадать в гидрографическую сеть практически напрямую. Число животноводческих комплексов может увеличиваться, что существенно повысит вероятность возникновения негативных сценариев в плане ухудшения качества поверхностных и подземных вод.

В результате увеличения повторяемости сильных ливней в последние десятилетия в Курской области возрастают риски потери плодородия уникальных черноземов за счет водно-эрозионных процессов. В сочетании с увеличением числа животноводческих комплексов это способствует повышенному риску возникновения опасных гидроэкологических явлений, приводящих в том числе к гибели гидробионтов и массовому замору рыб. При этом установить непосредственных виновников подобных экстремальных ситуаций очень сложно, а зачастую и невозможно. Тем более сложно доказать их вину, так как отсутствуют конкретные точечные источники сбросов в месте заморов.

При изучении влияния диффузных источников на качество поверхностного стока необходима количественная оценка поступления органических и биогенных веществ в реки агроландшафтов с водосборов различных порядков. Необходимо более строгий контроль утилизации отходов

животноводческих комплексов и региональная программа по разработке и внедрению систем почвозащитных мероприятий, направленных на снижение ливневой эрозии почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеевский Н.И., Коронкевич Н.И., Литвин Л.Ф., Ясинский С.В.* Сток и эрозия почв на водосборах как факторы экологической обстановки на реках // Изв. АН. Сер. геогр. 2000. №1. С. 52–63.
2. Антропогенные воздействия на водные ресурсы России и сопредельных государств в конце XX столетия / Под ред. *Н.И. Коронкевича, И.С. Зайцевой.* М.: Наука, 2003. 367 с.
3. *Барабанов А.Т., Долгов С.В., Коронкевич Н.И.* Влияние современных изменений климата и сельскохозяйственной деятельности на весенний поверхностный склоновый сток в лесостепных и степных районах Русской равнины // Вод. ресурсы. 2018. № 4. С. 332–340.
4. *Венецианов Е.В., Аджиев Г.В., Щеголькова Н.М.* Загрязнение и самоочищение малых рек: процессы, мониторинг, охрана // Экосистемы малых рек: биоразнообразие, экология, охрана. Матер. лекций II-й Всерос. шк.-конф. Т. I. Ярославль: Филигрань, 2014. С. 23–41.
5. *Голосов В.Н., Маркелов М.В., Беляев В.Р.* Современные тенденции перераспределения наносов в центре Русской равнины // Эрозия почв и русловые процессы. М.: МГУ, 2010. Т. 17. С. 46–60.
6. *Кляшторин Л.Б., Яржомбек А.А.* О зависимости дыхания рыб от содержания растворенного кислорода // Тр. ВНИРО. 1975. Т. 96. С. 69–74.
7. *Кумани М.В.* Оценка влияния сельскохозяйственного производства на сток органических и биогенных веществ в р. Псел // Вод. ресурсы. 2004. Т. 31. № 1. С. 85–90.
8. *Кумани М.В., Борзенков А.А., Гонеев И.А., Соловьева Ю.А.* Загрязнение поверхностных вод, донных отложений и почв в зоне влияния Михайловского ГОКа // Проблемы регион. экологии. 2010. № 1. С. 40–44.
9. *Кумани М.В., Борзенков А.А., Кичигин Е.В.* Оценка влияния горных работ МГОКа и г. Железногорска на качество поверхностных вод // Освоение месторождений минеральных ресурсов. 8 междунар. симпоз. Белгород: ВИОГЕМ, 2005. Ч. 2. С. 295–302.
10. *Кумани М.В., Ревкова Е.Е.* Использование гидроэкологических показателей для экологической оценки состояния аквальных комплексов // Проблемы природопользования и экологическая ситуация в Европейской России. II междунар. конф. Белгород: БГУ, 2006. С. 84–89.
11. *Кумани М.В., Соловьева Ю.А.* Особенности сезонной динамики растворенных форм азота в малых и средних реках Центрального Черноземья // Вода: химия и экология. 2013. № 3. С. 16–22.
12. *Кумани М.В., Соловьева Ю.А.* Учет сезонной динамики биогенного загрязнения рек для оценки экологических рисков водопользователей // Тр. IV Меж-

- дунар. конф. "Теория и практика экологического страхования". М.: НИЦ "Экопроект", 2009. С. 80–83.
13. Кумани М.В., Соловьева Ю.А., Корнилов А.Г. Особенности фенольного загрязнения рек Курской и Белгородской областей // Науч. ведомости БелГУ. Сер. Естественные науки. 2011. Вып. 16. № 15 (110). С. 193–198.
 14. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. М.: Высш. шк., 1991. 368 с.
 15. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. М.: Минрыбхоз СССР, 1990. 44 с.
 16. Печеневский В.Ф., Попов И.С., Гулиева У.Ф. Оценка тенденций сдвигов в размещении отраслей животноводства по областям Центрального Черноземья в постсоветский период // Вестн. ВГУИТ. 2018. Т. 80. № 2. С. 478–489.
 17. Сафина ГР., Голосов В.Н. Влияние изменений климата на внутригодовое распределение стока малых рек южной половины Европейской территории России // Уч. зап. КФУ. Сер. Естественные науки. 2018. Т. 160. № 1. С. 111–125
 18. Уланова С.С., Новикова Н.М. Поступление фосфора в искусственные водоемы Калмыкии от животноводческих предприятий // Вод. ресурсы. 2019. Т. 46. № 6. С. 629–637.
 19. Ясинский С.В., Веницианов Е.В., Вишневская И.А. Диффузное загрязнение водных объектов и оценка выноса биогенных элементов при различных сценариях землепользования на водосборе // Вод. ресурсы. 2019. Т. 46. № 2. С. 232–240.
 20. Ясинский С.В., Гуров Ф.Н., Шилькром Г.С. Метод оценки выноса биогенных элементов в овражно-балочную и речную сеть малой реки // Изв. РАН. Сер. географ. 2007. № 4. С. 44–53.
 21. Belyaev V.R., Golosov V.N., Kislenco K.S., Kuznetsova J.S., Markelov M.V. Combining direct observations, modelling, and ¹³⁷Cs tracer for evaluating individual event contribution to long-term sediment budgets // Sediment Dynamics in Changing Environments. IAHS Publ. Wallingford: IAHS Press UK, 2008. V. 325. P. 114–122.
 22. Droppo I.G. Rethinking what constitutes suspended sediment // Hydrol. Processes. 2001. V. 15. P. 1551–1564.
 23. Golosov V.N., Ivanova N.N., Gusarov A.V., Sharifullin A.G. Assessment of the trend of degradation of arable soils on the basis of data on the rate of stratozem development obtained with the use of ¹³⁷Cs as a chronomarker // Eurasian Soil Sci. 2017. V. 50. № 10. P. 1195–1208.
 24. Golosov V., Koiter A., Ivanov M., Maltsev K., Gusarov A., Sharifullin A., Radchenko I. Assessment of soil erosion rate trends in two agricultural regions of European Russia for the last 60 years // J. Soils Sediments. 2018. V. 18. № 12. P. 3388–3403.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГГИС “MICROMINE”¹

© 2021 г. В. А. Лямина^{а, *}, О. В. Шемелина^{а, **}

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: balandis@igm.nsc.ru

**e-mail: shem@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 27.02.2020 г.

После доработки 13.01.2021 г.

Принята к публикации 21.01.2021 г.

Приведен расчет объемов загрязнений подземных вод в зоне техногенного воздействия. Гидрохимическая аномалия возникла в результате проникновения жидких отходов предприятия в окружающую среду. Инфильтраты достигают уровня грунтовых вод и смешиваются с ними, далее распространяясь с потоком грунтовых вод. Аномалия характеризуется довольно высокой общей минерализацией. В зоне смешения техногенных и природных вод происходит разбавление содержания солей. С помощью программных пакетов ArcGIS и “Micromine” построена трехмерная модель техногенной аномалии. База данных для создания модели включает в себя некоторые данные мониторинга скважин, расположенных на площадке размещения отстойников отходов. Для каждой скважины используются многолетние наблюдения за уровнем подземных вод. Также учтены литологические особенности участка. Модель позволяет оценить общий объем загрязнения, изменение объема в течение времени, выделить контуры и наиболее и наименее загрязненные участки.

Ключевые слова: ГГИС, ArcGIS, Micromine, подземные воды, гидрохимическая аномалия.

DOI: 10.31857/S0321059621040131

ВВЕДЕНИЕ

Горно-геологическая информационная система (ГГИС) “Micromine” используется в основном для трехмерного моделирования рудных тел месторождений твердых полезных ископаемых и оценки запасов руд, создания геолого-математических моделей месторождений, проектирования карьеров и подземных выработок для эффективной отработки месторождений полезных ископаемых [7, 9–11]. Однако определение пространственных закономерностей распределения тех или иных характеристик имеет значение не только для рудных, но и для многих других объектов. Так, например, при помощи инструментов “Micromine” анализировали пласты угольных месторождений [6]. При отработке гранитных массивов очень важны четкое определение зон выветривания и контактов пород, радиологические показатели и трещиноватость массива; для огнеупорных глин и каолинов – пространственная изменчивость мощности пласта и разделение глин на сорта по химическим показателям опробования для дальнейшей селективной добычи;

для известняков и доломитов – точное определение зон выветривания и карстообразования [1]. Моделирование в ГГИС “Micromine” позволяет прогнозировать зоны возможных тектонических нарушений [9], оценивать нефтегазоперспективность пород [3], запасы торфа и их категоризацию [2]. Также А.А. Басаргин [1] предлагает использовать возможности программы для моделирования гидродинамических систем, а также для расчета массопереноса, загрязненности, химического состава и т.п.

Цель данной работы – демонстрация возможности трехмерного моделирования гидрогеохимической обстановки с использованием программного пакета “Micromine”. Перед авторами стояла задача определить контуры области загрязнения подземных вод, а также оценить объемы вод с разными величинами общей минерализации. Проблема неравномерного расположения наблюдательных скважин на участке и, как следствие, значительных пробелов в опробовании решена с помощью интерполяции данных в программе ArcGIS. Интерполяция данных проводилась методом обратно-взвешенных расстояний (ОВР). Использование геостатистических мето-

¹ Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

дов в данном случае оказалось нецелесообразным из-за небольшого количества данных.

Оценка объемов загрязненных вод выполнена трехмерным моделированием с использованием эмпирических и расчетных данных. Для перехода от двумерного моделирования в ArcGIS к трехмерной модели использован программный пакет "Micromine" – наиболее подходящий (из имеющихся в наличии) прежде всего потому, что рассматриваемый водоносный горизонт представлен породами разного состава и разного геологического возраста и проводить расчет объемов воды, находящейся в поровом пространстве различных пород, проще с использованием детальной трехмерной модели. Создание модели в "Micromine" позволяет одновременно рассчитывать объем пор, заполненных водами различной степени загрязненности, с учетом литологии разного генеза.

Конечно, для гидрогеологического моделирования есть достаточно большое количество специализированного программного обеспечения, ориентированного на решение конкретных задач, например "Mike She" и "Waterloo Hydrogeologic". Однако единичная исследовательская задача, стоявшая перед авторами, не подразумевает приобретения таких программных пакетов для ее решения. Кроме того, большинство программ для гидрогеологического моделирования требуют большого количества входящих данных, таких как проницаемость пород, мощность водоносного горизонта и т.п., которые в исследуемом случае отсутствуют в необходимом количестве.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Загрязненный участок подземных вод находится вблизи предприятия химического производства, его загрязнение произошло при проникновении жидких промышленных отходов во вмещающие грунты и далее в горизонт подземных вод. Хранилища жидких отходов представляют собой наземные емкости общим объемом порядка ста тысяч кубометров. Емкости углублены во вмещающие грунты на 3–4 м и имеют гидроизоляционный слой по дну и стенкам. Однако с момента начала эксплуатации этих сооружений прошло уже несколько десятков лет: изоляционный слой, изначально не рассчитанный на постоянное взаимодействие с жидкостями, постепенно становится проницаемым и отходы частично поступают в окружающую среду. Поскольку уровень грунтовых вод (УГВ) на площадке расположен на глубине всего ~2.5 м под дном хранилищ, вследствие инфильтрации отходов в грунтовых водах участка сформировалась гидрохимическая аномалия. Эта аномалия характеризуется высокой общей минерализацией, достигающей в отдельные моменты $n \times 10$ г/л при фоновых значениях $\sim n \times 10^{-1}$ г/л, а также гидродинамическим

куполом растекания. Распространение загрязнения контролируется предприятием через сеть наблюдательных скважин, оборудованных по направлению движения грунтовых вод.

Основные контролируемые параметры в скважинах – УГВ, температура, общая минерализация, pH, Eh и химический состав подземных вод, выраженный через основные анионы и катионы. Исходное исследование проведено с использованием данных, полученных специалистами Института геологии и минералогии СО РАН [5]. Для моделирования распространения загрязнения выбраны среднегодовые отметки УГВ. Численные значения общей минерализации – условно-расчетные, без выделения отдельных соединений – классифицировались как фоновые (0–1, пресные), средние (1–2), высокие (>2 г/л). Химический состав стоков, а также их взаимодействие с фоновыми водами и вмещающими грунтами в этих расчетах не рассматривались. Ведущим фактором снижения величины общей минерализации принято разбавление стоков подземными водами. Для полноты демонстрации возможностей метода добавлены модельные условные данные к отдельным натурным данным, полученным с 2011 по 2015 г.

Еще одна немаловажная характеристика грунтов для моделирования распространения высокоминерализованных растворов – водопроницаемость вмещающих пород. Рассматриваемый участок в инженерно-геологическом отношении относится к категории простых (субгоризонтальное залегание двух литологических разностей). Под почвенно-растительным слоем до глубины 4.5–10.0 м залегают аллювиальные мелко-среднезернистые пески с прослоями и линзами супесей и суглинков. В минеральном составе преобладают кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, слюда, каолинит. Коэффициент пористости слоя принят по данным инженерно-геологических изысканий на соседнем участке и составляет 0.57. Нижележащий слой представлен выветрелыми песчаниками. В минеральном составе преобладают кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, каолинит, смектит, слюда, иллит-смектит, вермикулит. Коэффициент пористости слоя – 0.36.

МОДЕЛИРОВАНИЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Наблюдательные скважины на участке расположены с учетом направления движения грунтовых вод, а также сформировавшегося под сооружениями гидродинамического купола растекания (рис. 1). В связи с этим скважины с северо-восточной и юго-восточной сторон хранилищ расположены наиболее равномерно, в северо-западном и юго-западном направлениях расстояния между скважинами увеличиваются, а количество самих скважин уменьшается. Чтобы просчитать

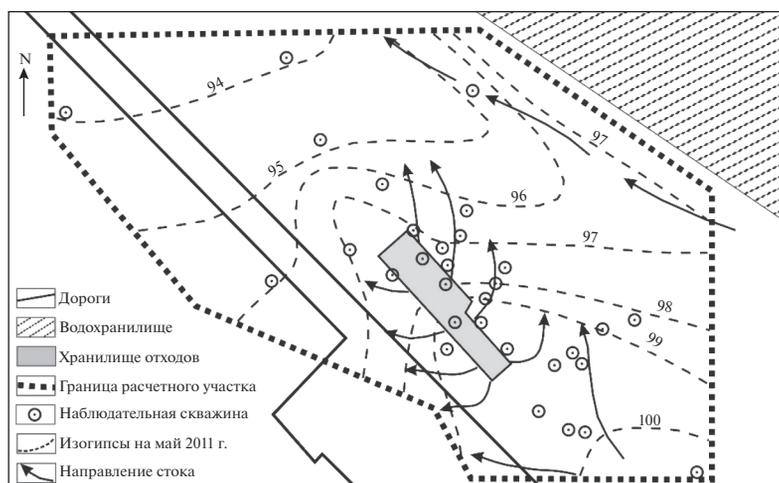


Рис. 1. Схема расположения наблюдательных скважин в границах расчетной блочной модели гидрохимической аномалии.

объемы загрязнений, зафиксированные в водах скважин, было необходимо построить равномерную схему распространения минерализации по всему расчетному участку. Расчеты проводились на основе данных мониторинга УГВ и химического состава подземных вод. Динамика распространения загрязнения специально не рассчитывалась и принята по фиксированным изменениям рассчитанных объемов от года к году. Поток подземных вод принят как схематичный плоский, за основной химический процесс взаимодействия загрязненных и природных вод принято разбавление.

Прежде всего были заданы пространственные границы участка, которые послужили основой для дальнейших расчетов объемов загрязненных подземных вод. Очертания участка в плане (рис. 1) обоснованы расположением наиболее близких к хранилищам скважин с постоянными фоновыми значениями грунтовых вод. Срез с юго-западной стороны участка обусловлен отсутствием скважин на приемлемом для расчетов расстоянии, а срез с северо-восточной стороны — наличием водохранилища, вода которого образует своеобразную “подпорную стену” для загрязненных вод. На данном этапе интересуют распространение загрязнения только в водной среде, поэтому по вертикали расчетный объем ограничивали УГВ сверху, а нижняя граница проведена по забою самой глубокой скважины на площадке (19.9 м), она приблизительно совпадает с водоупором. Кроме того, выделена еще одна субгоризонтальная поверхность: подошва слоя аллювиальных песков. Эта поверхность разграничивает литологические слои с различной пористостью. Мониторинг наблюдательных скважин показывает изменчивость УГВ и общей минерализации от года к году.

Первый этап моделирования проведен при помощи программного комплекса ArcGIS. Построены интерполяционные схемы по каждой горизонтальной поверхности — по распределению минерализации и по УГВ методом обратно-взвешенных расстояний (ОВР) отдельно для каждого года. Суть метода ОВР заключается в определении значения для каждой ячейки сетки с использованием функции обратного расстояния. При расчете метод ОВР учитывает обратное значение расстояния, возведенное в математическую степень. Параметр “Степень” позволяет контролировать влияние минерализации в известных точках на интерполируемые значения, что основано на расстоянии от точек из поднабора до результирующей точки. По умолчанию, обычно используется степень 2, но при более высоких степенях более важными становятся более близкие точки. Поскольку количество скважин на исследуемой площади небольшое, а расстояние между некоторыми скважинами значительное, то наилучший результат интерполяции достигнут при степени 3. Таким образом, получены интерполяционные схемы для смоделированных данных 2011, 2012, 2013, 2014 и 2015 гг. Далее эти данные были переведены в точечный файл с расстоянием между точками 50 м. Сформирована база, включающая в себя данные по минерализации за пять указанных лет, по УГВ за эти же годы и координаты расположения скважин в пространстве X , Y , Z . Далее был вычислен УГВ в абсолютных высотах, который в дальнейшем использовался в качестве координаты Z в “Micromine”.

Как отмечено выше, для каждой интерполированной ячейки получены численные значения минерализации, они присвоены скважинам по всей рассчитываемой мощности водоносного го-

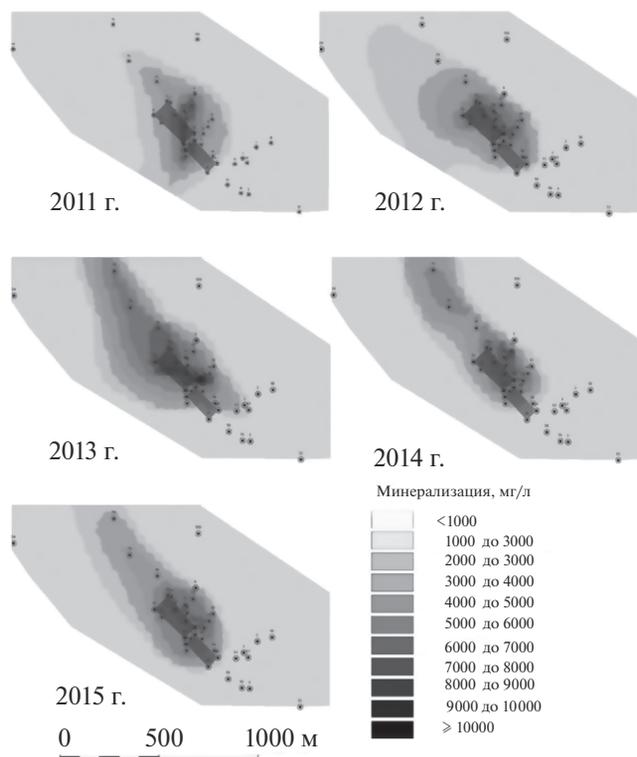


Рис. 2. Распространение загрязненных подземных вод в границах расчетной блочной модели гидрохимической аномалии по данным разных лет. Точками с номерами обозначены наблюдательные скважины. Цветом выделены зоны с различной минерализацией, мг/л. Темные прямоугольники — места размещения емкостей хранения.

ризонта по вертикали от УГВ до подошвы водонасыщенного слоя. Такое обобщение считаем возможным, поскольку в соответствии с [4] при отборе гидрохимических проб из наблюдательных скважин проводится трехкратная откачка воды, после восстановления УГВ проводят забор воды из середины установившегося столба воды. Величины минерализации воды выше УГВ приняты равными нулю и в расчет не принимались.

Второй этап моделирования — трехмерный, он проводился при помощи ГГИС “Micromine”. База данных скважин включает в себя координаты и величины минерализации как исходные, так и полученные в ходе интерполяции. Для расчета общего объема загрязненных грунтовых вод создана серия пустых блочных моделей для каждого года, ограниченная соответствующим УГВ. Далее в каждой блочной модели были рассчитаны значения общей минерализации подземных вод по каждому году соответственно (рис. 2). Оценка достоверности моделирования по каждому году составила, мг/л: 2011 — 0.19, 2012 — 0.28, 2013 — 0.33, 2014 — 0.26, 2015 — 0.27. В целом погрешности при моделировании в ГГИС минимальны и составили ≤ 5 мг/л.

Поскольку водоносный горизонт включает в себя два литологических слоя с разными величинами коэффициента пористости, то построенную блочную модель разделяли на две части. Поверхностью раздела послужила подошва слоя аллювиальных песков. Далее объем пор, заполненных водой, по каждому слою рассчитывался отдельно. Для упрощения расчета принято, что межзерновое пространство в грунтах на 100% заполнено водами различной минерализации. В данной работе не учитываются процессы растворения минералов, слагающих грунты, и формирование вторичных минеральных образований под действием высокоминерализованных растворов. Авторы полагают, что изменение объема порового пространства, вызванное этими процессами, не имеет значительного влияния на общий рассчитываемый объем. Расчетные значения получены оценкой блоков 3D для каждого года.

Расчетные объемы загрязненных подземных вод каждого выделенного класса по минерализации (средняя 1–2 г/л, высокая >2 г/л) приведены в табл. 1 для 2011, 2012, 2013, 2014 и 2015 гг.

Полученные модели распространения загрязненных вод свидетельствуют о некотором гори-

Таблица 1. Относительные расчетные объемы (%) загрязненных подземных вод в границах блочной модели гидрохимической аномалии

Общая минерализация подземных вод, г/л	2011 г.	2012 г.	2013 г.	2014 г.	2015 г.
<1	75	61.7	63.9	74.5	71.4
1–2	10.5	18.5	7.4	6	8.4
>2	14.5	19.8	28.7	19.5	20.2

зонтальном смещении загрязненных зон в северном направлении, совпадающем с направлением движения грунтовых вод. Также в течение рассматриваемого периода (с 2011 по 2015 г.) на участке несколько снижается количество загрязненных вод, которые постепенно замещаются фоновыми пресными водами. Выделяющиеся показатели за 2013 г. могут быть объяснены какими-либо внешними факторами, например изменением химического состава поступающих загрязненных вод. Однако, несмотря на однократное перераспределение количества средне- и высокоминерализованных вод, отчетливо проследивается тенденция к снижению объемов последних. Такое распределение одновременно со смещением загрязненной зоны в пространстве может свидетельствовать о постепенном “размывании” (разбавлении) гидрохимической аномалии вновь поступающими фоновыми грунтовыми водами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным наблюдательных скважин в ГГИС “Micromine” построена расчетная трехмерная блочная модель гидрохимической аномалии. Основой для расчета стали данные общей минерализации подземных вод и УГВ, а также литологические характеристики вмещающих пород. Многолетние наблюдения позволили создать модели по каждому году, по которому имелись данные, что, в свою очередь, дало возможность проследить динамику распространения загрязнений в водоносном горизонте. Расчеты показали некоторое смещение объема загрязненных вод по направлению движения грунтовых вод на протяжении наблюдаемых пяти лет (с 2011 по 2015 г.). Это смещение одновременно с перераспределением количества вод разной минерализации может свидетельствовать о постепенном “размывании” (разбавлении) гидрохимической аномалии вновь поступающими фоновыми грунтовыми водами.

Предложенная технология создания модели использует небольшой набор характеристик гидрогеологической системы, но возможности ГГИС “Micromine” позволяют провести модели-

рование и для более сложных условий, чем в данном случае, а также учитывать большее количество характеристик в расчетах. Таким образом, эта программа может быть полезна для решения и гидрогеохимических, и геоэкологических задач. На основе подобных расчетов возможно прогнозирование распространения загрязнений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Басаргин А.А.* Методика создания трехмерных геологических моделей месторождений с использованием геоинформационной системы Micromine // Сб. материалов междунар. науч. конф. “Интерэкс-по Гео-Сибирь 2015”. Т. 1. № 1. С. 15–20.
2. *Гревцев Н.В., Александров Б.М., Егошина О.С.* Комплексная оценка запасов торфяного месторождения с использованием ГИС-технологий // Изв. вузов. Горный журн. Екатеринбург: УГГУ, 2016. Т. 2. С. 93–99.
3. *Евдокимова Н.К., Харитонова Л.Я., Алексеева А.К.* Нефтегазоперспективность юга Лаптевоморского шельфа по результатам современной обработки геолого-геофизических данных // Сб. статей “Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона” 2006. Т. 210. № 6. С. 49–56.
4. Методические рекомендации по организации и ведению мониторинга подземных вод на мелких групповых водозаборах и одиночных эксплуатационных скважинах. М.: Минприроды России, 2000.
5. *Boguslavskiy A.E., Gaskova O.L., Shemelina O.V.* Uranium Migration in the Ground Water of the Region of Sludge Dumps of the Angarsk Electrolysis Chemical Combine // Chem. Sustainable Development. 2012. V. 20. № 5. P. 515–529.
6. *Kuznetsov Yu.N., Stadnik D.A., Stadnik N.M., Kurtsev B.V.* Automatic recognition of the geostructures in the sheet deposits // Gornyi Zhurnal. 2016. V. 2016 (2). P. 86–91.
7. *Li Y.-S., Qin D.-X., Cai Y., Chen A.-B., Yu Y.-X., Pu C.-J., Lin X.-P.* Three-dimension mathematical model of the Dahongshan iron ore deposit in Yunnan Province // Bull. Mineral. Petrolo. Geochem. 2004. V. 23 (4). P. 332–335.
8. *Qiu S., He B.B., Bai X.J., Li X., Liao Z.M., Yin C.M.* A mineral resources quantitative assessment and 3D visualization system // IEEE IGARSS. Milan, 2015. P. 4554–4557.
9. *Vasileva M.A., Katkov S.M.* Prediction of possible tectonic disturbance zones using rock mass strength char-

- acteristics in Micromine // *Gornyi Zhurnal*. 2017. V. 7. P. 88–91.
10. *Zaychenko A.P., Domarenko V.A., Perehudina E.V.* Internal architecture of ore-bearing structure of complex gold-uranium deposit Severnoe (Elkon uranium ore region) // *Bull. Tomsk Polytechnic Univ. Geo Assets Engineering*. 2015. V. 326 (9). P. 78–86.
 11. *Zhang L.-S., Zhang Z., Wang Y., Chen J.-P.* Establishment of 3D solid model for Meilinggou coalfield in Chengde area, Heibei, China // *Geol. Bull. China*. 2009. V. 28 (1). P. 146–149.