



ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

www.sciencejournals.ru

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



СОДЕРЖАНИЕ

Том 50, номер 4, 2023

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

Опыт численного гидродинамического моделирования протяженных участков рек

В. В. Беликов, А. И. Алексюк, Н. М. Борисова, Е. С. Васильева, А. В. Глотко 367

Численное 2D-моделирование трансформации дождевого стока на водосборе г. Геленджика с учетом нагорного коллектора и аккумулирующих резервуаров

В. В. Беликов, Н. М. Борисова 385

Модель стока FCM для малых рек с дождевым питанием

1. Концепция и алгоритмы

Б. И. Гарцман 395

Модель стока FCM для малых рек с дождевым питанием

2. Параметризация и верификация

Б. И. Гарцман, Т. С. Губарева, В. В. Шамов, С. Ю. Лупаков 407

Моделирование динамики характеристик режима формирования снежного покрова на территории Российской Федерации 1. Полевые участки ЕТР в исторический период

Е. М. Гусев, О. Н. Насонова, Е. Э. Ковалев, Е. А. Шурхно 423

Моделирование динамики характеристик режима формирования снежного покрова на территории Российской Федерации 2. Лесные участки ЕТР в исторический период

Е. М. Гусев, О. Н. Насонова, Е. Э. Ковалев, Е. А. Шурхно 438

Сток рек Европейской части России при глобальном потеплении на 1.5 и 2 градуса

А. С. Калугин 451

Влияние естественных и антропогенно обусловленных изменений климата на речной сток и влагозапас снега в бассейне реки Лены

А. С. Калугин, С. Ю. Лупаков 465

Моделирование водного режима рек с высокой долей ледникового питания (на примере бассейна р. Баксан)

*Е. Д. Корнилова, И. Н. Крыленко, Е. П. Рец, Ю. Г. Мотовилов,
Ф. А. Атабиева, И. И. Кучменова* 477

Оценка характеристик затопления при изменениях климата

И. Н. Крыленко 485

Моделирование генетических составляющих водного и химического стока тяжелых металлов в бассейне Нижнекамского водохранилища

Т. Б. Фащевская, Ю. Г. Мотовилов, К. В. Картунова 492

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.5

ОПЫТ ЧИСЛЕННОГО ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОТЯЖЕННЫХ УЧАСТКОВ РЕК¹

© 2023 г. В. В. Беликов^{a, *}, А. И. Алексюк^{a, b}, Н. М. Борисова^a,
Е. С. Васильева^{a, **}, А. В. Глотко^{a, c}

^aИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^bМГУ им. М.В. Ломоносова, Механико-математический факультет, Москва, 119991 Россия

^c«Национальный исследовательский Московский Государственный строительный университет»,
Москва, 129337 Россия

*e-mail: belvv@bk.ru

**e-mail: vasilevae@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.09.2022 г.

После доработки 30.01.2023 г.

Принята к публикации 30.01.2023 г.

Сформулированы основные требования к численным алгоритмам для гидродинамического 2D-моделирования протяженных и гиперпротяженных участков рек и речных долин длиной до тысяч километров. Главным является применение адаптивных неструктурированных сеток, а также алгоритмов, дающих правильные значения отметок водной поверхности на “грубых” сетках с учетом резких перепадов отметок дна. Представлена гидродинамическая модель р. Амур общей протяженностью >3 тыс. км, основанная на численном решении двумерных уравнений мелкой воды (Сен-Венана) по оригинальному высокоточному алгоритму с учетом дорожных и защитных сооружений на пойме. Описаны этапы построения модели, ее верификации и результаты расчетов экстраординарного наводнения в 2013 г. и высокого наводнения в 2020 г. Приведены отметки уровней (с оценкой погрешности) и величины расходов воды на водопостах, скоростные поля течения, зоны затопления пойменных территорий.

Ключевые слова: численные алгоритмы, задача Римана, гидродинамическая модель протяженного участка, наводнение, зона затопления, р. Амур.

DOI: 10.31857/S032105962304003X, EDN: QKDSWC

ВВЕДЕНИЕ

В связи с постоянно увеличивающейся производительностью ЭВМ и быстрым развитием методов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) все большее число исследователей обращается к разработке численных гидродинамических моделей протяженных участков рек. Если на заре численного моделирования открытых потоков (в 1960–1970-х гг.) ограничивались сотнями метров или несколькими километрами, то затем это стали десятки, сотни и наконец тысячи километров. В настоящей статье рассматриваются одномерные и двумерные гидродинамические модели, позволяющие одновременно получать значения расходов

и уровней воды в любом створе области течения (в отличие от гидрологических, позволяющих определить только величину расходов воды). Модели, основанные на трехмерных уравнениях Навье–Стокса или уравнениях турбулентного движения Рейнольдса, для протяженных участков рек оказываются избыточными, труднореализуемыми, не обеспеченными исходной информацией с нужной степенью детализации и поэтому в настоящее время не применяются.

Для определенности дальнейшего изложения введем следующую простую классификацию гидродинамических моделей участков рек по их длине:

0 км < очень короткие < 1 км;

1 км < короткие < 10 км;

10 км < средней длины < 100 км;

100 км < протяженные < 1000 км;

Гиперпротяженные (сверхпротяженные) > 1000 км.

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0003 “Разработка численных моделей гидрологических, гидродинамических и гидрохимических процессов в водных объектах и их водосборных бассейнах, создание на основе разработанных моделей технологий поддержки решений в сфере водной безопасности для информационной модернизации водохозяйственной отрасли России”).

В дальнейшем ограничимся рассмотрением только протяженных и гиперпротяженных участков рек.

Стремление к численному моделированию таких задач вызвано рядом причин.

Во-первых, физическое моделирование долин рек протяженностью тысячи километров невозможно из-за масштабного эффекта. Крупнейшая физическая модель такого рода, известная авторам, находится в Китае и расположена в специальном здании длиной 1 км, по которому сотрудники передвигаются на автомобилях. Это модель нижнего участка р. Хуанхэ длиной ~400 км, выполненная в горизонтальном масштабе 1 : 600 и вертикальном 1 : 60, т. е. с искажением вертикального масштаба в 10 раз. В математическом моделировании масштабный эффект отсутствует, но требуется достаточная для получения приемлемых результатов густота расчетной сетки, от которой сильно зависит время расчетов.

Во-вторых, на протяженных моделях зачастую намного проще задавать более точные граничные условия. Классический пример — это течения в дельтах и устьевых участках рек. В этом случае для правильного учета приливно-отливных и сгонно-нагонных явлений необходимо отодвигать выходную (нижнюю) границу модели в море (залив, озеро) и задавать на ней приливные гармоника и ветровые изменения водной поверхности. В то же время верхние (входные) границы модели необходимо удалять на большое расстояние от моря так, чтобы влияние моря в створе полностью исчезало при любых сценариях. Иначе нельзя задавать естественный расход воды в реке в качестве входного граничного условия. С учетом вышеизложенного компьютерные модели устьевых участков крупных рек должны быть весьма протяженными.

Аналогичная проблема с граничными условиями возникает и для внутренних участков рек. В этом случае обычно в качестве условия на выходной границе для равнинных рек задается связь расходов и уровней $Q = f(H)$, которая чаще всего привязывается к существующему водомерному посту. Но если эта связь задана однозначной функцией, то тогда на подъеме и на спаде паводка при одних и тех же расходах воды в модели будут приниматься и одинаковые уровни, хотя в реальности это не так (существует петля гистерезиса). Получаем погрешность из-за неточного граничного условия, которая может распространяться вверх по течению реки на значительное расстояние. Поэтому следует отодвигать выходную границу (замыкающий створ) как можно дальше от основной расчетной области.

Моделирование протяженных участков рек важно для прогнозирования развития экстремальных половодий и паводков на больших тер-

риториях. В этом случае в моделях должны учитываться широкопойменные участки с большой степенью аккумуляции расхода, извилистость и многорукавность русла, наличие защитных и перегораживающих сооружений на пойме, а также боковой приток воды на рассматриваемом участке, который, в частности, может определяться с помощью специальных гидрологических моделей.

Необходимость использования моделей протяженных участков рек возникает и при расчете волн прорыва напорных гидротехнических сооружений. Особенно это становится важным при наличии высоких плотин, водохранилищ большого объема, а также при гипотетической возможности каскадной аварии. Для моделирования волн прорыва требуются модели протяженностью сотни и тысячи километров, включающие водохранилища как верхнего, так и нижнего бьефов аварийного гидроузла и далее всего каскада. Выделить в этом случае участок ограниченной длины часто не представляется возможным.

Также протяженные модели речных систем и водохранилищ используются в задачах оптимизации и регулирования каскадов гидроузлов для целей увеличения выработки электроэнергии, обеспечения бесперебойного судоходства, пропуска экстремальных паводков. Иногда при этом используются нульмерные (балансовые) модели, но они не позволяют в полной мере учесть динамику водного потока, особенно для протяженных участков. Не применима для расчета водохранилищ и модель кинематической волны, поскольку уровень воды в водохранилище на большом протяжении почти горизонтален, а ложе (дно) имеет уклон, что противоречит основному допущению модели кинематической волны о равенстве уклонов дна и свободной поверхности воды.

В данной статье упомянуты некоторые работы и модели протяженных участков рек (не все из них опубликованы), которые находятся в кругу интересов авторов или выполнены непосредственно с их участием.

ОБЗОР НЕКОТОРЫХ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ПРОТЯЖЕННЫХ УЧАСТКОВ РЕК

Одномерные модели

Исторически вполне естественно сложилось, что первоначально модели протяженных участков рек были выполнены в одномерной схематизации на основе 1D-уравнений Сен-Венана, дополненных некоторыми специальными блоками расчета водоподпорных сооружений (плотин), аккумуляции на пойме и т. п. Например, хорошо известна “камерная” модель дельты Меконга, разработанная Ж.А. Кюнжем с соавторами [15], в которой одномерная модель по основным рус-

лам дополнена резервуарами, имитирующими пойму, с учетом водообмена с руслами по формуле водослива с широким порогом. Одним из авторов статьи на основе одномерной модели “RIVER” [23] в 1990-х гг. была разработана модель Верхней Волги от Верхневолжского бейшлота до Ивановской плотины протяженностью >600 км, которая впоследствии была дополнена и самым верхним участком от истока р. Волги (не опубликована). На модели исследовались проблемы обеспечения судоходства, пропуска половодий, а также параметры волны прорыва плотины Вазузского водохранилища. Приблизительно в это же время была разработана модель водохранилища Мерове (500 км) на р. Нил в Судане (не опубликована) с целью прогнозирования времени заиливания водохранилища с учетом нестационарных условий эксплуатации.

Известная и регулярно используемая для решения гидрологических и гидравлических задач в Московском регионе — компьютерная модель Москворецкой речной системы от Верхнемоскворецких водохранилищ до устья протяженностью >600 км, разработанная в конце 1990-х — начале 2000-х гг. Модель достаточно подробно описана в монографии [5], частично (для городского бьефа) в [10], построена на основе одномерной схематизации главного русла и основных притоков (уравнения Сен-Венана, программа “RIVER”) с учетом сквозного расчета каскада из восьми водоподпорных плотин, которые моделировались специальным образом для обеспечения заданных перепадов уровней воды. Программа “Река Москва” кроме меженных и паводковых режимов (в том числе для условий гидравлических промывок русла) позволяет рассчитывать перенос загрязнений по русловой сети, а также прогнозировать дефицит притока к Рублевскому водозабору в период ледостава.

Из одномерных моделей на основе уравнений Сен-Венана следует также отметить модель Среднего Амура протяженностью 850 км, разработанную А.С. Калугиным [17] после экстраординарного наводнения 2013 г. Модель, выполненная на основе программы “MIKE 11” Датского гидравлического института, использовалась, в частности, для оценки влияния регулирования действующих и планируемых водохранилищ на гидрологический режим Среднего Амура.

Известна еще гиперпротяженная одномерная модель Среднего и Нижнего Амура, разработанная А.Л. Бубером и М.В. Болговым после наводнения 2013 г. (также на основе программы “MIKE 11”) и верифицированная по результатам прогноза трех высоких паводков. В модели учтены все основные значимые по объему стока притоки, включая реки Зею, Бурею, Сунгари, Большая Бира, Уссури, Тунгуску, Гур и Амгунь. К сожалению, модель

описана только в научно-техническом отчете и не опубликована в открытых источниках.

Двумерные (в плане) гидродинамические модели

В последнее время наметилась тенденция перехода от одномерных моделей к двумерным (в плане) и двумерным многослойным даже для очень протяженных участков рек и речных долин. Промежуточный вариант при переходе от одномерных к двумерным многослойным моделям — оригинальная двухслойная одномерно-двумерная модель, разработанная в самом начале 1990-х гг. [11] и реализованная в программном комплексе “FLOOD” [24]. Она показала высокую эффективность при моделировании паводковых течений на реках с широкими поймами при наличии гидротехнических и дорожных сооружений. Компьютерная модель низовьев р. Волги (рис. 1) протяженностью >500 км построена на основе двухслойной схематизации [5, 11], в которой система русел рек Волги, Ахтубы и основных протоков дельты ниже бровок представлена одномерной моделью, а выше бровок русел вся затопливаемая пойма и дельта описывались в двумерной (плановой) постановке. Модель показала хорошую точность расчетов при различных сбросных расходах Волжской ГЭС и применялась для оценки затопления дельты при разных уровнях Каспийского моря.

Аналогичная двухслойная модель и программа “FLOOD” успешно применялись в 1991–1993 гг. для исследования динамики устьевой части р. Преголи с рук. Дейма и притоком Лава (протяженность 120 км) при сгонно-нагонных явлениях в Калининградском заливе [12].

Двумерные уравнения мелкой воды (Сен-Венана) широко применяются для расчета волн прорыва напорных гидротехнических сооружений. Двумерная компьютерная модель распространения волны прорыва при разрушении плотины на р. Енисей (Красноярское водохранилище и 100 км нижнего бьефа, всего >400 км) [5] разрабатывалась с учетом того, что ширина русла и водохранилища в этом случае сопоставима с шириной затопливаемой поймы, и в то же время детализация параметров волны прорыва на пойменных участках чрезвычайно важна, поскольку позволяет оценить степень возможных разрушений конкретных городских районов (в отличие от одномерной схематизации).

При моделировании волн прорыва необходимо одновременно (совместно) рассчитывать течение в верхнем и нижнем бьефах гидроузлов, что для крупных водохранилищ на равнинных реках приводит к моделям большой протяженности. Так, например, разработанные попарные двумерные модели Рыбинского и Горьковского [32],

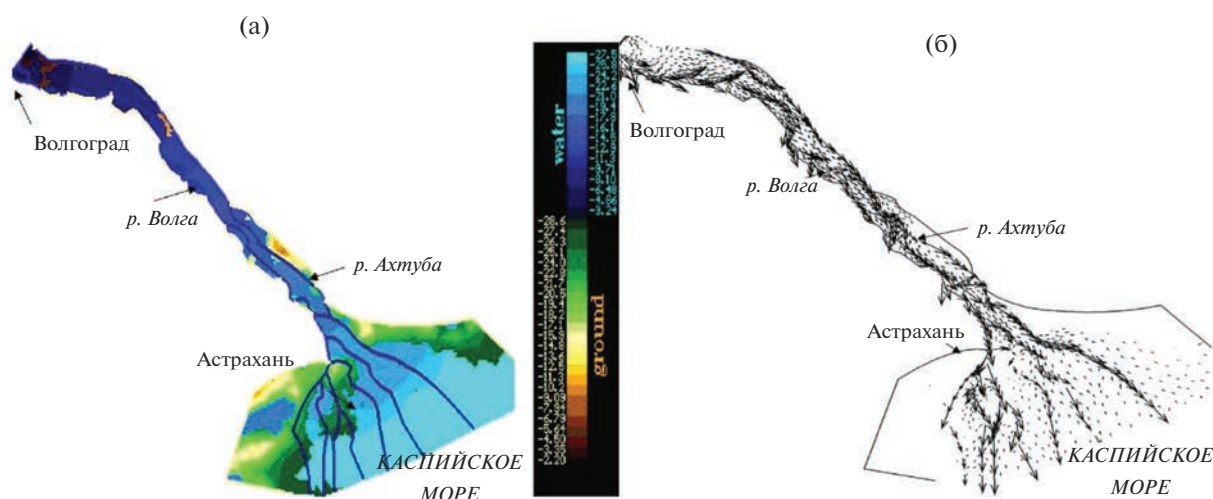


Рис. 1. Отметки водной поверхности р. Волги (а) и векторы скорости течения (б) при расходе $30000 \text{ м}^3/\text{с}$ и уровне Каспийского моря -27.5 м .

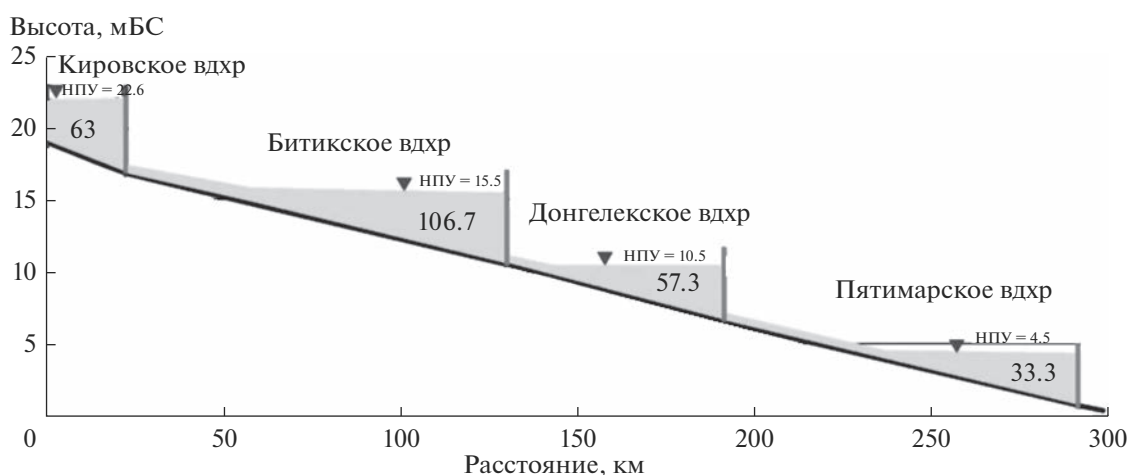


Рис. 2. Продольный профиль каскада водохранилищ Урало-Кушумской оросительно-обводнительной системы (ООС) с указанием объема водохранилищ W , млн м^3 .

Камского и Воткинского, Жигулевского и Саратовского [22] водохранилищ имели в длину ~ 600 , 700 и 700 км соответственно. Численная двумерная гидродинамическая модель волны прорыва плотины Цимлянского гидроузла на р. Дон имела протяженность $>500 \text{ км}$, включая Цимлянское водохранилище и участок Нижнего Дона вплоть до Таганрогского залива. При возможности возникновения каскадной аварии последовательности нескольких гидроузлов даже при их относительно небольших размерах общая длина моделируемой области может составить несколько сотен километров.

Расчет каскадных гидродинамических аварий имеет ряд специфических особенностей. В моно-

графии [5] представлен пример моделирования каскадной аварии для Урало-Кушумской оросительно-обводнительной системы (Республика Казахстан, Западно-Казахстанская область). Урало-Кушумская ООС включает в себя Кушумский канал (рукав р. Урал) и каскад расположенных на нем четырех водохранилищ (Кировское, Битикское, Донгелекское, Пятимарское) с объемом каждого $>50 \text{ млн м}^3$ (рис. 2). Общая протяженность рассматриваемого участка $>300 \text{ км}$.

Для определения зон возможного риска был проведен расчет волн прорыва и зон затопления при разрушении напорного фронта каждого из водохранилищ системы с учетом каскадной аварии, так как разрушение расположенного выше

по течению гидроузла может привести к прорыву нижележащего. Расчеты проводились по программе “БОР” [25] методом численного моделирования на основе двумерных уравнений Сен-Венана. Аналогичные расчеты протяженных участков волн прорыва были выполнены для каскада Кемских ГЭС (3 гидроузла, 130 км) и для Канала им. Москвы от Ивановского водохранилища через водохранилища водораздельного бьефа до р. Москвы (7 гидроузлов, 6 водохранилищ).

Иногда модели протяженных участков рек и водохранилищ приходится разрабатывать по весьма экзотическим причинам. Например, двумерная модель Богучанского водохранилища на р. Ангере длиной 400 км понадобилась для оценки степени сохранения объектов культурного (исторического) наследия на участках, подверженных затоплению при наполнении водохранилища (материалы не опубликованы).

Как отмечено выше, большой интерес в последнее время вызывает моделирование динамических процессов на устьевых участках рек и в приливных дельтах. Еще более 15 лет назад авторами статьи была разработана двумерная (в плане течения) численная гидродинамическая модель Невы от истока до устья с учетом основных рукавов дельты [9], на которой в числе прочего были получены данные для обеспечения работы судоводительских тренажеров по проводке судов под Петербургскими мостами. Большие усилия были вложены в разработку 2D-модели дельты и нижнего течения р. Северная Двина протяженностью ~150 км [16, 29], на которой достаточно хорошо воспроизводится динамическое взаимодействие приливных и стоковых течений с распределением расходов по рукавам дельты. Сейчас интенсивно разрабатывается модель устья р. Печоры со сложной системой рукавов и реверсивными течениями [1]. Несколько лет назад была разработана высокоточная двумерная модель Нижнего Дона от Кочетовского гидроузла до Таганрогского залива Азовского моря протяженностью 180 км [6, 33], на которой в том числе рассчитывались и сгонно-нагонные явления в низовьях Дона. Достаточно полный обзор работ по математическому моделированию дельт и устьевых участков рек приведен в [2].

Пожалуй, наиболее сложный класс численных моделей представляют протяженные модели с деформируемым (размываемым) дном. Для них требуется гораздо более мелкая сетка, чем для чисто гидродинамических моделей, более детальные промеры дна, данные по составу грунтов, а также очень трудоемкие и продолжительные (до нескольких недель) расчеты в нестационарных режимах. В качестве примера такой работы можно указать участок р. Лены в районе г. Якутска, который уже десятки лет моделируется в раз-

ных вариантах на участке протяженностью до 220 км от Табагинского мыса до Песчаной горы [36]. Повышенную сложность в сравнении с обычными гидродинамическими моделями представляют также расчеты заторных явлений. Одна из таких моделей разработана для участка р. Лены у г. Ленска протяженностью 155 км в катастрофическое заторное наводнение 2001 г., когда затопило полностью г. Ленск, несмотря на защитные дамбы [13].

Наконец, последняя (пока немногочисленная) группа работ посвящена моделированию гиперпротяженных участков великих рек, таких как Амур [18, 34, 37], Амазонка [28], Янцзы [38] и др. Сюда же можно отнести и р. Волгу, если собрать воедино отдельные участки, упомянутые выше, и дополнить их недостающими, модели которых тоже разработаны (Угличского и Чебоксарского [8] водохранилищ). Тогда общая протяженность компьютерной модели р. Волги, разработанной авторами статьи, составит > 3 тыс. км, включая 9 гидроузлов.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОДНОМЕРНЫХ И ДВУМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ

При исследовании протяженных и гиперпротяженных участков рек в зависимости от целей, требуемой точности и имеющихся ресурсов могут применяться как одномерные, так и двумерные (в плане) гидродинамические модели, а также двухслойные, многослойные и модели в диффузионном приближении. Их подробный сравнительный анализ может быть проведен на основе имеющегося большого фактического материала, но это тема отдельной (и, может быть, даже не одной) статьи. Ограничимся здесь лишь некоторыми замечаниями.

В ряде случаев полные двумерные уравнения мелкой воды подвергаются упрощению для более эффективного их использования при численном моделировании практических задач. Один из путей — снижение размерности системы уравнений за счет пространственного осреднения на большем линейном масштабе. Тогда приходим к системе одномерных уравнений Сен-Венана, осредненных не только по глубине русла, но и по его ширине (нуль-мерные модели с осреднением по длине русла в данной работе не рассматриваются). Другой вариант — пренебрежение инерционными слагаемыми в уравнениях мелкой воды. Тогда получаются так называемые уравнения диффузионной волны, которые описывают достаточно широкий класс природных течений со свободной поверхностью. Они допускают учет аккумуляции расхода при изменении уровня воды и описывают явление подпора [5].

Таким образом, принципиальное различие между одномерными и двумерными моделями — масштаб осреднения. Если для 2D-моделей это характерная глубина потока, то для 1D-моделей это ширина русла или даже ширина долины (при моделировании затопления поймы), поэтому масштабы могут отличаться в сотни и тысячи раз. Соответственно, будет отличаться и степень детализации объекта. Например, для р. Амур в среднем течении одномерная модель из [17] имеет расстояние между поперечниками порядка 20 км, а представленная ниже в статье двумерная модель Амура дискретизирована на сетке с длиной стороны ячейки от 100 до 500 м, т. е. разница в детализации — 50–100 раз. На расстоянии в 20 км можно “потерять” такие крупные города, как Благовещенск или Хабаровск. Если же на участках их расположения сгущать поперечники, то неясно, какие параметры модели задавать на частях этих поперечников, которые проходят по затопляемой части городской территории. Напротив, в двумерной модели в таких случаях можно учесть каждое здание, сооружение и дороги на пойме [5, 32].

Поскольку при одномерной схематизации на каждом поперечнике принимается постоянная вдоль него отметка водной поверхности, то исключаются сильно криволинейные и расположенные под углом к потоку поперечники. Это затрудняет адаптацию одномерной модели к мостам, дорожным и защитным сооружениям на пойме, а особенно — к системе разветвленных и меандрирующих русел. В последнем случае возможно пересечение поперечников, приходится строить сложную русловую сеть с локальными поперечниками. Поскольку в процессе затопления поймы направление течения может сильно меняться, это вносит дополнительные погрешности в расчеты.

В одномерных моделях затруднительно априори выделить транзитные и аккумулятивные зоны на пойме, учесть разные коэффициенты шероховатости в русле и на пойме. Очень сложно учесть ледовые заторы, поскольку они расположены в основном в русловой части. Наконец, в одномерной схематизации невозможно адекватно моделировать русловые деформации, поскольку в этом случае модель становится незамкнутой и нельзя однозначно определить форму получающихся в результате размывов–намывов новых поперечников.

Безусловно, разработка двумерных моделей требует существенно больше усилий на подготовку топографических данных и построение расчетных сеток. Неоспоримое преимущество одномерных моделей — большая скорость счета, но и у двумерных моделей скорость счета достаточна, чтобы, например, совместно с гидрологической

моделью стока давать прогноз на одни сутки или несколько суток.

АЛГОРИТМ И ПРОГРАММА ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Остановимся на анализе требований к двумерным (в плане) численным моделям, выполнение которых необходимо для успешного решения рассматриваемого класса задач.

1. Модели должны быть основаны на численном решении двумерных уравнений мелкой воды (Сен-Венана) в различных модификациях (с учетом плановой турбулентной вязкости, силы Кориолиса, ветровых и ледовых воздействий и пр.). Возможно применение многослойных уравнений мелкой воды.

2. Необходимо (или очень желательно) применение численных алгоритмов, реализованных на гибридных треугольно-четыреугольных сетках нерегулярной структуры, адаптированных под особенности рельефа и искусственные сооружения. Практика численного моделирования показывает, что использование квадратных (прямоугольных) сеток неэффективно при разработке моделей протяженных участков рек со сложной пространственной геометрией.

3. Для решения реальных задач гидравлики и гидрологии, особенно для протяженных речных объектов, необходимо, чтобы численный алгоритм позволял эффективно и без потери массы и импульса рассчитывать выход воды на пойму в нестационарном режиме и движение воды по пойме (по сухому дну), приводящее к затоплению поймы и аккумуляции водных масс.

4. Желательно, чтобы численный алгоритм позволял рассчитывать стекание с крутых склонов и откосов с углом наклона до десятков градусов.

5. Желательно в алгоритме предусмотреть возможность расчета сквозного протекания через гидротехнические сооружения (плотины, водосбросы, шлюзы).

6. Желательно в программе использовать метод распараллеливания расчетов на графической карте, что более чем на порядок ускоряет расчеты.

7. Необходимо, чтобы алгоритм обеспечивал точное решение уравнений гидродинамики при резких перепадах отметок дна (на границе русла и поймы, на дорожной насыпи, расположенной на пойме, на водосбросе плотины и др.) на максимально разреженной (грубой) сетке, что позволит создавать эффективные гиперпротяженные модели речных систем.

Такой метод численного решения уравнений мелкой воды разработан авторами настоящей статьи. Уникальность подхода состоит в том, что он основан на впервые построенном алгоритме точного и единственного решения задачи Римана

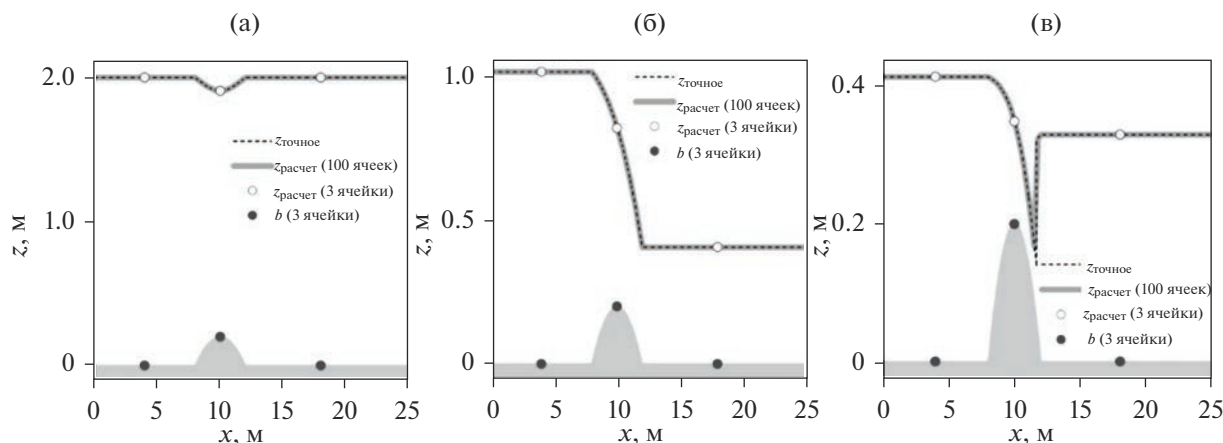


Рис. 3. Три случая стационарного течения над бугром: а — докритический режим; б — транскритический режим без скачка; в — транскритический режим со скачком. Сравнение расчетов на 3 и 100 вычислительных ячейках с точным решением.

о распаде произвольного разрыва для уравнений мелкой воды с резким перепадом отметки дна [5, 30, 31]. Решение задачи Римана — ключевой элемент алгоритмов расчета течений на основе широко распространенного метода Годунова. Зарегистрирован в Роспатенте отдельный модуль — решатель задачи Римана [27], который может быть интегрирован в различные программные комплексы.

Преимущество нового алгоритма состоит в значительном повышении точности расчетов течений над сложным рельефом дна. Наглядно это продемонстрировано в статье [31] и монографии [5], в частности — на примере расчета теста о течении жидкости над бугром на дне с формированием гидравлического прыжка. Новый алгоритм воспроизводит точное решение задачи с минимальным разрешением препятствия в одну расчетную ячейку. Для достижения приемлемой точности стандартными численными методами эту задачу решают с разрешением рельефа более 10 ячеек (рис. 3).

Разработка внедрена в отечественный пакет программ Stream 2D CUDA [26], который удовлетворяет всем перечисленным выше требованиям и успешно применялся в расчетах многих упомянутых выше двумерных моделей, разработанных авторами настоящей статьи, в том числе модели р. Амур.

ОСОБЕННОСТИ ПОСТРОЕНИЯ ЧИСЛЕННОЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ р. АМУР

Амур — одна из крупнейших трансграничных рек мира, имеет десятый по размеру речной бассейн площадью 1.85 млн км², длина Амура от слияния рек Шилки и Аргуни составляет 2.8 тыс. км.

Традиционно Амур разделяют на три основных участка: верхний — от слияния Шилки и Аргуни до устья р. Зеи (выше г. Благовещенска); средний — от устья р. Зеи до г. Хабаровска; нижний — от г. Хабаровска до впадения реки в Амурский лиман.

Численная модель бассейна р. Амур строилась от с. Покровка до г. Комсомольск-на-Амуре, т. е. включила в себя участки — верхний, средний и нижний Амур. Также в модель вошли устьевые участки крупных притоков: р. Зея от створа Зейской ГЭС (640 км), включая участки рек — Селемджи протяженностью 60 км, Буреи — 32 км, Сунгари — 42 км, Уссури — 85 км. Таким образом, общая протяженность модели по руслу р. Амур составила ~ 2.2 тыс. км, по притокам суммарно — 859 км.

Следует отметить, что расчетная сетка построена и на участок от Комсомольска-на-Амуре до Николаевска (но там пока нет оцифрованного русла), а на мелководный Амурский лиман разработана и откалибрована двумерная гидродинамическая модель [7] с учетом приливных течений. При подключении этих участков протяженность модели по основному руслу р. Амур и лиману достигнет 3000 км. Кроме того, предполагается подключить к модели участок нижнего и среднего течения р. Уссури протяженностью ~ 500 км. Тем самым будет реализован один из основных принципов, к которому стремились разработчики модели: обеспечить максимально возможную удаленность основных границ модели от среднего участка р. Амур, которая представляет наибольший интерес для исследований и прогнозов в силу его наибольшей освоенности. Это позволит прогнозировать гидрологическую ситуацию на среднем Амуре с большой заблаговременностью, учитывая, что время добегания расходов от границ модели составит неделю и более.

Построение расчетной сетки модели

Построение расчетной сетки выполнялось по специально разработанной двухшаговой методике. На первом шаге расчетная область разбивается на несколько подобластей полигонами с переменным шагом вершин по граням, при этом полигоны построены таким образом, чтобы поддержать структурные (рельефообразующие) линии и обеспечить по возможности равномерное распределение ячеек.

По руслам Амура и притоков строилась преимущественно четырехугольная криволинейная сетка, ячейки имеют вытянутую вдоль русла форму и максимально адаптированы по направлению течения, на геометрически сложных участках русла строилась треугольная сетка. Количество ячеек поперек русла Амура составило от 4 до 31 с длинами сторон от 50 до 190 м. На притоках количество ячеек поперек русла — от 3 до 10 с длинами сторон 100–250 м. Протоки шириной >150 м выделялись отдельными полигонами, сетка строилась преимущественно четырехугольная, 1–2–3 ячейки поперек протоки, длина ячейки от 100 до 250 м; на некоторых протоках строилась треугольная сетка. Длина сторон ячеек вдоль основного русла, притоков и проток составляла от 100 до 650 м, а местами до 850 м. Острова, заросшие лесом, выделялись отдельными полигонами и покрывались треугольной сеткой, малые острова включались в русловые полигоны.

Пойма р. Амур на верхнем участке достаточно узкая, обрывистая, заросшая лесом, а в среднем и нижнем течении, наоборот, преобладают участки с широкой низкой поймой как со стороны РФ, так и со стороны КНР, здесь расположены крупные города и множество населенных пунктов с развитой инфраструктурой, имеется большое количество защитных противопаводковых дамб (со стороны Китая более 30), насыпей железных и автомобильных дорог, идущих вдоль и поперек поймы. В связи с недостаточностью информации по отметкам гребней противопаводковых дамб было решено исключить некоторые из них из расчетной сетки, т. е. в месте их расположения фактически принята не переливаемая граница. При этом на участках поймы в месте расположения дамб сетка строилась таким образом, чтобы в дальнейшем можно было построить четырехугольную сетку по дамбам и включить их в численную модель (при условии, что по ним будут известны отметки).

По дорогам строилась четырехугольная сетка в одну 100-метровую ячейку поперек, вдоль дамб длина ячейки менялась от 170 до 550 м. Некоторые железные дороги, имеющие высокие отметки рельефа, предполагались не переливаемыми и не включались в расчетную сетку, здесь был применен принцип построения сетки аналогично про-

тивопаводковым дамбам. Мосты через реки Амур и Зею выделялись отдельным полигоном с четырехугольной сеткой в одну ячейку шириной 100 м поперек моста, а вдоль моста размер ячеек соответствовал размеру ячеек русла.

На пойме строилась треугольная сетка нерегулярной структуры. На территории РФ длина сторон ячеек составила от 100 м в местах примыкания дамб и автомобильных дорог до 900 м на удаленных от русел рек участках поймы, но в средней части пойм в основном длина стороны ячейки составила 500 м. На территории КНР вблизи русел, дамб и дорог длина ячейки была выдержана в пределах 500 м, на участках за дамбами строилась более грубая сетка с длинами сторон до 700–1000 м.

В итоге на расчетной области было построено 1965 полигонов, в каждом из которых при помощи модифицированной версии программы “TRI-ANA” [4] строилась базовая сетка нулевого приближения, максимально адаптированная к контуру соответствующей области. На втором шаге все зоны объединялись и проводилось сглаживание сетки по специальному алгоритму минимизации гармонического функционала. Общее число ячеек расчетной сетки составило 402048 (до Комсомольска-на-Амуре, ниже — еще ~200 тыс. ячеек). Общая расчетная сетка и ее фрагменты представлены на рис. 4.

Подготовка рельефа модели

Основные информационные компоненты для построения цифровой модели рельефа русла-поймы следующие [18]:

- пространственная конфигурация русла реки;
- батиметрические характеристики водотока;
- рельеф поймы и прилегающих к ней участков суши.

В качестве основного источника информации о батиметрии русел рек использовали лоцманские карты. На участках, где с момента издания лоцманских карт произошли существенные изменения в конфигурации русла и отсутствуют современные данные гидрографической съемки, для формирования актуальной конфигурации русел были использованы материалы космической съемки отечественными космическими аппаратами “Ресурс-П” [20] и “Канопус-В” [19]. Для обеспечения гидрологической корректности цифровой модели рельефа с помощью экстраполяции данных на основе морфометрического анализа, а также определения структуры поля скоростей потоков по спутниковым фотографиям (во время прохождения крупных паводков) генерировалась система структурных линий. В качестве основного источника информации о рельефе поймы и прилегающих к ней участков использована цифровая модель рельефа World-

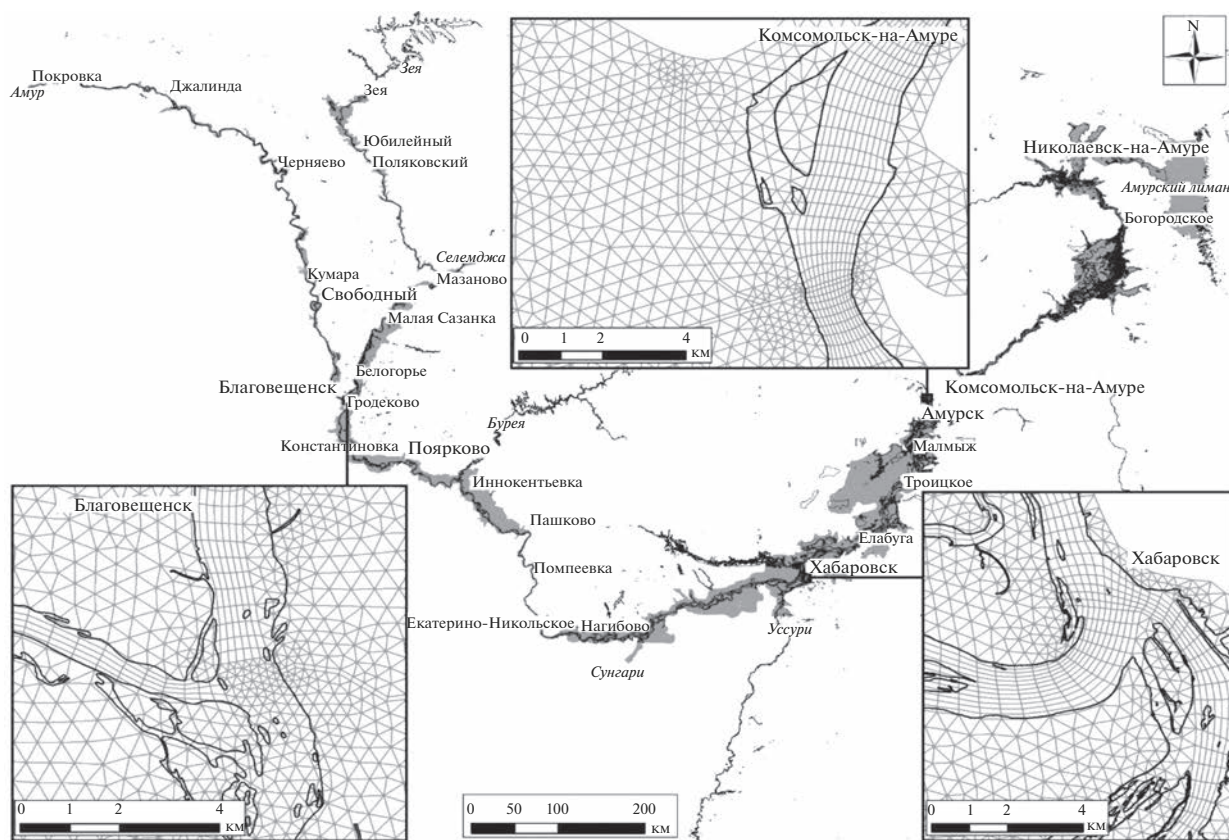


Рис. 4. Расчетная треугольно-четырёхугольная неструктурированная сетка модели.

DEM™ (Airbus Defence and Space, Intelligence) [21] с разрешением 24 м. Цифровая модель рельефа бассейна р. Амур разработана специалистами Тихоокеанского института географии ДВО РАН (г. Владивосток), технология подробно изложена в [18].

Итоговая информация по рельефу представлена в виде растра с размером ячейки 10 м. Для ее применения в модели STREAM 2D CUDA требовалось преобразовать ее в триангуляционную поверхность с возможностью последующего редактирования (при необходимости), что было возможно только с загрузкой поверхности. Поэтому было решено не проводить такое преобразование. В настоящее время рассматривается методика преобразования поверхности в точки с фильтрацией по топографическому признаку и последующим созданием триангуляционной модели. На данном этапе исследований данные о рельефе были перенесены в центры ячеек расчетной сетки методом проецирования с растровой поверхности.

Стыковка моделей ECOMAG и STREAM 2D

В последней версии STREAM 2D CUDA реализован новый программный блок, позволяю-

щий моделировать источники и стоки жидкости в расчетной области и обеспечить передачу данных от программно-моделирующего комплекса ECOMAG [14] к STREAM 2D CUDA. Стыковка моделей происходит через так называемые “точки интеграции” в которых осуществляется передача данных по расходам бокового притока из ECOMAG в STREAM 2D.

Задание граничных условий модели

На модельной сетке были выделены шесть входных границ по руслам р. Амур и притоков — рек Зеи, Буреи, Сунгари, Усури и Селемджи, на которых задаются гидрографы расхода воды. На выходной границе у г. Комсомольск-на-Амуре задавалась кривая связи расходов и уровней воды $Z(Q)$. Точнее, использовались две кривые: построенная по 2013 г. и построенная по другим годам меньшей водности.

В створах гидропостов устанавливались контрольные точки и створы (внутренние границы модели), где в процессе расчета с заданным шагом времени сохраняются результаты (расходы, уровни воды, модули скорости течения). Это поз-

Таблица 1. Задаваемые на входных границах модели максимальные расходы воды для стационарных калибровочных расчетов

Входные границы	Максимальный расход, м ³ /с		
р. Амур	4845	9700	11610
р. Зея	1740	1200	12900
р. Буряя	900	850	2150
р. Сунгари	1740	7500	12900
р. Уссури	1435	3750	3440
р. Селемджа	670	2000	0
Сумма	11 330	25 000	43 000

воляет сопоставлять результаты расчетов с фактическими данными измерений на водопостах.

СПЕЦИФИКА КАЛИБРОВКИ И ВЕРИФИКАЦИИ МОДЕЛИ

Калибровка модели

Далее (в связи с упомянутым ранее отсутствием на настоящий момент информации о рельефе дна русла от Комсомольска-на-Амуре до Николаевска) рассматривается укороченная модель до Комсомольска-на-Амуре. На первом этапе для расчетов принималась следующая схема задания коэффициентов шероховатости подстилающей поверхности: в границах меженного уреза русла коэффициент шероховатости назначался 0.025, на автомобильных и железных дорогах, включенных в сетку, — 0.02, на пойме — 0.05. В качестве калибровочных расчетов рассматривались три расчета на постоянные расходы с максимальными суммарными величинами расхода воды в выходном створе модели — 11 300, 25 000, 43 000 м³/с

(табл. 1), которые соответствуют трем разным сценариям соответственно: течение при относительно малом расходе ниже бровок русла, течение при среднем (руслоформирующем) расходе близко к бровкам и при небольшом выходе воды на пойму, течение при высоком расходе с большим затоплением поймы. На выходной границе модели (на в.п. Комсомольск-на-Амуре) задавалась $Z(Q)$, построенная по данным наблюдениям с 2002 по 2014 г. (рис. 5). Расчет проводился до тех пор, пока в выходном створе не устанавливался постоянный расход, равный сумме всех максимальных расходов на входных границах.

По первым двум сценариям корректировались в основном коэффициенты шероховатости русел, а по третьему сценарию — коэффициенты шероховатости поймы. Критерием подбора были кривые $Z(Q)$ на гидропостах, где они были известны или построены в процессе работы на основе фактических данных. Удалось найти данные наблюдений и построить кривые $Z(Q)$ на водпостах на р. Амур: Покровка (код поста 06001), Кумара (06016), Гродеково (06023), Помпеевка (06032), Хабаровск (05012), Хабаровск гидроствор (05013) и на р. Зее на водпосту Белогорье (06295).

Именно по этим постам шло сравнение результатов расчетов с данными наблюдений. По результатам калибровочных расчетов сравнивались полученные отметки установившегося уровня воды на водпостах с соответствующими отметками уровней воды с кривой $Z(Q)$, полученной по данным наблюдений. В зависимости от того, выше или ниже кривой $Z(Q)$ ложились на графике полученные расчетные отметки уровня воды, приходилось понижать или повышать значения коэффициента шероховатости на данном участке. На рис. 6 изображены примеры кривых $Z(Q)$ на двух водпостах с наложенными на них

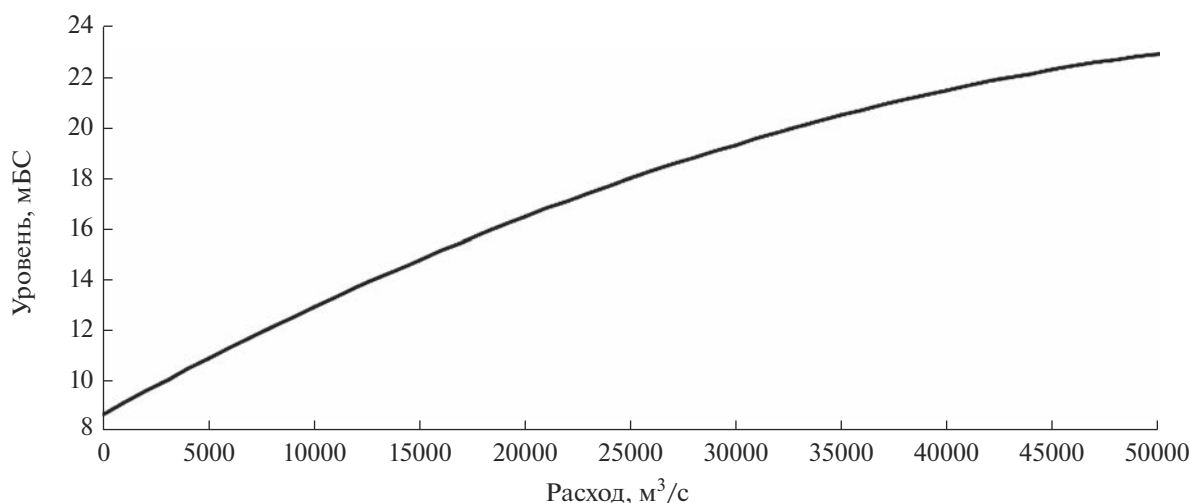


Рис. 5. Зависимость $Z(Q)$ на выходной границе модели у г. Комсомольск-на-Амуре.

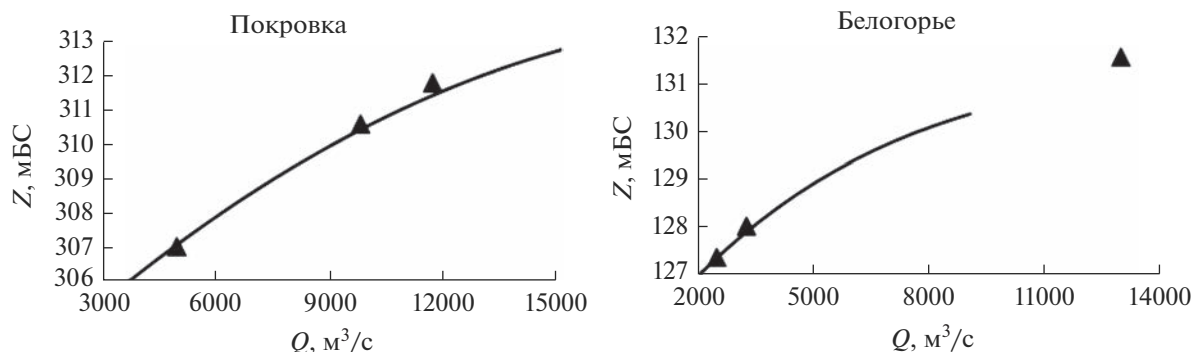


Рис. 6. Кривые $Z(Q)$ и полученные в результате стационарных расчетов уровни воды Z (треугольники) на водопостах Покровка и Белогорье.

результатами калибровочных расчетов. В результате сценарных расчетов были подобраны следующие коэффициенты шероховатости: по руслу рек и притоков — от 0.017 до 0.03, по пойме — от 0.04 до 0.06, по автомобильным и железным дорогам — 0.02.

Более точная калибровка оказывается невозможной, поскольку рельеф подстилающей поверхности в рассматриваемой модели не очень точен (русла сняты с лоцманских карт, вертикальная привязка рельефа порой затруднена и не точна). В связи с этим в расчетах были приняты условные нули некоторых постов (например, Кумара, Суражевка, Хабаровск—гидроствор). Это позволяет, несмотря на погрешности рельефа, давать достаточно точные прогнозные уровни на водопостах.

Верификация модели

В верификационных расчетах рассматривались паводки 2013 и 2020 гг. На эти временные периоды имеется достаточно данных наблюдений за изменением уровня воды на водопостах.

Моделирование паводка 2013 г. выполнялось в течение 121 сут с 01.06.2013 по 30.09.2013. На входной границе Верхнего Амура задавался расход, пересчитанный от наблюдаемого уровня воды на Покровке по кривой $Z(Q)$ 1958 г. Сдвинуты гидрографы на 3 сут вперед по притоку Сунгари и на 2 сут вперед по Уссури (с учетом времени добегания от постов на этих реках до входных границ модели) (рис. 7). На выходной границе модели (на в.п. Комсомольск-на-Амуре) задавалась $Z(Q)$, построенная по данным наблюдениям с 2002 по 2014 г. (рис. 5).

Ежесуточные рассчитанные уровни воды сопоставлялись с наблюдаемыми на 24 постах (примеры на рис. 8).

Аналогичным образом моделировался паводок 2020 г., расчет выполнялся в течение 183 сут с 01.05.2020 по 30.10.2020. Задаваемые на входных

границах гидрографы изображены на рис. 9. На выходной границе модели (на в.п. Комсомольск-на-Амуре) задавалась $Z(Q)$, построенная по данным наблюдениям с 2002 по 2014 г. (рис. 5).

Ежесуточные рассчитанные уровни воды сопоставлялись с наблюдаемыми на 24 постах (примеры на рис. 10).

В целом, сходимость расчетов достаточно хорошая. Проведем расчетные оценки точности расчета уровней по постам. Обозначим: Z_i — наблюдаемые уровни воды на водопосту, R_i — уровни воды, полученные в результате расчета на те же моменты времени,

$\bar{Z} = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n Z_i}$ — среднее арифметическое значений n наблюдений,

тогда $S/\sigma = \sqrt{\frac{\sum (Z_i - R_i)^2}{\sum (Z_i - \bar{Z})^2}}$ — представлено в табл. 2.

Можно обратить внимание на то, что по 2020 г. большой вклад в погрешность дают посты на Зее (последние 5 постов в табл. 2). Видимо, наряду с прочими причинами это вызвано неточным заданием гидрографа притока на участке ниже Зейского гидроузла. Если исключить эти посты, то по Амуру получится по 2020 г. средняя погрешность по всем постам 0.41.

Важно отметить, что разработанная двумерная гидродинамическая модель позволяет получить в любом речном створе (в том числе на водопостах, но не обязательно) не только расходы, но и уровни воды без пересчета по кривым связи расходов и уровней (которые не для всех постов существуют). В этом состоит одно из существенных преимуществ разработанной модели перед гидрологическими, которые позволяют оценивать только расходы (хотя на постах измеряются в основном уровни воды, и с практической точки зрения прогноз уровней затопления гораздо важнее).

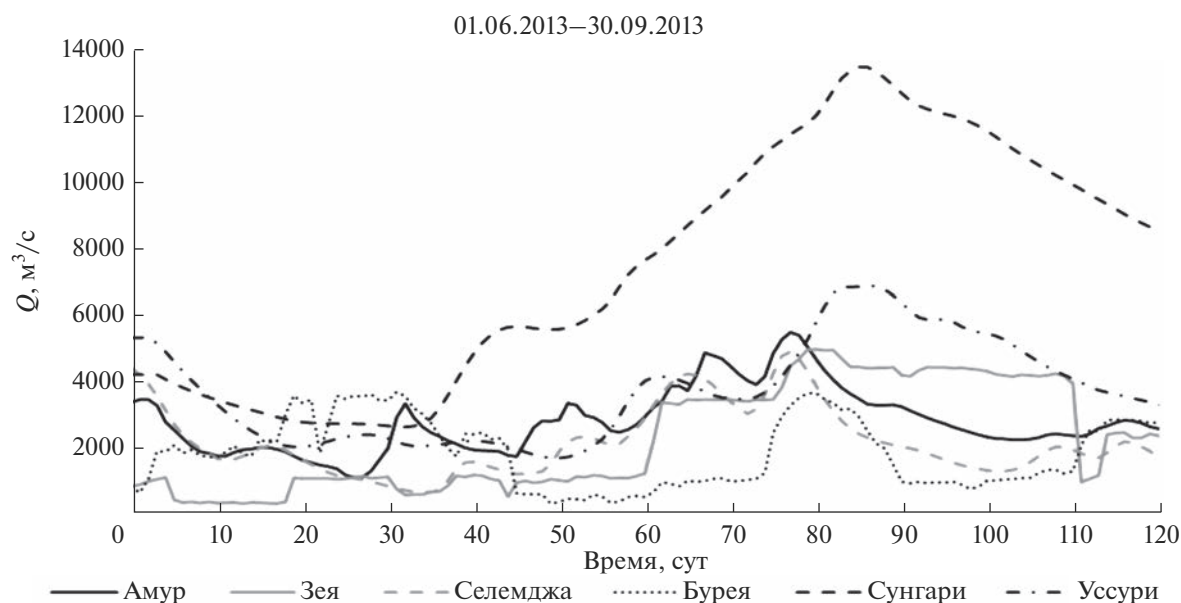


Рис. 7. Гидрографы воды на входных границах модели при моделировании паводка 2013 г.

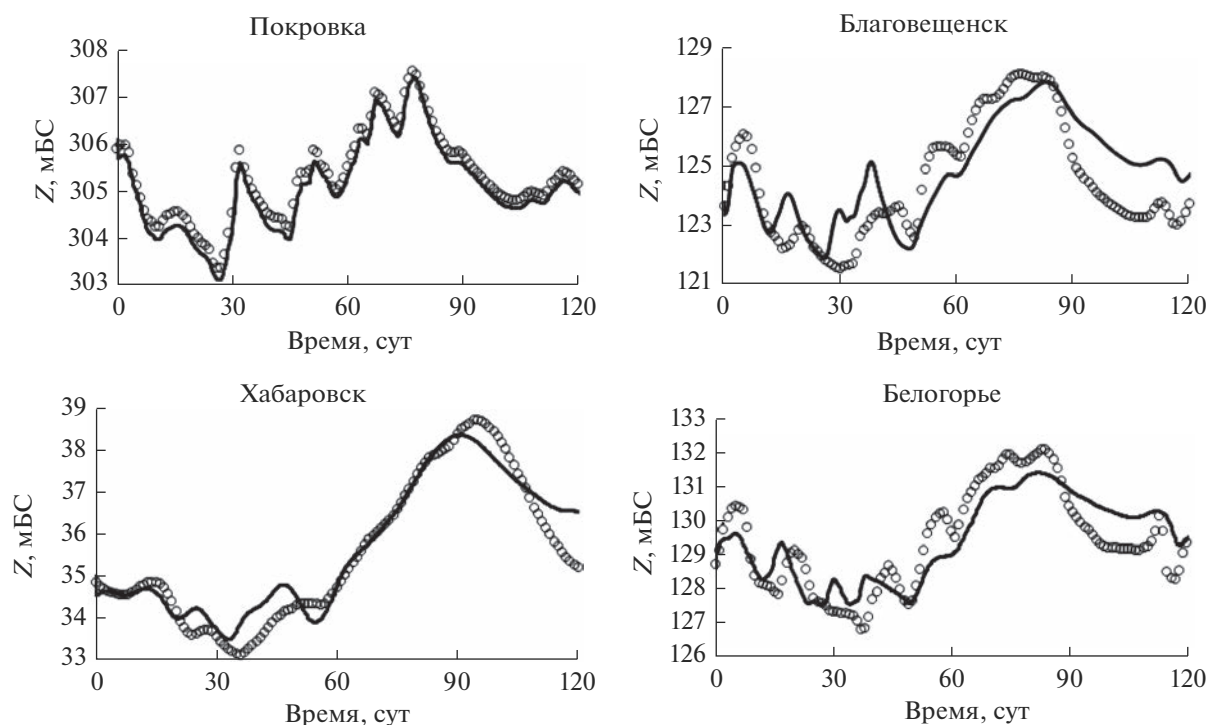


Рис. 8. Сопоставление полученных в результате моделирования паводка 2013 г. уровней воды Z на водопостах (линия) и наблюдаемых уровней воды в 2013 г. (кружки).

СПЕЦИФИКА ОТРИСОВКИ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТОВ

Сложность отрисовки и представления результатов расчетов в виде плановых карт затоплений, полей глубин и скоростей течения связана, глав-

ным образом, с достаточно большой площадью модели, а следовательно, и большим объемом данных, требующих значительных компьютерных ресурсов (мощностей).

В данном исследовании предприняты различные способы представления результатов.

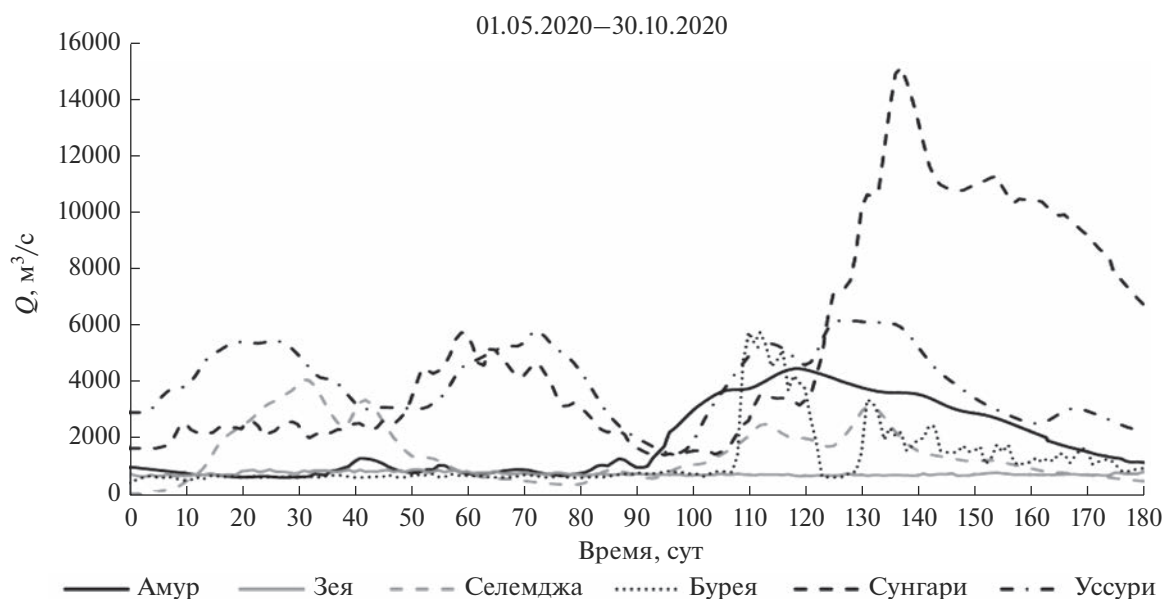


Рис. 9. Гидрографы воды на входных границах модели при моделировании паводка 2020 г.

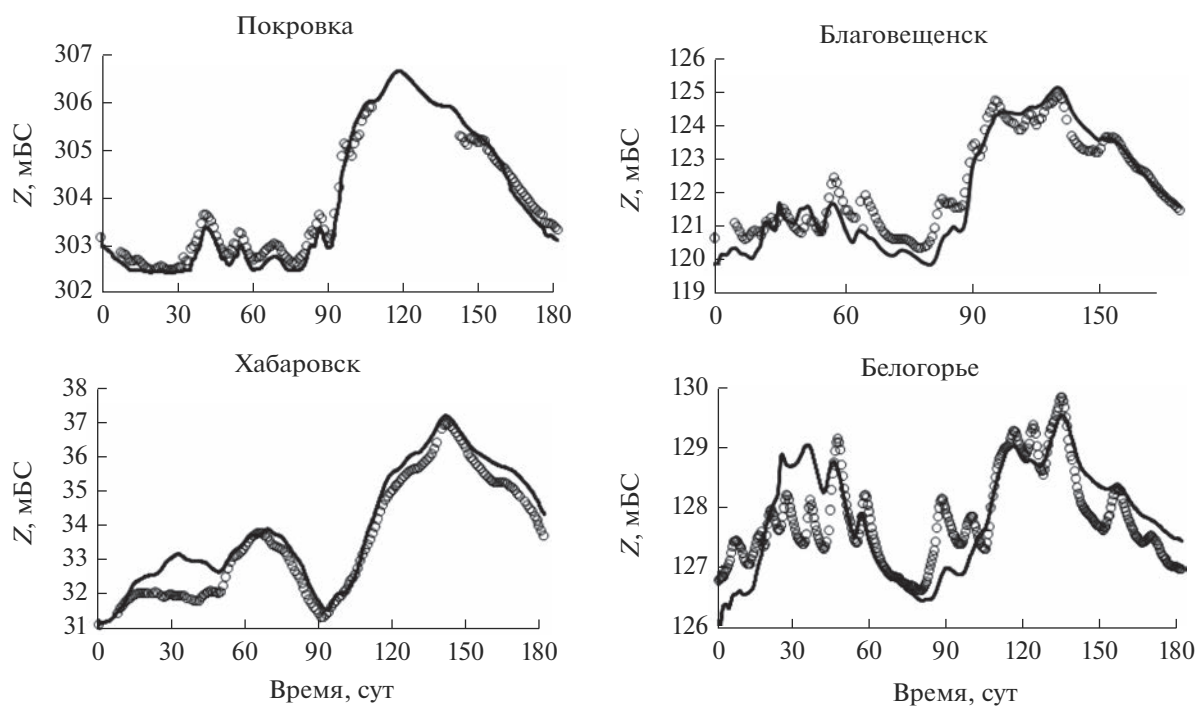


Рис. 10. Сопоставление полученных в результате моделирования паводка 2020 г. уровней воды Z на водопостах (линия) и наблюдаемых уровней воды в 2020 г. (кружки).

Наиболее простой и грубый способ — отрисовка результатов в виде раstra, сформированного по точкам центров ячеек модельной сетки. Существенный недостаток данного способа — то, что точки центров ячеек модельной сетки распределены крайне неравномерно по расчетной области — в руслах рек точки расположены более равномер-

но, так как здесь построена более равномерная сетка, однако на пойме расстояние между центрами ячеек может достигать 1 км.

Второй способ — построение триангуляционных поверхностей уровней, глубин и скоростей течения воды. В этом случае ряд программных

Таблица 2. Оценка погрешности расчетов уровней воды на водопостах

Водопост	S/s	
	2013 г.	2020 г.
Покровка	0.25	0.23
Джалинда	0.28	0.41
Черняево	0.45	0.41
Кумара	0.63	0.27
Благовещенск	0.62	0.36
Гродеково	0.69	0.42
Константиновка	0.68	0.59
Поярково	0.63	0.44
Иннокентьевка	0.60	0.81
Пашково	0.57	0.37
Екатерино-Никольское	0.70	0.51
Нагибово	0.77	0.61
Ленинское	0.40	0.25
Хабаровск	0.28	0.32
Хабаровский мост	0.28	0.23
Елабуга	0.30	0.30
Троицкое	0.51	0.65
Малмыж	0.29	—
Комсомольск	0.43	0.23
Малая Сазанка	0.55	0.84
Суражевка	0.63	1.29
Мазаново	0.58	0.95
Поляковский	0.47	0.80
Белогорье	0.53	0.73
Среднее значение	0.50	0.52

продуктов позволяет в полуавтоматическом режиме откорректировать ошибку “седловой точки”. При использовании этого способа визуализируемая картина результатов расчетов получает наиболее достоверный и корректный вид. Однако этот метод имеет ограничения по количеству узловых точек триангуляционной сетки и целиком для модели р. Амур не подошел. Целесообразно использовать его на локальных участках (например, в районе населенных пунктов), где требуется детализация результатов расчета относительно инфраструктуры городского и сельского хозяйства.

Третий способ применим для построения глубин воды, вне зависимости от размеров ячеек численной модели. Суть его заключается в том, что детальность отображения глубины определяется детальностью и корректностью исходной ЦМР (в исследуемом случае GRID-модель с шагом 10 и 20 м). В ее границах и разрешении создается GRID-модель расчетных уровней воды. Затем проводится операция вычитания поверхностей, по результатам которой получается цифровая модель глубин с детальностью исходного рельефа.

В первых двух вариантах отрисовка происходит по всем ячейкам модельной сетки и возникает необходимость отсечения не затопленных в данный временной интервал ячеек на расчетной области. При первом способе отсечение нулевых глубин и скоростей возможно через интервалы на цветовой шкале. При втором способе применялась технология сопряжения поверхностей уровней воды и рельефа, на выходе получены полигоны с границами зон затопления. На следующем этапе полигонами зон затопления “обрезаются” поверхности с глубинами и скоростями течения воды. Пример отрисовки скоростей течения и глубин по данному способу приведен на рис. 11, 12.

При третьем способе суша отсекалась от воды в цифровой модели глубин путем присвоения признака “нет данных” тем ячейкам, где были получены нулевые или отрицательные значения после операции вычитания.

РАСЧЕТЫ ЗОН ЗАТОПЛЕНИЯ В НАВОДНЕНИЯ 2013, 2020 гг.

В разделе “Верификация модели” описаны граничные условия для моделирования наводнений этих лет.

Моделирование наводнения 2013 г.

Зоны затопления строились по фрагментам, на область которых удалось скачать снимки Landsat 8 [3], а также из имеющегося архива использованы снимки КАНОПУС на фрагменты у городов Хабаровска и Комсомольск-на-Амуре. Из расчетов выбраны моменты времени, близкие к моментам максимальных уровней воды.

Зоны затопления по расчетам на STREAM 2D в целом близки к фактическим с космических снимков и в большинстве случаев перекрывают их (рис. 13).

Моделирование наводнения 2020 г.

Моделирование выполнялось в течение 183 сут с 01.05.2020 по 30.10.2020. Ежесуточные рассчитанные уровни воды сопоставлялись с наблюдаемыми на 24 постах. В целом сходимость расчетов достаточно хорошая.

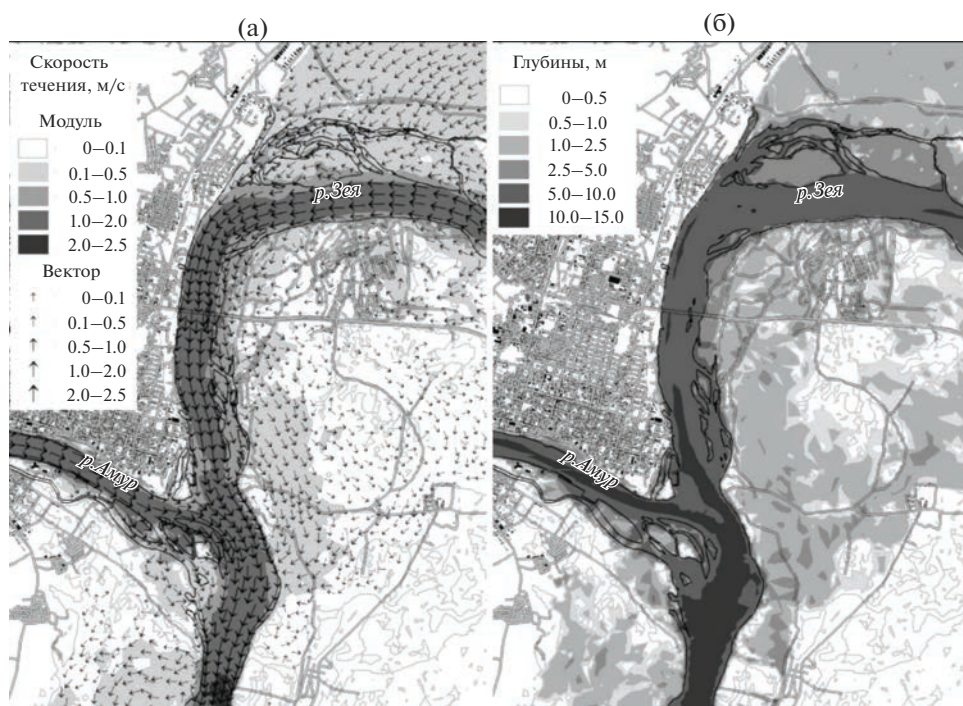


Рис. 11. Фрагмент полей скоростей течения (а) и глубин воды (б) в районе г. Благовещенска при наводнении в 2013 г.

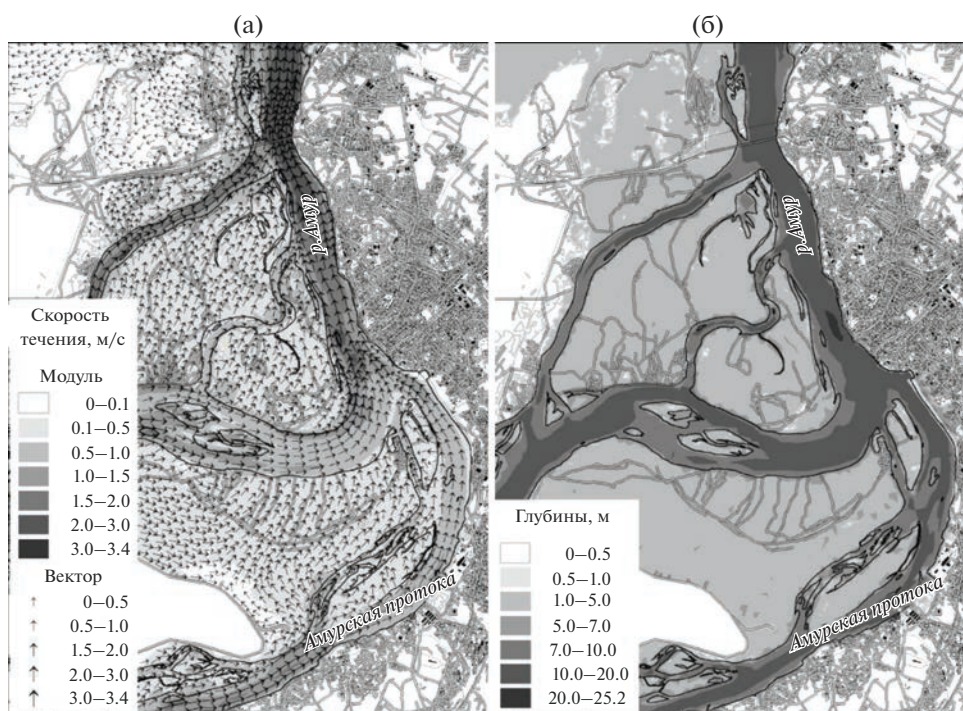


Рис. 12. Фрагмент полей скоростей течения (а) и глубин воды (б) в районе г. Хабаровска при наводнении 2013 г.

Затопления в 2020 г. в г. Благовещенске были значительно меньше, чем в паводок 2013 г. Расчет и факт показывают достаточно хорошее совпадение. Например, разница между затоплением (по

расчету) при максимальном уровне в Благовещенске и моментом времени 114 сут (когда расчетные уровни воды близки к фактическим) незначительная.

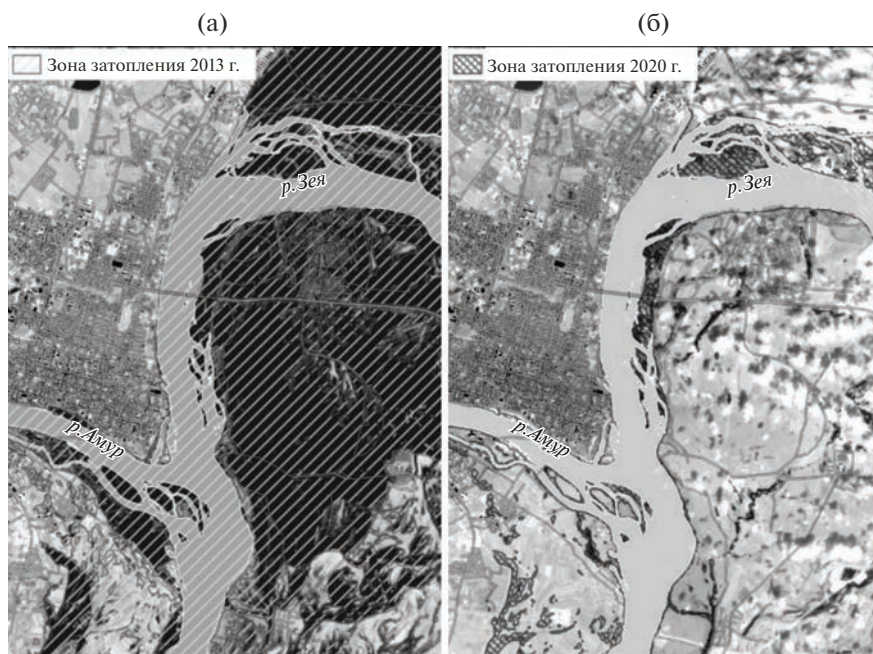


Рис. 13. Фрагменты зоны затопления в районе г. Благовещенска при наводнении в 2013 г. (а) и 2020 г. (б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обоснован выбор уравнений мелкой воды (двумерных уравнений Сен-Венана) как наиболее эффективный на настоящий момент инструмент для численного моделирования протяженных участков рек. Сформулированы основные требования к численным алгоритмам, из которых главное — применение адаптивных неструктурированных сеток и методов дискретизации уравнений, дающих правильные уровни воды на “грубых” сетках с учетом резких перепадов отметок дна.

Описывается модель р. Амур с притоками общей протяженностью >3 тыс. км. Расчеты ведутся по оригинальному высокоточному алгоритму с учетом дорожных и защитных сооружений на пойме. Описаны этапы построения модели, ее калибровка, верификация и результаты расчетов катастрофического наводнения 2013 г. и высокого наводнения 2020 г. Модель может использоваться для регулирования попусков из водохранилищ, прогнозирования уровней воды и зон затопления пойменных территорий, обеспечения бесперебойного судоходства на р. Амур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Крыленко И.Н., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А. Приливная динамика вод в дельте Печоры в летнюю межень // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2022. № 1. С. 167–179.
2. Алабян А.М., Крыленко И.Н., Лебедева С.В., Панченко Е.Д. Мировой опыт численного моделирования динамики потока в устьях рек // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 5. С. 552–567.
3. Американский спутник наблюдения за поверхностью Земли, находящийся в ведении геологической службы США (USGS.) <https://earthexplorer.usgs.gov/>
4. Беликов В.В. Вычислительный комплекс “TRI-ANA” — генератор сеток треугольных конечных элементов в произвольных плоских областях. М.: ГосФАП СССР, П007705, 1984.
5. Беликов В.В., Алексюк А.И. Модели мелкой воды в задачах речной гидродинамики М.: РАН, 2020. 346 с.
6. Беликов В.В., Алексюк А.И., Борисова Н.М., Глотко А.В., Румянцев А.Б. Оценка изменения уровней затопления поймы Нижнего Дона под влиянием хозяйственной деятельности. Ретроспективное гидродинамическое моделирование // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 6. С. 681–690.
7. Беликов В.В., Борисова Н.М., Румянцев А.Б., Бугаец А.Н. Численная гидродинамическая модель стокково-приливных течений в Амурском лимане // Сб. науч. тр. Всерос. конф. “Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения”. Новочеркасск: Лик, 2017. С. 480–485.
8. Беликов В.В., Глотко А.В. Компьютерное моделирование паводковых и меженных течений в Чебоксарском водохранилище с применением различных численных методов // Природообустройство и рациональное природопользование — необходимые условия социально-экономического развития России. Сб. науч. тр. Ч. I. М.: МГУП, 2005. С. 204–210.
9. Беликов В.В., Зайцев А.А., Зернов А.В. и др. Гидродинамическая модель Невы // Тр. международ. науч.-практ. конф. “Безопасность речных судоход-

- ных гидротехнических сооружений”. Кн. I. СПб., 2008. С. 155–174.
10. Беликов В.В., Колесников Ю.М., Иваненко С.А. Математическое моделирование пропуска весеннего половодья через городской бьеф р. Москвы // Вод. ресурсы. 2001. Т. 28. № 5. С. 566–572.
 11. Беликов В.В., Милитеев А.Н. Двухслойная математическая модель катастрофических паводков // Вычислительные технологии. 1992. Т. 1. № 3. С. 167–174.
 12. Беликов В.В., Милитеев А.Н. Численная модель морских нагонов в приустьевых участках рек // Сб. науч. тр. КаГУ. Калининград, 1993. С. 15–23.
 13. Беликов В.В., Третьюхина (Васильева) Е.С., Кочетков В.В., Зайцев А.А., Савельев Р.А., Сосунев И.В. Компьютерное моделирование катастрофического затопления в районе г. Ленска // БЭС. Вып. 12. М.: НИИЭС, 2004. С. 220–249.
 14. Калугин А.С., Мотовилов Ю.Г. Модель формирования стока для бассейна реки Амур // Вод. ресурсы. 2018. Т. 45. № 2. С. 121–132.
 15. Кюнж Ж.А., Холли Ф.М., Вервей А. Численные методы в задачах речной гидравлики. М.: Энергоатомиздат, 1985. 255с.
 16. Лебедева С.В., Алабян А.М., Крыленко И.Н., Федорова Т.А. Наводнения в устье Северной Двины и их моделирование // Геориск. 2015. № 1. С. 18–25.
 17. Мотовилов Ю.Г., Данилов-Данильян В.И., Дод Е.В., Калугин А.С. Оценка противопаводкового эффекта действующих и планируемых водохранилищ в бассейне Среднего Амура на основе физико-математических гидрологических моделей // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 5. С. 476–491.
 18. Неров И.О., Краснопеев С.М., Бугаец А.Н., Беликов В.В., Глотко А.В., Борисова Н.М., Васильева Е.С., Кролевецкая Ю.В. Опыт создания цифровой модели рельефа для гидродинамических расчетов в бассейне р. Амур // Вестн. ДВО РАН. 2021. № 6 (220) С. 45–55.
 19. НЦ ОМЗ. Космические аппараты типа “Канопус-В”. http://www.ntsomz.ru/ks_dzz/satellites/kanopus_vulkan
 20. НЦ ОМЗ. Космические аппараты типа “Ресурс-П”. http://www.ntsomz.ru/ks_dzz/satellites/resurs_p
 21. Проект ArcGIS Online (США). <https://www.arcgis.com/home/item.html?id=10df2279f9684e4a9f6a7f08feb2a9>; Airbus Defence and Space (Франция). WorldDEM™ – The New Standard of Global Elevation Models. Elevation Models. <https://www.intelligence-airbusds.com/imagery/reference-layers/worlddem/worlddem-thematic-layers-and-derivatives/>
 22. Румянцев А.Б., Беликов В.В. Оценка рисков воздействия экстремальных гидрометеорологических явлений и техногенных паводков на объекты повышенной опасности // Сб. науч. тр. Всерос. науч. конф. “Научное обеспечение реализации “Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.”. Петрозаводск, 2015. Т. 2. С. 38–44.
 23. Свид. 2014612182 об официальной регистрации программы для ЭВМ. Программный комплекс для расчета течений, деформаций дна и переноса загрязнений в протяженной и разветвленной системе русел (RIVER_1D). В.В. Беликов, В.В. Кочетков. № 2013619720. 2014. Реестр программ для ЭВМ. 1 с.
 24. Свид. 2002610941 об официальной регистрации программы для ЭВМ. Комплекс программ для расчета речных течений (FLOOD). Беликов В.В., Милитеев А.Н. № 200610689. 2002. Реестр программ для ЭВМ. 1 с.
 25. Свид. 2001610638 об официальной регистрации программы для ЭВМ. Комплекс программ для расчета волн прорыва (БОР). В.В. Беликов, А.Н. Милитеев, В.В. Кочетков. № 2001610454. 2001. Реестр программ для ЭВМ. 1 с.
 26. Свид. 2017660266 о государственной регистрации программ для ЭВМ. Программный комплекс STREAM 2D CUDA для расчета течений, деформаций дна и переноса загрязнений в открытых потоках с использованием технологий Compute Unified Device Architecture (на графических процессорах NVIDIA). А.И. Алексюк, В.В. Беликов. № 2017617252. 2017. Реестр программ для ЭВМ. 1 с.
 27. Свид. 2020660617 о государственной регистрации программы для ЭВМ. Решатель задачи Римана для уравнений мелкой воды с разрывным дном. А.И. Алексюк, М.А. Малахов, В.В. Беликов. № 2020619746. 2020. Реестр программ для ЭВМ. 1 с.
 28. Abreu C.H.M., Barros M.L.C., Brito D.C., Teixeira M.R., Cunha A.C. Hydrodynamic Modeling and Simulation of Water Residence Time in the Estuary of the Lower Amazon River // Water. 2020. V. 12 (3). 660. <https://doi.org/10.3390/w12030660>
 29. Alabyan A.M., Lebedeva S.V. Flow dynamics in large tidal delta of the Northern Dvina River: 2D simulation // J. Hydroinformatics. 2018. V. 20. № 4. P. 798–814. <https://doi.org/10.2166/hydro.2018.051>
 30. Aleksyuk A.I., Belikov V.V. The uniqueness of the exact solution of the Riemann problem for the shallow water equations with discontinuous bottom // J. Comp. Phys. 2019. V. 390. P. 232–248. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2019.04.001>
 31. Aleksyuk A.I., Malakhov M.A., Belikov V.V. The exact Riemann solver for the shallow water equations with a discontinuous bottom // J. Comp. Phys. 2022. V. 450. P. 110801. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2021.110801>
 32. Belikov V.V., Aleksyuk A.I., Borisova N.M., Vasilieva E.S., Norin S.V., Rumyantsev A.B. Justification of Hydrological Safety Conditions in Residential Areas Using Numerical Modelling // Water Resour. 2018. V. 45. Suppl. 1. P. S39–S49.
 33. Belikov V.V., Borisova N.M., Aleksyuk A.I., Rumyantsev A.B., Glotko A.V., Shurukhin L.A. Hydraulic substantiation of the Bagaevskaya hydro complex project based on numerical hydrodynamic modeling // Power Technol. Engineering. 2018. V. 52. № 4. P. 372–388. <https://doi.org/10.1007/s10749-018-0962-9>
 34. Glotko A.V., Aleksyuk A.I., Borisova N.M., Vasil'eva E.S., Fedorova T.A., Krasnopeev S.M., Nеров I.O., Belikov V.V. A numerical hydrodynamic 2D model of the Amur and Zeya Rivers and the Amur Liman // 4th Int. Conf. Status Future WORLDS LARGE RIVERS. M.: VGU, 2021. P. 230–231

35. *Goutal N., Maurel F.* Proceedings of the 2nd workshop on dam-break wave simulation // Electricité de France. Direction des études et recherches. 1997. 192 p.
36. *Kornilova E.D., Morozova E.A., Krylenko I.N., Fingert E.A., Golovlyov P.P., Zavadsky A.S., Belikov V.V.* Study of Channel Changes in the Lena River Near Yakutsk Based on Long-Term Data, Satellite Images and Two-Dimensional Hydrodynamic Model // *Climate Change Impacts on Hydrological Processes and Sediment Dynamics: Measurement, Modelling and Management* / Eds *S. Chalov, V. Golosov, R. Li, A. Tsyplenkov*. Cham: Springer Int. Publ., 2019. P. 104–109.
37. *Krylenko I.N., Belikov V.V., Fingert E., Golovlyov P.P., Glotko A.V., Zavadskii A.S., Samokhin M.A., Borovkov S.* Analysis of the Impact of Hydrotechnical Construction on the Amur River near Blagoveshchensk and Heihe Cities Using a Two-Dimensional Hydrodynamic Model // *Water Resour.* 2018. V. 45. Suppl. 1. P. S112–S121.
38. *Lu. S., Tong C., Lee D.-Y., Zheng J., Shen J., Zhang W., Yan Y.* Propagation of tidal waves up in Yangtze Estuary during the dry season // *J. Geophysic. Res. Oceans.* 2015. V. 120 (9). P. 6445–6473.
<https://doi.org/10.1002/2014JC010414>

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.5

ЧИСЛЕННОЕ 2D-МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРАНСФОРМАЦИИ ДОЖДЕВОГО СТОКА НА ВОДОСБОРЕ г. ГЕЛЕНДЖИКА С УЧЕТОМ НАГОРНОГО КОЛЛЕКТОРА И АККУМУЛИРУЮЩИХ РЕЗЕРВУАРОВ¹

© 2023 г. В. В. Беликов^a, *, Н. М. Борисова^a

^aИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: belvv@bk.ru

Поступила в редакцию 03.10.2022 г.

После доработки 20.02.2023 г.

Принята к публикации 22.02.2023 г.

На основе цифровой модели рельефа местности горного кластера, схем расположения нагорных коллекторов и плотин водохранилищ разработана численная гидродинамическая 2D-модель горной части водосборного бассейна территории г. Геленджика и выполнены варианты расчеты волн дождевых паводков с учетом их трансформации в нагорных коллекторах и аккумуляции в водохранилищах. Расчетные дожди приняты обеспеченностью 1% продолжительностью 20 и 720 мин (12 ч) с суммарным слоем осадков 51 и 206 мм соответственно. Сделаны выводы, что пропускная способность коллектора должна рассчитываться на параметры кратковременного интенсивного дождя и что аккумулирующие гидротехнические сооружения для их эффективной работы должны быть запроектированы с возможностью непрерывного регулирования сбросных расходов.

Ключевые слова: 2D-моделирование, горный водосбор, аккумулирующее водохранилище, коллектор, плювиограмма дождя.

DOI: 10.31857/S0321059623040041, **EDN:** QKDDZL

ВВЕДЕНИЕ

Геленджик — солнечный курортный город на Черноморском побережье Краснодарского края, наводнения в котором с каждым годом носят все более катастрофический характер. Практически после каждого, даже не самого сильного, дождя улицы г. Геленджика превращаются в реки. Особенно страдает центр города и туристический прибрежный сектор. Дождевая канализация в Геленджике строилась и развивалась с 1960-х до 1980-х г. С тех пор произошло значительное изменение градостроительной ситуации г. Геленджика при неизменной дождевой канализационной сети.

Для снижения объемов дождевого стока с горных водосборов организацией ООО «СоюзДон-Строй» предложено создание четырех аккумулирующих водохранилищ путем строительства плотин в четырех наиболее крупных ущельях, а для

перехвата остального стока предусматривается строительство нагорного коллектора с отводом стока в обход городской территории в устьевые участки рек Яшамбы и Адербы (в две стороны по тяготению рельефа).

Цель данной работы — численное гидродинамическое моделирование склонового дождевого стока с использованием плювиограмм осадков и уточненных (по результатам дополнительных исследований Гидрометцентра России) параметров расчетных дождей, определение расходов воды, поступающей в нагорный коллектор, с учетом распределения бокового притока по длине коллектора, оценка влияния аккумулирующих водохранилищ на снижение максимальных расходов в коллекторе.

ЧИСЛЕННАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Объектом исследования был участок водосбора в районе г. Геленджика площадью ~13 км² (рис. 1).

Для выполнения исследований была разработана двумерная в плане компьютерная модель склонового стока в районе г. Геленджика. Расчеты проводились с применением отечественного программного комплекса STREAM 2D CUDA [1],

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0003 «Разработка численных моделей гидрологических, гидродинамических и гидрохимических процессов в водных объектах и их водосборных бассейнах, создание на основе разработанных моделей технологий поддержки решений в сфере водной безопасности для информационной модернизации водохозяйственной отрасли России»).

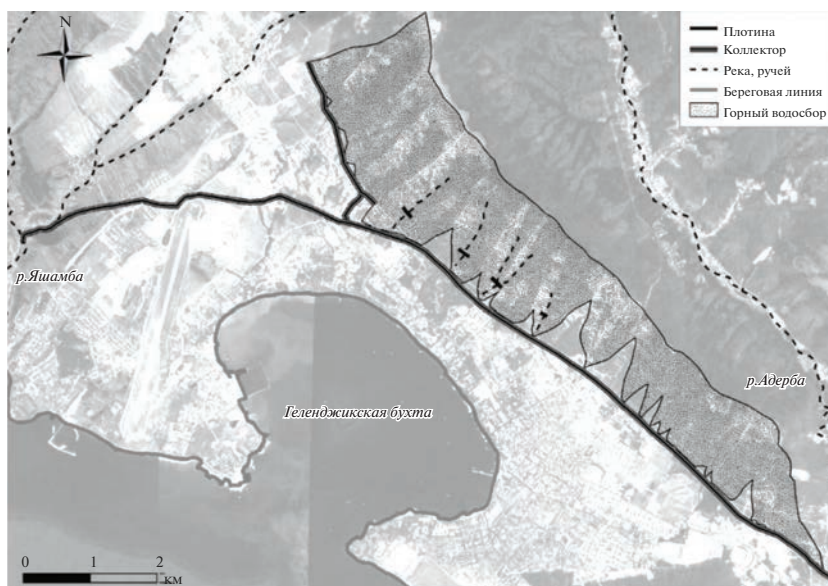


Рис. 1. Исследуемый участок в районе г. Геленджика с проектируемыми плотинами и нагорным коллектором.

основанного на решении двумерных уравнений мелкой воды (Сен-Венана) с использованием оригинального высокоточного алгоритма, описанного в работах [2, 8–10].

При построении модели применялись гибридные треугольно-четыреугольные сетки нерегулярной структуры. Такие сетки хорошо адаптируются под плановые очертания расчетной области и особенности течения. На водосборах схематизация расчетной области проводилась на основе треугольной сетки с переменным шагом, а в коллекторе, после предварительных расчетов принятом шириной 5 м прямоугольного поперечного сечения, и на участках русел рек Яшамбы и Адербы строилась четырехугольная криволинейная сетка. Сетка содержит ~91 тыс. ячеек с размером сторон от 5 до 20 м. В данной численной модели две выходные границы по Яшамбе и Адербе и по длине коллектора, построены дополнительные контрольные створы для фиксации параметров проходящей воды (рис. 2).

Построение рельефа для расчетной модели проходило в два этапа. На первом этапе отметки рельефа с раstra земной поверхности на исследуемый участок, полученный съемкой с беспилот-

ного летательного аппарата, интерполировались на ячейки сетки, относящиеся к водосборам и участкам русел рек Яшамбы и Адербы. Вторым этапом строились отметки по дну коллектора путем интерполирования в центры ячеек расчетной сетки, расположенных по длине коллектора. Далее участки рельефа водосборов и русел рек объединялись с рельефом, полученным по дну коллектора. Таким образом был получен базовый цифровой рельеф модели. Для учета аккумулирующих водохранилищ (рис. 1) необходимо было построить вариант рельефа модели, включающий в себя плотины. Для этого в местах расположения плотин были подняты на необходимую высоту отметки рельефа (табл. 1).

Поскольку данные для калибровки численной модели отсутствовали, то коэффициенты шероховатости задавались с учетом данных известных таблиц шероховатости [6, 7] и объектов-аналогов, на которых проводилась калибровка моделей по натурным данным [11, 12]. Коэффициенты шероховатости для коллектора и плотин брались равными 0.02 (шероховатый бетон), для русел рек Яшамбы и Адербы – 0.03, для склонов гор – 0.2, для небольших ручьев в ущельях – 0.1.

Таблица 1. Характеристики плотин

№ плотины	Отметка гребня, м	Отметка низа, м	Высота плотины, м	Длина по гребню, м
1	127.67	110	17.67	207
2	128.12	110	18.12	198
3	132.72	115	17.72	210
4	163.89	145	18.89	124

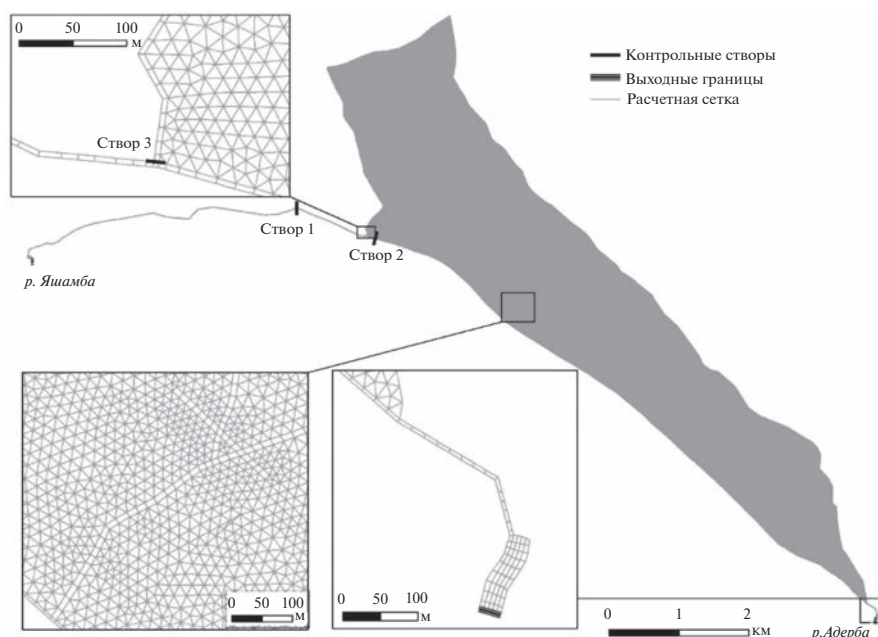


Рис. 2. Расчетная сетка на область моделирования.

Следует отметить, что зачастую применяемые для решения подобного типа задач модели кинематической волны или одномерные уравнения Сен-Венана в данном случае непригодны, поскольку не учитывают существенной двухмерности течения (направления склонового и руслового стока не совпадают), аккумуляции части стока в водохранилищах, неравномерности течения в коллекторе, явления подпора и т. п.

РАСЧЕТНЫЕ ПЛЮВИОГРАММЫ ДОЖДЕЙ

При расчетном определении расходов и уровней воды для определенных дождевых событий изменение во времени интенсивности дождя (различные формы плювиограммы дождя при одном и том же суммарном слое и средней интенсивности осадков) может играть значительную роль. Это особенно относится к расчетам сетей водоотведения, время осреднения (“время добегания”) в которых соизмеримо и часто даже меньше, чем время выпадения дождя или время его интенсивной части.

На сегодняшний день в документах [3, 5] для определения расчетных расходов дождевых вод в коллекторах дождевой канализации используются дожди постоянной интенсивности (очевидно, для упрощения проводимых расчетов при проектировании наружных сетей и сооружений дождевой канализации). При использовании в модели такого подхода с заданием постоянной интенсивности дождей, выпадающих на городские территории, в результатах расчета будут получены осредненные по времени характеристики стока,

что может сильно занижать значения максимальных расходов и уровней в сети водоотведения. Для того чтобы приблизить расчетные гидравлические параметры в системе водоотведения к наиболее вероятным реалистичным условиям и режимам протекания, необходимо рассматривать осадки, наиболее приближенные к тем, которые характерны для данной местности.

Такие приближенные к реальным условиям параметры и плювиограммы дождей были рассчитаны ООО “Экхайдэн” (табл. 2). По результатам этих исследований дождь вероятностью повторения 1 раз в 100 лет ($P = 1\%$) и продолжительностью 20 мин имеет суммарный слой осадков 44.4 мм.

В то же время по результатам исследований Гидрометцентра России (табл. 3) [4] средняя величина суммарного слоя осадков для дождя продолжительностью 20 мин и вероятностью повторения 1 раз в 100 лет ($P = 1\%$) составляет 51 мм.

Взяв за основу предложенную ООО “Экхайдэн” плювиограмму дождя и умножив ее на коэффициент 1.15, получим плювиограмму дождя с суммарным слоем осадков 51 мм, которую будем использовать в качестве первого расчетного дождя с $P = 1\%$ и продолжительностью 20 мин (рис. 3).

Для построения плювиограммы второго расчетного дождя был взят за основу реально наблюдавшийся экстремальный дождь 06.07.2012 в Геленджике, суммарный слой осадков которого составил 267.2 мм.

На основе данных Гидрометцентра России (табл. 4) [4] максимальная величина суммарно-

Таблица 2. Матрица расчетного слоя осадков (мм) для дождевых событий различной повторяемости и продолжительности (жирный шрифт – значение, которое упоминается в тексте статьи)

<i>P</i> , лет	Продолжительность дождя, мин								
	20	40	60	80	160	320	640	720	1280
1	15.0	19.8	23.3	26.1	34.5	45.5	60.0	62.9	79.2
2	18.7	24.3	28.4	31.7	41.2	53.6	69.8	73.0	90.8
5	24.0	31.3	36.5	40.7	52.9	68.9	89.6	93.7	117
10	28.3	36.9	43.0	48.0	62.5	81.3	106	111	138
20	32.9	42.8	50.0	55.7	72.5	94.4	123	128	160
50	39.3	51.1	59.7	66.6	86.6	113	147	153	191
100	44.4	57.8	67.4	75.2	97.8	127	166	173	216

Таблица 3. Матрица расчетного слоя осадков (мм) для дождевых событий различной повторяемости и продолжительности 20 мин, вычисленная с использованием функций распределения Крицкого–Менкеля, логнормального, Пирсона 3 типа (жирный шрифт – значение, которое упоминается в тексте статьи)

<i>T_г</i>	<i>P_г</i> , %	Крицкого–Менкеля	Логнормальное	Пирсона 3 типа
		<i>h</i> _{20(p)}	<i>h</i> _{20(p)}	<i>h</i> _{20(p)}
10000	0.01	120	70	160
2000	0.05	91	58	123
1000	0.10	81	54	109
200	0.50	59	43	77
100	1	51	39	62
50	2	44	35	49
33	3	39	33	41
20	5	34	30	33
10	10	28	25	23

го слоя осадков для дождя продолжительностью 720 мин и вероятностью повторения 1 раз в 100 лет (*P* = 1%) составляет 206 мм.

Взяв за основу плювиограмму дождя 2012 г. и умножив ее на коэффициент 0.77, получим плювиограмму дождя с суммарным слоем осадков

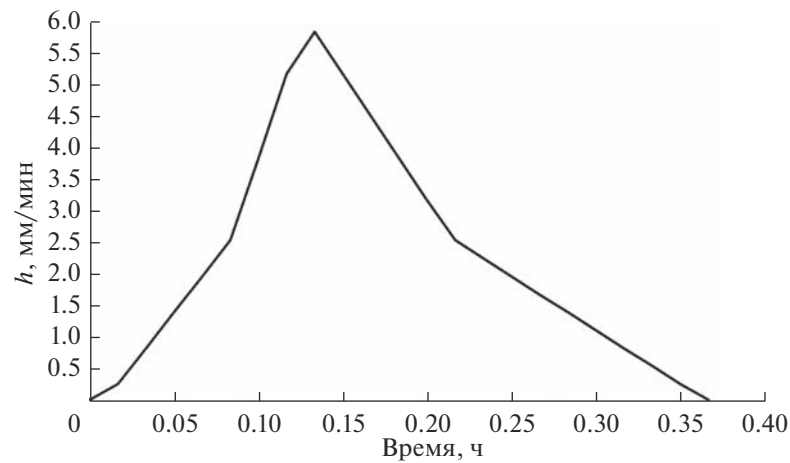


Рис. 3. Плювиограмма расчетного дождя продолжительностью 20 мин и суммарным слоем осадков 51 мм.

Таблица 4. Матрица расчетного слоя осадков (мм) для дождевых событий различной повторяемости и продолжительности 720 мин, вычисленная с использованием функций распределения Крицкого–Менкеля, логнормального, Пирсона 3 типа (жирный шрифт – значение, которое упоминается в тексте статьи)

		Крицкого–Менкеля	Логнормальное	Пирсона 3
T_r	$P_r, \%$	$h_{720}(p)$	$h_{720}(p)$	$h_{720}(p)$
10000	0.01	413	219	585
2000	0.05	311	183	433
1000	0.10	273	168	380
200	0.50	196	135	259
100	1	167	122	206
50	2	143	109	162
33	3	127	101	132
20	5	110	91	101
10	10	89	78	65

206 мм, которую будем использовать в качестве второго расчетного дождя с $P = 1\%$ и продолжительностью 720 мин (рис. 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Для устройства аккумулирующих водоемов необходимо в каждом из ущелий возвести каменно-набросную плотину (рис. 1; табл. 1) с соответствующими водосбросными сооружениями. Поскольку расчетные параметры дождевых паводков принимались обеспеченностью 1%, гидротехнические сооружения должны быть второго класса капитальности, что накладывает на них весьма жесткие требования. Возведение плотин и образование аккумулирующих водохранилищ направлено на то, чтобы уменьшить приток воды в нагорный коллектор при сильных дождях. Это возможно при условии, что до начала дождя будет

происходить сработка водохранилищ. Поэтому в расчетах предполагается, что на момент начала дождя водохранилища сработаны, т. е. в них отсутствует вода (или они имеют незначительный мертвый объем). Вычисленные в процессе расчетов площадь зеркала водохранилищ и аккумулирующая емкость водоемов представлены на рис. 5.

Для расчетных дождей, плувиограммы которых изображены на рис. 3 и 4, моделирование без учета аккумулирующих водохранилищ проводится на базовом цифровом рельефе, а с учетом аккумулирующих водохранилищ – на рельефе, который включает проектируемые плотины.

Для 20-минутного дождя в процессе расчета потери на инфильтрацию учитывались следующим образом – 15 мм осадков равномерно в течение всего дождя (экспертная оценка на основе водосборов-аналогов). По результатам расчета, для 20-минутного дождя без учета аккумулирующих

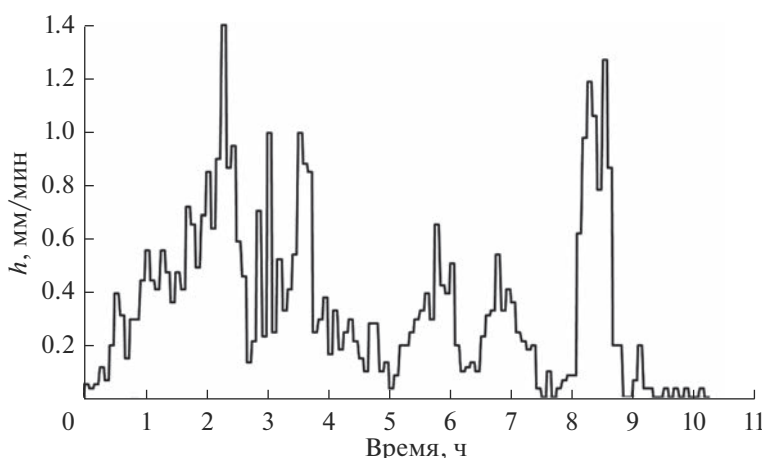


Рис. 4. Плывиограмма расчетного дождя продолжительностью 720 мин с суммарным слоем осадков 206 мм, построенная на основе плывиограммы дождя 2012 г.

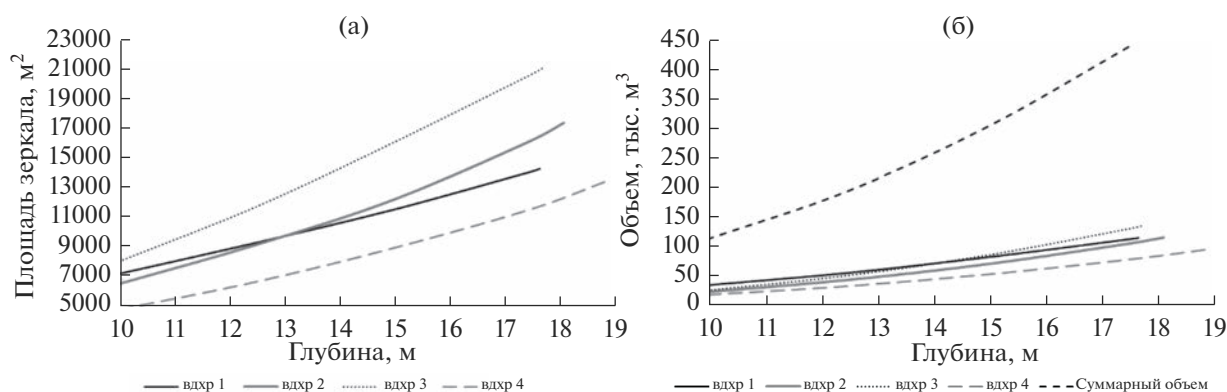


Рис. 5. Площадь зеркала (а) и объем (б) проектируемых водохранилищ.

щих водохранилищ 66.85% всей выпавшей воды (309.76 тыс. м³) попадает по коллектору в р. Яшамбу и 33.15% (153.57 тыс. м³) – в р. Адербу, т. е. делятся в отношении 2 : 1, с учетом аккумулирующих водохранилищ – соответственно 54.94% (187.44 тыс. м³) и 45.60% (153.57 тыс. м³), т. е. почти 1 : 1. Водохранилища аккумулируют 122.19 тыс. м³ воды и снижают поток воды в р. Яшамбу.

Полученные в контрольных створах (рис. 2) параметры потока воды, прошедшего по коллектору, представлены на рис. 6 и в табл. 5. При этом без учета аккумулирующих водохранилищ скорости течения достигают ~8 м/с на выходных участках обоих коллекторов, что вызывает необходимость предусмотреть устройства гашения энергии потока на участках сопряжения коллекторов с руслами.

Наличие аккумулирующих водохранилищ приводит к тому, что максимальные расходы во всех контрольных створах, расположенных по движению воды по коллектору в направлении р. Яшамбы, уменьшаются; например, в створе 2 – почти в 3.5 раза (было 76.61, стало 22.18 м³/с), в остальных створах в ~2 раза. И как следствие, максимальная

скорость в выходном створе р. Яшамбы уменьшается до 6.63 м/с.

Нужно обратить внимание на то, что в створе 3 (Т-образная стыковка двух участков коллектора) максимальная скорость в этом случае увеличивается. Это связано с тем, что на начальном этапе дождя вода аккумулируется в водохранилищах и в основной коллектор притекает меньше воды по сравнению со случаем, когда аккумулирующие водохранилища отсутствуют, поэтому кратковременно в створе 3 достигается скорость ~9 м/с за счет нерегулируемого бокового притока из пристыковывающегося коллектора. Вообще говоря, Т-образная стыковка двух потоков (коллекторов) под прямым углом, с гидравлической точки зрения, – неправильная (создаются повышенные гидравлические сопротивления в узле стыковки, возрастают глубины, увеличиваются пульсации скоростей и глубин, возникают колебания течения со сменой направления движения, что наглядно видно на графиках), поэтому рекомендовано обратить особое внимание на оптимизацию этого узла при проектировании.

Таблица 5. Максимальные параметры потока воды в контрольных створах коллектора при моделировании дождя $P = 1\%$ продолжительностью 20 мин с суммарным слоем осадков 51 мм

Контрольные створы	Без учета аккумулирующих водохранилищ			С учетом аккумулирующих водохранилищ		
	Q , м ³ /с	V , м/с	H , м	Q , м ³ /с	V , м/с	H , м
Граница коллектор–Яшамба	121	7.99	3.01	68.8	6.63	2.07
Граница коллектор–Адерба	59.3	7.39	1.60	59.3	7.39	1.60
Створ 1	125	4.40	5.26	70.4	3.65	3.67
Створ 2	76.6	2.61	6.03	22.2	1.53	4.24
Створ 3	51	7.25	6.72	51.3	8.94	4.87

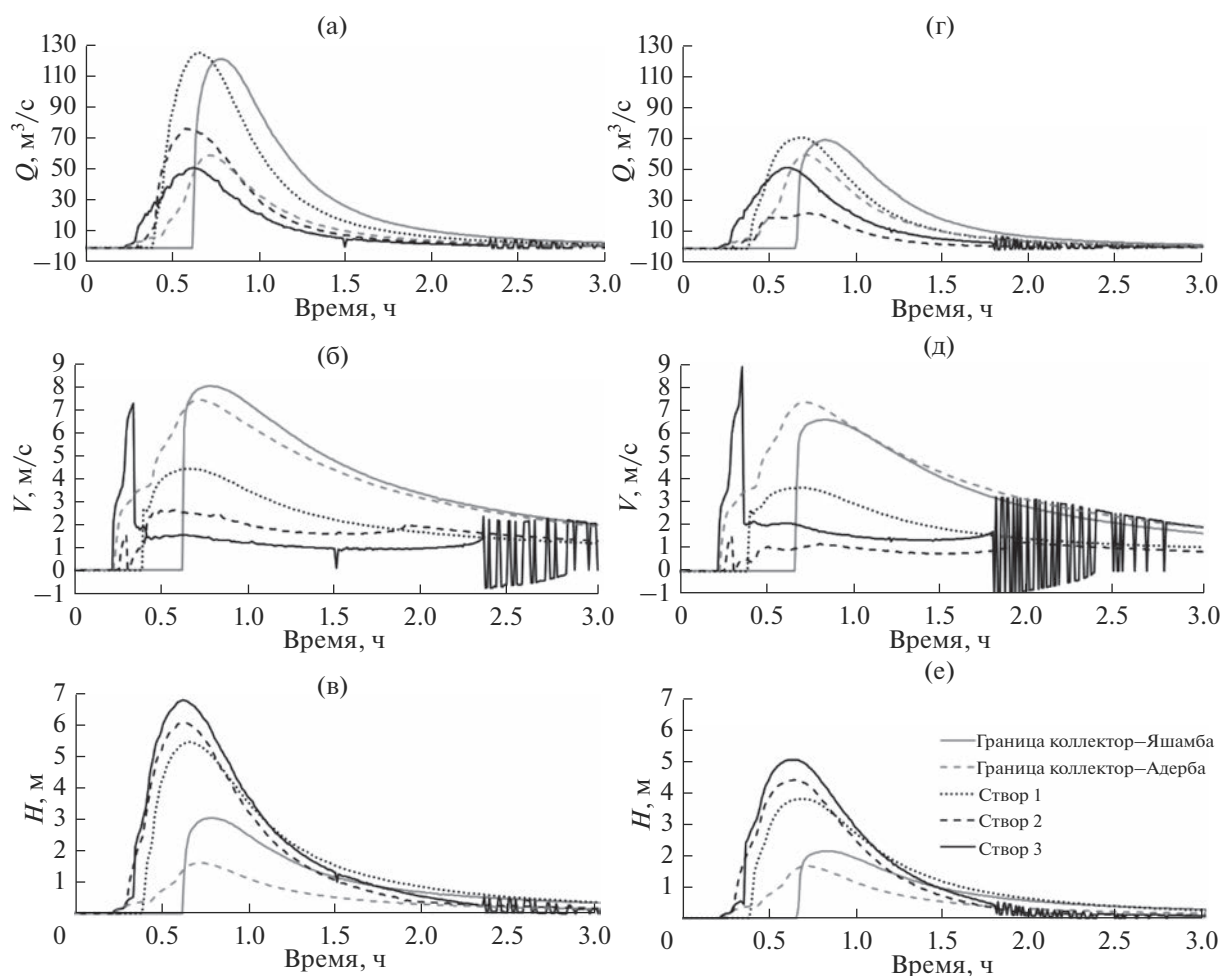


Рис. 6. Расходы, скорости и глубина воды в контрольных створах коллектора при моделировании дождя $P = 1\%$ продолжительностью 20 мин с суммарным слоем осадков 51 мм. а–в – без учета аккумулирующих водохранилищ, г–е – с учетом аккумулирующих водохранилищ.

При моделировании 720-минутного дождя в процессе расчета учитывались потери на инфильтрацию – 30 мм осадков равномерно в первые 3 ч дождя. По результатам расчета, без учета аккумулирующих водохранилищ 66.55% всей выпавшей воды (1509.44 тыс. м³) попадает по коллектору в р. Яшамбу и 33.45% (758.63 тыс. м³) – в р. Адербу, с учетом аккумулирующих водохранилищ – соответственно 57.68% (1033.94 тыс. м³) и 42.32% (758.6 тыс. м³). Водохранилища аккумулируют 475.52 тыс. м³ воды, тем самым уменьшая на эту величину объем воды, поступающей в р. Яшамбу.

Полученные в контрольных створах (рис. 2) параметры потока воды, прошедшего по коллектору, представлены на рис. 7 и в табл. 6. Наличие аккумулирующих водохранилищ оказывает влияние первые 8 ч расчета, пока водохранилища заполняются (рис. 8б). После заполнения водохранилищ на последнем и самом мощном пике дождя достигаются максимумы расходов и скоростей во-

ды в контрольных створах коллектора, которые почти не отличаются от значений, полученных в расчете без аккумулирующих водохранилищ.

Интересно отметить, что, из сравнения данных табл. 5 и 6, при отсутствии водохранилищ максимальный расход в коллекторе, выпадающем в р. Яшамбу, при коротком 20-минутном дожде больше, чем при продолжительном 12-часовом (121 против 110 м³/с), т. е. в этом случае параметры коллектора (поперечные сечения и пр.) определяются именно коротким интенсивным дождем.

Из рис. 8а видно, что при 20-минутном дожде с суммарным слоем осадков 51 мм аккумулирующие водохранилища заполняются примерно наполовину по глубине. Таким образом, для перехвата такого дождя их объем избыточный. По графикам на рис. 8б видно, что на время 8.5 ч от начала продолжительного дождя водохранилища полностью наполнены и перестают выполнять

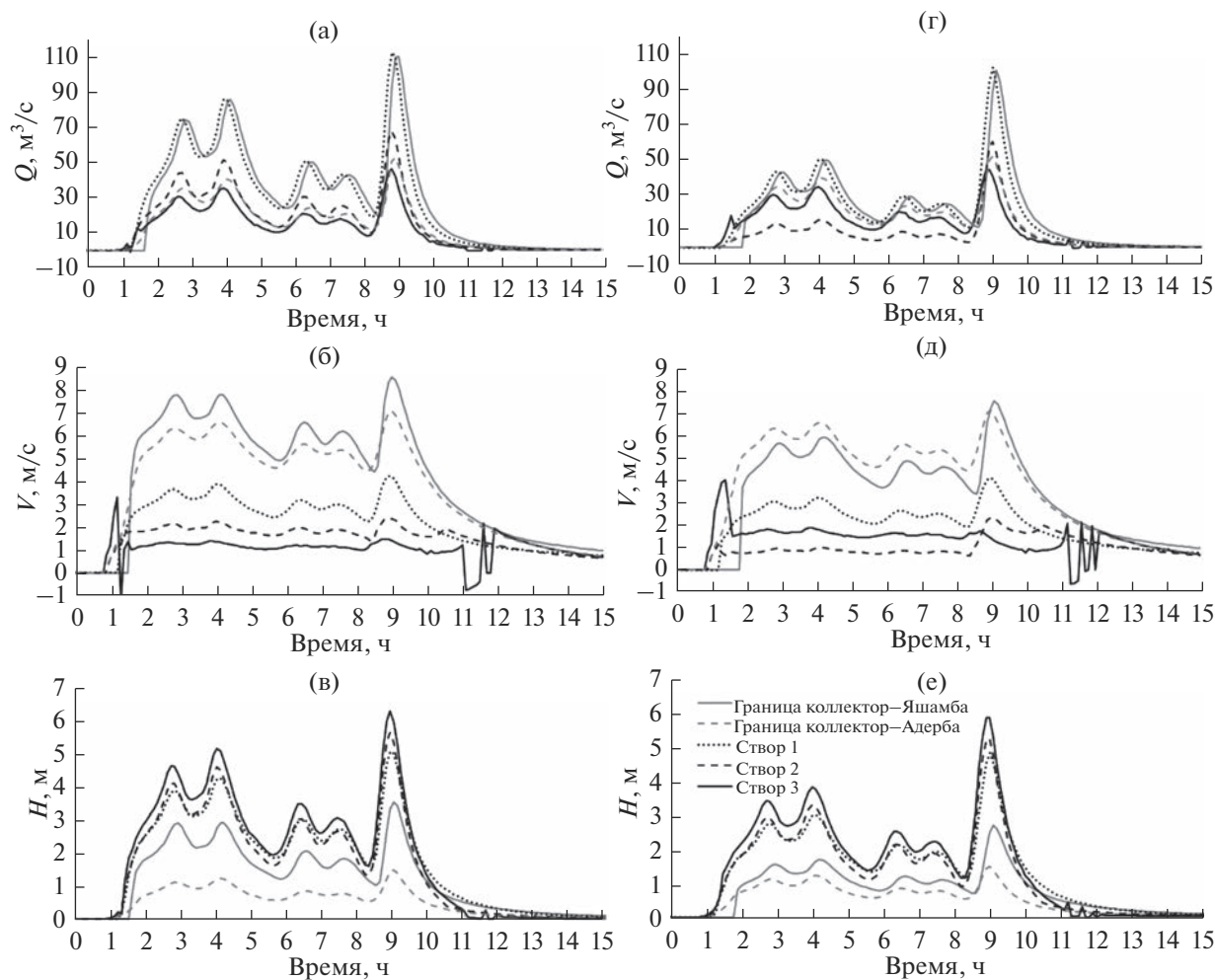


Рис. 7. Расходы, скорости и глубина воды в контрольных створах коллектора при моделировании дождя $P = 1\%$ продолжительностью 720 мин с суммарным слоем осадков 206 мм. а–в – без учета аккумулирующих водохранилищ, г–е – с учетом аккумулирующих водохранилищ.

свои аккумулирующие функции. Поэтому их объема не хватает на срезку последнего наиболее сильного пика дождя. По графику расходов на рис. 6г видно, что для створа 2, который на 90% зарегулирован четырьмя рассматриваемыми водохранилищами, приток к этим водохранилищам за последний пик дождя составит ~90 тыс. м³. По графику на рис. 5б для кривой суммарного

Таблица 6. Максимальные параметры потока воды в контрольных створах коллектора при моделировании дождя $P = 1\%$ продолжительностью 720 мин с суммарным слоем осадков 206 мм

Контрольные створы	Без учета аккумулирующих водохранилищ			С учетом аккумулирующих водохранилищ		
	Q , м ³ /с	V , м/с	H , м	Q , м ³ /с	V , м/с	H , м
Граница коллектор–Яшамба	110	8.60	3.51	103	7.58	2.70
Граница коллектор–Адерба	52.8	7.13	1.48	52.8	7.13	1.48
Створ 1	112	4.25	5.03	105	4.15	4.80
Створ 2	67.6	2.42	5.58	61.4	2.35	5.21
Створ 3	46.3	3.33	6.24	45.3	4.04	5.83

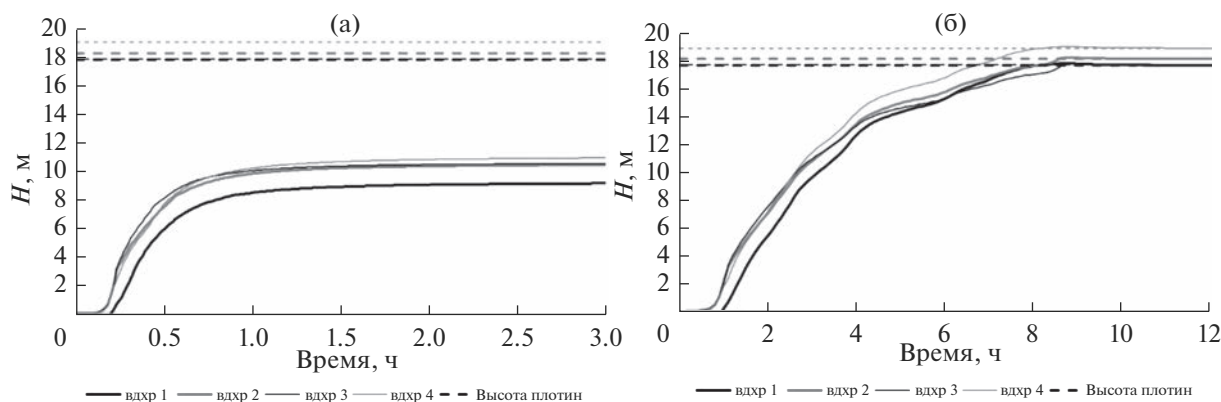


Рис. 8. Глубина воды в аккумулирующих водохранилищах при моделировании дождей $P = 1\%$: а — продолжительностью 20 мин с суммарным слоем осадков 51 мм, б — продолжительностью 720 мин с суммарным слоем осадков 206 мм.

объема водохранилищ определяем, что 1 м приращения уровня воды в водохранилищах аккумулирует ~ 50 тыс. м^3 воды.

Таким образом, увеличение высот плотин на 2 м относительно предложенных значений (табл. 1) позволило бы скоммулировать и последний пик паводка (т. е. полностью весь сток с водосборов этих четырех водохранилищ за расчетный продолжительный дождь) и тем самым снизить максимальные расходы в коллекторе на Яшамбу до $55 \text{ м}^3/\text{с}$. Подчеркнем, что в этом варианте рассматривается пассивная работа водохранилищ, которые просто аккумулируют весь поступающий в них расход во время паводка, а опорожняются после прохождения паводка в тот же коллектор. Очевидно, что это не самый оптимальный вариант регулирования.

ВЫВОДЫ

С использованием высокоточной цифровой 3D-модели рельефа разработана численная гидродинамическая модель горной части водосбора на территории г. Геленджика с учетом нагорного коллектора и аккумулирующих водохранилищ, на которой сквозным образом на единой адаптивной сетке треугольно-четырёхугольной структуры по оригинальному высокоточному алгоритму выполнены расчеты трансформации склонового стока для дождевых паводков обеспеченностью 1% различной продолжительности.

Оказалось, что при отсутствии аккумулирующих резервуаров определяющий для расчета пропускной способности коллектора — короткий 20-минутный дождь, который дает максимальный расход в коллекторе $121 \text{ м}^3/\text{с}$.

При наличии нерегулируемых водохранилищ решающий фактор — их полезный объем, который определяется в первую очередь высотой плотин.

Для срезки расходов продолжительного 720-минутного расчетного дождя необходимы 4 плотины высотой ~ 20 м второго класса капитальности. Размеры плотин можно немного уменьшить, но тогда потребуются сложное непрерывное регулирование сбросных расходов в период прохождения паводков. Необходимо дополнительно исследовать вопрос об экономической эффективности проектируемых аккумулирующих сооружений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексюк А.И., Беликов В.В. Программный комплекс STREAM 2D CUDA для расчета течений, деформаций дна и переноса загрязнений в открытых потоках с использованием технологий Compute Unified Device Architecture (на графических процессорах NVIDIA). Свидетельство о гос. рег. программ для ЭВМ № 2017 660 266 от 20.09.2017.
2. Беликов В.В., Алексюк А.И. Модели мелкой воды в задачах речной гидродинамики. М.: РАН, 2020. 346 с.
3. Курганов А.М. Таблицы параметров предельной интенсивности дождя для определения расходов в системах водоотведения. Справочное пособие. М.: Стройиздат, 1984. 111 с.
4. Определение расчетных характеристик максимального за год слоя осадков различной продолжительности для г. Геленджик и г. Севастополь по данным наблюдений и моделирования. М.: Гидрометцентр России, 2022. Версия 30.03.2022. 63 с.
5. СП 32.13330.2018 Канализация. Наружные сети и сооружения. Актуализированная редакция СНиП 2.04.03-85 (с Изменениями № 1, 2).
6. Срибный М.Ф. Нормы сопротивления движению естественных водотоков и расчет отверстий больших мостов по способу бытовых морфологических характеристик. М.; Л.: Гострансиздат, 1932. 148 с.
7. Штеренлихт Д.В. Гидравлика. М.: КолосС, 2004. 655 с.

8. *Aleksyuk A.I., Belikov V.V.* Simulation of shallow water flows with shoaling areas and bottom discontinuities // *Comput. Math. Math. Phys.* 2017. V. 57. № 2. P. 318–339.
<https://doi.org/10.1134/S0965542517020026>
9. *Aleksyuk A.I., Belikov V.V.* The uniqueness of the exact solution of the Riemann problem for the shallow water equations with discontinuous bottom // *J. Computational Physics*. 2019. V. 390. P. 232–248.
<https://doi.org/10.1016/j.jcp.2019.04.001>
10. *Aleksyuk A.I., Malakhov M.A., Belikov V.V.* The exact Riemann solver for the shallow water equations with a discontinuous bottom // *J. Computational Physics*. 2022. V. 450. № 110801.
<https://doi.org/10.1016/j.jcp.2021.110801>
11. *Vasilieva E., Belikov V.* Numerical Modeling of a Hydrodynamic Accident at an Earth-and-Rockfill Dam on the Dyurso River // *Power Technol. Engineering*. 2020. V. 54. P. 326–331.
<https://doi.org/10.1007/s10749-020-01210-1>
12. *Vasil'eva E.S., Belyakova P.A., Aleksyuk A.I., Selezneva N.V., Belikov V.V.* Simulating Flash Floods in Small Rivers of the Northern Caucasus with the Use of Data of Automated Hydrometeorological Network // *Water Resour.* 2021. V. 48. P. 182–193.
<https://doi.org/10.1134/S0097807821020160>

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.06:556.166

МОДЕЛЬ СТОКА FCM ДЛЯ МАЛЫХ РЕК С ДОЖДЕВЫМ ПИТАНИЕМ 1. КОНЦЕПЦИЯ И АЛГОРИТМЫ¹

© 2023 г. Б. И. Гарцман*

Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

**e-mail: gartsman@inbox.ru*

Поступила в редакцию 02.10.2022 г.

После доработки 05.03.2023 г.

Принята к публикации 06.03.2023 г.

Модель паводкового цикла FCM — концептуальная воднобалансовая модель с сосредоточенными параметрами, разработанная для имитации дождевого стока в масштабе малого речного бассейна. Разработка модели FCM включает описание динамики основных составляющих общего влагозапаса бассейна и воспроизводит эффект пространственной экспансии дренажной сети за счет временных поверхностных и подповерхностных водотоков при экстраординарных паводках. Принятые концептуальные допущения модели, согласующиеся с рациональными гидрологическими соображениями, приводят к трем режимам формирования стока, называемым внутриобъемным, поверхностным и “прорывным”. Представлено детальное изложение концепции и алгоритмов FCM.

Ключевые слова: дождевые паводки, гидрологическое моделирование, малые бассейны, дренажная сеть, нелинейность процессов стокоформирования.

DOI: 10.31857/S0321059623040089, **EDN:** QKNCYW

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование дождевых паводков — традиционной задачей гидрологии суши, решение которой необходимо для прогнозирования наводнений, инженерных расчетов паводка и оценки последствий климатических изменений. По литературным данным, сейчас разработаны уже сотни моделей речного стока [7, 8, 14, 21], сложность которых варьирует от простых емкостных до пространственно-распределенных физически обоснованных моделей. Сложные модели полнее и детальнее описывают гидрологические процессы, но более простые модели обычно более надежны [19]. Кроме того, поскольку оптимальные допущения для описания механизмов стокоформирования в различных природных условиях еще не определены, чрезвычайное их разнообразие требует учета цели и задач моделирования для разработки его стратегии [9].

Компромисс сложности и надежности представляют концептуальные модели, описывающие основные механизмы формирования и концентрации стока в масштабе водосбора на основе данных стандартных гидрометеорологических наблюдений суточного разрешения. Их исполь-

зование ограничено требованием однородности метеорологических воздействий и поверхности водосбора, без чего осреднение входных данных и оценивание эффективных параметров не будут адекватны; т. е. концептуальные модели применимы лишь к “малым” речным бассейнам, характерные размеры которых определяются в зависимости от особенностей модели и решаемой задачи.

Представляемая здесь концептуальная модель паводкового цикла FCM (Flood Cycle Model) специально предназначена для описания высоких и очень высоких дождевых паводков в масштабе малого бассейна с учетом типичного набора данных стационарных наблюдений с суточным шагом. Инновационный подход к разработке модели обусловлен оспариванием некоторых широко принятых представлений. Традиционно считаются физически обоснованными лишь модели, основанные на решении систем уравнений гидродинамики в частных производных на пространственных сетках. Всякое упрощение структуры и алгоритмов моделирования воспринимается как вынужденный переход к концептуальному, т. е. полуэмпирическому, моделированию [4]. Между тем современный опыт гидрологического моделирования показывает наибольшие успехи в применениях именно моделей, в значительной степени “концептуализированных” [5]. При этом

¹ Работа выполнена в рамках государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001, государственная регистрация № 122041100222-7).

создание “идеальной” физической, и при этом работоспособной, модели стока представляется пока недостижимым.

Данная разработка основана на системных представлениях о различных уровнях организации физического мира, на которых существуют специфические объекты-системы и собственные закономерности их движения, развития и взаимодействия. Малый речной бассейн как система фиксирует определенный уровень пространственно-временной и функциональной организации процессов приземного влагооборота на суше, описываемый совокупностью интегральных закономерностей, режимов и параметров [3, 6]. “Физичность” модели определяется не типом используемого математического аппарата, а корректным применением физического метода исследования. Если обсуждаемые объекты четко определены, закономерности доступны регулярному наблюдению, режимы идентифицируются количественными критериями, а параметры могут быть измерены в правильно поставленном эксперименте, то все это, несомненно, “настоящая” физика.

В данной статье впервые дается систематическое и развернутое изложение концепции и алгоритмов FCM, уже представленной в ряде предшествующих публикаций [2, 3]. Еще одна статья данного выпуска посвящена параметризации и верификации FCM с использованием разнообразных данных наблюдений на малых бассейнах. Такое изложение модели, разработка которой начата еще до 1990 г., связано с ее переосмыслением в свете современных представлений о взаимодействиях между различными механизмами формирования стока в точечном и склоновом масштабах, формирующих нелинейность реакции и пороговые эффекты в масштабе бассейна [9–11, 13, 15, 16, 18, 20, 22]. Ключевым моментом дискуссии является роль динамики дренажной системы, в особенности “предпочтительных путей потоков” (“preferential flow paths”), в формировании наиболее ярких проявлений нелинейности реакции бассейна, объясняемых на основе концепции “связности” (“connectivity”).

Авторский подход в основных чертах очень близок к предложенному Д. Кирхнером [11], включающему в себя следующее: представление бассейна в виде “серого ящика”; приоритетность нелинейных свойств гидрологических систем; использование физически обоснованных управляющих уравнений в масштабе водосбора; минимальную параметризацию и углубленное тестирование моделей с учетом ограничений имеющихся данных. При разработке модели FCM был сформулирован специфический набор терминов, аналогичных используемым в гидрофизике почв, но применяемых в масштабе бассейна, с ясным

пониманием возникающих при этом смысловых нюансов.

КОНЦЕПЦИЯ FCM

Модель FCM отображает взаимную динамику отдельных частей полного бассейнового влагозапаса S в теплый период в рамках так называемого “паводкового цикла”, включающего предшествующий паводковому событию бездождный период, выпадение ливневых осадков и вызванный ими паводок. Первая ключевая гипотеза — существование критического расхода Q_{cr} , отвечающего насыщению бассейновой емкости. Это пороговое значение расхода в замыкающем створе Q , разделяющее два типа бассейнового отклика на паводкообразующие осадки. При $Q < Q_{cr}$ существует некоторая свободная емкость бассейна ΔS и для вновь поступающих осадков текущее значение коэффициента стока k_{PQ} значительно меньше единицы. Превышение критического расхода ($Q \geq Q_{cr}$) означает, что $\Delta S = 0$ — достижение бассейном состояния полной влагоемкости, аналогичного подобному состоянию почвы. При этом каждая порция вновь поступающих осадков стекает без потерь, $k_{PQ} = 1$. Гипотетическое предположение о связи состояния полного насыщения бассейна с определенной постоянной величиной расхода эффективно для анализа динамики стокоформирования и разработки модели.

Диаграмма бассейновой емкости

Существование Q_{cr} позволяет получить детализированную информацию о структуре и динамике бассейнового влагозапаса на основе стандартных данных об осадках и стоке путем построения так называемой “диаграммы бассейновой емкости”. Выберем на гидрографе два последовательных дождевых паводка в течение одного теплого периода, для которых $Q_{max} > Q_{cr}$, и отметим два момента времени t_1 и t_2 на кривых спада паводков, когда $Q = Q_{cr}$ (рис. 1а). Поскольку $\Delta S = 0$ для обоих моментов, получаем возможность записать простейшее балансовое уравнение для периода (t_1, t_2) , который и обозначим как “паводковый цикл”

$$P = Q + ET. \quad (1)$$

Выбрав некоторый момент времени t_3 между t_1 и t_2 (рис. 1а), запишем еще два уравнения для частных периодов (t_1, t_3) и (t_3, t_2) :

$$P_1 + \Delta S = Q_1 + ET_1, \quad (2)$$

$$ET_2 + \Delta S = P_2 - Q_2. \quad (3)$$

В уравнениях (1)–(3) P , P_1 , P_2 — суммы осадков за общий и частные периоды (знаки суммы везде опускаем для упрощения); Q , Q_1 , Q_2 — суммы сто-

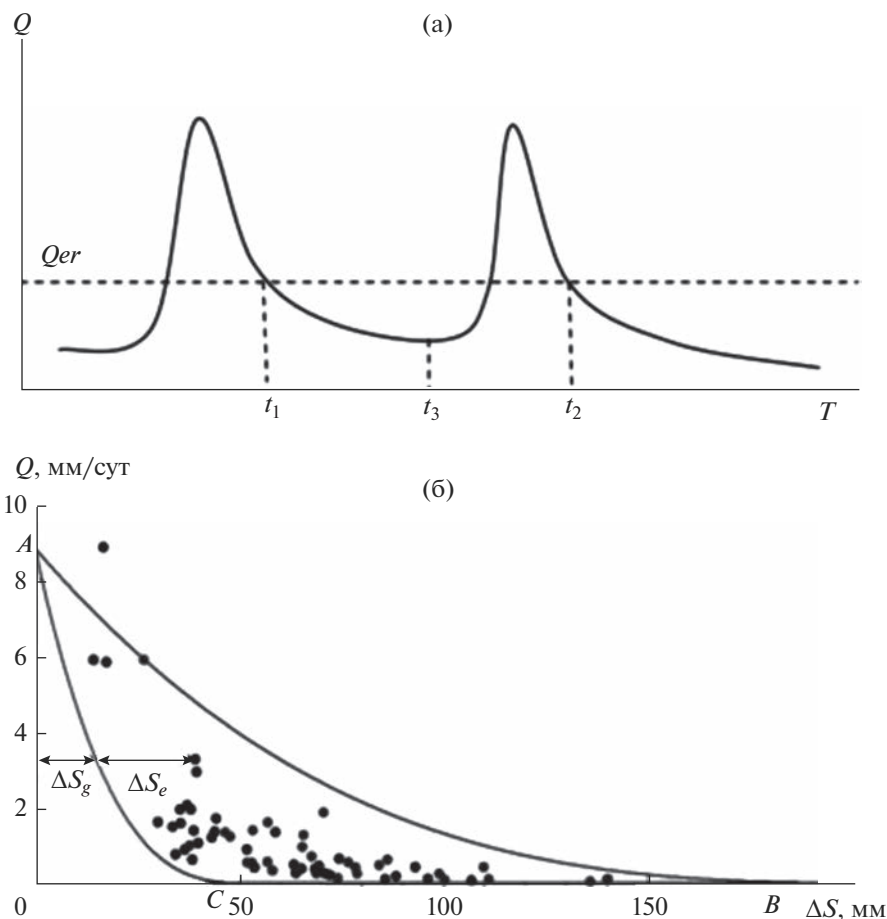


Рис. 1. Схема паводкового цикла (а) и пример диаграммы бассейновой емкости (б), построенной по данным бассейна Комаровка–Садовый, 395 км², 1958–1987. Q – расход воды; T – время; ΔS – свободная бассейновая емкость; ΔS_g и ΔS_e – соответственно гравитационная и негравитационная составляющие ΔS ; точка A отвечает Q_{cr} при $\Delta S = 0$; точки B и C отвечают максимально возможным значениям ΔS и ΔS_g соответственно, при $Q = 0$.

ка; ET , ET_1 , ET_2 – суммы эвапотранспирации; ΔS – величина свободной емкости бассейна в момент t_3 . Уравнение (3) позволяет рассматривать любой дождевой паводок с $Q_{max} > Q_{cr}$ как измерение величины ΔS – величина ET_2 в период (t_3, t_2) пренебрежимо мала, если момент t_3 совпадает с минимальным предпаводковым расходом. Используя такие измерения за длительный период, получаем возможность построить зависимость $Q = f(\Delta S)$, пример приведен на рис. 1б.

В поле диаграммы точка A соответствует критическому расходу, когда $\Delta S = 0$. Ожидаемо видим в общем обратную зависимость $Q = f(\Delta S)$, при этом форма поля точек хотя и размыта, но позволяет достаточно уверенно провести верхнюю и нижнюю огибающие. Верхняя огибающая AB представляет максимальные возможные значения ΔS в зависимости от Q , в то время как нижняя огибающая AC – минимальные. Это означает существование как минимум двух основных частей бассейновой емкости.

Первую из них назовем связанной гравитационной бассейновой емкостью, поскольку объем ее влагозапаса S_g находится в функциональной взаимно-однозначной связи с величиной Q . Физически это означает наличие непрерывных гидравлических связей (линий тока) во всем объеме гравитационного влагозапаса, сходящихся к замыкающему створу, т. е. эта часть бассейновой влаги – стокоформирующая, “запас стока”. До достижения бассейном состояния полного насыщения при $Q < Q_{cr}$ свободная гравитационная емкость ΔS_g представляет собой детерминированную часть общей свободной емкости ΔS , описываемую нижней огибающей поля точек (рис. 1б).

Вторая часть бассейновой емкости представляет собой негравитационную бассейновую емкость, ее влагозапас S_e состоит из различных форм капиллярной почвенной влаги. Свободная негравитационная емкость ΔS_e представляет переменную часть ΔS , варьирующую при заданном $Q < Q_{cr}$ от некоторого максимального значения до

нуля (рис. 16) — в этом последнем случае негравитационная емкость находится в состоянии насыщения, а $\Delta S = \Delta S_g$. Таким образом, ΔS_g определяет минимальную, гарантированную при заданном $Q < Q_{cr}$ величину начальных потерь осадков при паводке, которые являются возвратными — в дальнейшем эта влага расходуется на сток. Значение ΔS_g определяет потери стока за паводок, так как негравитационный влагозапас расходуется на эвапотранспирацию.

Необходимо подчеркнуть, что связанным гравитационным влагозапасом S_g называем полный объем влаги в бассейне, который в каждый текущий момент времени движется под воздействием силы тяжести и гидравлически связан непрерывными линиями тока до замыкающего створа. Поэтому величина S_g функционально связана с Q , т. е. измерение расхода одновременно является измерением S_g . Связанный гравитационный влагозапас включает в себя русловой и грунтовый влагозапасы.

Аналогично вышесказанному, русловой влагозапас S_{gc} определяется как объем влаги, содержащийся в данный момент в дренажной системе, движение влаги в которой аналогично свободным потокам — преимущественно турбулентное, в соответствии с законом Шези. Грунтовый влагозапас S_{go} определяется как объем влаги в системе грунтовых водоносных горизонтов, движение влаги в ней в виде фильтрации — преимущественно ламинарное, в соответствии с законом Дарси. Оба этих влагозапаса являются “связанными” в определенном выше смысле. Понятие “связанности”, введенное при разработке концепции FCM как одна из ключевых инноваций, практически совпадает с понятием “connectivity”, активно дискутируемым в зарубежной литературе последних десятилетий [16].

“Связанность” изменяет представления об условных бассейновых емкостях — составляющих концептуальных “емкостных” моделей стока. Традиционный подход описывает природные емкости, вмещающие различные типы водных масс, подобно искусственным емкостям, обладающим границами, хотя и сложными и труднонаблюдаемыми, но фиксированными. Признание “связанности” некоторых частей бассейновой емкости означает признание подвижности их границ, поскольку “связанность” появляется и исчезает динамически в зависимости от увлажнения. Тогда пополнение влагозапаса определенной емкости может происходить кроме притока еще и в виде “захвата” влаги за счет расширения границ емкости, а расходование — в виде “отрыва” влаги при сокращении границ. Такие механизмы существенно усложняют динамические характеристики системы и являются вероятной причиной наи-

более ярких проявлений нелинейности процессов формирования высоких паводков.

Эпизодически существует еще один компонент бассейнового влагозапаса — S_u , содержащий гравитационную влагу, однако не являющийся “связанным” в определенном выше смысле. Он включает множество микрообъемов свободной влаги в виде луж, локальных переувлажненных почвенных горизонтов и обводненных макропор, локализованных большей частью на поверхности водосбора или на небольшой глубине. В бытовом состоянии бассейна, при $Q < Q_{cr}$, эти микрообъемы изолированы, их влагозапас расходуется на инфильтрацию в ненасыщенную почву, частично питая грунтовые воды, а частично переходя в капиллярную форму с дальнейшим испарением. Для обозначения влагозапаса S_u наиболее подходит термин “верховодка”, поэтому в дальнейшем будем говорить о влагозапасе и емкости верховодки. В то же время будем кратко называть гравитационный, русловой и грунтовый влагозапасы, а также соответствующие емкости, без указания на их “связанность”.

Гипотеза о критическом расходе прямо влечет за собой существование характерных значений бассейнового влагозапаса. Во-первых, при условии $Q = Q_{cr}$ и $\Delta S = 0$ это полная влагоемкость бассейна (“total moisture capacity” (TMC)). Как видно на диаграмме бассейновой емкости (рис. 16), величина TMC равна отрезку $|OB|$, т. е. предельной величине ΔS при $Q = 0$. Аналогично определяется характерное значение гравитационного влагозапаса бассейна — гравитационная критическая влагоемкость (“gravitational critical capacity” (GCC), $GCC = |OC|$), а также характерное значение негравитационного (почвенного) влагозапаса, для которого используем известный термин “полевая влагоемкость” (“field moisture capacity” (FMC), $FMC = |CB|$).

Предлагаемые выше термины целенаправленно вводятся по аналогии со сходными терминами гидрофизики почв: TMC аналогичен полной влагоемкости (ПВ) или полной пористости, FMC — полевой или наименьшей влагоемкости (НВ), GCC ($GCC = TMC - FMC$) — содержанию свободной влаги или свободной пористости. Но параметры водосбора отличаются от аналогичных параметров почвы, по крайней мере включением дополнительных компонентов — например, руслового влагозапаса. С более широкой точки зрения аналогичные термины, применяемые в разных пространственно-временных масштабах, не идентичны по смыслу. Взаимоотношения между сосредоточенными параметрами модели масштаба водосбора и их аналогами масштаба почвенного профиля должны быть предметом специальной разработки. Опираясь на ту же аналогию,

введем понятие коэффициента свободной пористости бассейна k_{bp}

$$k_{bp} = \frac{GCC}{TMC} = \frac{TMC - FMC}{TMC}. \quad (4)$$

Параметр FMC характеризует максимально возможный негравитационный влагозапас бассейна. Напротив, гравитационный влагозапас может возрастать неограниченно за счет переполнения и пространственного развития дренажной сети бассейна в периоды интенсивного переувлажнения. Таким образом, GCC является верхней пороговой величиной гравитационного влагозапаса, при котором дренажная сеть бассейна еще сохраняет свое бытовое состояние в виде сети постоянных водотоков. TMC аналогично — верхняя пороговая величина полного влагозапаса. При превышении указанных пороговых величин происходит изменение характера реагирования бассейна на выпадение осадков, т. е. смена режима формирования стока. Различия режимов формирования стока — вторая ключевая идея концепции FCM.

Режимы формирования стока

Концепция FCM предполагает три различных режима формирования стока, называемых далее внутриобъемным, поверхностным и “прорывным” (рис. 2). Под режимами подразумеваются различные типы целостного динамического отклика бассейна на осадки, рассматриваемые на основе доступных данных стандартного мониторинга. Каждый режим обусловлен особым комплексом процессов стокоформирования, реализующихся в масштабах отдельных площадок и склонов [18], которые, однако, не могут быть разделены и описаны на основе доступных стандартных данных.

Внутриобъемный режим (рис. 2а). Пока $Q < Q_{сг}$ и $S < TMC$, а также и $S_e < FMC$, на водосборе преобладают обычные механизмы формирования подповерхностного склонового стока, не связанные с переувлажнением бассейна. Речная сеть остается стабильной, и вариации русловых влагозапасов происходят в пределах ее границ, условно — в пределах бровок русел постоянной речной сети. Определенными стабильными рамками при этом ограничены и колебания объемов грунтовых вод. Верховодка представлена ограниченным числом поверхностных микрообъемов влаги и обводненных макропор, гидравлические связи между которыми отсутствуют. Приток в гравитационную емкость бассейна формируется исключительно за счет обычных процессов склонового стокоформирования и обозначается как F_r . Внутриобъемный режим стокоформирования соответствует так называемому бытовому состоянию реки, охватывающему и часто наблюдаемые невысокие паводки.

Поверхностный режим (рис. 2б). Когда влагозапас бассейна превышает TMC , т. е. $Q > Q_{сг}$, дополнительные порции осадков накапливаются вблизи поверхности и дренажная сеть бассейна интенсивно разрастается вверх по склонам. При этом преобладают механизмы формирования поверхностного и быстрого подповерхностного стока, а мощность временной дренажной сети очень динамична, что ведет к выраженной нелинейности бассейнового отклика. Нарастающие до этого момента по численности и размерам микрообъемы влаги, составляющие влагозапас верховодки, связываются временной сетью потоков и присоединяются к гравитационному влагозапасу. Обычный приток в гравитационную емкость F_r дополняется механизмом “захвата” влагозапаса при разрастании дренажной сети, который обеспечивает так называемый “присоединенный” приток F_c . Таким образом, поверхностный режим стокоформирования отвечает формированию высоких и очень высоких паводков, что в среднем наблюдается от нескольких раз в год до одного раза в несколько лет — в зависимости от региона.

Описываемая динамика дренажной сети по смыслу близка к известной концепции переменной области питания (например, [9], с. 445). Однако в настоящей работе процесс распространения дренажной системы по поверхностным и подповерхностным временным путям стекания рассматривается как всеобъемлющий, но при этом почти ненаблюдаемый — на основе стандартных данных возможно лишь контролировать результирующие эффекты в масштабе бассейна. При этом временная дренажная сеть не только присоединяет влагозапас верховодки, но и интенсивно пронизывает весь гравитационный влагозапас, мобилизуя его и контролируя его динамику. Скорость склонового добега значительно возрастает, а дистанция до поступления влаги в ближайший элемент дренажной сети в разы уменьшается, что многократно сокращает время бассейновой концентрации стока.

Отметим, что временная дренажная сеть нестабильна и требует наличия достаточного внешнего притока. При прекращении или недостаточности притока временная сеть быстро разрушается, а запас влаги из нее теряет мобильность, переходя из руслового в грунтовый влагозапас либо во влагозапас верховодки. Таким образом, приток F_c может иметь как положительную, так и отрицательную величину.

“Прорывной” режим стокоформирования (рис. 2в) пока представляет собой гипотетическое представление о процессах формирования стока при экстремальном переувлажнении бассейна. Когда развитие дренажной сети достигает возможного предела и почвенный покров пере-насыщен влагой, влагозапас верховодки достига-

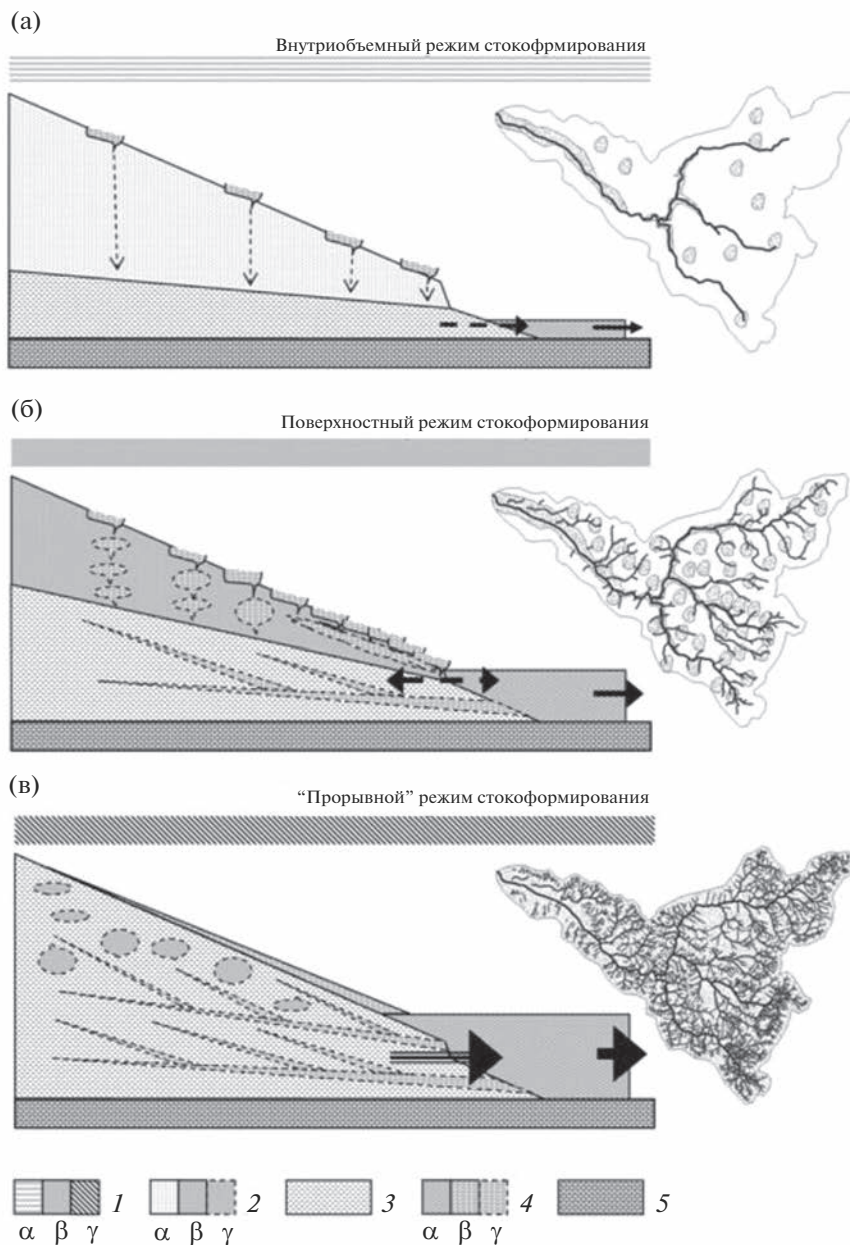


Рис. 2. Схематическое представление режимов стокоформирования в разрезе склона и на поверхности водосбора: а – внутриобъемный; б – поверхностный; в – “прорывной”. 1 – интенсивность осадков: умеренная (α), высокая (β), экстраординарная (γ); 2 – негравитационная (капиллярная) емкость в состоянии: бытовом (α), насыщенном (β), переувлажненном (γ); 3 – грунтовая емкость; 4 – русловая емкость в форме: постоянных русел (α), поверхностных микроводоемов и потоков (β), подповерхностных макропор и потоков (γ); 5 – подстилающий водоупор.

ет экстремальных значений и полностью включается в гравитационный влагозапас, а время бассейновой концентрации стока становится предельно малым. Большая часть поверхности бассейна при этом покрыта слоем или пленкой свободной влаги, что должно приводить к массовому затоплению капилляров и исчезновению капиллярных сил, удерживающих почвенную влагу. Запас капиллярной влаги приобретает мобильность и

очень быстро присоединяется к гравитационному влагозапасу; соответственно, расход стремительно возрастает. Вследствие экстремально интенсивного сброса влагозапас бассейна резко снижается, при этом капиллярные силы восстанавливаются и фиксируют почвенную влагу – происходит резкое падение расхода.

Бассейн в этом состоянии демонстрирует сильно нелинейную динамику, которая выглядит

как “выстрел” или мгновенный “прорыв” расхода. По-видимому, локальные проявления подобного механизма описаны как “волнообразная мобилизация грунтовых вод” У. Брасертом ([9], с. 457): “...этот механизм, связанный с капиллярностью, может привести к так называемому “гребню” грунтовых вод не только в прирусловой зоне, но и по склонам, где капиллярная кайма уже находится близко к поверхности земли. ... может ли этот механизм объяснить интенсивный подповерхностный ливневой сток или нет, еще предстоит выяснить”. Описанный механизм предполагает второе пороговое значение расхода Q_{bur} и еще один тип притока к гравитационному влагозапасу — “прорывной” приток F_b . Наблюдать “прорывной” режим можно исключительно редко и с огромными трудностями, такие наблюдения почти отсутствуют. Модель FCM позволяет оценить величину Q_{bur} и предсказать существование “прорывного” режима.

ОСНОВНЫЕ ГИПОТЕЗЫ FCM

Пять базовых гипотез формируют математическую основу FCM, определяя характерные значения компонентов бассейнового влагозапаса, их независимую динамику и взаимосвязи.

1. Существует критический расход Q_{cr} , фиксирующий заполнение свободной емкости бассейна, после чего все последующие осадки стекают без потерь.

2. Существуют характерные значения общего бассейнового влагозапаса и его составляющих (негравитационного, гравитационного, грунтового и руслового влагозапасов), которые достигаются при $Q = Q_{\text{cr}}$.

3. Расход в замыкающем створе находится в функциональной зависимости от величины гравитационного влагозапаса, а также и от величины руслового влагозапаса.

Это положение следует из “связанности” гравитационного влагозапаса и его составляющих — руслового и грунтового влагозапасов. Оно является конкретной формулировкой принципа квазиравновесности, что означает достаточно медленные изменения моделируемой системы, сохраняющей близкое к равновесию состояние. В таком случае выходной сигнал информативен по отношению к текущему состоянию системы и ее компонент. Формулировка гипотезы подразумевает временной шаг моделирования большим или равным времени концентрации стока в бассейне. При суточном шаге это означает целесообразность применения FCM для бассейнов размером от 10 до 1000 км².

4. Независимая динамика каждого стокоформирующего компонента бассейнового влагозапа-

са выражается степенным соотношением расхода и влагозапаса типа $Q = kS^n$.

Степенной тип зависимостей широко применяется в науках о Земле. Зависимости этого типа описывают автомодельные природные явления [1], в частности — отражают самоподобие (фрактальность) речных систем [17, 23]. Общий вид связи $Q = kS^n$ позволяет одни компоненты бассейнового влагозапаса описывать постоянным расходом ($n = 0$), другие — как линейные резервуары ($n = 1$), а также как нелинейные резервуары ($n > 1$). Для простоты и верифицируемости модели предпочтительны целочисленные и как можно меньшие значения n . В концептуальных моделях постоянным расходом часто описывается водообмен с глубокими подземными горизонтами, модель линейного резервуара широко используется для представления влагозапасов в русловой сети. Однако гравитационный влагозапас, как видно на рис. 1б, имеет явно нелинейную динамику.

5. При $Q = Q_{\text{cr}}$ и отсутствии осадков динамика руслового и гравитационного влагозапасов идентична в смысле равенства их первых и вторых производных.

Последнее положение связано с особенностями порогового состояния бассейна. При $Q < Q_{\text{cr}}$ русловой влагозапас является переменной частью гравитационного. Динамика гравитационного влагозапаса является определяющей и выражается в изменениях расхода. При $Q > Q_{\text{cr}}$ русловой влагозапас становится доминирующей частью гравитационного запаса, определяющей динамику последнего и изменения расхода. Пороговое состояние — момент, когда гравитационный и русловой влагозапасы образуют единое целое, их динамика идентична. Математически это выражается равенством первой и второй производных функций, описывающих динамику гравитационного и руслового влагозапасов, в пороговой точке. Другими словами, независимые кривые истощения руслового и гравитационного влагозапасов должны иметь одинаковый наклон касательной при $Q = Q_{\text{cr}}$.

СТРУКТУРА И АЛГОРИТМЫ FCM

Блок-схема FCM представлена на рис. 3. Изначально осадки, поступающие на поверхность водосбора, разделяются на две части. Стокоформирующая часть осадков попадает в емкость верховодки, откуда поступает в гравитационную емкость и трансформируется в последующем в расход в замыкающем створе. Остальная часть осадков (потери) пополняют негравитационную емкость и расходуются в дальнейшем на эвапотранспирацию, за исключением некоторых редко складывающихся условий.

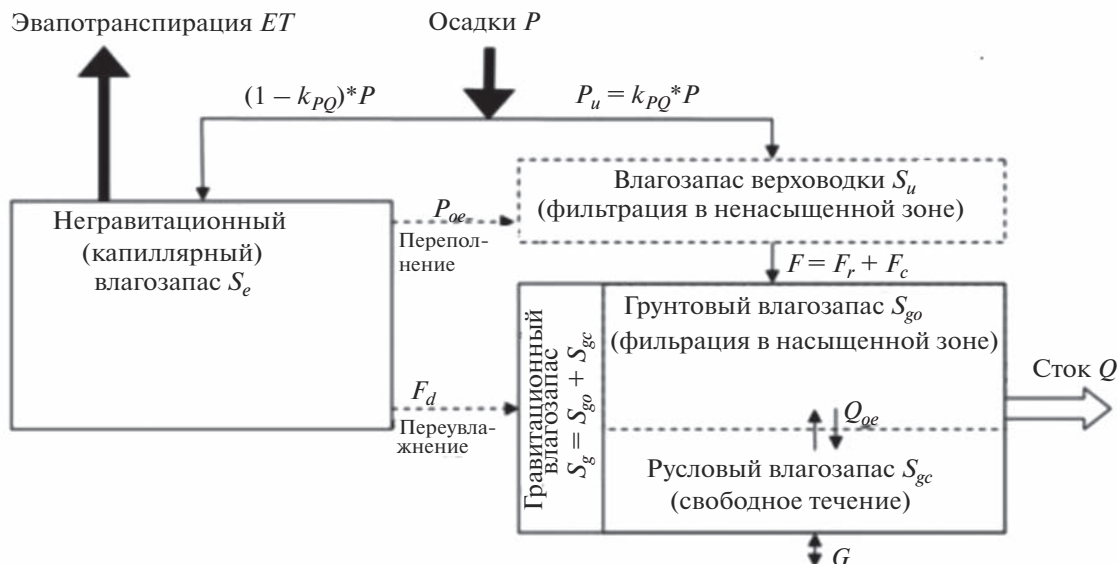


Рис. 3. Блок-схема модели паводкового цикла FCM.

Стокоформирующие осадки

Доля стокоформирующих осадков определяется через коэффициент k_{PQ} , величина которого изменяется от незначительной при иссушенном бассейне до единицы при состоянии насыщения (ТМС). Для вывода зависимости $k_{PQ} \sim Q$ предложена степенная зависимость между относительными величинами (долями) свободных негравитационной и гравитационной емкостей в форме

$$R_{de} = aR_{dg}^m + b, \quad (5)$$

где a , b и m – параметры, R_{de} – доля свободной негравитационной емкости,

$$R_{de} = \frac{\Delta S_e}{FMC} = \frac{FMC - S_e}{FMC}, \quad (6)$$

R_{dg} – доля свободной гравитационной емкости,

$$R_{dg} = \frac{\Delta S_g}{GCC} = \frac{GCC - S_g}{GCC}. \quad (7)$$

Полагая, что соотношение (5) непрерывно выполняется, вычислим текущее значение k_{PQ}

$$k_{PQ} = \frac{P_u}{P} = \frac{dS_g}{dS} = \frac{dS_g}{dS_g + dS_e}. \quad (8)$$

Дифференцируя уравнение (5), получаем

$$dR_{de} = maR_{dg}^{m-1} dR_{dg}. \quad (9)$$

Подстановка уравнений (6) и (7) в уравнение (9) дает

$$\begin{aligned} d\left(\frac{FMC - S_e}{FMC}\right) &= \\ &= ma\left(\frac{GCC - S_g}{GCC}\right)^{m-1} d\left(\frac{GCC - S_g}{GCC}\right) = \\ &= -\frac{ma}{GCC^m} (GCC - S_g)^{m-1} dS_g. \end{aligned} \quad (10)$$

После упрощений

$$dS_e = \frac{ma}{GCC^m} (GCC - S_g)^{m-1} FMC dS_g. \quad (11)$$

Подставляя уравнение (11) в уравнение (8), получаем после преобразований

$$k_{PQ} = \begin{cases} 1, & Q \geq Q_{cr} \\ \frac{GCC^m}{ma(GCC - S_g)^{m-1} FMC + GCC^m}, & Q < Q_{cr}. \end{cases} \quad (12)$$

Полученная зависимость $k_{PQ} = f(S_g)$ имеет характерный S-образный вид, изменяясь от нескольких сотых при $S_g = 0$ до единицы при достижении состояния насыщения бассейна. Поскольку S_g функционально связан с Q , такая форма зависимости позволяет вычислять k_{PQ} на каждом шаге моделирования.

Негравитационный влагозапас

Баланс негравитационного влагозапаса S_e записывается следующим образом

$$\frac{dS_e}{dt} = (1 - k_{PQ})P - ET - P_{oe} - F_b, \quad (13)$$

где t — время; P_{oe} — избыточные осадки, которые при переполнении негравитационной емкости ($S_e > FMC \Leftrightarrow Q > Q_{cr}$) пополняют влагозапас верховодки, т. е.

$$P_{oe} = \begin{cases} S_e - FMC, & Q \geq Q_{cr} \\ 0, & Q < Q_{cr}, \end{cases} \quad (14)$$

F_b — “прорывной” приток, возникающий исключительно редко при экстремальном переувлажнении за счет мобилизации капиллярного почвенного влагозапаса.

Влагозапас верховодки

Влагозапас верховодки S_u описывается моделью единичной линейной емкости с постоянным показателем истощения. Его баланс представлен следующим образом

$$\frac{dS_u}{dt} = P_u + P_{oe} - F_r - F_c, \quad (15)$$

где P_u — стокоформирующие осадки; F_r — приток, отражающий обычный механизм стокоформирования на склонах, $F_r = k_u S_u$, причем k_u — коэффициент истощения верховодки; F_c — “присоединенный” приток, возникающий иногда в условиях переувлажнения, при $Q > Q_{cr}$.

Гравитационный влагозапас

Гравитационный влагозапас — наиболее сложная часть FCM, обеспечивающая сильную нелинейность ее отклика на осадки. Обобщая все сформулированные выше допущения, динамика гравитационного влагозапаса S_g , включающего в себя русловую S_{gc} , представим совокупностью уравнений

$$\begin{cases} \frac{dS_{gc}}{dt} = -k_{gc} S_{gc} + Q_{gc} \\ \frac{dS_g}{dt} = -k_g S_g^3 + F + G. \end{cases} \quad (16)$$

В первом уравнении приходный член Q_{gc} обозначает приток в русловую влагозапас из грунтового. Во втором уравнении два приходных члена описывают внешний влагообмен гравитационного влагозапаса: F представляет собой суммарный приток всех видов, описанных выше ($F = F_r + F_c + F_b$), G описывает водообмен с глубокими подземными горизонтами. Величина G предполагается пренебрежительно малой по сравнению с паводковыми расходами, она задается постоянной и при выводе последующих уравнений не учитывается.

В обоих уравнениях (16) расходный член — расход в замыкающем створе Q , который, согласно базовым гипотезам 3 и 4, связан степенными зависимостями с величинами руслового и грави-

тационного влагозапасов. В первом из уравнений (16) использована линейная зависимость, а во втором кубическая

$$\begin{cases} Q = k_{gc} S_{gc} \\ Q = k_g S_g^3. \end{cases} \quad (17)$$

При этом коэффициенты k_{gc} и k_g — константы, а выбор показателя степени $n = 3$ для S_g обусловлен наилучшим соответствием данным наблюдений.

На основе уравнений (16) для случая свободного истощения влагозапасов, т. е. при нулевых значениях всех приходных членов, можем записать первые и вторые производные S_{gc} и S_g в виде

$$\begin{cases} \frac{dS_{gc}}{dt} = -k_{gc} S_{gc}, & \frac{d^2 S_{gc}}{dt^2} = -k_{gc} S'_{gc} \\ \frac{dS_g}{dt} = -k_g S_g^3, & \frac{d^2 S_g}{dt^2} = -3k_g S_g^2 S'_g. \end{cases} \quad (18)$$

В силу гипотезы 5 о равенстве первых и вторых производных S_{gc} и S_g при $Q = Q_{cr}$ и с учетом уравнений (17) получаем выражение связи для коэффициентов уравнений (16)

$$\begin{aligned} \frac{S''_{gc}}{S'_{gc}} = \frac{S''_g}{S'_g} &\Rightarrow k_g = \frac{k_{gc}}{3S_g^2} \Rightarrow k_g = \\ &= \frac{k_{gc} k_g^{2/3}}{3Q_{cr}^{2/3}} \Rightarrow k_g = \frac{k_{gc}^3}{27Q_{cr}^2}. \end{aligned} \quad (19)$$

Для аналитического решения уравнений (16) необходимо наложение дополнительных ограничений. Во-первых, найдем выражение для кривой истощения гравитационного влагозапаса при отсутствии внешнего притока ($F = 0$). Второе из уравнений (16) дает

$$\begin{aligned} \frac{dS_g}{dt} &= -k_g S_g^3 \Rightarrow S_g^{-3} dS_g = \\ &= -k_g dt \Rightarrow -\frac{1}{2} S_g^{-2} = -k_g t + \theta^* \Rightarrow S_g^{-2} = 2k_g t + \theta. \end{aligned} \quad (20)$$

Постоянная $\theta = S_{0g}^{-2}$ при $t = 0$, S_{0g} — начальная величина гравитационного влагозапаса. В итоге получаем

$$S_g = \left(2k_g t + \frac{1}{S_{0g}^2} \right)^{-1/2}. \quad (21)$$

Подставляя уравнения (17)–(19) и (21) в уравнения (16), получаем решение в виде динамики переменных в процессе истощения гравитационного влагозапаса

$$S_{gc} = \frac{k_g}{k_{gc}} \left(2k_g t + \frac{1}{S_{0g}^2} \right)^{-3/2}, \quad (22)$$

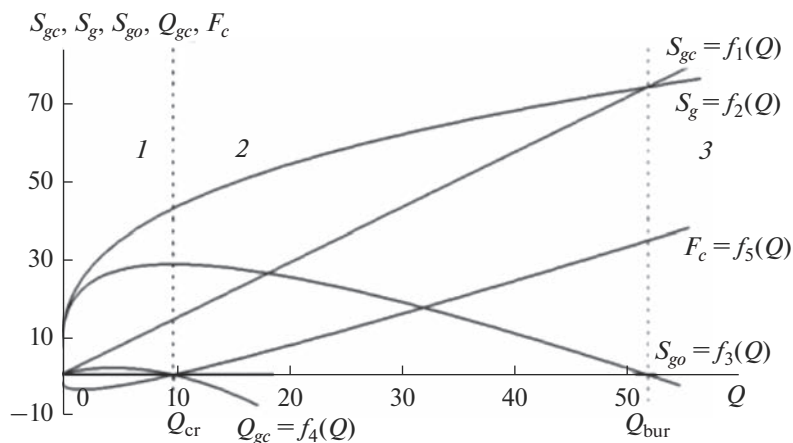


Рис. 4. Зависимости компонент S_{gc} , S_g , S_{go} (мм) и потоков Q_{gc} , F_c (мм/сут) гравитационного бассейнового влагозапаса от расхода в замыкающем створе Q (мм/сут) на примере бассейна Комаровка—Центральный, 157 км². Интервалы расходов соответствуют режимам формирования стока: 1 — внутриобъемному; 2 — поверхностному; 3 — “прорывному”.

$$Q = k_g \left(2k_g t + \frac{1}{S_{0g}^2} \right)^{-3/2}, \quad (23)$$

$$Q_{gc} = k_g \left(2k_g t + \frac{1}{S_{0g}^2} \right)^{-3/2} - \frac{3k_g^2}{k_{gs}} \left(2k_g t + \frac{1}{S_{0g}^2} \right)^{-5/2}, \quad (24)$$

$$S_{go} = S_g - S_{gc} = \left(2k_g t + \frac{1}{S_{0g}^2} \right)^{-1/2} - \frac{k_g}{k_{gc}} \left(2k_g t + \frac{1}{S_{0g}^2} \right)^{-3/2}. \quad (25)$$

В силу равенства (23) преобразуем уравнения (21), (22), (24) и (25) таким образом, чтобы Q выступал в качестве независимой переменной

$$S_{gc} = \frac{Q}{k_{gc}}, \quad (26)$$

$$S_g = \left(\frac{Q}{k_g} \right)^{1/3}, \quad (27)$$

$$S_{go} = \left(\frac{Q}{k_g} \right)^{1/3} - \frac{Q}{k_{gc}}, \quad (28)$$

$$Q_{gc} = Q - \frac{3k_g^{1/3} Q^{5/3}}{k_{gc}}. \quad (29)$$

Нанеся соответствующие кривые на диаграмму (рис. 4), получаем динамический “портрет” гравитационного бассейнового влагозапаса. Пространство диаграммы разделено на три поля двумя пороговыми расходами — Q_{cr} и Q_{bur} . При достижении первого из них функция притока в русловую емкость $Q_{gc} = f(Q)$ пересекает ось и становится от-

рицательной, при достижении второго уходит в отрицательную область функция грунтового влагозапаса $S_{go} = f(Q)$. На первый взгляд эти эффекты противоречат физическому смыслу переменных, поэтому рассмотрим детальнее их рациональную интерпретацию в рамках базовых гипотез FCM.

Как обсуждалось выше, при $Q > Q_{cr}$ распространение дренажной сети приводит к “захвату” дополнительного притока F_c . Такое состояние дренажной сети нестабильно и требует для своей поддержки избыточного питания. Недостаток питания приводит к распаду временной дренажной сети и утрате части ее связанного влагозапаса. Воднобалансовая модель интерпретирует это как отрицательный приток в русловую сеть. Очевидно, существует некоторая минимальная величина “присоединенного” притока F_c , необходимая для поддержания стабильности временной дренажной сети в достигнутом ею состоянии. Эта величина может быть получена решением уравнений (16) при наложении условия $Q_{gc} = 0$. Из первого уравнения совокупности получаем

$$\begin{aligned} \frac{dS_{gc}}{dt} &= -k_{gc} S_{gc} \Rightarrow \frac{dS_{gc}}{S_{gc}} = \\ &= -k_{gc} dt \Rightarrow \ln(S_{gc}) = -k_{gc} t + \vartheta^* \Rightarrow S_{gc} = \vartheta e^{-k_{gc} t}, \end{aligned} \quad (30)$$

здесь ϑ — константа, равная начальной величине руслового влагозапаса S_{0gc} при $t = 0$. Учитывая уравнения (17), (18), получаем из уравнений (16) следующее

$$S_{gc} = \frac{k_g}{k_{gc}} S_{0g}^3 e^{-k_{gc} t}, \quad (31)$$

$$S_g = S_{0g} e^{\frac{k_{gc} t}{3}}, \quad (32)$$

$$S_{go} = S_{0g} e^{\frac{k_{gc}t}{3}} - \frac{k_g}{k_{gc}} S_{0g}^3 e^{-k_{gc}t}, \quad (33)$$

$$Q = k_g S_{0g}^3 e^{-k_{gc}t}, \quad (34)$$

$$F_c = k_g S_{0g}^3 e^{-k_{gc}t} - \frac{k_{gc} S_{0g}}{3} e^{\frac{k_{gc}t}{3}}. \quad (35)$$

Приведем уравнения (31)–(33) и (35) к форме зависимостей от Q с использованием равенства (34) аналогично описанному выше. В результате получаем 4 уравнения, три из которых совпадают с уравнениями (26)–(28), а четвертое записывается как

$$F_c = Q - \frac{k_{gc}}{3} \left(\frac{Q}{k_g} \right)^{\frac{1}{3}}. \quad (36)$$

Нанеся эту зависимость на диаграмму (рис. 4), видим, что при $Q > Q_{cr}$ существует временная дренажная сеть, для поддержания которой необходима некоторая величина F_c . Этот приток может поступать из влагозапаса верховодки, если он имеется в достаточном количестве. Таким образом, в FCM имеем два возможных решения для кривой спада паводка при $Q > Q_{cr}$

$$Q = \begin{cases} k_g S_{0g}^3 e^{-k_{gc}t}, & S_u \geq F_c \\ k_g \left(2k_g t + \frac{1}{S_{0g}^2} \right)^{-3/2}, & S_u < F_c. \end{cases} \quad (37)$$

Диаграмма на рис. 4 также показывает, что доля грунтового влагозапаса в гравитационном возрастает с ростом расхода до $Q = Q_{cr}$, а затем снижается до нуля при $Q = Q_{bur}$ и далее становится отрицательной. Очевидно, физически влагозапас не может быть отрицательным, и полученный эффект является математическим следствием принятого набора модельных гипотез. Второе пороговое значение расхода Q_{bur} , как обсуждалось, фиксирует переход к экстремально переувлажненному состоянию, когда динамика системы определяется исчезновением–восстановлением капиллярных сил. Адекватного физико-математического описания гипотетического поведения системы при $Q > Q_{bur}$ дать пока невозможно, в частности из-за его исключительной редкости и труднодоступности для наблюдения. В существующей версии FCM отрицательные значения грунтового влагозапаса компенсируются поступлением “прорывного” притока F_{bur} из негравитационного влагозапаса, что отвечает быстрой мобилизации почвенной влаги при ослаблении (исчезновении) капиллярных сил. Достоинством FCM является возможность предсказать “прорывное” состояние бассейна и оценить величину

Q_{bur} . В соответствии с уравнением (28) и с учетом условия $S_{go} = 0$ при $Q = Q_{bur}$ получаем

$$Q_{bur} = 3^{3/2} Q_{cr} \approx 5.196 Q_{cr}. \quad (38)$$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленная модель разрабатывалась в качестве методической основы решения основных задач гидрологии суши в регионах с преобладанием дождевых паводков в режиме с использованием лишь минимального набора данных стандартных наблюдений. Несмотря на прикладные цели, разработка опирается на инновационный подход, включающий такие нетривиальные предположения, как существование критического расхода для малого бассейна и принципиальное различие механизмов формирования рядовых и экстраординарных паводков. Наиболее значительной инновацией представляется попытка показать, что разработка корректно обоснованных управляющих уравнений в масштабе водосбора является не менее физически обоснованным путем моделирования речного стока, чем традиционный путь адаптации гидродинамических уравнений в частных производных.

В данной статье подробно обсуждается концепция и излагаются алгоритмы модели. Как показано, она обладает определенной прогностической силой в фундаментальном научном смысле, т. е. оказывается способной предсказывать режимы и параметры функционирования бассейна, практически ненаблюдаемые из-за их редкости и трудности фиксации. Некоторые полученные выводы могут быть охарактеризованы даже как экзотические, требующие специальной интерпретации.

С учетом сказанного особенно важны корректность и полнота верификации модели. Обычная процедура тестирования гидрологических моделей, основанная на проверке качества воспроизведения рядов стока, должна быть дополнена специальным анализом стандартных и специальных наблюдений с целью прямого подтверждения как базовых предположений FCM, так и получаемых нетривиальных выводов. Обычные затруднения на этом пути вызывают редкость изучаемых событий, неполнота и относительно низкая точность стандартных наблюдений, почти всегда дающие возможность оспорить достоверность необычных эффектов и явлений. Кроме того, заявка на “физичность” представляемой модели стока обязательно предполагает, и об этом упоминалось выше, независимость оценок параметров, опирающихся на прямые измерения, т. е. максимальный уход от процедуры калибровки модели. Этой проблематике посвящена ч. 2 данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баренблатт Г.И.* Автомодельные явления — анализ размерностей и скейлинг. Долгопрудный: Изд. Дом “Интеллект”, 2009. 216 с.
2. *Гарцман Б.И.* Дождевые наводнения на реках юга Дальнего Востока: методы расчетов, прогнозов, оценок риска. Владивосток: Дальнаука, 2008. 223 с.
3. *Гарцман Б.И., Шамов В.В., Губарева Т.С. и др.* Речные системы Дальнего Востока России: четверть века исследований. Владивосток: Дальнаука, 2015. 492 с.
4. *Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г.* Формирование речного стока. Физико-математические модели. М.: Наука, 1983. 216 с.
5. *Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н.* Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: Изд-во РАН, 2018. 300 с.
6. *Шамов В.В.* Влагооборот на суше. Системно-методологический и физико-геометрический анализ. Владивосток: Дальнаука, 2006. 196 с.
7. *Beven K.J.* Rainfall-runoff Modelling: The Primer. Chichester: Wiley&Sons, 2001. 488 p.
8. *Bloeschl G.* 133 Rainfall-runoff Modelling of Ungauged Catchments // Encyclopedia of Hydrol. Sci / Ed. *M.G. Anderson, J.J. McDonnell*. New York: John Wiley, 2005. P. 2061–2080.
<https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa140>
9. *Brutsaert W.* Hydrology: An Introduction. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2005. 605 p.
10. *Clark M.P., Rupp D.E., Woods R.A., Tromp-van Meerveld H.J., Peters N.E., Freer J.E.* Consistency between hydrological models and field observations: linking processes at the hillslope scale to hydrological responses at the watershed scale // Hydrol. Proc. 2009. V. 23 (2). P. 311–319.
<https://doi.org/10.1002/hyp.7154>
11. *Kirchner J.W.* Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward // Water Resour. Res. 2009. V. 45 (2). W02429.
<https://doi.org/10.1029/2008WR006912>
12. *Kirchner J.W.* Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology // Water Resour. Res. 2006. V. 42 (3). W03S04.
<https://doi.org/10.1029/2005WR004362>
13. *Lehmann P., Hinz C., McGrath G., Tromp-van Meerveld H.J., McDonnell J.J.* Rainfall threshold for hillslope outflow: an emergent property of flow pathway connectivity // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2007. V. 11. P. 1047–1063.
<https://doi.org/10.5194/hess-11-1047-2007>
14. *Mathematical models of small watershed hydrology* // Eds *V.P. Singh, D.K. Frevert*. Highlands Ranch: Water Resour. Publ., 2001. 972 p.
15. *McDonnell J.J.* A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment // Water Resour. Res. 1990. V. 26 (11). P. 2821–2832.
<https://doi.org/10.1029/WR026i011p02821>
16. *McDonnell J.J., Sivapalan M., Vache K. et al.* Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology // Water Resour. Res. 2007. V. 43 (7). W07301.
<https://doi.org/10.1029/2006WR005467>
17. *Rodriguez-Iturbe I., Rinaldo A.* Fractal River Basins: Chance and Self-organization. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 570 p.
18. *Schmocker-Fackel P., Naef F., Scherrer S.* Identifying runoff processes on the plot and catchment scale // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2007. V. 11. P. 891–906.
<https://doi.org/10.5194/hess-11-891-2007>
19. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling* // Ed. *R.B. Grayson, G. Blöschl*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2000. 423 p.
20. *Tromp-van Meerveld H.J., McDonnell J.J.* Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope // Water Resour. Res. 2006. V. 42. W02410.
<https://doi.org/10.1029/2004WR003778>
21. *Wagener T., Wheeler H.S., Gupta H.V.* Rainfall-runoff Modelling in gauged and ungauged catchments. London: Imperial College Press, 2004. 332 p.
22. *Weiler M., McDonnell J.J.* Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes // Water Resour. Res. 2007. V. 43 (3). W03403.
<https://doi.org/10.1029/2006WR004867>
23. *Wittenberg H.* Baseflow recession and recharge as non-linear storage processes // Hydrol. Proc. 1999. V. 13 (5). P. 715–726.
[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N)

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.06:556.166

МОДЕЛЬ СТОКА FCM ДЛЯ МАЛЫХ РЕК С ДОЖДЕВЫМ ПИТАНИЕМ 2. ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ И ВЕРИФИКАЦИЯ¹

© 2023 г. Б. И. Гарцман^{a, b, *}, Т. С. Губарева^{a, b}, В. В. Шамо^b, С. Ю. Лупаков^b

^aИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^bТихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, 690041 Россия

*e-mail: gartsman@inbox.ru

Поступила в редакцию 07.10.2022 г.

После доработки 05.03.2023 г.

Принята к публикации 06.03.2023 г.

Проведены анализ специфики параметризации и верификации модели FCM, систематизация ранее опубликованных данных, а также оригинальных результатов авторских натурных наблюдений. Описаны алгоритмы параметризации и результаты тестирования модели, которое проводилось в разных регионах с преобладанием дождевых паводков в режиме рек. Обсуждены основания и эмпирические подтверждения некоторых основных гипотез FCM, рассмотрен так называемый эффект бассейнового контррегулирования. Это наиболее яркое проявление сильной нелинейности экстремального стокообразования представляет собой хотя и редкий, но принципиально важный феномен при формировании экстраординарных дождевых паводков.

Ключевые слова: дождевые паводки, гидрологическое моделирование, малые бассейны, дренажная сеть, нелинейность процессов стокообразования.

DOI: 10.31857/S0321059623040090, **EDN:** QKPSUG

ВВЕДЕНИЕ

Особенность современного этапа развития моделирования в гидрологии — смещение фокуса внимания от разработки моделей к проблемам их параметризации и верификации. К настоящему моменту созданы сотни разнообразных моделей речного стока [12, 16, 19], которые уже прочно утвердились в качестве инструментов решения широкого круга прикладных задач. Это выдвигает на первый план две нерешенные проблемы.

Первая из них связана с тем, что на данный момент основной и почти безальтернативный способ определения параметров гидрологических моделей — калибровка. Все модели стока сталкиваются с принципиальными проблемами, если их параметризация основана на калибровке по данным о стоке в замыкающем створе, в особенности для слабо обеспеченных наблюдениями либо существенно неоднородных бассейнов. Устранение по возможности процедуры калибровки необходимо для широкого применения гидрологических моделей [12, 13].

Другая проблема связана с необходимостью получения не только реалистичных гидрографов

стока, но и корректного воспроизведения в модели природных процессов. Известно, что модели стока, сильно различающиеся по структуре и алгоритмам, могут давать на выходе сходные результаты, одинаково близкие к наблюдениям. Это свойство эквивиальности широко дискутируется как ключевая проблема развития гидрологического моделирования. Обе проблемы тесно связаны между собой, так как эквивиальность — следствие оценки параметров методом калибровки [12, 13].

Данная работа посвящена специфике параметризации и верификации модели Flood Cycle Model (FCM), концепции и алгоритмы которой описаны в [4]. Систематизируются данные, ранее опубликованные авторами [3, 5, 6, 10, 11, 14], а также оригинальные результаты авторских натурных наблюдений. Описаны алгоритмы параметризации и результаты тестирования модели, которое проводилось в разных регионах с преобладанием дождевых паводков в режиме рек. Тестирование основывалось на обычных процедурах и критериях, используемых для оценки качества гидрологических моделей, и показало хорошие результаты работы FCM.

Концепция FCM включает в себя ряд не общепринятых предположений и приводит к нетривиальным выводам, предсказывая параметры и ре-

¹ Работа выполнена в рамках государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001, государственная регистрация № 122041100222-7).

жимы функционирования бассейна, практически не наблюдаемые из-за их редкости и трудности наблюдения. Поэтому традиционная процедура тестирования гидрологических моделей должна быть дополнена анализом стандартных и специальных наблюдений с целью прямого подтверждения как базовых предположений FCM, так и наиболее дискуссионных ее результатов.

Специальный раздел статьи посвящен обоснованию и эмпирическому подтверждению некоторых основных гипотез FCM, а именно:

последовательности трех различных режимов стокоформирования (внутриобъемный, поверхностный, “прорывной”) по мере нарастания увлажнения бассейна, каждый последующий из которых связан со скачком эффективности стокоформирования, сначала за счет 100%-го стекания осадков и быстрой мобилизации гравитационного влагозапаса, а затем за счет мобилизации капиллярного влагозапаса при ослаблении/исчезновении капиллярных сил;

существованию пороговых расходов — критического Q_{cr} при переходе от внутриобъемного к поверхностному режиму и “прорывного” Q_{bur} от поверхностного к “прорывному” режиму;

механизмам стокоформирования в поверхностном режиме, обеспечивающим нелинейность гидрологического отклика бассейна на экстремальные осадки, в особенности пространственной динамики склоновой дренажной сети.

Детально рассматривается эффект бассейнового контррегулирования — наиболее яркое проявление сильной нелинейности экстремального стокоформирования.

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ И ТЕСТИРОВАНИЕ FCM

Оценка параметров FCM по данным стандартных наблюдений

Основные параметры FCM определяются путем обработки многолетних рядов суточных осадков и расходов. Первый из них — коэффициент k_{gc} , определяющий соотношение расхода Q и руслового влагозапаса S_{gc} [4]:

$$Q = k_{gc} S_{gc}. \quad (1)$$

Этот коэффициент рассчитывается через показатель истощения стока R_{cha} , определяемый как тангенс угла наклона нижней прямолинейной огибающей поля точек на диаграмме $\{Q_i, Q_{i+1}\}$ (i — номер суток), построенной по кривым спада большого числа паводков (рис. 1а). Эта огибающая задает предельную кривую истощения в виде геометрической прогрессии $\{Q R_{cha}^i\}$, в результате суммирования которой получаем

$$k_{gc} = 1 - R_{cha}. \quad (2)$$

Критический расход Q_{cr} оценивается путем построения гистограмм распределения многолетних выборок пиковых расходов чисто дождевых паводков [3, 4]. Концептуально Q_{cr} фиксирует пороговое состояние смены режимов, при котором скачкообразно возрастает эффективность стокоформирования. Интуитивно очевидна неустойчивость данного состояния, из-за чего вероятность формирования паводка с пиковым расходом $Q_{max} \approx Q_{cr}$ должна быть значительно ниже, чем на соседних интервалах. Анализ гистограмм в подавляющем большинстве случаев позволяет выявить минимум плотности вероятности, разделяющий первую и вторую моды распределения (рис. 1б). Положение минимума дает первичную оценку Q_{cr} , которая может быть уточнена калибровкой. В предшествующих работах авторов [3, 6, 14] подробно рассмотрены механизмы формирования двумодальной структуры гистограммы пиковых расходов, надежность ее выявления и точность оценки Q_{cr} .

Набор емкостных параметров бассейна определяется построением диаграммы бассейновой емкости на основе расчетов водного баланса паводков с превышением Q_{cr} за многолетний период, как описано в [4]: полной влагоемкости (“total moisture capacity” (TMC)), наименьшей влагоемкости (“field moisture capacity” (FMC)), гравитационной критической влагоемкости (“gravitational critical capacity” (GCC)) и русловой критической влагоемкости (“channel critical capacity” (CCC)). Выборка значений предпаводковой общей свободной емкости бассейна ΔS представляется в виде поля точек в координатах $\{\Delta S, Q\}$ (пример на рис. 2).

Точка A соответствует Q_{cr} , при этом $\Delta S = 0$. Кривые AD и AC представляют собой преобразованные кривые истощения руслового S_{gc} и гравитационного S_g влагозапасов, построенные в соответствии с уравнениями (1)–(2) и (3)–(4) [4].

$$Q = k_g S_g^3, \quad (3)$$

$$k_g = \frac{k_{gc}^3}{27 Q_{cr}^2}, \quad (4)$$

где k_g — параметр истощения гравитационного влагозапаса. Кривая AC описывает минимальные возможные величины ΔS при заданном Q , т. е. когда она полностью определяется свободной гравитационной емкостью ΔS_g . Для этой кривой из уравнения (3) получаем

$$\Delta S^{\min} = \Delta S_g = \left(\frac{Q_{cr}}{k_g} \right)^{1/3} - \left(\frac{Q}{k_g} \right)^{1/3}. \quad (5)$$

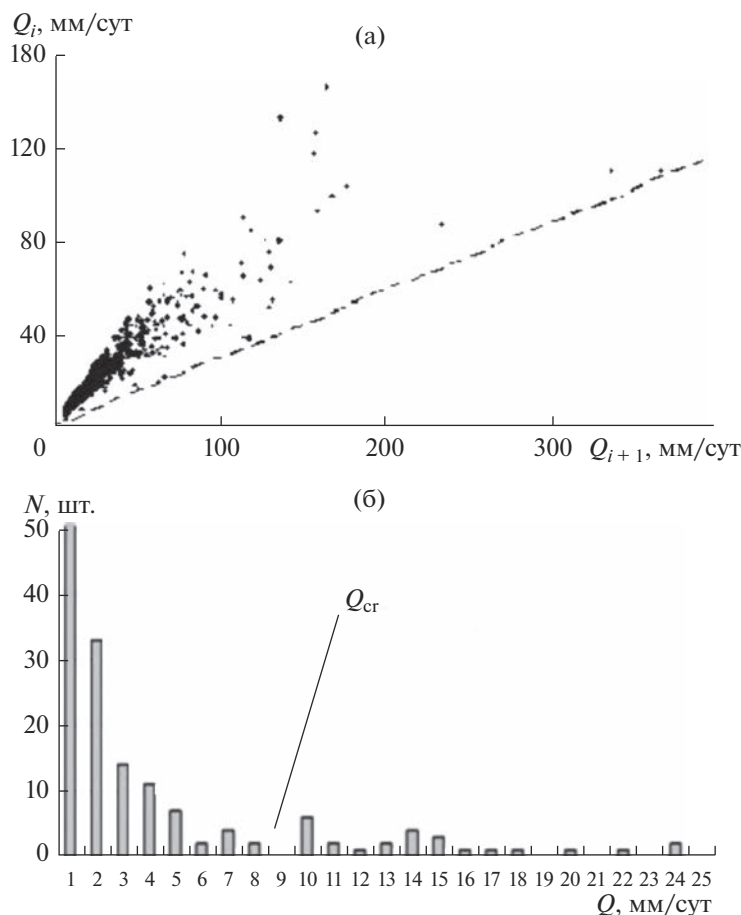


Рис. 1. Определение параметров FCM: а – диаграмма $\{Q_i, Q_{i+1}\}$ – пример определения R_{cha} для Комаровка–Сахзавод, 616 км²; б – гистограмма распределения максимальных расходов паводков – пример определения Q_{cr} для Тигровая–Хмельницкое, 524 км².

Кривая AC , по определению, – нижняя огибающая поля точек на диаграмме (рис. 2), что хорошо подтверждается для бассейнов, обеспеченных надежными данными. Аналогичный вывод выражения для прямой AD из уравнения (1) тривиален.

Кривая AB представляет верхнюю огибающую поля точек и описывает максимально возможные при заданном Q величины $\Delta S - \Delta S^{\max}$. Величина $\Delta S^{\max}$ складывается из ΔS_g и максимально возможной при данном Q величине свободной негравитационной емкости $\Delta S_e^{\max}$ (рис. 2). Предполагаем, что отношение ΔS_g и $\Delta S^{\max}$ выражается постоянным коэффициентом свободной пористости бассейна k_{bp} [4], что означает однородность пористости зоны активного водообмена при любом уровне увлажнения, тогда

$$\Delta S^{\max} = \Delta S_g + \Delta S_e^{\max} = \frac{1}{k_{bp}} \left(\left(\frac{Q_{cr}}{k_g} \right)^{1/3} - \left(\frac{Q}{k_g} \right)^{1/3} \right). \quad (6)$$

Значение k_{bp} подбирается таким образом, чтобы кривая AB наилучшим образом огибала сверху поле точек. При наличии надежных данных почти все (теоретически – все) точки диаграммы должны лежать в поле, ограниченном огибающими AB и AC , что подтверждается анализом данных по десяткам малых бассейнов [3, 6]. Пересечения кривых с осью абсцисс, определяемые при $Q = 0$, дают значения емкостных параметров бассейна: $|OB|$ равно TMC , $|BC|$ – FMC , $|OC|$ – GCC ; $|OD|$ – CCC .

Таким образом, набор основных параметров FCM определяется прямым анализом массовых данных наблюдений. Их уточнение возможно путем калибровки, но, как показано исследованием [14], точность первичной оценки вполне удовлетворительна: k_{gc} и Q_{cr} вообще нецелесообразно калибровать, калибровка емкостных параметров позволяет несколько улучшить качество моделирования с учетом конкретной решаемой задачи.

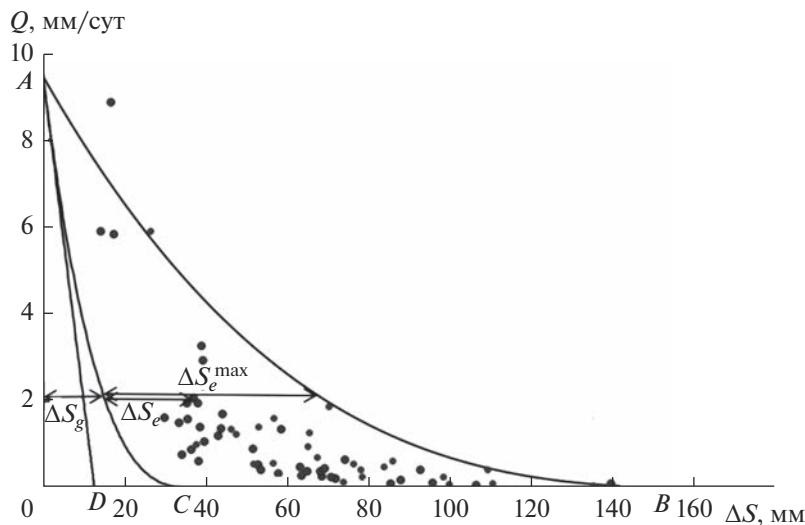


Рис. 2. Диаграмма бассейновой емкости для бассейна Комаровка—Центральный, 157 км², 1958–1987 гг.

Несколько вспомогательных параметров FCM определяются калибровкой или подбором на основе рациональных соображений. Из них только два заметно варьируют и влияют на результат — коэффициент истощения влагозапаса верховодки k_u и константа глубокого подземного водообмена G . То же касается и краевых условий моделирования. Поскольку FCM применяется только в сезон дождей паводков, начальное состояние бассейна на спаде весеннего половодья обычно предполагается водонасыщенным. Испарение задается в виде средней за сезон суточной величины, которая в имитационных экспериментах ка-

либруется, а в сценарных расчетах определяется законом распределения. При моделировании высоких и экстраординарных паводков принята максимально грубая параметризация испарения представляется достаточной. В табл. 1 приведен список параметров FCM и дана информация о способах их определения.

Тестирование FCM по данным стандартных наблюдений

Испытания FCM (табл. 2) выполнены на малых речных бассейнах Дальневосточного региона

Таблица 1. Параметры бассейна в модели FCM

Параметр	Единицы измерения	Способ оценки	Вариабельность (для калибруемых)
k_{gc} , коэффициент истощения руслового влагозапаса	—	Кривые истощения	—
Q_{cr} , критический расход	мм/сут	Гистограмма пиков паводков	—
TMC , полная влагоемкость	мм	Диаграмма бассейновой емкости	—
PMC , наименьшая влагоемкость	мм	»	—
GCC , гравитационная критическая влагоемкость	мм	»	—
CCC , русловая критическая влагоемкость	мм	»	—
k_{bp} , коэффициент свободной пористости	—	»	—
k_u , коэффициент истощения влагозапаса верховодки	—	Калибровка	Высокая, от 0 до 1
G , глубокий подземный водообмен	мм/сут	»	Высокая, от >0 до <0
a , коэффициент, уравнение (11) [4]	—	»	Низкая, ~1
m , показатель степени, уравнение (11) [4]	—	»	Ограниченная, от 2.5 до 4.0

Таблица 2. Оценки параметров FCM и показатели качества моделирования для малых бассейнов в различных регионах (в числителе — пределы изменения, в знаменателе — среднее арифметическое)

Параметры							
Q_{cr} , мм/сут	R_{cha}	TMC , мм	FMC , мм	GCC , мм	k_u	G , мм/сут	R_{NS}^2
Реки побережья Японского моря, 18 шт.							
$\frac{11.9-6.42}{8.43}$	$\frac{0.550-0.060}{0.302}$	$\frac{287-166}{217}$	$\frac{217-120}{175}$	$\frac{81.0-27.0}{42.3}$	$\frac{0.95-0.52}{0.79}$	$\frac{1.14-0.03}{0.36}$	$\frac{0.891-0.464}{0.810}$
Реки бассейна р. Уссури, 36 шт.							
$\frac{10.5-4.09}{7.48}$	$\frac{0.550-0.090}{0.291}$	$\frac{332-119}{193}$	$\frac{276-73}{154}$	$\frac{90.0-15.0}{39.1}$	$\frac{0.99-0.24}{0.75}$	$\frac{1.03-0.48}{0.11}$	$\frac{0.914-0.644}{0.835}$
Реки бассейна Нижнего Амура, 29 шт.							
$\frac{13.1-4.57}{7.54}$	$\frac{0.640-0.100}{0.335}$	$\frac{373-123}{214}$	$\frac{293-98}{176}$	$\frac{80.0-18.0}{38.5}$	$\frac{0.89-0.05}{0.55}$	$\frac{1.81-0.07}{0.76}$	$\frac{0.877-0.514}{0.700}$
Реки бассейна Среднего Амура, 27 шт.							
$\frac{10.6-1.45}{5.52}$	$\frac{0.560-0.060}{0.305}$	$\frac{268-91}{187}$	$\frac{242-81}{161}$	$\frac{56.0-7.0}{26.1}$	$\frac{0.94-0.05}{0.52}$	$\frac{1.33-0.07}{0.49}$	$\frac{0.766-0.221}{0.605}$
Реки Западного Кавказа, 3 шт.							
$\frac{12.1-10.8}{11.6}$	$\frac{0.108-0.086}{0.098}$	$\frac{210-160}{187}$	$\frac{166-120}{144}$	$\frac{44.0-40.0}{42.3}$	~ 1	$\frac{0.2-0.3}{-0.07}$	$\frac{0.715-0.569}{0.635}$
Реки Тайваня, 7 шт.							
$\frac{48.0-37.0}{42.7}$	$\frac{0.152-0.013}{0.064}$	$\frac{630-430}{557}$	$\frac{474-285}{410}$	$\frac{196-126}{147}$	$\frac{0.95-0.55}{0.81}$	$\frac{7.0-1.0}{2.7}$	$\frac{0.928-0.696}{0.795}$
Реки Австрии, 5 шт.							
$\frac{6.33-4.33}{5.65}$	$\frac{0.279-0.154}{0.193}$	$\frac{184-114}{156}$	$\frac{156-95}{131}$	$\frac{28.4-18.8}{25.1}$	$\frac{0.96-0.81}{0.90}$	$\frac{0.42-0.06}{0.21}$	$\frac{0.810-0.687}{0.741}$

России, а также Западного Кавказа, Тайваня и Австрии. В пределах Дальневосточного региона выделены традиционные макробассейны: побережье Японского моря, р. Уссури, Нижний Амур, Средний Амур. Все отобранные регионы имеют общие признаки — преимущественно горный рельеф (бассейны отбирались в основном в пределах средне- и низкогогорья) и хорошую выраженность сезона дождей паводков. Для каждого бассейна модель тестировалась по сезонным данным о суточных осадках и расходах за многолетний период. Границы сезонов дождей паводков определялись для каждого региона отдельно. Продолжительность рядов наблюдений варьирует в интервале 14–47 лет. Качество моделирования оценивалось коэффициентом эффективности Нэша–Сэтклифа R_{NS}^2 [3, 11].

Некоторые параметры FCM (например, удельный Q_{cr} , мм/сут) демонстрируют большую устойчивость внутри регионов и даже могут рассматриваться как региональные константы. Такие параметры наглядно характеризуют различия между регионами. Например, если на о. Тайвань дожде-

вые паводки в разы чаще и интенсивнее, чем в других регионах, то и ключевые параметры, такие как Q_{cr} , TMC , FMC и G , здесь в 3–10 раз выше, чем в остальных.

Мера R_{NS}^2 почти везде указывает на высокое или удовлетворительное качество моделирования, иногда превышая 0.9 и никогда не падая ниже 0.5 в горных регионах гумидной зоны. Исключение составляет засушливая Амуро-Зейская равнина в пределах бассейна Среднего Амура, где R_{NS}^2 имеет минимальные значения, снижаясь почти до 0.2. На рис. 3 приведены примеры успешного моделирования стока.

В табл. 3 показана устойчивость оценок R_{NS}^2 для калибровочных и поверочных периодов на отдельных бассейнах, что указывает на достаточную стабильность параметров. Для поверочного периода R_{NS}^2 бывает как меньше, так и больше, чем для калибровочного, но в целом изменения умеренные либо совсем незначительные.

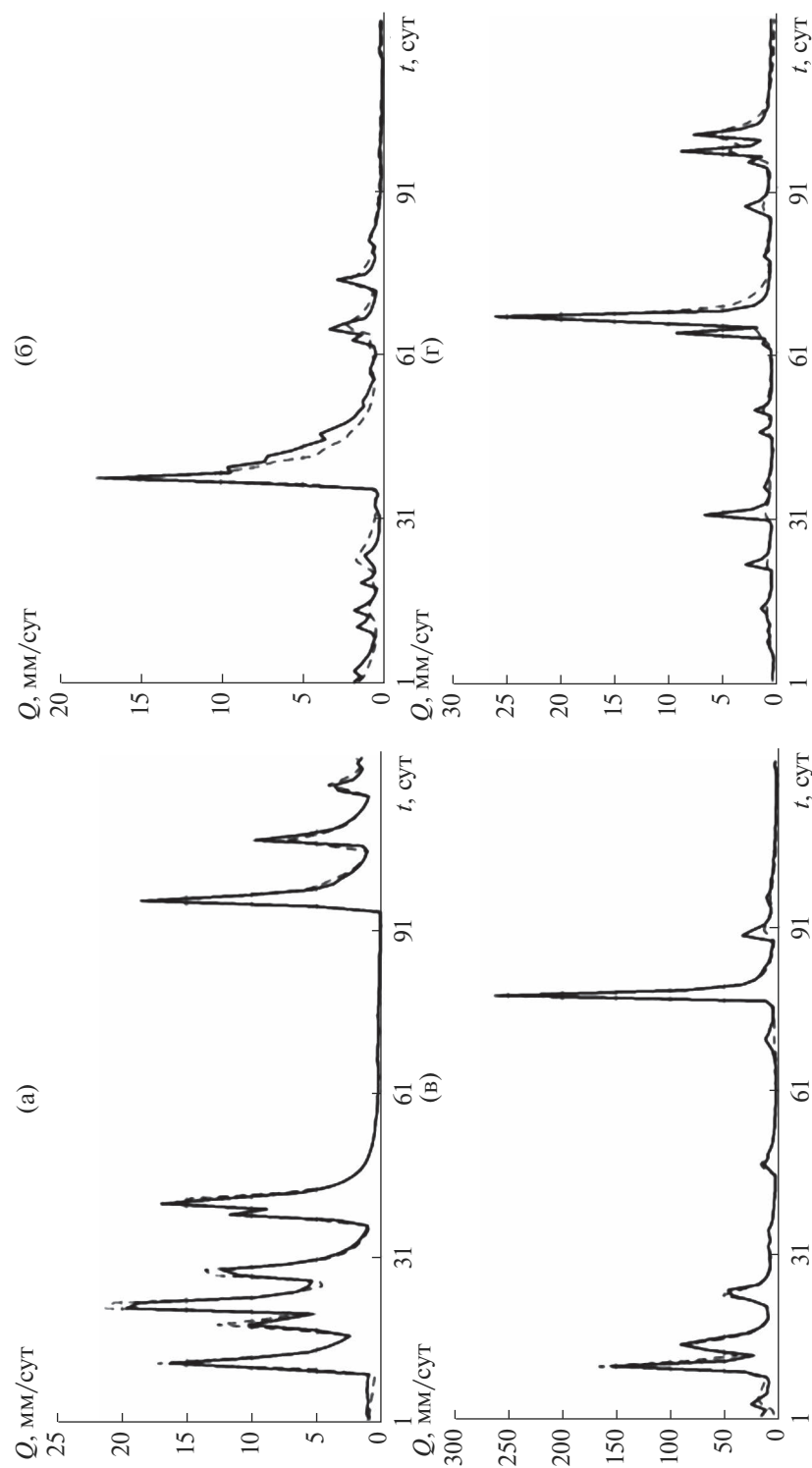


Рис. 3. Сравнение измеренного (сплошная линия) и смоделированного (пунктирная линия) гидрографов с июня по сентябрь: а – Комаровка–Сахавол, 616 км², 1974 г.; б – Кичмари–Малмыж, 61.6 км², 1971 г.; в – р. Та-Лу-Кенг (Ta-Lu-Keng), 247 км², 1997 г.; г – Кренстеттен–Урлбач (Krenstetten–Urlbach), 156 км², 1985 г.

Таблица 3. Оценки качества моделирования стока рек разных регионов по калибровочным и поверочным периодам

Река—пункт	Площадь, км ²	Регион	Калибровка		Поверка	
			период, годы	R_{NS}^2	период, годы	R_{NS}^2
Комаровка—Сахзавод	616	Побережье Японского моря	1962—1975	0.928	1976—1989	0.881
Бира—Лермонтовка	728	Бассейн р. Уссури	1967—1981	0.739	1982—1996	0.709
Гугинка—Гуга	56.5	Бассейн Нижнего Амура	1965—1977	0.734	1978—1991	0.595
Кичмари—Малмыж	61.6	Бассейн Нижнего Амура	1971—1981	0.681	1982—1992	0.743
Большой Невер—Сковородино	563	Бассейн Среднего Амура	1962—1975	0.676	1976—1989	0.630
Туапсе—Туапсе	351	Западный Кавказ	1978—1987	0.715	1988—1991, 1994—1996, 2009—2010	0.582
Псекупс—Горячий Ключ	765	Западный Кавказ	1977—1990	0.569	1991—2002	0.694
Та-Лу-Кенг	247	Тайвань	1980—1990	0.837	1991—2001	0.866
Кренстеттен—Урлбач	156	Австрия	1978—1987	0.715	1988—1997	0.828

ВЕРИФИКАЦИЯ ОСНОВНЫХ ГИПОТЕЗ FCM

Пороговое значение расхода Q_{cr}

Согласно изложенному в [4], гипотеза о критическом расходе Q_{cr} , фиксирующем переход от внутриобъемного к поверхностному режиму стокоформирования, — основа разработки FCM. При $Q > Q_{cr}$ коэффициент стока поступающих осадков становится равным 1, дренажная сеть интенсивно развивается и распространяется в пространстве, быстро мобилизуя все виды гравитационных влагозапасов бассейна, которые по своим гидравлическим свойствам приближаются к русловому влагозапасу. Какие прямые аргументы в пользу этой концепции можно получить на основе анализа стандартных либо специальных наблюдений на малых речных бассейнах?

На рис. 4 представлена зависимость суммарных осадков и стока для отдельных паводковых событий по данным наблюдений Приморской воднобалансовой станции на 15 малых речных бассейнах за период 1954—1988 гг. В выборку включались данные только по продолжительным паводкам, когда периоды с $Q > Q_{cr}$ составляли ≥ 4 сут. Осадки и сток суммировались только для этих периодов с исключением первых суток для получения данных, с максимальной чистотой характеризующих поверхностный режим стокоформирования. Теснота линейной зависимости, близкой к линии равных значений, подтверждает концептуальную состоятельность понятия Q_{cr} , а также точность его оценки для отдельных бассейнов.

Данные прямых наблюдений поверхностного режима стокоформирования получены авторами

при исследованиях в Центральном Сихотэ-Алине, на экспериментальных водосборах Верхнеуссурийского стационара (ВУС) (рис. 5), описание которого дано в ряде публикаций [5, 6]. Летом 2016 г. в период прохождения тайфуна Лайонрок выполнялись наблюдения за осадками и стоком на двух ручьях — Березовом (2.95 км²) и Медвежьем (7.60 км²). На каждом из них были установ-

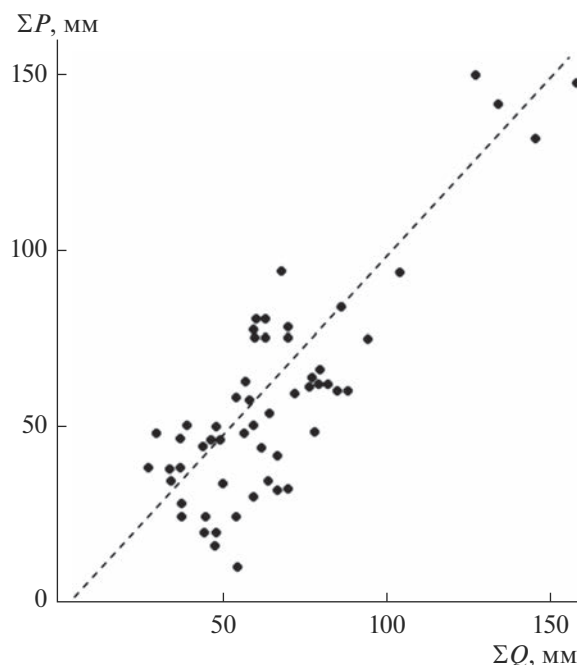


Рис. 4. Связь ΣQ и ΣP для паводков с продолжительностью $Q > Q_{cr} \geq 4$ сут (суммирование со вторых суток) на 15 малых бассейнах ПВБС, 1954—1988 гг.

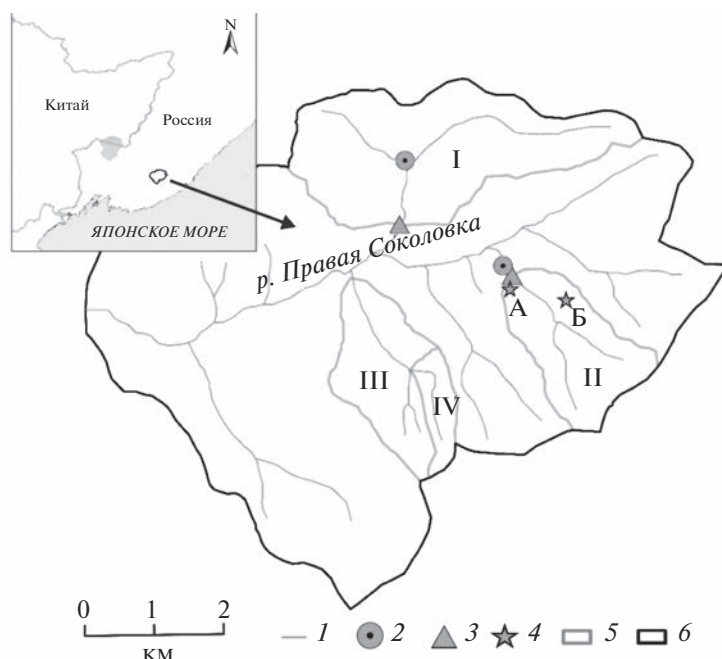


Рис. 5. Расположение бассейнов и пунктов наблюдений ВУС. 1 – водотоки; 2 – гидропосты; 3 – метеостанции; 4 – дрены (А – Антропоген, Б – Ботаническая); 5 – границы экспериментальных бассейнов (I – Медвежий, II – Березовый); 6 – границы ВУС.

лены автоматизированные датчики – метеостанция с часовым интервалом записи и уровнемер с интервалом записи 15 мин. Также проводились ежедневные, а на пике паводка дважды в день измерения расходов в ручьях.

На руч. Березовом (рис. 6) в течение июля–августа наблюдалась серия дождей, давшим слой 30–70 мм, с постепенным ростом увлажнения бассейна, выраженном в нарастании остроты реакции стока на осадки. 29 августа начался длительный дождливый период, закончившийся 10 сентября. Уже на второй день увеличение расхода выше среднего регионального значения Q_{cr} (табл. 2) указывает на установление поверхностного режима. Сравнительно равномерное выпадение дождя обеспечило сохранение такого режима в течение 5 сут, при этом наблюдались его характерные признаки – переувлажнение почвы, обилие луж и временных склоновых потоков, активное функционирование подповерхностных дрен с выходом потоков на поверхность. Затем после двухдневного перерыва наблюдается еще один период с превышением Q_{cr} длительностью 3 сут.

За 5 сут режима поверхностного стокоформирования на руч. Березовом выпало 113.2 мм осадков, сток составил 109.3 мм; в течение следующего периода в 3 сут – осадки 30.8 мм, сток 35.6 мм. Характер событий на руч. Медвежем в целом был аналогичным, но осадков на нем выпало меньше и поверхностный режим в первый период

держался только 4 сут, осадки в сумме составили 72.6 мм, сток – 69.0 мм. Во второй период Q_{cr} был превышен только на сутки, баланс не оценивался. Расхождение между суммарными величинами стока и осадков значительно меньше возможных погрешностей измерений, это надежный аргумент в пользу концепции Q_{cr} .

Второе пороговое значение расхода Q_{bur}

Второе пороговое значение расхода Q_{bur} теоретически предсказано в рамках развития концепции FCM как переход от поверхностного режима формирования стока к “прорывному”. Выведено соотношение для его оценки [4]

$$Q_{bur} = 3^{3/2} Q_{cr} \approx 5.196 Q_{cr}. \quad (7)$$

В отличие от Q_{cr} , Q_{bur} – величина практически ненаблюдаемая, так как этот порог проявляется при формировании паводков исключительной силы, крайне редких во всех исследуемых регионах, за исключением о. Тайвань.

Рассмотрим гистограмму распределения паводковых максимумов для одного из малых бассейнов Тайваня с длительными наблюдениями хорошего качества (рис. 7). На первый взгляд, хорошо выраженная структура гистограммы с двумя модами и разделяющим их “запретным” для пиков паводков интервалом позволяет оценить Q_{cr} так же, как и в других регионах (рис. 16). Од-

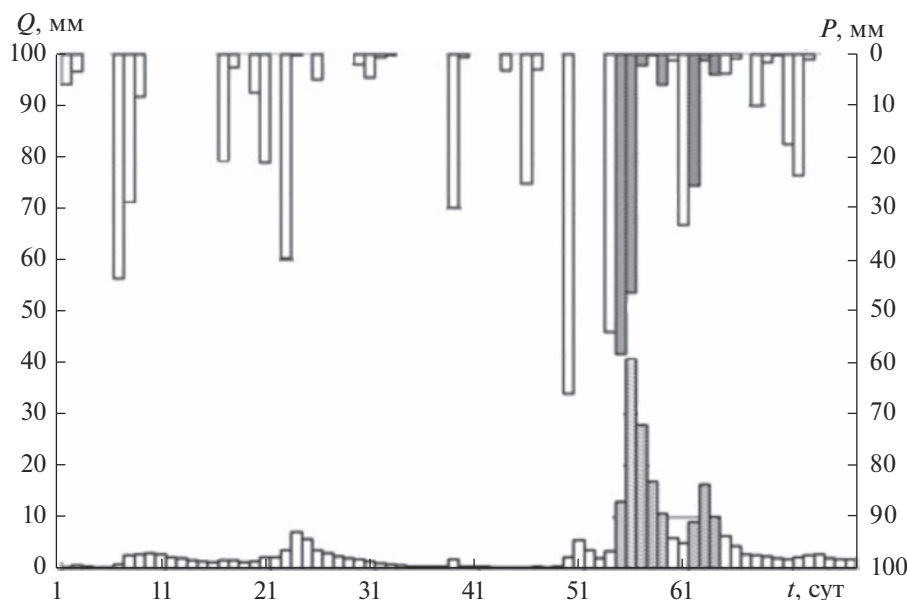


Рис. 6. Наблюдения за осадками и стоком летом 2016 г. на руч. Березовом, 2,95 км², ВУС. Темным рисунком выделены даты с $Q > Q_{cr}$.

нако на тайваньских реках этот четко выделяющийся интервал варьирует в диапазоне расходов 180–250 мм/сут, что превышает полные диапазоны расходов в остальных регионах и в ~20 раз больше типичных для них значений Q_{cr} . Кроме того, оценка Q_{cr} на уровне 200 мм/сут приводит к совершенно нереалистичным значениям емкостных параметров FCM и снижает частоту достижения полного увлажнения для бассейнов о. Тайвань, ставя его в один ряд с другими регионами, что явно противоречит реальности.

Очевидно, в этом случае наблюдаемый интервал минимальной плотности вероятности на гистограмме отвечает “прорывному” расходу — Q_{bur} . Так же как и Q_{cr} , он фиксирует скачкообразный переход к большей интенсивности стокоформирования и поэтому должен быть связан с провалом на гистограмме паводковых максимумов. При этом интервал, связанный с Q_{cr} , слишком узок в сравнении с огромным диапазоном расходов тайваньских рек и с большими ошибками их измерения, поэтому проявляется на гистограмме слабо и неопределенно. Поэтому сначала для рек о. Тайвань по гистограммам паводковых максимумов определялись значения Q_{bur} , затем по уравнению (7) вычислялись значения Q_{cr} . Окончательная верификация параметров FCM обеспечивается оценкой качества моделирования стока (табл. 2). Возможность получения данных о “прорывном” режиме стокоформирования целесообразно проверить в других экстремально паводкоопасных регионах мира.

Нелинейность формирования паводкового стока и динамика дренажной сети

В концепции FCM предполагается два основных механизма нелинейности. Первый из них практически совпадает со сформулированным в общем виде В.И. Найденовым в [9] на основе базовых физических законов. Рост скоростей течения и снижение времени концентрации паводка при увеличении влагозапаса бассейна происходит в результате возрастания потенциальной энергии влаги и одновременного снижения сопротивления ее движению, что объясняется В.И. Найденовым на основе закона течения вязкой жидкости Ньютона. Подобная же нелинейная зависимость скорости поверхностного стекания от интенсивности осадков детально алгоритмизирована в модели геоморфологического мгновенного единичного гидрографа, основанного на уравнении кинематической волны KW-GUIN [2, 7, 15].

Второй механизм нелинейности предполагает при превышении порогового значения увлажнения интенсивный рост размеров и производительности дренажной сети бассейна, которая включает в себя не только постоянные и временные поверхностные водотоки, но и большое число подповерхностных, пронизывающих толщу рыхлых почвогрунтов на склонах. Дренажная система представляется как динамичная трехмерная каскадная структура, быстро растущая либо деградирующая в пространстве зоны активного водообмена бассейна соответственно степени его увлажнения таким образом, что любая точка этого пространства потенциально для нее доступна.

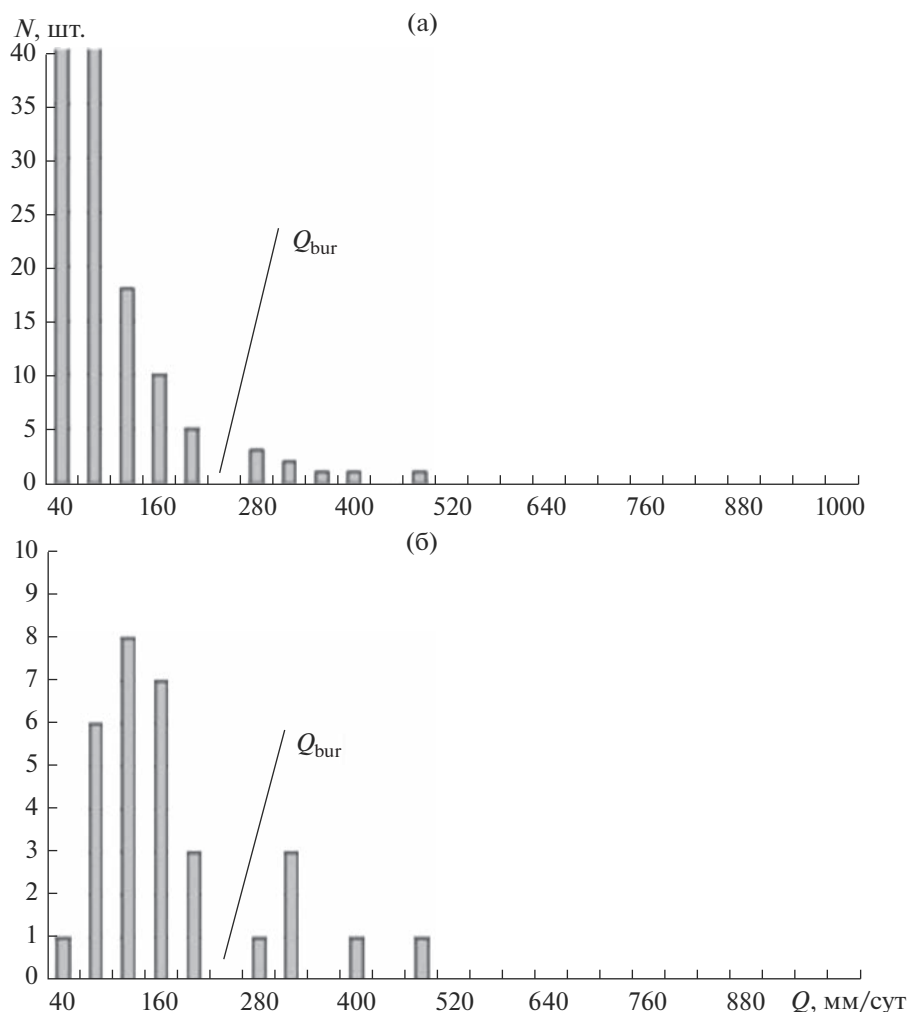


Рис. 7. Гистограммы распределения максимальных расходов за период 1974–2004 гг. для бассейна Хенг-Чи (Heng-Chi), 52.9 км², Тайвань: а — всех паводков; б — максимальных годовых.

Такая структура порождает эффекты так называемой сильной нелинейности в динамике бассейновой системы.

Бывшее в основном умозрительным в процессе разработки FCM с начала 1990-х гг. предположение получило фактическое подтверждение в результатах авторских работ в 2010-е гг. [5, 10], а также в ряде современных публикаций [1, 8, 17]. В особенности отметим исследование [18], включающее последовательные полевые съемки дренажной сети на малом горном водосборе в различных по увлажненности сезоны и расчет кривых распределения времен добегаания в каждом случае. В итоге отмечено, что эффект распространения и деградации дренажной сети критически важен для оценки скорости бассейнового добегаания, но в существующих моделях стока не учитывается.

В процессе исследований на ВУС (рис. 5) обнаружены скрытые под поверхностью водотоки

на склонах — дрены — протяженностью в десятки и сотни метров. Они широко распространены в среднегорье и имеют фундаментальную значимость в процессах формирования стока [5, 10]. Подобно первичным элементам речной сети, дрены имеют линейную форму, устойчивую локализацию и довольно стабильный режим стока. Их подповерхностные русла сформированы в хорошо промытых крупнообломочных отложениях, и потоки в них аналогичны поверхностным по скорости и характеру движения. Однако при низкой водности дрены истощаются и течение в них переходит в форму фильтрации. При высоком увлажнении эти потоки приобретают бурный характер, переполняют подземные русла и выходят на поверхность.

Цикл полевых наблюдений в период паводка 2016 г. дал некоторые прямые данные о нелинейности экстремального стокообразования. На участке дрены Антропоген (рис. 5) протяженно-

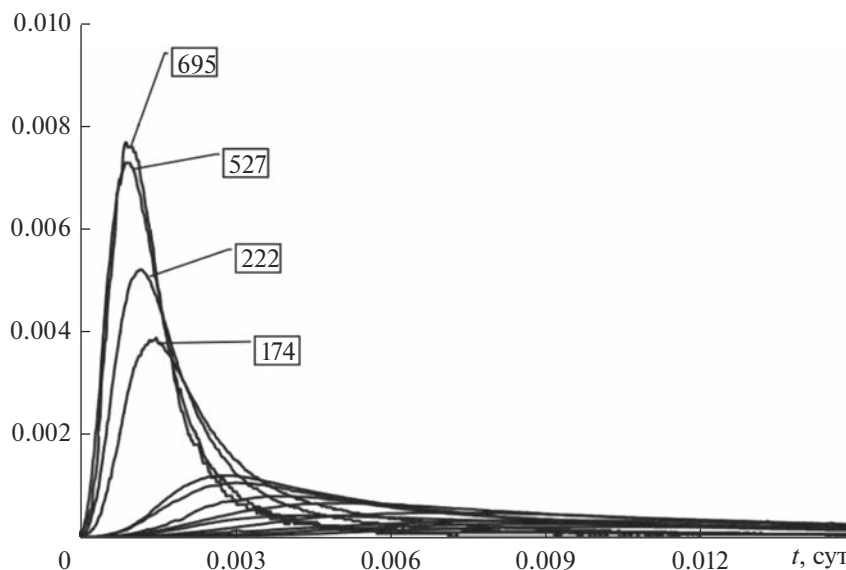


Рис. 8. Совмещенные единичные гидрографы дрены Антропоген по данным измерений расходов в период 9.08.2016–14.09.2016. В выносках – измеренный модуль стока, л/с км².

стью 10.3 м и уклоном 0.24 м/м, залегающей в нижней части облесенного склона северной экспозиции, в период с 9 августа по 14 сентября выполнены 12 измерений расходов методом ионного паводка. Площадь водосбора дрены оценена в ~1 га, диапазон измеренных модулей стока составил 11.4–695 л/с км². Запись каждого ионного паводка была пересчитана в ординаты единичного гидрографа. На рис. 8 продемонстрирована нелинейность гидрологического отклика склона в зависимости от степени его увлажнения. Четыре “острых” варианта единичного гидрографа формируются при модулях >100 л/с км², что примерно соответствует Q_{cr} .

На участке дрены Ботанической протяженностью 57.4 м и уклоном 0.26 м/м получены две записи ионных паводков, запущенных 3 и 19 сентября 2016 г. Эта дрена залегает в средней части облесенного склона южной экспозиции, т. е. имеет характер “подвешенной” и в сухие периоды почти пересыхает. Для записи ионного паводка автоматический кондуктометр помещался в естественную полость под корнями дерева на глубину ~25 см, в поток глубиной ≥ 10 см. Обе записи оканчиваются резким срывом до значений минерализации, близких к нулевым. Это представляет собой фиксацию исчезновения потока, т. е. прекращения функционирования дрены как элемента дренажной сети. При извлечении кондуктометра полость, в которой он находился, оказывалась обсохшей.

В первом случае (рис. 9а) срыв произошел после прохождения ионного паводка. Измеренный расход составил ~1 л/с, а скорость течения, оце-

ненная по пиковой ординате минерализации, ~3.5 см/с, т. е. в дрене наблюдался явно свободный поток. Во втором случае (рис. 9б) срыв записи произошел сразу после прохождения очень сглаженного пика минерализации, из-за чего расчет выполнить невозможно. Однако, по примерной оценке, расход составлял 0.05–0.10 л/с, а скорость ≤ 3 мм/с, т. е. в дрене наблюдался слабый фильтрационный поток. Соответственно, в первом случае интервал исчезновения потока составил немногим более часа, а во втором ~40 мин. С точки зрения современных моделей стока, использующих суточный либо часовой расчетный шаг, распад сети склоновых потоков (и возникновение тоже?) происходит “мгновенно”, в пределах одного интервала времени.

ЭФФЕКТ БАСЕЙНОВОГО КОНТРЕГУЛИРОВАНИЯ

Наиболее яркое проявление нелинейности экстремального стокоформирования – эффект бассейнового контррегулирования, т. е. превышение паводкового стока над паводкообразующими осадками по максимальной интенсивности и/или объему. В рамках концепции FCM [4] этот эффект ожидаем и должен систематически проявляться в поверхностном и “прорывном” режимах стокоформирования. С другой стороны, такое предположение необычно и противоречит “повседневному” опыту гидрологов. Указания на отдельные случаи превышения стока над осадками при выдающихся паводках обычно сталкиваются с убеждением в их невозможности, такие

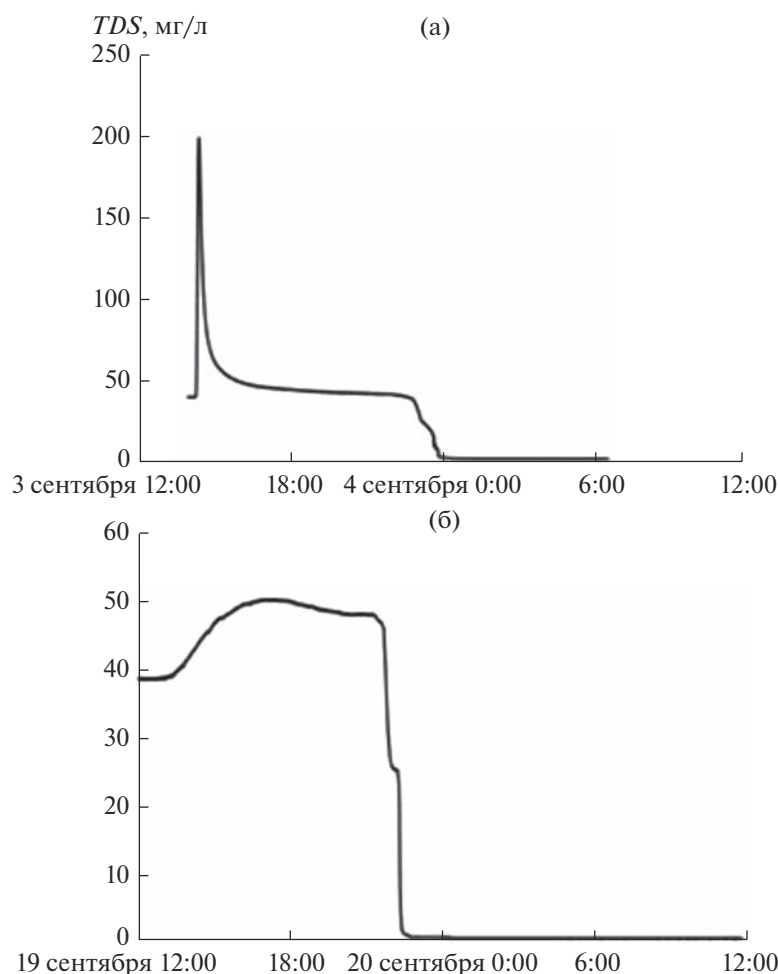


Рис. 9. Записи ионных паводков на дрене Ботанической в 2016 г.: а – 3–4 сентября, б – 19–20 сентября.

случаи трактуются как артефакты, появляющиеся за счет низкого качества наблюдений.

В целом, современная теория стока основана на представлении о различных типах потерь и процессах регулирования, рассматриваемых в линейных либо слабо нелинейных приближениях, что делает контррегулирование в описанном выше смысле невозможным. С другой стороны, бассейновое контррегулирование отвечает базовым физическим принципам сильно нелинейных систем, чья способность к усилению сигналов обусловлена наличием дополнительного ресурса. При возможности быстрой мобилизации предварительно накопленных влагозапасов бассейн представляет собой типичный усилитель, что должно проявляться хоть и редко, но регулярно, во вполне определенных ситуациях.

Упомянутая выше концепция нелинейности В.И. Найденова [9] предполагает в результате роста увлажнения ускоренное возрастание расхода, однако не рассматривает возможности эффекта контррегулирования. Подробное эксперименталь-

ное исследование нелинейности при формировании паводкового стока на склонах горного бассейна Панола (Джорджия, США) описано в [17], причем авторы уделяют внимание пороговым эффектам в отношении интенсивности осадков, величины предпаводкового увлажнения и степени развития склоновой дренажной сети. Однако и здесь не упоминается возможность превышения стока над осадками за отдельный паводок.

Анализ 1800 водопунктов наблюдений за осадками и стоком, выполненный для 60 малых бассейнов Приморья, позволил обнаружить 55 случаев превышения максимального суточного слоя стока за паводок над суточным максимумом паводкообразующих осадков в летне-осенний сезон. Жесткий отбор с учетом возможных погрешностей данных сократил выборку до пяти максимально надежных случаев. Отметим, что ошибки в данных возможны в обе стороны, т. е. часть случаев превышения могла не попасть в выборку. В итоге обеспеченность проявлений бассейнового контррегулирования в Приморье оценивается

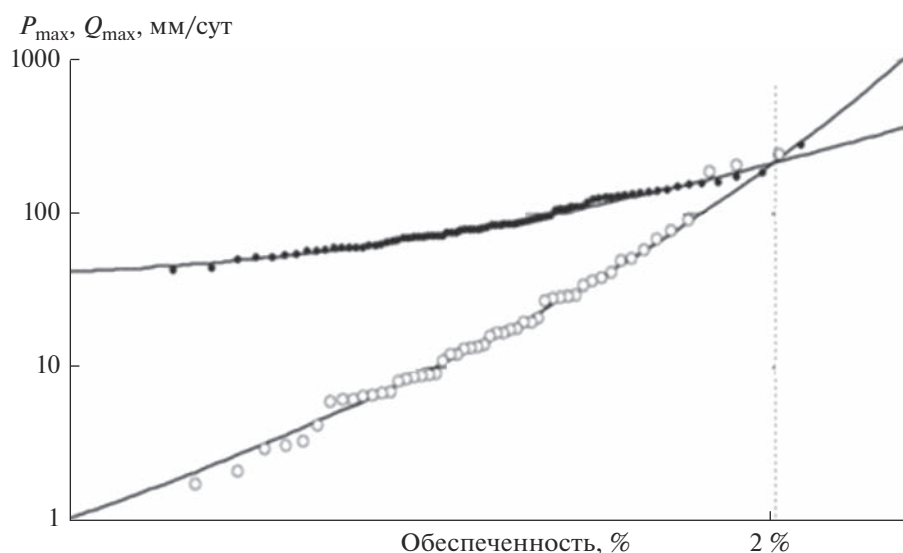


Рис. 10. Пересекающиеся кривые обеспеченности максимальных за июнь–сентябрь суточных слоев осадков (м/с) (Щербаковка, темные точки) и стока (Маргаритовка–Маргаритово, 763 км², светлые круги).

в 0.3–3.0%, что лежит в диапазоне принятых нормативов для инженерных расчетов. Максимальное превышение стока над осадками достигает 40–45 мм/сут, что соответствует оценкам возможной мобилизации грунтового влагозапаса в режиме поверхностного стокоформирования (табл. 2).

Анализ выборок по 100 бассейнам в Приморье выявил для пяти из них пересечения кривых обеспеченности максимальных суточных слоев стока и осадков за летне-осенний сезон (рис. 10). Учитывались случаи, подтвержденные эмпирическими точками либо полученные при небольшой экстраполяции кривых с обеспеченностями точек пересечения 2–0.1%. Поскольку кривые для осадков строились по данным отдельных станций, а не для средних значений по бассейнам, эти факты имеют запас надежности и свидетельствуют о регулярности проявлений контррегуляции.

Детальный воднобалансовый анализ с использованием FCM [3] выявил редкий случай наблюдения эффекта контррегуляции с высокой надежностью и двойной повторностью. Два аналогичных соседних бассейна рек, впадающих в Японское море, показали сходные режимы стока в летне-осенний период 1989 г., включая исторический паводок под воздействием тайфуна Джуди в конце июля. Осадки по каждому из них вычислялись по данным двух независимых метеостанций. По бассейну Маргаритовка–Маргаритово предпаводковый влагозапас был примерно на уровне ТМС. Выпавший дождь слоем 340 мм за 4 сут с максимумом 157 мм/сут вызвал сток 390 мм за 6 сут с максимумом 203 мм/сут (27.07.1989). По бассейну Аввакумовка–Ветка

предпаводковая свободная емкость бассейна оценивалась в ~10% ТМС. Выпадение 190 мм осадков за 4 сут при максимуме 94 мм/сут вызвало сток 220 мм за 5 сут с максимумом 94 мм/сут.

Более очевидно эффект контррегуляции проявляется на реках о. Тайвань. Анализ выборок максимальных суточных слоев осадков и стока за паводок по тайваньским бассейнам представлен в табл. 4. Все бассейны имеют площадь <1000 км² и интенсивный паводковый режим — среднегодовой сток варьирует от 1600 до 2800 мм, паводковые максимумы часто >300 мм/сут, достигают 400–900 мм/сут. Отметим, что наблюдения на о. Тайвань отличаются высоким пространственным разрешением и надежностью.

В целом, частота проявлений эффекта контррегуляции на о. Тайвань на 1–2 порядка выше, чем в Приморье. Средняя их повторяемость — 1 раз в 2–7 лет, при высоких паводках они наблюдаются в 20–100% случаев. Максимальные величины превышения стока над осадками (надежные оценки) составляют от 56 до 151 мм/сут, что хорошо соответствует оценкам FCM возможной мобилизации бассейнового влагозапаса при поверхностном и “прорывном” режимах (табл. 2). Единственное исключение с полным отсутствием эффекта — бассейн Сан-Лин Бридж (San-Lin Bridge) сильно вытянутой и зауженной формы, что, очевидно, выражается в увеличении времени руслового добега и интенсивной редукции паводковой волны.

Графическим представлением обсуждаемой концепции контррегуляции может служить типичный пример связи $\{Q_{\max}, P_{\max}\}$, представленный на рис. 11. Поле точек отражает соотношения

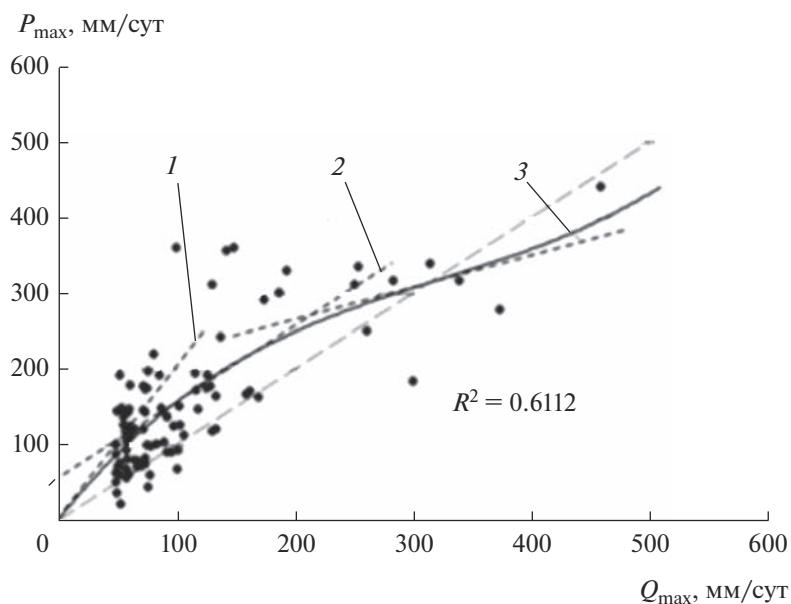
Таблица 4. Превышения максимальной суточной интенсивности осадков ($P_{\max}$, мм/сут) над стоком ($Q_{\max}$, мм/сут) для рек о. Тайвань (в скобках – данные сомнительной точности)

Бассейн	Площадь, км ²	Количество метеостанций	Частота превышений (%) для паводков с $Q_{\max}$ больше, чем			Наибольшее превышение	Среднегодовое количество превышений
			50	150	300		
Хенг-Чи	52.9	1	18	40	80	116	0.55
Сан-Хсия (San-Hsia)	125	1	17	47	100	112	0.44
Та-Лу-Кенг	247	2	18	28	40	82 (423)	0.46
Пи-Ан-Чоу (Pi-An-Chou)	110	1	9	18	50	128	0.20
Сан-Ти-Мен (San-Ti-Men)	409	2	11	19	20	151 (503)	0.44
Сан-Лин Бридж	519	3	—	—	—	—	—
Тунг-Тоу 2 (Tung-Tou 2)	259	2	6	9	17	128 (588)	0.17
Пеи-Канг (Pei-Kang)	597	4	7	25	100	56	0.13
Лан-Янг Бридж (Lan-Yang Bridge)	821	5	5	17	50	85	0.13

максимальных суточных слоев стока и осадков для паводков с $Q_{\max} > 50$ мм/сут и сглажено линией регрессии, соответствующей полиному третьей степени. Зависимость на диаграмме разделяется на три части.

Первая часть начинается от нуля и идет под примерно постоянным углом к линии равных значений, что отвечает концепции постоянства

коэффициента паводкового стока. Затем линия регрессии изгибается и на втором участке приблизительно параллельна линии равных значений, что отвечает представлениям о постоянстве предельной величины потерь паводкового стока. На третьем участке линия регрессии приближается к линии равных значений и затем пересекает ее, что указывает на систематический характер

**Рис. 11.** Соотношение максимальных суточных слоев стока и осадков для паводков с $Q_{\max} > 50$ мм/сут. 1–3 – участки линии регрессии.

значительных превышений стока над осадками и соответствует концепции контррегулирования. Точки пересечений линий регрессии и равных значений соответствуют расходам в 300–600 мм/сут для разных бассейнов, выше которых эффект контррегулирования преобладает. Точки перегибов между участками линии регрессии удовлетворительно, с учетом погрешности построения, соответствуют оценкам $Q_{сг}$ и $Q_{буг}$ для бассейнов о. Тайвань (табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При современном состоянии гидрологического моделирования целесообразность разработки новой модели критически зависит от способа ее параметризации, а также от корректности и полноты верификации. Обычная процедура тестирования, основанная на проверке качества воспроизведения моделью рядов стока, должна быть дополнена углубленным анализом концептуальных основ модели. В случае FCM, ориентированной на описание экстраординарных паводков, серьезные затруднения представляет редкость изучаемых событий, неполнота и относительно низкая точность данных, почти всегда позволяющие оспорить их достоверность. При этом возрастает ценность немногочисленных прямых наблюдений экстремальных паводков на специально оборудованных экспериментальных бассейнах, отличающихся повышенной точностью, детальностью и разнообразием наблюдаемых характеристик.

Тестирование модели FCM выполнено с применением традиционных процедур по стандартным данным, полученным на 125 малых речных бассейнах Дальневосточного региона России, Западного Кавказа, Австрии и о. Тайвань. Результаты тестирования показали высокое качество моделирования в условиях, отвечающих основным ограничениям модели. Подтверждены также достаточные точность и устойчивость оценок основных параметров, получаемых независимым анализом данных многолетних гидрологических наблюдений, что является итоговой верификацией процедур параметризации.

Обобщение литературных сведений, результатов специального анализа массовых данных в паводкоопасных регионах и собственных детальных натурных наблюдений на экспериментальных бассейнах позволяет подтвердить реалистичность некоторых основных гипотез FCM: существование трех режимов стокоформирования, различающихся по его эффективности; наличие пороговых величин расхода, фиксирующих переходы между режимами; важность роли пространственно-временной динамики склоновой дренажной системы, обеспечивающей нелинейность бассейнового отклика на выдающиеся дожди.

Получена аргументация в пользу реальности эффекта контррегулирования стока вследствие быстрой мобилизации бассейнового влагозапаса, который представляет собой хотя и редкий, но принципиально важный феномен при формировании экстраординарных дождевых паводков. Теоретические и экспериментальные исследования эффекта контррегулирования имеют как фундаментальное значение для развития теории формирования речного стока, так и прикладное — для оценки катастрофических паводков, особенно в условиях нестационарного климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Василенко Н.Г.* Гидрология рек зоны БАМ: экспедиционные исследования. СПб.: Нестор-История, 2013. 672 с.
2. *Васильева Е.С., Белякова П.А., Алексюк А.И., Селезнева Н.В., Беликов В.В.* Моделирование быстроразвивающихся паводков на малых реках Северного Кавказа с использованием современных данных автоматизированной гидрометеорологической сети // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 2. С. 135–146.
3. *Гарцман Б.И.* Дождевые наводнения на реках юга Дальнего Востока: методы расчетов, прогнозов, оценок риска. Владивосток: Дальнаука, 2008. 223 с.
4. *Гарцман Б.И.* Модель стока FCM для малых рек с дождевым питанием 1. Концепция и алгоритмы // Вод. ресурсы. 2023. Т. 50. № 4. С. 395–406.
5. *Гарцман Б.И., Губарева Т.С., Лупаков С.Ю. и др.* Формы линейной организации склонового стока в среднегорье (на примере Сихотэ-Алиня) // Вод. ресурсы. 2020. Т. 47. № 2. С. 123–132.
6. *Гарцман Б.И., Губарева Т.С., Шамов В.В.* Речные системы Дальнего Востока России: четверть века исследований. Владивосток: Дальнаука, 2015. 492 с.
7. *Ли К.Т., Чен Н.К., Гарцман Б.И., Бугаец А.Н.* Современная версия модели единичного гидрографа и ее применение в Тайване и России // География и природ. ресурсы. 2009. № 1. С. 144–151.
8. *Михайлов В.М.* Пойменные талики Северо-Востока России. Новосибирск: Гео, 2013. 244 с.
9. *Найденев В.И.* Нелинейная динамика поверхностных вод суши. М.: Наука, 2004. 318 с.
10. *Шамов В.В., Шекман Е.А., Губарева Т.С. и др.* Характеристики и условия формирования предположительных водопроводящих путей на склонах долин малых горных рек // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2021. Т. 3. № 3. С. 275–296.
11. *Belyakova P.A., Gartsman B.I.* Possibilities of flood forecasting in the West Caucasian rivers based on FCM model // Water Resour. 2018. Т. 45. № S1. С. S50–S58.
12. *Beven K.J.* Rainfall-runoff Modelling: The Primer. Chichester: Wiley&Sons, 2001. 488 p.
13. *Bloeschl G.* 133 Rainfall-runoff Modelling of Ungauged Catchments // Encyclopedia of Hydrol. Sci. / Eds M.G. Anderson, J.J. McDonnell. New York: John Wiley, 2005. P. 2061–2080.
<https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa140>

14. *Gartsman B.I., Lupakov S.Yu.* Changes in the maximum runoff regime in the Ussuri River Basin: the methodological aspects of forecasting based on dynamic-stochastic simulation // *Water Resour.* 2018. T. 45. № 1. P. 79–89.
15. *Gonchukov L.V., Bugaets A.N., Gartsman B.I., Lee K.T.* Weather radar data for hydrological modelling: an application for south of Primorye region, Russia // *Water Resour.* 2019. T. 46. № 2. P. 25–30.
16. Mathematical models of small watershed hydrology // Eds *V.P. Singh, D.K. Frevert*. Highlands Ranch: Water Resour. Publ., 2001. 972 p.
17. *Tromp-van Meerveld H.J., McDonnell J.J.* Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope // *Water Resour. Res.* 2006. V. 42. W02410. <https://doi.org/10.1029/2004WR003778>
18. *van Meerveld H.J.I., Kirchner J.W., Vis M.J.P., Assendelft R.S., Seibert J.* Expansion and contraction of the flowing stream network alter hillslope flowpath lengths and the shape of the travel time distribution // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2019. V. 23. P. 4825–4834. <https://doi.org/10.5194/hess-23-4825-2019>
19. *Wagener T., Wheeler H.S., Gupta H.V.* Rainfall-runoff Modelling in gauged and ungauged catchments. London: Imperial College Press, 2004. 332 p.

**МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ
В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ**

УДК 556.124.2

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЖИМА
ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА
НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
1. ПОЛЕВЫЕ УЧАСТКИ ЕТР В ИСТОРИЧЕСКИЙ ПЕРИОД¹**

© 2023 г. Е. М. Гусев^{a, *}, О. Н. Насонова^a, Е. Э. Ковалев^a, Е. А. Шурхно^a

^aИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: sowaso@yandex.ru

Поступила в редакцию 05.10.2022 г.

После доработки 07.02.2023 г.

Принята к публикации 07.02.2023 г.

Проведена проверка методики расчетов различных характеристик формирования снежного покрова, основанной на использовании модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP, для полевых участков Европейской территории России для исторического периода (1967–2019 гг.). Сопоставление результатов моделирования с соответствующими данными наблюдений продемонстрировало хорошее качество воспроизведения снеготаяния на указанных объектах. Проведен анализ изменения климатических значений характеристик формирования снежного покрова на протяжении исторического периода, что позволило выявить тенденции изменения этих характеристик для полевых участков в течение рассмотренного периода.

Ключевые слова: снеготаяния, период залегания снежного покрова, модель взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP, проект ESM-SnowMIP.

DOI: 10.31857/S0321059623040107, **EDN:** QJRBYT

ВВЕДЕНИЕ

Снег — важнейший компонент криосферы. Благодаря своим особым физическим свойствам (в первую очередь высокому альбедо и, как правило, низкой теплопроводности) он играет существенную роль в формировании климата и гидрологического цикла планеты. Наличие снега увеличивает поверхностное альбедо Земли, тем самым охлаждая планету в целом и особенно в средних и высоких широтах Северного полушария. Высокое альбедо снега определяет также положительную обратную связь изменения снеготаяния с климатическими изменениями, усиливая последние [17, 43]. Снежный покров осуществляет долговременную регуляцию составляющих водного баланса в средних и высоких широтах Северного полушария, являясь своеобразным буфером, накапливающим атмосферные осадки зимой и теряющим их в процессе весеннего снеготаяния [7, 33].

От толщины снежного покрова зависят степень промерзания сезонно-промерзающих почв, их инфильтрационные свойства, а значит и разделение поступающих на их поверхность в период весеннего снеготаяния талых вод и осадков между поверхностным стоком и почвенными влагозапасами.

Изменения мощности снежного покрова и его сезонного хода влияют на климат, водные ресурсы (в частности, на речной сток) и, соответственно, на условия жизни человека. Наблюдаемые и моделируемые глобальные и региональные (преимущественно в Северном полушарии) тренды продолжительности залегания снежного покрова и его площади в последние десятилетия почти неизменно отрицательны [35, 36] (за исключением высоких северных широт [22, 40, 44]) и связаны с тенденцией глобального потепления на планете [21, 26].

Поскольку в силу происходящих климатических изменений характеристики снежного покрова в Арктике — одни из наиболее быстро меняющихся геофизических характеристик, в [22] отмечается, что крайне важно инвестировать время и ресурсы человечества на поиск, объединение и систематизацию различных типов информации о

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001 “Исследования процессов гидрологического цикла суши и формирования водных ресурсов, геофизических процессов в водных объектах и их бассейнах, формирования экстремальных гидрологических явлений и динамики гидрологических систем с учетом изменяющихся климатических условий и антропогенных факторов”).

происходящих и ожидаемых изменениях этого элемента криосферы. Встречающиеся в литературе результаты модельных расчетов изменений характеристик снежного покрова в целом соответствуют данным последних наблюдений за ними [18, 35, 41], но вопрос — каковы количественные показатели указанных тенденций в будущем — крайне актуален. В ряде отчетов об изменениях окружающей среды в Арктическом регионе снежный покров признан одним из самых критичных факторов влияния на эти изменения [15, 16]. Ожидается, что в XXI в. изменения природных условий данного региона будут все более драматичными [30, 49] и имеющими сложную пространственно-временную картину [21, 31, 42].

В наибольшей степени сказанное имеет значение для такой холодной и “снежной” страны, как Россия. Еще более 100 лет назад выдающийся русский климатолог и географ А.И. Воейков [2] отмечал, что нигде влияние снежного покрова так не велико, как в России, так как нигде нет равнины настолько обширной, отдаленной от морей и покрытой снегом зимой. Среднегодовая температура в России отрицательная (-5.5°C), а в Канаде, с которой часто сравнивают Россию, — на 1.1°C выше (-4.4°C) [12]. На климат Канады влияют теплые воды Тихого океана, откуда приходят теплые циклоны; к тому же протяженность ее не столь велика. Именно по этим причинам в Северной Америке нет такого резко континентального климата, как в России, усугубляющего воздействие на ее территорию сильных морозов. В результате в России самая большая площадь многолетней мерзлоты, занимающей 60–70% территории.

В то же время Арктическая часть России становится все более важным стратегическим регионом страны как для обеспечения ее геополитических и геоэкономических позиций в мире, так и для ее внутреннего развития [1]. К первому стратегически важному фактору относятся огромные сырьевые запасы в этом регионе, которые, ввиду суровых климатических условий к северу от полярного круга, остаются пока слабо изученными и мало освоенными. Второй значимый фактор — перспектива развития инфраструктуры. Реки северного склона РФ впадают в моря Северного Ледовитого океана, по которому проходит Северный морской путь — единственный экономически целесообразный вариант обеспечения значительной (не менее трети) части территории РФ при современном уровне развития техники. И, наконец, третий важный фактор — необходимость развития инфраструктуры северного побережья Евразии, создающей фундамент для формирования постоянных мест базирования российских вооруженных сил и пограничной службы для обеспечения охраны границ и общей безопасности России.

В силу сказанного все упомянутые выше вопросы динамики такого элемента криосферы, как снежный покров, приобретают для территории РФ, особенно ее пан-арктической части, все большее значение и требуют изучения и развития методов прогнозирования этой динамики в условиях изменяющегося климата. Поэтому стратегическая цель настоящей работы связана с прогнозированием характеристик снежного покрова на территории России до конца XXI в.

Настоящая статья — первая в планируемой серии публикаций, связанных с различными аспектами проблемы динамики снежного покрова на территории РФ, посвящена выбору и проверке методики расчетов различных характеристик формирования снежного покрова, ее апробации на полевых участках Европейской территории России (ЕТР) для исторического периода (1967–2019 гг.) и по возможности анализу изменения климатических (осредненных за длительный период времени — 20–30 лет) значений указанных характеристик на протяжении этого периода.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДЫ ЕЕ РЕШЕНИЯ

Вопросы формирования снежного покрова на территории России рассматриваются в целом ряде работ. Большая их часть посвящена диагностике современного состояния снежного покрова России или его динамике за прошедшие 10–30 лет на основе использования относительно простых модельных методов, анализа данных натурных наблюдений, методов дистанционного зондирования [11, 13, 14, 20, 31, 32, 37]. Указанные методы, фиксирующие современную ситуацию и ее текущие изменения, не позволяют решить стратегические задачи долговременного прогнозирования динамики снежного покрова.

Для долгосрочных прогнозов динамики различных характеристик снежного покрова в большинстве случаев используются глобальные климатические модели (Ocean-Atmosphere Global Climate Models — OAGCMs) или региональные климатические модели (Regional Climate Models — RCMs), опирающиеся при этом на вероятностные сценарии изменения климата, землепользования и других факторов окружающей среды [18, 22, 31, 34, 35, 44]. Однако если точность расчета атмосферных характеристик (температуры воздуха, скорости ветра, осадков и т. д.) на современном этапе развития климатических моделей более или менее приемлема, то характеристики теплового и водного режима подстилающей поверхности суши (в том числе и снежного покрова) пока еще вычисляются со значительной погрешностью. Одна из причин такой ситуации связана с недостаточными качеством и детальностью парамет-

ризаций подстилающей поверхности суши в климатических моделях.

Способом преодоления указанного недостатка стала комбинация технологий вычисления прогнозируемых атмосферных характеристик (корректируемых в ходе так называемого пост-процессинга) на основе OAGCMs или RCMs с расчетами теплового и водного режима объектов подстилающей поверхности суши (включающих и снежный покров) с использованием гидрологических моделей со “снежным” блоком HMs, моделей взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой LSMs и моделей формирования снежного покрова (“снежных” моделей) SnowMs. При этом метеорологические характеристики, рассчитанные климатическими моделями, служат входной информацией для HMs, LSMs и SnowMs, большая детализация и лучшая физическая обоснованность которых обуславливают повышение качества прогностических расчетов.

Таким образом, качество расчетов и прогнозов характеристик снежного покрова в значительной мере определяется качеством описания динамики формирования снежного покрова в указанных моделях. В связи с этим повышаются требования к “снежным” моделям или блокам, а развитие и систематизация знаний о процессах формирования снежного покрова представляют собой одну из ключевых проблем в области наук о Земле, требующую дальнейшего развития [27]. Неудивительно, что в 2013 г. по инициативе руководителей Всемирной программы исследований климата (ВПИК) был организован международный проект “The Earth System Models – Snow Models Intercomparison Project” (ESM-SnowMIP) в рамках “Grand Challenge Melting Ice & Global Consequences”. Проект призван обеспечить прогресс в понимании процессов, связанных с формированием снежного покрова, и систематизировать полученные знания для использования их в глобальных и региональных климатических и гидрологических моделях в контексте происходящих глобальных изменений.

Участвующие в проекте ESM-SnowMIP 26 наиболее известных в мире модельных блоков [7, 36, 38], которые описывают формирование снежного покрова и включены в различные гидрологические и климатические модели, имеют разную степень сложности – от очень простых однослойных моделей снежного покрова с заданными физическими свойствами снега до более сложных многослойных моделей, воспроизводящих такие процессы, как уплотнение снежного покрова, перенос жидкой воды в нем, фазовые переходы воды в снег, перехват твердых осадков растительностью с последующей их трансформацией и т. д. В число указанных 26 “снежных” моделей проекта ESM-SnowMIP входила также и разработанная автора-

ми настоящей статьи LSM-модель (Soil Water–Atmosphere–Plants) SWAP. Конкретными объектами, на которых осуществлялась проверка качества воспроизведения разными моделями многолетней динамики характеристик снежного покрова, послужили десять экспериментальных площадок, предназначенных для многолетнего наблюдения за динамикой снежного покрова в различных районах земного шара (на территории США, Канады, Швейцарии, Франции, Финляндии и Японии) [7, 36, 38]. Места расположения площадок различались природными условиями: климатом (бореальный, морской, арктический, альпийский), типом почв, высотой над уровнем моря, поверхностным покровом.

Отметим один результат, полученный в рамках ESM-SnowMIP, и особенно важный для достижения стратегической цели, обозначенной выше в настоящей работе. Как отмечено в [36], лучшими моделями, у которых значения основного критерия качества модельных расчетов (представляющего собой нормированную среднеквадратическую ошибку расчета снегозапасов SWE, равную отношению среднеквадратической ошибки смоделированных SWE к стандартному отклонению измеренных SWE) получились <1 для всех экспериментальных участков, оказались три модели из 26: “снежная” модель Crocus [48], LSM HTESSEL [28] и SWAP [4]. Следует отметить, что указанные три модели имеют разную степень сложности. Это свидетельствует о том, что, во-первых, увеличение сложности модели не гарантирует повышения качества модельных расчетов [36]; во-вторых, модель SWAP – одна из лучших по качеству воспроизведения динамики характеристик снежного покрова в различных районах земного шара и может быть использована для решения задачи долгосрочного прогнозирования характеристик снежного покрова на территории России.

Однако, поскольку эффективность модели SWAP была оценена для объектов суши, находящихся за пределами РФ, необходимо провести оценку ее эффективности для объектов, расположенных на территории России, тем более что таких объектов (в отличие от других стран мира) очень много. Это станции и посты гидрометеорологической сети систематических наблюдений за снежным покровом. На этих объектах имеются также данные наблюдений за стандартными метеорологическими характеристиками, необходимыми для оценки качества моделирования снежного покрова с помощью SWAP.

Указанные данные позволяют решить поставленную в настоящей статье основную тактическую задачу – оценить возможность и качество воспроизведения моделью SWAP различных характеристик снежного покрова на территории России, а также попутно исследовать динамику

его формирования за последние несколько десятилетий. В настоящей статье представлена, как отмечено выше, часть проделанной авторами работы, связанная с моделированием формирования снежного покрова на полевых участках ЕТР. Полученные результаты позволили решить и дополнительную задачу — ориентировочно оценить изменения динамики формирования снежного покрова на полевых объектах ЕТР за несколько последних десятилетий. В последующих публикациях планируется осветить более широкий круг задач, необходимых для достижения вышеуказанной общей стратегической цели.

МОДЕЛЬ SWAP

Модель взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP [4] разработана в Институте водных проблем РАН. В ее основу положено физико-математическое описание процессов тепло- и влагообмена, происходящих в системе грунтовые воды—почва—растительный/снежный покров—приземный слой атмосферы. Модель позволяет рассчитывать составляющие водного и теплового баланса, различные характеристики гидрологического режима наземных экосистем и речных бассейнов, имеющих разные пространственные масштабы и находящихся в различных природных условиях. Выходные переменные модели (которых может быть до нескольких десятков) — значения различных составляющих водного и теплового балансов, а также показатели динамики водного и теплового режимов рассматриваемой системы. В настоящей работе рассмотрена динамика характеристик снежного покрова: снеготолщины, высоты и плотности снега.

Блок воспроизведения динамики указанных характеристик снежного покрова в модели SWAP представляет собой подмодель, отличительные особенности которой — ее простота в сочетании с достаточной физической обоснованностью и рациональностью с точки зрения используемых модельных средств [7]. При этом рациональность обусловлена применением преимущественно аналитических методов решения систем уравнений (в то время как в большинстве существующих моделей используются численные методы) и стремлением к сокращению, по возможности, числа параметров модели. “Снежный” блок модели SWAP описывает формирование снеготолщины на подстилающей поверхности суши как для случая низкой растительности (полевые участки) [6], которая в зимнее время находится под снегом, так и для высокой растительности (лесные участки), когда снежный покров формируется под пологом леса [5]. Исследование качества воспроизведения моделью SWAP характеристик снежного покрова для различных районов земного шара многократ-

но проводилось в связи с участием авторов модели в ряде международных проектов [19, 36, 38, 45, 47] и показало хорошие результаты. Тем не менее, как отмечено выше, для большей уверенности в возможности использования SWAP для достижения поставленных стратегических целей работы требуется широкая проверка работоспособности модели на всей ЕТР.

ИССЛЕДУЕМЫЕ ОБЪЕКТЫ И ИХ ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

Поскольку основная задача данного исследования — оценка эффективности модели SWAP в отношении воспроизведения динамики характеристик снежного покрова на полевых участках ЕТР, то первым этапом работы стала подготовка информационного обеспечения, необходимого как для проведения модельных расчетов для указанной территории, так и для проверки результатов моделирования по данным наблюдений за состоянием снежного покрова. Необходимое информационное обеспечение включает в себя следующую метеорологическую информацию: температуру и влажность воздуха, интенсивность приходящих потоков длинноволновой и коротковолновой радиации, атмосферные осадки, скорость ветра и атмосферное давление. Указанные характеристики, за исключением радиации, были взяты из базы данных наблюдений ВНИИГМИ-МЦД [3] за период 1966–2019 гг. для 68 снегомерных станций, расположенных на ЕТР (рис. 1).

Трехчасовые значения приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации рассчитывались с использованием данных стандартных метеорологических наблюдений по методике, изложенной в [8]. Расчеты коротковолновой (солнечной) радиации при безоблачном небе проводились с использованием информации о географической широте места, солнечном склонении и среднемноголетних месячных значениях коэффициента прозрачности атмосферы. Для расчета значений приходящей длинноволновой радиации при ясном небе использовались данные срочных наблюдений за атмосферным давлением, температурой и влажностью воздуха на 2 м. Далее полученные значения коротковолновой и длинноволновой радиации корректировались с учетом данных срочных наблюдений за общей облачностью.

Кроме того, для информационного обеспечения модели требуются значения параметров почвы и растительного покрова. Поскольку детальные описания маршрутов снеготолщин отсутствовали, подготовка параметров подстилающей поверхности осуществлялась с использованием экосистемной глобальной базы данных ECOCLIMAP, разработанной Национальным Центром Метеорологических Исследований CNRM/GAME (Метео-Франс, Тулуза, Франция) [23], и с учетом того,

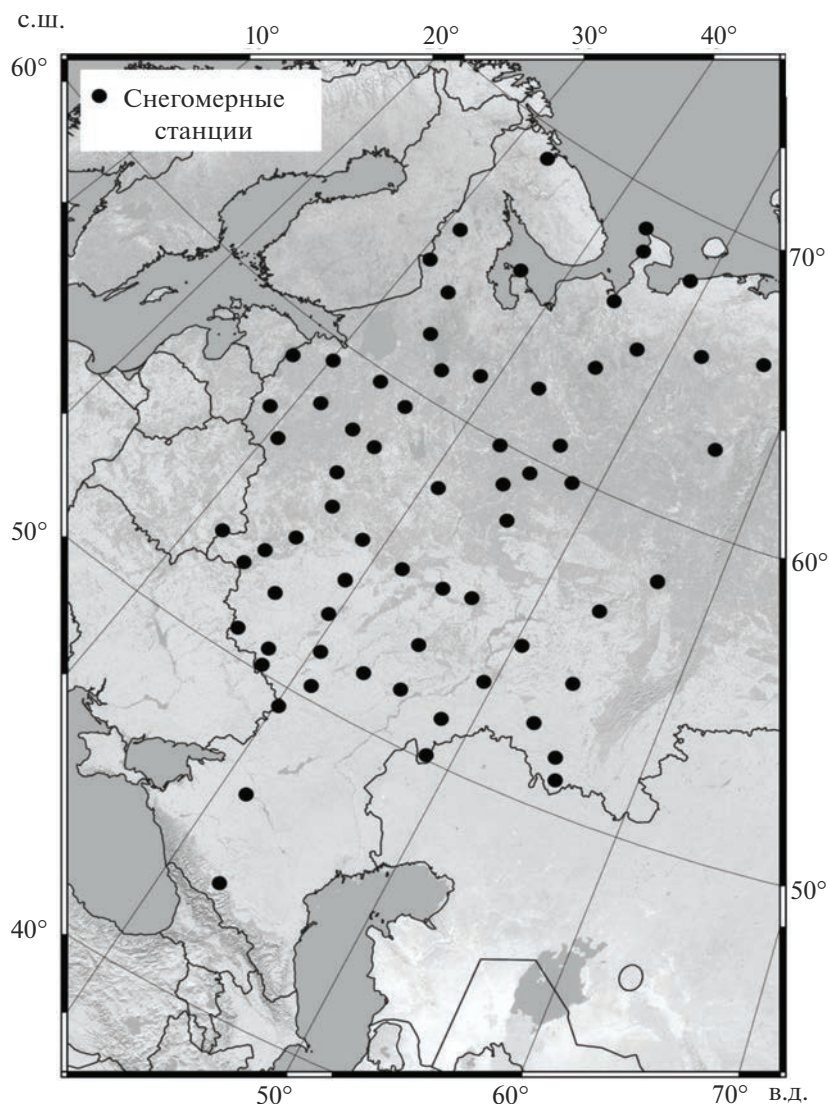


Рис. 1. Расположение снегомерных станций на ЕТР, данные наблюдений которых использованы в работе.

что расчеты будут проводиться для травянистых полевых участков, которые в холодный период года находятся под снегом. Из ECOCLIMAP были взяты альbedo растительности, доля зеленых листьев, относительная площадь листьев (LAI), толщина корнеобитаемого слоя почвы и почвенной колонки, данные о механическом составе почвы (CLAY и SAND). При этом данные о размерах почвенной колонки и толщине корнеобитаемого слоя корректировались по методике, изложенной в [9]. Данные о мехсоставе использовались для расчета гидрофизических параметров почвы (таких как пористость, наименьшая влагоемкость, влажность завядания, коэффициент фильтрации, а также потенциал почвенной влаги при насыщении и В-параметр, идентифицирую-

щие почву на основе связи ее капиллярно-сорбционного потенциала с влажностью в рамках модели Клэппа–Хорнбергера [24]) на основе уравнений, приведенных в [25]. Оценка остальных необходимых для расчетов параметров осуществлялась на основе многолетнего опыта работы авторов с моделью SWAP [4].

Для проверки результатов моделирования использовались данные измерений снегозапасов SWE, высоты снежного покрова $h_{\text{сн}}$ и его плотности $\rho_{\text{сн}}$. Значения указанных характеристик, полученные для полевых участков при проведении маршрутных снегосъемок, взяты также из базы данных ВНИИГМИ-МЦД для того же периода и тех же снегомерных станций, для которых получены метеорологические данные.

РАСЧЕТЫ ДИНАМИКИ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПОЛЕВЫХ УЧАСТКАХ ЕТР

Подготовленное информационное обеспечение позволило провести расчеты динамики различных характеристик снежного покрова с трехчасовым временным шагом для полевых участков, расположенных в районах выбранных снегомерных станций, для периода 1966–2019 гг. Метеорологические данные при этом служили источником информации для задания верхнего граничного условия в задаче формирования водно-теплого режима в системе почва–растительный/снежный покров–приземный слой атмосферы. В отсутствие начальных условий задачи использовался метод “раскрутки” (“spin-up”) модели. Процесс раскрутки применяется в LSM-моделях для создания разумного начального состояния рассматриваемой системы. В данном случае раскрутка осуществлялась на метеорологических характеристиках за 1966 г., поэтому сопоставление модельных расчетов с результатами наблюдений (первая задача) и последующий анализ изменений климатических значений характеристик снежного покрова (вторая задача) проводились для периода 1967–2019 гг.

При решении последней задачи, в отличие от [11, 13], использовались именно модельные результаты, поскольку оценка ряда характеристик (максимальных снегозапасов, продолжительности устойчивого залегания снежного покрова, дат его схода и т. д.) по данным наблюдений весьма неточна, так как наблюдения, как правило, осуществляются с декадным временным шагом. При этом общий расчетный период 1967–2019 гг. делился на две части: ранний (базовый) T_1 (1967–1992 гг.) и поздний T_2 (1993–2019 гг.). Рассчитанные характеристики снежного покрова были усреднены по годам для каждого из указанных периодов (т. е. для каждого периода получены климатические значения этих характеристик), что дало возможность провести анализ их изменений в рамках всего исторического периода.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление модельных расчетов с данными наблюдений

Полученные результаты модельных расчетов характеристик снежного покрова для полевых участков ЕТР позволили провести их сопоставление с данными натурных наблюдений на снегомерных станциях. В качестве иллюстрации на рис. 2 приведен пример такого сопоставления для снегозапасов SWE, высоты снежного покрова $h_{\text{сн}}$ и его плотности $\rho_{\text{сн}}$ за ряд лет для двух станций: Калевала и Троицко-Печорское. На рис. 2 видно, что воспроизведение указанных характеристик

вполне удовлетворительное. Качество воспроизведения режима снежного покрова можно оценивать на основе статистических критериев различных характеристик. В данной работе использовалась нормированная на стандартное отклонение SWE среднеквадратическая ошибка расчета $\sigma_{\text{нSWE}}$ основной гидрологической характеристики снежного покрова, а именно — величины снегозапасов SWE за весь расчетный период 1967–2019 гг.

Усредненное по всем 68 снегомерным станциям значение $\sigma_{\text{нSWE}}$ оказалось равным 0.82 при стандартном отклонении $\sigma_{\text{сн}}$ от этого среднего значения, равном 0.20. По оценкам авторов настоящей статьи, аналогичные значения, полученные в проекте ESM-SnowMIP и осредненные по 20 лучшим по этому показателю моделям и 10 экспериментальным площадкам, равны соответственно 0.75 и 0.34. Таким образом, качество воспроизведения снегозапасов на полевых участках ЕТР на основе модели SWAP близко к качеству воспроизведения лучшими мировыми моделями указанной характеристики на экспериментальных площадках, расположенных в различных районах земного шара.

При этом следует отметить, что качество информационного обеспечения для снегомерных станций ЕТР ниже по сравнению с информационным обеспечением в ESM-SnowMIP. Во-первых, это связано с тем, что такие важные характеристики, как длинноволновая и коротковолновая радиация, в ESM-SnowMIP измерены непосредственно, а для станций ЕТР рассчитаны на основе стандартных метеорологических измерений. Во-вторых, в процессе работы с данными маршрутных снегосъемок и метеорологических измерений на станциях ЕТР было зафиксировано большое количество пропусков и ошибок (как отмечено в [38] при анализе результатов ESM-SnowMIP, “errare humanum est” — человеку свойственно ошибаться), гораздо большее по сравнению с ESM-SnowMIP, где экспериментальные данные получены в рамках специализированных исследований [39]. Конечно, грубые ошибки в данных снегомерных станций на ЕТР в процессе их анализа по возможности устранялись, но гарантии, что все удалось исправить, естественно, нет.

Поскольку, несмотря на указанные обстоятельства, качество модельных расчетов SWE для ЕТР, проведенных авторами данной статьи, близко к качеству аналогичных расчетов, выполненных лучшими мировыми моделями в рамках ESM-SnowMIP, то можно сделать вывод, что рассчитанные с помощью SWAP значения SWE для полевых участков могут послужить основой для последующего анализа их пространственного распределения и временной динамики на рассматриваемой территории.

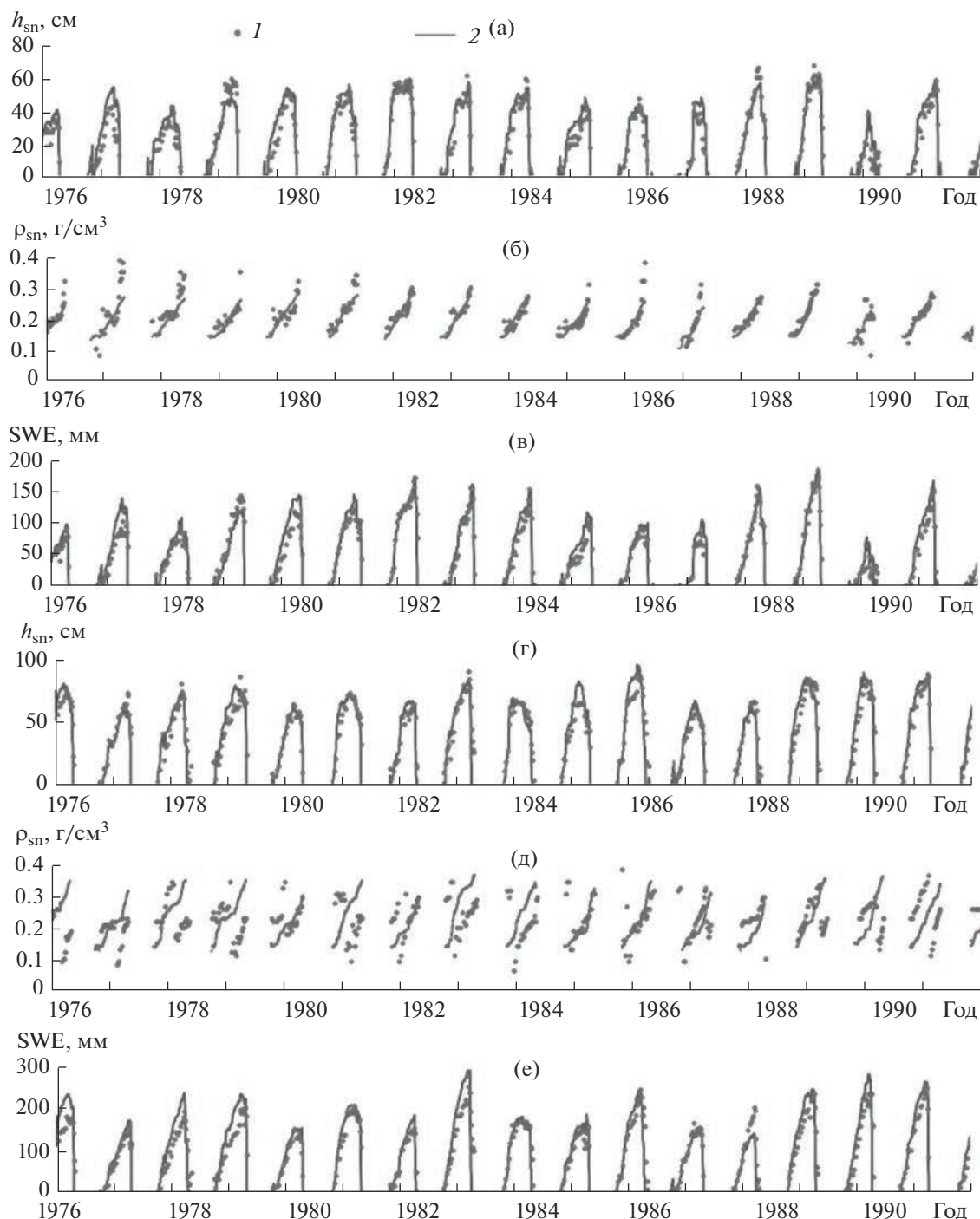


Рис. 2. Примеры сопоставления измеренных (1) и рассчитанных на основе модели SWAP (2) характеристик снежного покрова: его высоты (а, г), плотности (б, д) и снегозапасов (в, е) в районах полевых маршрутных снегоъемов на станциях Калевала (а, б, в) и Троицко-Печорское (г, д, е).

*Оценка изменений динамики формирования
снежного покрова на полевых объектах ЕТР
за последние десятилетия*

Смоделированные для полевых участков многолетние ряды суточных значений снегозапасов за период 1967–2019 гг. дали возможность для

каждой станции получить ряды следующих характеристик режима формирования снежного покрова: среднегодовое SWE_{mean} , среднезимнее (среднее за декабрь, январь и февраль) SWE_{win} и максимальное за год SWE_{max} значения снегозапасов, даты начала t_{start} и окончания t_{end} устойчивого

Таблица 1. Усредненные по снегомерным станциям ЕТР климатические значения характеристик режима формирования снежного покрова на полевых участках (отсчет значений t_{start} , t_{end} и t_{max} начинается с 1 октября), а также диапазон их вариаций по станциям

Характеристика режима формирования снежного покрова	Период T_1		Период T_2	
	усредненное по станциям климатическое значение	диапазон вариации по станциям климатических значений	усредненное по станциям климатическое значение	диапазон вариации по станциям климатических значений
SWE_{mean} , мм	24	3–64	26	2–56
SWE_{win} , мм	57	8–142	61	8–117
SWE_{max} , мм	102	28–211	117	36–204
t_{start} , сут	36	12–79	41	16–74
t_{end} , сут	191	153–230	190	150–227
t_{sn} , сут	154	74–203	149	76–200
t_{max} , сут	158	119–191	163	114–201
T , °C	3.4	–3.1...9.8	4.4	–2.0...10.8
P , мм	555	327–749	566	316–747

залегания снежного покрова, дата достижения максимальных снегозапасов t_{max} , продолжительность залегания снежного покрова $t_{\text{sn}} = t_{\text{end}} - t_{\text{start}}$. Тренды указанных показателей за период 1967–2019 гг. показали, что процесс многолетней динамики SWE для большого числа станций действительно имеет нестационарный характер. Так, для 42% станций наклон линейного тренда a для ряда $SWE_{\text{max}}(\tau)$ (τ – время), имеет, согласно t -статистике, значимое положительное значение. Отрицательное значимое значение a получено только для трех станций. При этом усредненное по всем станциям ЕТР a значимо равно 0.52 мм/год. Динамика других вышеуказанных характеристик формирования снежного покрова также иллюстрирует свою нестационарность в течение периода 1967–2019 гг. Таким образом, очевидно, что их климатические значения для периодов T_1 и T_2 тоже должны различаться. Этот вывод подтверждают приведенные в табл. 1 и на рис. 3, 4 климатические значения характеристик режима формирования снежного покрова. В табл. 1 показан также диапазон вариаций соответствующих характеристик по районам расположения снегомерных станций.

Следует отметить, что, конечно, проведенное картирование полученных результатов с применением ГИС-технологии (рис. 3, 4) при использовании довольно малой выборки станций (рис. 1) обеспечивает весьма приближенную картину пространственного распределения соответствующей характеристики (хотя эта же выборка станций не помешала картировать результаты в [11, 13]). Так, для таких областей, как Северный Кавказ, Ставрополье, Краснодарский край и Крым, значения

характеристик имеют большую погрешность, чем для остальной части ЕТР, поскольку они в значительной мере экстраполированы за основную область расположения станций. Но эти области для решения поставленной выше стратегической задачи не очень важны, поскольку основной интерес представляют районы высоких широт. В целом же приведенные карты все-таки дают в первом приближении представление о тенденции изменения пространственного распределения исследуемой характеристики для рассматриваемого исторического периода. В последующих работах, связанных со сценарным прогнозированием изменения этих характеристик в XXI в., карты их пространственного распределения будут более точными, поскольку в этом случае расчеты будут проводиться не на основе данных метеорологических наблюдений на довольно редкой сети метеостанций, а с применением результатов моделирования полей метеорологических элементов с помощью климатических моделей, использующих более густую регулярную пространственную сеть для проведения расчетов.

Как следует из табл. 1, усредненные по станциям ЕТР климатические среднегодовые значения снегозапасов SWE_{mean} для периода T_2 выросли незначительно – на ~1.9 мм (~8%) по сравнению с базовым периодом T_1 . На рис. 3а, 3б для сравнения представлены пространственные распределения SWE_{mean} для периодов T_1 и T_2 . Усредненные по станциям ЕТР климатические среднезимние значения снегозапасов SWE_{win} выросли немного больше – на ~3.3 мм (~6%).

Еще больший прирост усредненных по станциям климатических значений получен для мак-

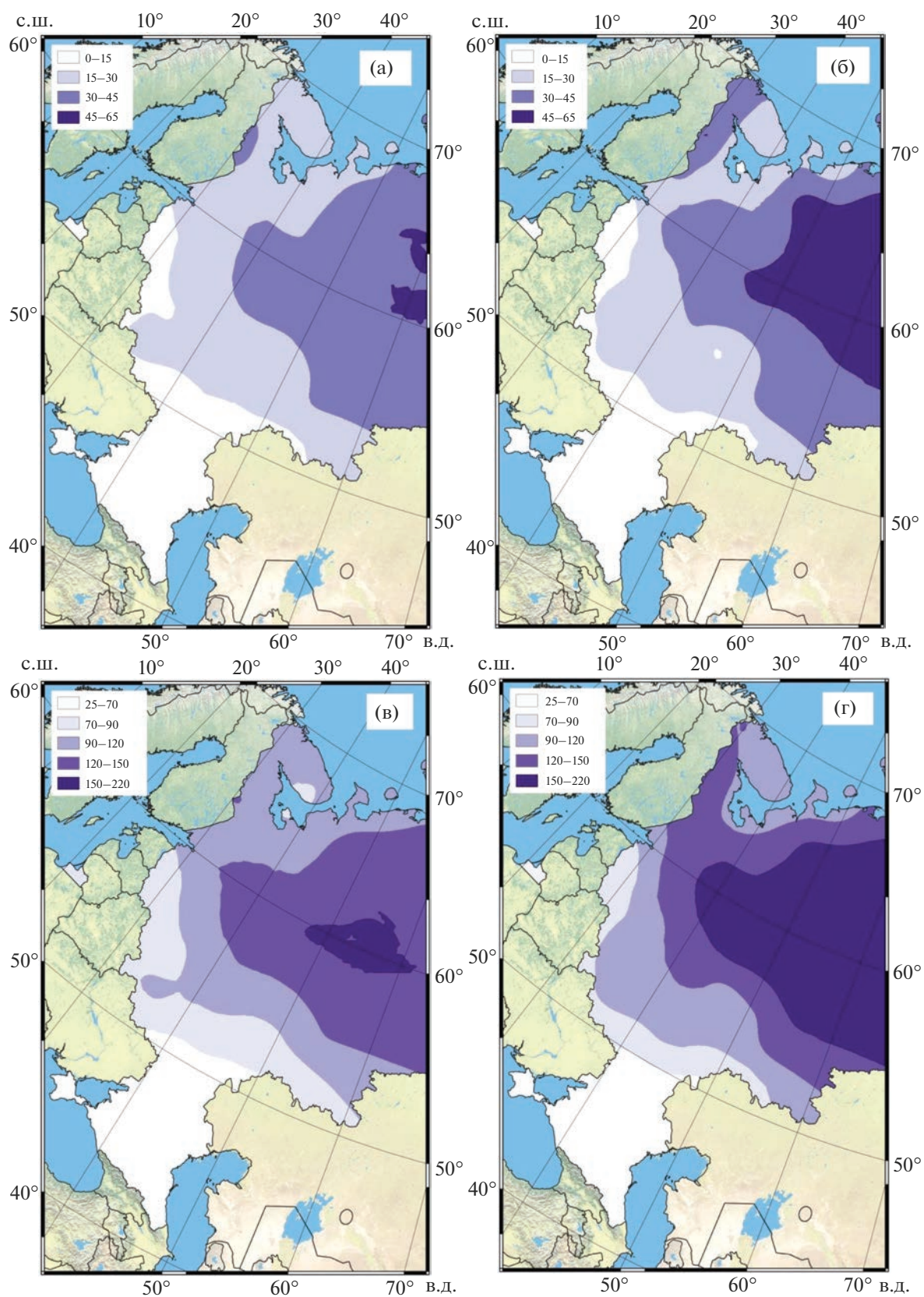


Рис. 3. Распределение климатических значений среднегодовых SWE_{mean} (а, б) и максимальных за год SWE_{max} (в, г) снегозапасов (мм) на полевых участках ЕТР для периодов $T1$ (а, в) и $T2$ (б, г).

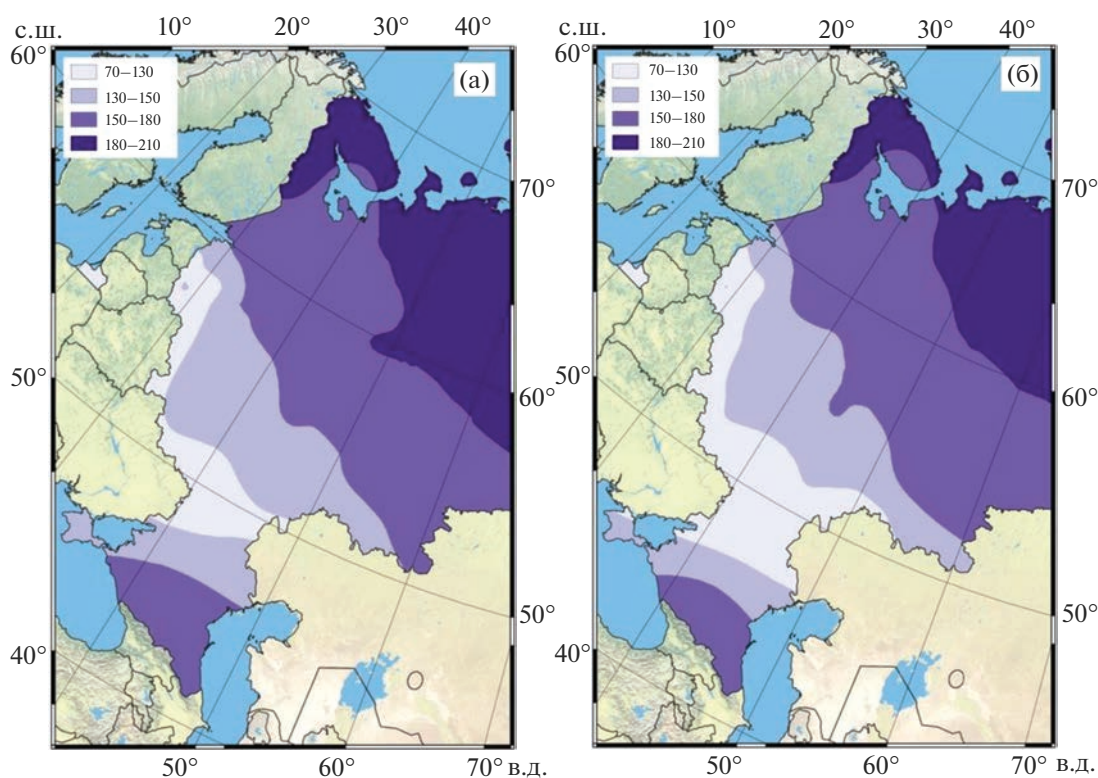


Рис. 4. Распределение климатических значений продолжительности залегания снежного покрова (сут) на полевых участках ЕТР для периодов $T1$ (а) и $T2$ (б).

симальных снегозапасов SWE_{max} — на ~ 14 мм ($\sim 14\%$), т. е. относительный прирост SWE_{max} оказался в ~ 2 раза больше, чем относительный прирост SWE_{mean} . На рис. 3в, 3г представлены пространственные распределения SWE_{max} для периодов $T1$ и $T2$, дающие возможность в какой-то степени оценить пространственные изменения данной характеристики.

Среднее по станциям ЕТР климатическое значение продолжительности залегания снежного покрова t_{sn} для периода $T2$ сократилось на ~ 5 сут по сравнению с периодом $T1$ (табл. 1). Произошло это для всей территории ЕТР (рис. 4). В основном уменьшение t_{sn} связано со сдвигом начала залегания снежного покрова на ~ 5 сут в сторону более поздних сроков. Усредненный по станциям климатический срок схода снежного покрова t_{end} , напротив, почти не изменился. Он сдвинулся на более раннюю дату, но незначительно — всего на ~ 1 сут. Также на более ранние сроки сдвинулась дата достижения максимальных снегозапасов t_{max} (на ~ 5 сут).

Попытаемся проанализировать причины всех описанных выше изменений характеристик режима формирования снежного покрова на поле-

вых участках ЕТР, произошедшие в течение исторического периода 1967–2019 гг.

Основные факторы, определяющие режим формирования снежного покрова, — количество выпадающих в период отрицательной температуры воздуха осадков и поступающая на подстилающую поверхность суши в этот период энергия. Последняя в значительной мере коррелирует с более просто определяемой характеристикой — приземной температурой воздуха. При наличии климатических изменений указанных предикторов (осадков P и температуры воздуха T) соответственно должен меняться и режим формирования снежного покрова. С одной стороны, отмечаемое в северных и умеренных широтах увеличение (в том числе и в зимний период) количества осадков должно приводить к увеличению снегозапасов. Но общее повышение температуры воздуха приводит к сокращению продолжительности холодного периода, что, естественно, должно действовать в сторону уменьшения накапливающихся в этот период снегозапасов. Поэтому суммарное влияние изменения указанных предикторов на изменение режима формирования снежного покрова зависит от того, влияние какого фактора окажется преобладающим.

В соответствии с результатами разнообразных исследований динамики режима формирования снеготалых вод в исторический период и прогнозов ее изменения в XXI в. [10, 29, 36, 46, 44], ожидается, что продолжительность залегания снежного покрова будет уменьшаться практически во всех регионах земного шара. Также для большей части территории суши, где присутствует снежный покров, прогнозируется и уменьшение снеготалых вод в холодный период. Однако получены результаты расчетов с использованием климатических моделей, показывающие, что в самых холодных районах, к которым, в частности, относятся северные части Канады и Российской Федерации, снеготалые воды в XXI в. в зимний период будут расти [35, 44]. Таким образом, с точки зрения изменения климатических снеготалых вод, приоритетная роль в этих регионах принадлежит увеличению осадков.

Полученные в настоящей работе результаты исследований изменений характеристик формирования снежного покрова на полевых участках ЕТР для исторического периода 1967–2019 гг. показывают, что прогнозируемые климатическими моделями изменения режима формирования снежного покрова в XXI в. уже начались. В табл. 1 и на рис. 5 проиллюстрированы изменения на ЕТР в период T_2 по сравнению с T_1 основных предикторов – климатических значений приземной температуры воздуха T и осадков P , рассчитанных по данным метеорологических станций, расположенных в районах проведения снеготалых съемок. Увеличение средней по станциям климатической температуры воздуха составило $\sim 1^\circ\text{C}$, что и привело, как показано выше, к сдвигу на ~ 5 сут на более поздние сроки дат установления снежного покрова. В то же время прирост климатических осадков на ~ 11 мм/год ($\sim 2\%$) вызвал увеличение снеготалых вод как средних за зиму SWE_{win} , так и максимальных SWE_{max} . Эффект влияния увеличения климатической температуры воздуха, сдвигающего дату схода снежного покрова на более ранние сроки, в значительной мере был скомпенсирован эффектом увеличения SWE_{max} , затягивающим период снеготаяния. В результате усредненная по станциям климатическая дата схода снежного покрова почти не изменилась (сдвинулась на более раннюю дату всего на 1 сут, что по порядку величины близко к точности ее оценки ~ 0.4 сут).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе использования разработанной авторами статьи модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP проведены многолетние расчеты (с трехчасовым временным шагом) характеристик снежного покрова для полевых участков ЕТР для исторического пе-

риода (1967–2019 гг.). Сопоставление результатов моделирования с данными соответствующих наблюдений на снеготалых станциях ЕТР показало, что качество воспроизведения снеготалых вод на указанных объектах на основе SWAP соответствует качеству их воспроизведения на экспериментальных полигонах лучшими мировыми моделями формирования снежного покрова, участвовавшими в международном проекте ESM-SnowMIP.

Для полевых участков, расположенных в районах снеготалых станций, получены климатические значения характеристик режима формирования снежного покрова для двух климатических периодов – T_1 (1967–1992 гг.) и T_2 (1993–2019 гг.), на которые был разделен исторический период. Сравнение полученных значений для периодов T_1 и T_2 позволило выявить ориентировочные тенденции изменения этих характеристик в течение исторического периода.

Показано, что прогнозируемые климатическими моделями изменения режима формирования снежного покрова в XXI в. на полевых участках ЕТР уже начались. В частности, рост за исторический период осредненных по станциям климатических значений температуры воздуха на ЕТР на $\sim 1^\circ\text{C}$ привел к сдвигу на более поздние сроки дат установления снежного покрова (в среднем на ~ 5 сут). В то же время прирост климатических сумм осадков в среднем по ЕТР на ~ 11 мм/год ($\sim 2\%$) вызвал увеличение как средних за зиму, так и максимальных снеготалых вод (последние выросли в среднем по ЕТР на ~ 14 мм ($\sim 14\%$)). Эффект влияния увеличения климатических значений температуры воздуха, сдвигающих дату схода снежного покрова на более ранние сроки, в значительной мере был скомпенсирован эффектом увеличения максимальных снеготалых вод. В результате усредненная по станциям климатическая дата схода снежного покрова в среднем по ЕТР почти не изменилась (сдвинулась на более раннюю дату всего на 1 сут).

Настоящая публикация – первый этап исследований авторов по моделированию и прогнозированию динамики характеристик снежного покрова на территории России. Дальнейшая работа будет связана с изучением динамики указанных характеристик на лесных участках ЕТР, на полевых и лесных участках Сибири и Дальнего Востока, а также с получением сценарных прогнозов изменений на территории России в XXI в. снеготалых вод и таких важных характеристик, как глубина промерзания почвы для сезонно-промерзающих почв и глубина оттаивания почвы для районов с многолетней мерзлотой.

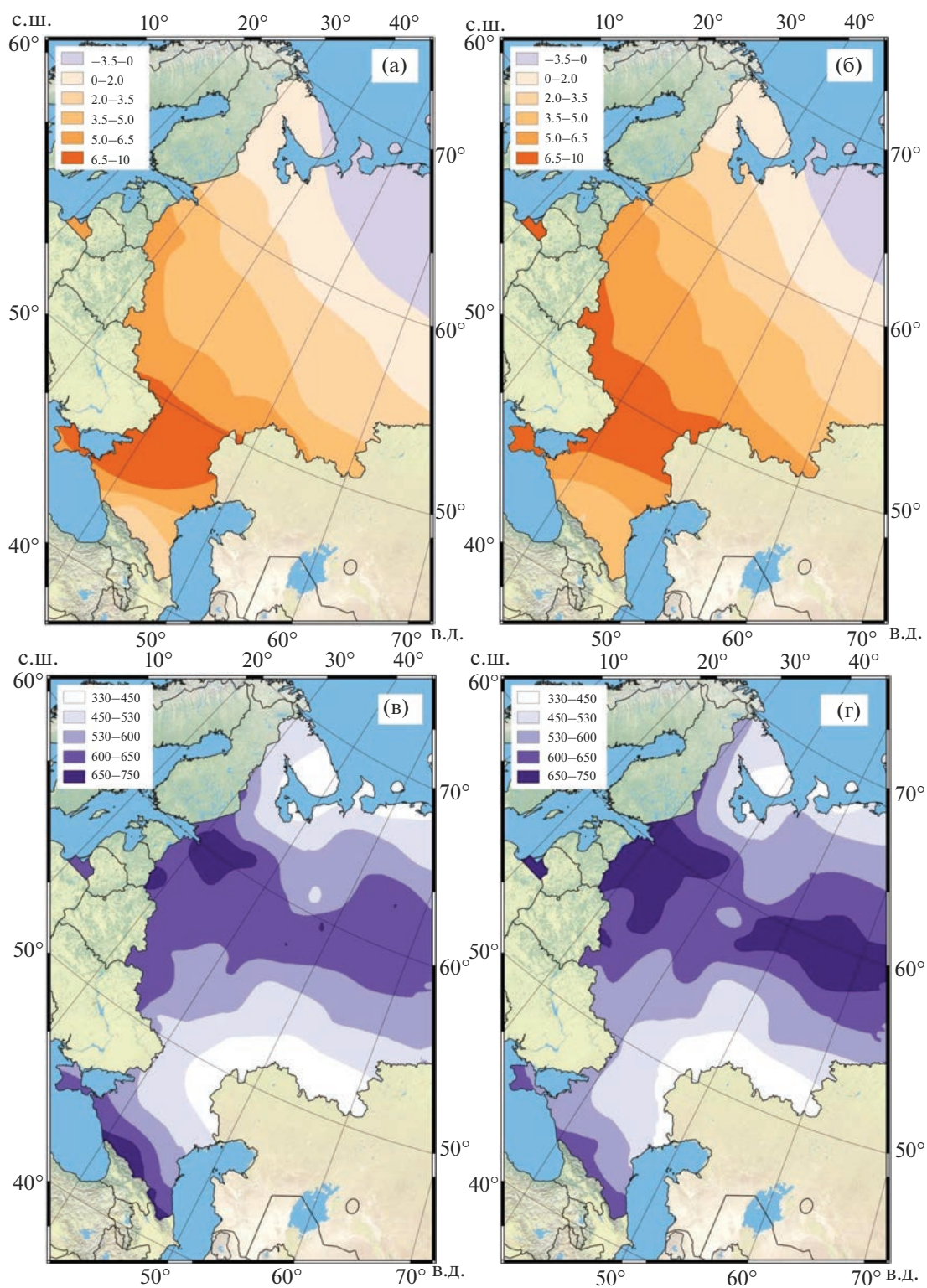


Рис. 5. Распределение климатических значений приземной среднегодовой температуры воздуха (°C) (а, б) и осадков (мм/год) (в, г) по ЕТР для периодов T1 (а, в) и T2 (б, г).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктика: стратегическое значение для России. <https://russtrat.ru/reports/20-dekabrya-2020-1614-2511> (дата обращения: 22.01.2022)
2. Воейков А.И. Климаты земного шара, в особенности России. СПб.: Издание картографического заведения А. Ильина, 1884. 640 с.
3. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД). <http://meteo.ru> (дата обращения: 07.06.2021)
4. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.
5. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Параметризация процессов тепловлагообмена в бореальных лесных экосистемах // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 2. С. 182–200.
6. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Параметризация процессов тепловлагообмена в системе “грунтовые воды—почва—растительный/снежный покров—атмосфера” для территорий с четко выраженной сезонной изменчивостью климата // Почвоведение. 2000. № 6. С. 733–748.
7. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Расчеты формирования снежного покрова в различных природных условиях на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Лед и снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 167–181. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-401>
8. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. Моделирование стока на малых водосборах в зоне многолетней мерзлоты на основе модели SWAP // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 2. С. 133–145.
9. 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.
10. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Сценарные прогнозы изменения снегозапасов в связи с возможными изменениями климата в различных районах земного шара // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 1. С. 100–113.
11. Кренке А.Н., Черенкова Е.А., Чернавская М.М. Устойчивость залегания снежного покрова на территории России в связи с изменением климата // Лед и Снег. 2012. Т. 52. № 1. С. 29–37. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-1-29-37>
12. Слишком много севера. www.demoscope.ru/weekly/2003/095/tema03.php (дата обращения: 10.01.2022)
13. Сосновский Н.И., Осокин Г.А., Черняков А.В. Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле в первой декаде XXI века // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 2. С. 91–100. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(91-100\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100))
14. Чурюлин Е.В., Копейкин В.В., Розинкина И.А., Фролова Н.Л., Чурюлина А.Г. Анализ характеристик снежного покрова по спутниковым и модельным данным для различных водосборов на Европейской территории Российской Федерации // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 2 (368). С. 120–143.
15. ACIA. Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. ACIA Overview report. Cambridge Univ. Press. 2004. 140 p.
16. AMAP. SWIPA (Snow, Water, Ice, and Permafrost in the Arctic) Executive Summary. Oslo. Norway. Arctic Monitoring and Assessment Program. 2011. 15 p.
17. Bartlett P.A., MacKay M.D., Verseghy D.L. Modified snow algorithms in the Canadian land surface scheme: Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands // Atmosphere–Ocean. 2006. V. 44. № 3. P. 207–222. <https://doi.org/10.3137/ao.440301>
18. Boone A., Habets F., Noilhan J., Clark D., Dirmeyer P., Fox S., Gusev Y., Haddeland I., Koster R., Lohmann D., Mahanama S., Mitchell K., Nasonova O., Niu G.-Y., Pitman A., Polcher J., Shmakina A.B., Tanaka K., van den Hurk B., Verant S., Verseghy D., Viterbo P., Yang Z.-L. The Rhone-aggregation land surface scheme intercomparison project: An overview // J. Clim. 2004. V. 17. P. 187–208.
19. Boone A., Mognard N.M., Decharme B., Douville H., Grippa M., Kerrigan K. The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over Siberia from SSM/I compared to a multi-model climatology // Remote Sensing Environ. 2006. V. 101. P. 482–494.
20. Brown R.D., Mote P.W. The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate // J. Clim. 2009. V. 22. P. 2124–2145. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2665.1>
21. Callaghan T.V., Johansson M., Brown R.D., Groisman P.Ya., Labba N., Radionov V., Barry R.G., Bulygina O.N., Essery R.L.H., Frolov D.M., Golubev V.N., Grenfell T.C., Petrushina M.N., Razuvaev V.N., Robinson D.A., Romanov P., Shindell D., Shmakina A.B., Sokratov S.A., Warren S., Yang D. The Changing Face of Arctic Snow Cover: A Synthesis of Observed and Projected Changes // AMBIO. J. Human Environ. 2011. 40 (sup1). P. 17–31. <https://doi.org/10.1007/s13280-011-0212-y>
22. Champeaux J.L., Masson V., Chauvin F. ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution // Meteorol. Appl. 2005. V. 12. P. 29–32. <https://doi.org/10.1017/S1350482705001519>
23. Clapp R.B., Hornberger G.M. Empirical equations for some soil hydraulic properties // Water Resour. Res. 1978. V. 14. № 4. P. 601–604.
24. Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds B.C. Bates, Z.W. Kundzewicz, S. Wu, J.P. Palutikof. Geneva: IPCC Secretariat, 2008. 210 p.
25. Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of

- soils // *Water Resour. Res.* 1984. V. 20. № 3. P. 682–690.
26. *Derksen C., Brown R.* Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections // *Geophys. Res. Letters*. 2012. V. 39. P. 1–6. <https://doi.org/10.1029/2012GL053387>
 27. *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 // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2006. V. 87. № 10. P. 1381–1397. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-10-1381>
 28. *Dutra E., Viterbo P., Miranda P.M.A., Balsamo G.* Complexity of snow schemes in a climate model and its impact on surface energy and hydrology // *J. Hydrometeorol.* 2012. V. 13. P. 521–538. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-11-072>
 29. *Essery R., Kim H., Wang L., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Decharme B., Dutra E., Fang X., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kontu A., Krinner G., Lafaysse M., Lejeune Y., Marke T., Marks D., Marty C., Menard C.B., Nasonova O., Nitta T., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H.* Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 4687–4698. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020>
 30. *Frei A., Gong G.* Decadal to century scale trends in North American snow extent in coupled atmosphere-ocean general circulation models // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. 5 p.
 31. *Frei A., Tedesco M., Lee S., Foster J., Hall D.K., Kelly R., Robinson D.A.* A review of global satellite-derived snow products // *Advances Space Res.* 2012. V. 50. № 8. P. 1007–1029. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.12.021>
 32. *Grigoriev V.Y., Frolova N.L.* Terrestrial water storage change of European Russia and its impact on water balance // *Geogr. Environ. Sustainability*. 2018. V. 11. P. 38–50. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-38-50>
 33. *Gusev Ye.M., Nasonova O.N., Kovalev E.E., Aizel 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.
 34. *Hall A.* The role of surface albedo feedback in climate // *J. Clim.* 2004. V. 17. P. 1550–1568. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2)
 35. *Hosaka M., Nohara D., Kitoh A.* Changes in Snow Cover and Snow Water Equivalent Due to Global Warming Simulated by a 20km-mesh Global Atmospheric Model // *SOLA*. 2005. V. 1. P. 093–096. <https://doi.org/10.2151/sola.2005-025>
 36. *Krinner G., Derksen C., Essery R., Flanner M., Hagemann S., Clark H., Hall A., Rott H., Brutel-Vuilmet C., Kim H., Ménard C.B., Mudryk L., Thackeray C., Wang L., Arduini G., Balsamo G., Bartlett P., Boike J., Boone A., Chéruf F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Der-ry J., Ducharme A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu A., Lafaysse M., Law R., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh M.S., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Stacke T., Strasser U., Svenson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W.* ESM-SnowMIP. Assessing models and quantifying snow-related climate feedbacks // *Geosci. Model Dev.* 2018. V. 11. P. 5027–5049.
 37. *Marchuk E.A., Stepanenko V.M.* Parametrization of snow accumulation under forest canopy for INM RAS-MSU land surface model // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 2020. V. 611. P. 012019. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/611/1/012019>
 38. *Menard C.B., Essery R., Arduini G., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Dai Y., Decharmer B., Dutra E., Fang X., Fierz C., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kim H., Krinner G., Lafaysse M., Marke T., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Strasser U., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H.* Scientific and human errors in a snow model intercomparison // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2021. V. 102. Iss. 1. P. E61–E79. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329>
 39. *Menard C.B., Essery R., Barr A., Bartlett P., Derry J., Dumont M., Fier C., Kim H., Kontu A., Lejeune Y., Marks D., Niwano M., Raleigh M., Wang L., Wever N.* Meteorological and evaluation datasets for snow modelling at 10 reference sites: description of in situ and bias-corrected reanalysis data // *Earth Syst. Sci. Data*. 2019. V. 11. P. 865–880.
 40. *Mote P.W., Li S., Lettenmaier D.P., Xiao M., Engel R.* Dramatic declines in snowpack in the western US // *npj Clim. Atmos. Sci.* 2018. V. 1. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0012-1>
<https://www.nature.com/articles/s41612-018-0012-1#citeas> (дата обращения: 12.01.2020)
 41. *Mudryk L.R., Kushner P.J., Derksen C., Thackeray C.* Snow cover response to temperature in observational and climate model ensembles // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. P. 919–926. <https://doi.org/10.1002/2016GL071789>
 42. *Nolin A.W., Daly C.* Mapping “at-risk” snow in the Pacific Northwest, USA // *J. Hydrometeorol.* 2006. V. 7. P. 1166–1173
 43. *Qu X., Hall A.* On the persistent spread in snow-albedo feedback // *Clim. Dyn.* 2014. V. 42. P. 69–81. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1774-0>
 44. *Räsänen J.* Warmer climate: Less or more snow? // *Clim. Dyn.* 2008. V. 30. P. 307–319. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0289-y>
 45. *Schlosser C.A., Slater A., Robock A., Pitman A.J., Vinnikov Ya., Henderson-Sellers A., Speranskaya N.A., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P., de Rosnay P., Desborough C.E., Dickinson R.E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Y.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E.A., Nasonova O.N., Noilhan J., Schaake J., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Verseghy D.L., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.L.* Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia:

- PILPS Phase 2(d) // *Monthly Weather Rev.* 2000. V. 128. № 2. P. 301–321.
46. *Schmucki E., Marty C., Fierz C., Lehning M.* Simulations of 21st century snow response to climate change in Switzerland from a set of RCMs // *Int. J. Climatol.* 2015. V. 35. № 11. P. 3262–3273. <https://doi.org/10.1002/joc.4205>
47. *Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E., Henderson-Sellers A., Robock A., Vinnikov K.Ya., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P.M., de Rosnay P., Dickinson R.E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Ye.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E.A., Nosonova O.N., Noilhan J., Schaake S., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Verseghy D., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.-L., Zeng Q.* The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // *J. Hydrometeorol.* 2001. V. 2. P. 7–25.
48. *Vionnet V., Brun E., Morin S., Boone A., Faroux S., Moigne P.L., Martin E., Willemet J.M.* The detailed snow-pack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2 // *Geosci. Model Development.* 2012. V. 5. P. 773–791.
49. *Ye H., Mather J.R.* Polar snow cover changes and global warming // *Int. J. Climatol.* 1997. V. 17. P. 155–162.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.124.2

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ 2. ЛЕСНЫЕ УЧАСТКИ ЕТР В ИСТОРИЧЕСКИЙ ПЕРИОД¹

© 2023 г. Е. М. Гусев^a, *, О. Н. Насонова^a, Е. Э. Ковалев^a, Е. А. Шурхно^a

^aИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: sowaso@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.05.2022 г.

После доработки 30.01.2023 г.

Принята к публикации 30.01.2023 г.

Проведена проверка методики расчетов различных характеристик формирования снежного покрова для лесных участков Европейской территории России для исторического периода (1967–2019 гг.), основанной на использовании модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP. Сопоставление результатов моделирования с соответствующими данными наблюдений продемонстрировало хорошее качество воспроизведения динамики снегозапасов на указанных объектах. Проведен анализ изменения климатических значений характеристик формирования снежного покрова на протяжении исторического периода, что позволило выявить тенденции изменения этих характеристик для лесных участков указанной территории. Так, получено, что несмотря на сокращение продолжительности залегания снежного покрова, происходит увеличение его мощности, в частности рост максимальных снегозапасов. Проведена оценка различий характеристик формирования снежного покрова на полевых и лесных участках Европейской территории России. Среднее по территории значение коэффициента снегонакопления в лесу по отношению к полю оказалось больше единицы. В то же время климатические изменения за исторический период ведут к уменьшению со временем значения этой характеристики.

Ключевые слова: снегозапасы, период залегания снежного покрова, LSM модель SWAP, коэффициент снегонакопления, проект ESM-SnowMIP.

DOI: 10.31857/S0321059623040119, **EDN:** QIQMNM

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья — вторая в серии публикаций, посвященных различным аспектам проблемы динамики снежного покрова на территории России. В первой статье указанной серии [7] показано, что вопросы динамики такого важного элемента криосферы, как снежный покров, приобретают для территории России, особенно ее пан-арктической части, все большее значение и требуют изучения и развития методов прогнозирования этой динамики в условиях изменяющегося климата. В силу этого стратегическая цель исследования авторов — выявление существую-

щих в настоящее время тенденций и долгосрочное прогнозирование динамики характеристик снежного покрова на территории России до конца XXI в.

В [7] представлен достаточно подробный обзор возможных методов диагностики современного состояния и долгосрочного прогнозирования динамики характеристик снежного покрова на территории РФ. В результате проведенного анализа эффективности рассмотренных методов было обосновано использование в качестве инструментария для решения указанной проблемы физико-математических моделей взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой LSMs (Land Surface Models), воспроизводящих процессы теплообмена в системе почва–растительный/снежный покров–приземный слой атмосферы, в сочетании с необходимой для выполнения прогнозов долгосрочной метеорологической информацией, полученной в результате расчетов на основе глобальных климатических

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001 “Исследования процессов гидрологического цикла суши и формирования водных ресурсов, геофизических процессов в водных объектах и их бассейнах, формирования экстремальных гидрологических явлений и динамики гидрологических систем с учетом изменяющихся климатических условий и антропогенных факторов”).

моделей OAGCMs (Ocean – Atmosphere Global Climate Models).

Для достижения поставленной стратегической цели в качестве основного элемента указанного инструментария используется разработанная авторами настоящей статьи LSM SWAP (Soil Water – Atmosphere – Plants) [2], прошедшая многостороннюю проверку качества воспроизведения характеристик снежного покрова, в том числе и в процессе участия в различных международных проектах [17, 20, 25, 26, 31, 32, 34]. В частности, последним заметным проектом в области исследований снежного покрова (в котором SWAP также принимала участие) стал организованный в рамках Всемирной программы исследований климата (ВПИК) международный проект ESM-SnowMIP (The Earth System Models – Snow Models Intercomparison Project) [25]. Проект призван обеспечить прогресс в понимании процессов, связанных с формированием снежного покрова, и систематизировать полученные знания для использования их в глобальных и региональных климатических и гидрологических моделях в контексте происходящих глобальных изменений.

Однако, поскольку в подобных проектах эффективность модели SWAP оценивалась для объектов суши, как правило, находящихся за пределами РФ, для достижения указанной выше стратегической цели необходимо провести оценку эффективности SWAP для объектов, расположенных в России. В [7] такая работа проделана на основе сопоставления результатов моделирования характеристик снежного покрова с соответствующими данными систематических наблюдений на полевых участках Европейской территории России (ЕТР), полученных в результате маршрутных снегомерных съемок на метеорологических станциях для исторического периода 1967–2019 гг. [1]. При этом в качестве информационного обеспечения по метеорологическим характеристикам для модельных расчетов использовались данные стандартных наблюдений на этих же метеорологических станциях. Полученные результаты расчетов позволили также выявить тенденции изменения характеристик снежного покрова на полевых участках ЕТР в течение рассмотренного исторического периода. В частности, продемонстрировано уменьшение со временем продолжительности залегания снежного покрова, обусловленное в основном сдвигом на более поздние сроки даты его устойчивого установления; рост максимальных и средних за зиму снегозапасов и т. д. [7].

Настоящая публикация посвящена моделированию динамики снежного покрова за тот же исторический период (1967–2019 гг.) для более сложных по сравнению с [7] объектов, а именно для лесных участков ЕТР. Поскольку процессы

формирования снежного покрова на полевых участках и под пологом леса в значительной мере различаются, первостепенная задача данного исследования – оценка качества моделирования характеристик снежного покрова на основе сопоставления результатов расчета по модели SWAP с данными соответствующих наблюдений на лесных участках ЕТР. Вторая задача – исследование долговременных тенденций изменения характеристик формирования снежного покрова на лесных участках ЕТР в течение исторического периода. Наконец, третья задача – выявление различий характера формирования снежного покрова на лесных и полевых участках ЕТР.

МОДЕЛЬ SWAP

Модель взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP разработана авторами настоящей публикации в Институте водных проблем РАН. Ее краткое описание представлено в [7], более подробно в [2]. “Снежный” блок модели SWAP описывает формирование снегозапасов на подстилающей поверхности суши как для случая низкой растительности (полевые участки) [4, 22], которая в зимнее время находится под снегом, так и для высокой растительности (лесные участки), когда снежный покров формируется под пологом леса [3, 23].

На рис. 1 проиллюстрирована использованная в SWAP схематизация основных процессов тепло- и влагообмена в зимнем хвойном лесу, определяющих в том числе и динамику формирования снегозапасов. Отметим, что для лиственных лесов применяется такая же параметризация физических процессов, как и для хвойных. Единственное отличие от хвойных насаждений связано с отсутствием в лиственных лесах фотосинтезирующих элементов (листьев) в зимний период, что учитывается заданием листового индекса LAI, равным нулю.

В отличие от полевых участков, на которых растительность в зимнее время находится под снегом, для леса наиболее важные особенности состоят в следующем. Во-первых, древесная растительность (особенно хвойные древостои) существенно влияет на формирование радиационного и теплового балансов подстилающей поверхности. Во-вторых, в холодный период года при отрицательной температуре воздуха фитоэлементы деревьев могут задерживать твердые атмосферные осадки в виде снега, который может накапливаться на кронах, испаряться, падать вниз, таять при потеплениях и вновь замерзать при похолоданиях. Эти две особенности, учтенные в модели SWAP и нашедшие отражение на рис. 1, оказывают существенное влияние на тепловой и водный режим лесных участков суши и, следовательно, на формирование снегозапасов под пологом леса.

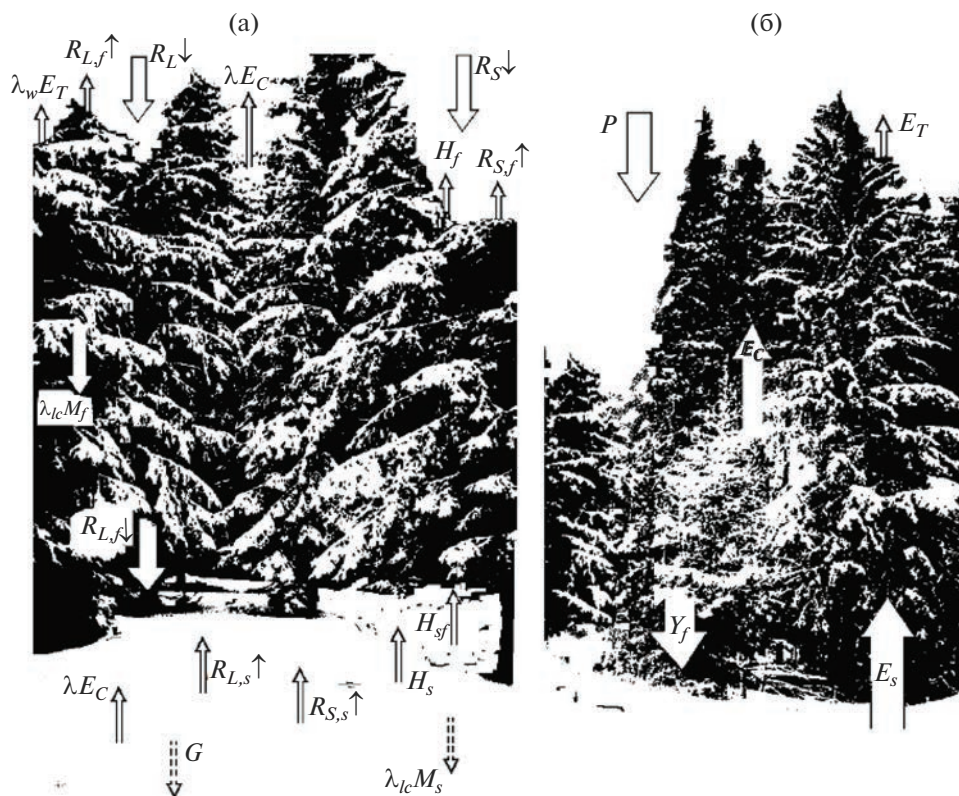


Рис. 1. Схематизация основных процессов тепло- (а) и влагообмена (б) в зимнем хвойном лесу в модели SWAP [3]. Здесь $R_S\downarrow$ и $R_L\downarrow$ — приходящие потоки коротковолновой и длинноволновой радиации; $R_{L,f}\downarrow$ — длинноволновая радиация, направленная от крон деревьев к лесному пологу; $R_{L,s}\uparrow$ — длинноволновая радиация, направленная от полога леса в атмосферу; $R_{S,s}\uparrow$ — солнечная радиация, отраженная пологом леса; $R_{L,f}\uparrow$ — длинноволновая радиация, направленная от крон деревьев в атмосферу; $R_{S,f}\uparrow$ — солнечная радиация, отраженная кронами деревьев; H_f and E_f — турбулентные потоки тепла и водяного пара, исходящие от крон деревьев; H_s and H_{sf} — турбулентные потоки тепла, направленные в атмосферу и к кронам деревьев соответственно; G — кондуктивный поток тепла от поверхности снежного покрова в почву; λE_C , $\lambda_w E_T$, λE_s , $\lambda_{Ic} M_f$, $\lambda_{Ic} M_s$ — скрытые потоки тепла, связанные с испарением перехваченных осадков, транспирацией, сублимацией снега, снеготаянием на кронах деревьев, снеготаянием под пологом леса соответственно ($\lambda = \lambda_{Ic} + \lambda_w$ — удельная теплота сублимации снега, равная сумме скрытой теплоты снеготаяния λ_{Ic} и скрытой теплоты испарения воды λ_w); P — осадки; E_T — транспирация; E_C — испарение перехваченных кронами деревьев осадков; E_s — сублимация снега под пологом леса; Y_f — снеготаяние на кронах деревьев.

ИССЛЕДУЕМЫЕ ОБЪЕКТЫ И ИХ ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

Первым этапом настоящего исследования стала подготовка информационного обеспечения, необходимого для моделирования формирования снежного покрова для лесных участков ЕТР. Подготовка осуществлялась по той же методике, что и для полевых участков [7].

Необходимое при использовании модели SWAP информационное обеспечение включает в себя следующую метеорологическую информацию: атмосферные осадки, температуру и влажность воздуха, интенсивность приходящих потоков длинноволновой и коротковолновой радиации, скорость ветра и атмосферное давление. Указанные характеристики, за исключением радиации, взяты из базы данных ВНИИГМИ-МЦД [1] за пери-

од 1966–2019 гг. для 48 метеорологических станций ЕТР, на лесных участках которых проводились маршрутные снегомерные съемки (рис. 2). Показанные на рис. 2 станции охватывают следующие природные зоны ЕТР: лесотундру (от северного побережья ЕТР примерно до северного полярного круга), хвойные леса (тайгу), смешанные и широколиственные леса и лесостепь (~до 50°–53° с.ш.) [10]. Трехчасовые значения приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации для указанных станций были рассчитаны с использованием данных срочных метеорологических наблюдений по методике, изложенной в [6].

Кроме того, неотъемлемая часть информационного обеспечения модели — задание параметров почвы и растительного покрова. В связи с отсутствием детального описания маршрутов снего-

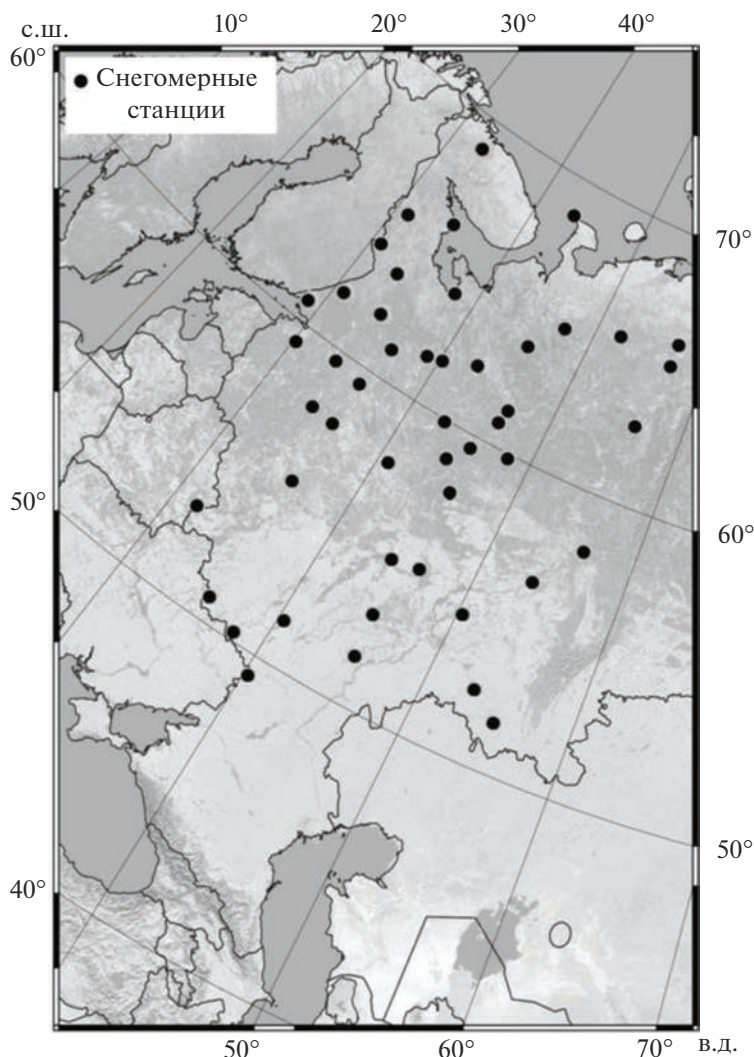


Рис. 2. Расположение метеорологических станций на ЕТР, данные маршрутных снегомерных съемок которых использованы в работе.

мерных съемок подготовка значений параметров подстилающей поверхности осуществлялась аналогично изложенному в [7] с использованием экосистемной глобальной базы данных ECOCLIMAP, разработанной Национальным Центром Метеорологических Исследований CNRM/GAME (Метео-Франс, Тулуза, Франция) [18].

Для проверки результатов моделирования использовались данные измерений снегозапасов под пологом леса SWE , высоты снежного покрова h_{sn} и его плотности ρ_{sn} . Значения указанных характеристик, полученные для лесных участков при проведении маршрутных снегомерных съемок, взяты также из базы данных ВНИИГМИ-МЦД для того же периода и тех же станций, для которых получены метеорологические данные.

РАСЧЕТЫ ДИНАМИКИ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЛЕСНЫХ УЧАСТКАХ ЕТР

Подготовленное информационное обеспечение позволило провести модельные расчеты динамики различных характеристик снежного покрова с трехчасовым временным шагом для лесных участков, расположенных в районах выбранных станций для периода 1966–2019 гг. Метеорологические данные при этом послужили источником информации для задания верхнего граничного условия в задаче формирования водно-теплового режима в системе почва–растительный/снежный покров–приземный слой атмосферы.

В отсутствие измеренных характеристик начальных условий задачи использовался метод “раскрутки” (“spin-up”) модели. Расчетный пери-

од 1967–2019 гг. (за вычетом 1966 г., данные которого использовались для “раскрутки” модели) делился на две части: ранний (базовый) T_1 (1967–1992 гг.) и поздний T_2 (1993–2019 гг.). Рассчитанные характеристики снежного покрова были усреднены по годам для этих двух интервалов (т. е. получены климатические значения этих характеристик для T_1 и T_2), что дало возможность провести анализ их изменений в рамках исторического периода.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление модельных расчетов с данными наблюдений

Полученные результаты модельных расчетов характеристик снежного покрова для лесных участков ЕТР были сопоставлены с данными маршрутных снегомерных съемок. В качестве иллюстрации на рис. 3 приведен типичный пример сопоставления для высоты снежного покрова под пологом леса h_{sn} , плотности снега ρ_{sn} и снегозапасов SWE за ряд лет для двух станций: Сарапул (53.7° в.д., 56.5° с.ш.) и Онега (38.1° в.д., 63.9° с.ш.). На рис. 3 видно, что воспроизведение указанных характеристик вполне удовлетворительное. Качество воспроизведения режима снежного покрова можно оценить на основе статистических критериев различных характеристик. В данной работе, как и в [5, 7, 25, 26], использовалась нормированная на стандартное отклонение SWE среднеквадратическая ошибка расчета $\sigma_{n\text{SWE}}$ основной гидрологической характеристики снежного покрова, а именно — величины снегозапасов SWE за весь расчетный период 1967–2019 гг.

Медианное значение выборки $\sigma_{n\text{SWE}}$ для всех лесных участков выбранных станций ЕТР оказалось равным 0.85. Для рассмотренных в [7] полевых участков ЕТР указанная характеристика меньше и ~0.80. Это естественно, поскольку на формирование снежного покрова на лесном участке влияет гораздо большее число процессов (рис. 1) по сравнению с полевым, в силу чего моделирование динамики снегозапасов на лесном участке имеет дополнительные источники ошибок, обусловленные как неизбежной неточностью параметризаций этих процессов, так и привлечением дополнительных параметров, точность оценки которых также весьма ограничена.

По оценкам авторов статьи, медианное значение выборки $\sigma_{n\text{SWE}}$, полученное в международном проекте ESM-SnowMIP по 20 лучшим по этому показателю моделям для десяти экспериментальных площадок (трех лесных и семи полевых), расположенных в различных районах земного шара, равно 0.71. Таким образом, качество воспроизведения снегозапасов как на полевых, так и на лес-

ных участках ЕТР на основе модели SWAP немного уступает качеству воспроизведения указанной характеристики лучшими мировыми моделями на других объектах планеты. Данное обстоятельство объясняется не более низкой эффективностью модели SWAP по сравнению с другими мировыми моделями формирования снежного покрова, участвующими в ESM-SnowMIP (наоборот, как отмечено в [25], лучшими из 26 моделей, у которых значения критерия качества модельных расчетов $\sigma_{n\text{SWE}} < 1$ для всех экспериментальных площадок, оказались только три модели, включая и модель SWAP), а более слабым информационным обеспечением участков ЕТР по сравнению с экспериментальными площадками ESM-SnowMIP.

Данная ситуация, во-первых, обусловлена тем, что такие важные характеристики, как длинноволновая и коротковолновая радиация, в ESM-SnowMIP измерены непосредственно, а для станций ЕТР рассчитаны на основе стандартных метеорологических измерений. Во-вторых, в процессе работы с данными маршрутных снегомерных съемок и метеорологических измерений на станциях ЕТР было зафиксировано большое количество пропусков и ошибок, гораздо большее по сравнению с ESM-SnowMIP, где экспериментальные данные были получены в рамках специализированных исследований [27]. Грубые ошибки в данных наблюдений метеорологических станций на ЕТР в процессе их анализа по возможности устранялись вручную, но уверенности, что все удалось исправить, естественно, нет. В-третьих, морфологические характеристики высокой растительности для лесных площадок ЕТР оценены на основе глобальной базы ECOCLIMAP довольно приближенно, поскольку, в отличие от ESM-SnowMIP, в котором имеется описание лесных площадок, сделанное в рамках эксперимента BERMS (Boreal Ecosystem Research and Monitoring Sites) [15], данными о морфологических характеристиках древостоя в районах расположения лесных площадок ЕТР авторы статьи не располагали.

Поскольку, несмотря на указанные обстоятельства, качество моделирования SWE для ЕТР близко к качеству аналогичных расчетов, выполненных лучшими мировыми моделями в рамках ESM-SnowMIP для других объектов суши, можно сделать вывод об адекватном воспроизведении моделью SWAP процессов формирования снежного покрова как для полевых, так и для лесных участков ЕТР. Следовательно, рассчитанные с помощью SWAP значения SWE можно использовать для последующего анализа их временной динамики и пространственного распределения по рассматриваемой территории.

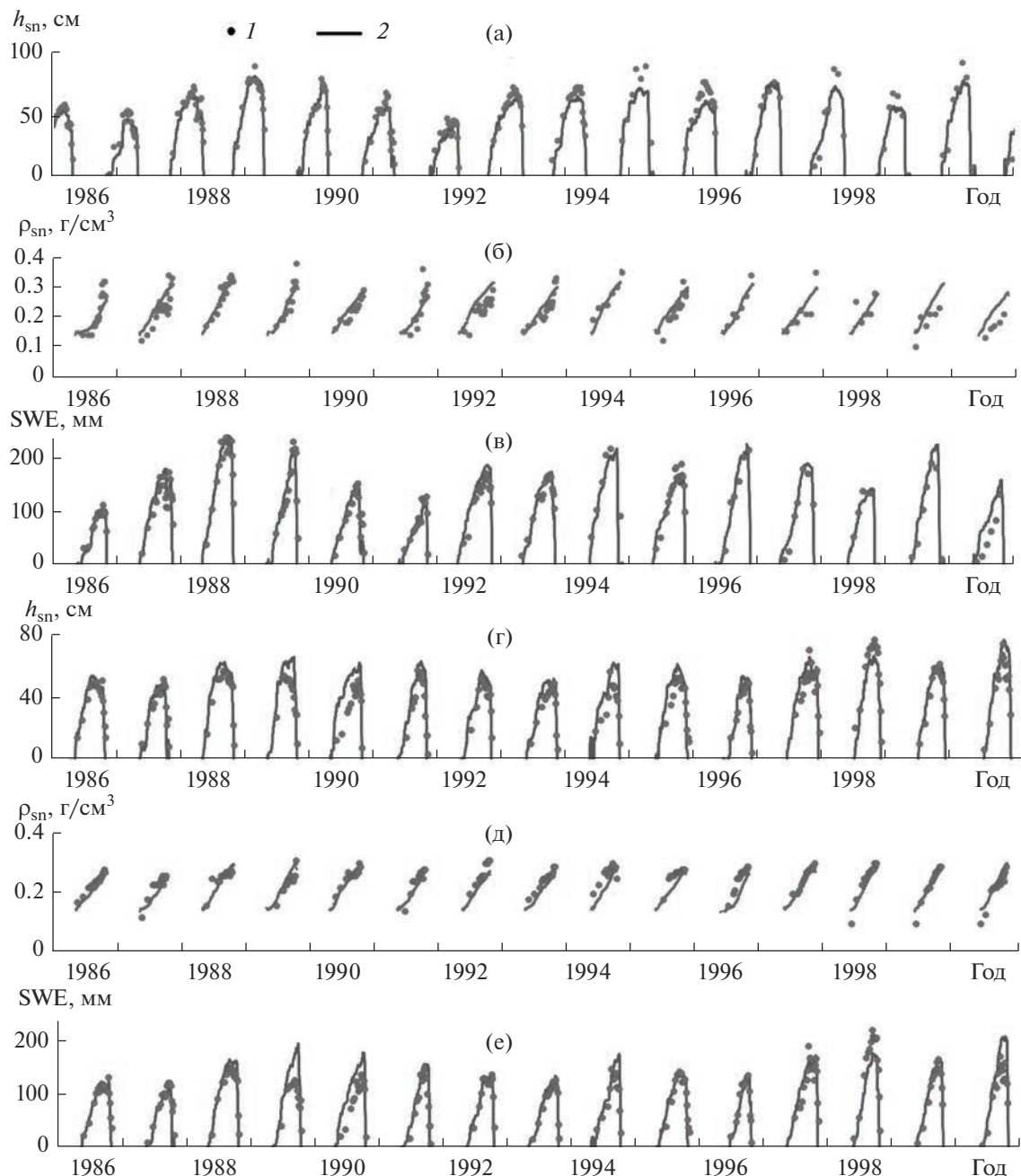


Рис. 3. Примеры сопоставления измеренных (1) и рассчитанных на основе модели SWAP (2) характеристик снежного покрова: его высоты (а, г), плотности (б, д) и SWE (в, е) в районах лесных маршрутных снегоъемов на станциях Са-рапул (а, б, в) и Онега (г, д, е).

*Оценка изменений динамики формирования
снежного покрова на лесных объектах ЕТР
за последние десятилетия*

Смоделированные для лесных участков ЕТР многолетние ряды суточных значений снегозапасов за период 1967–2019 гг., как в [7] для полевых участков, дали возможность для каждой станции получить многолетние ряды следующих характеристик режима формирования снежного покро-

ва: среднегодовое SWE_{mean} , среднезимнее (среднее за декабрь, январь и февраль) SWE_{win} и максимальное за год SWE_{max} значения снегозапасов, даты начала t_{start} и окончания t_{end} устойчивого залегания снежного покрова, дату достижения максимальных снегозапасов t_{max} , продолжительность залегания снежного покрова $t_{sn} = t_{end} - t_{start}$. Анализ временных рядов указанных характеристик за период 1967–2019 гг. показал, что многолетняя

динамика SWE для многих станций имеет явно выраженный линейный тренд. Так, для 42% станций наклон линейного тренда a для временных рядов $SWE_{max}(\tau)$ (τ – время) имеет, согласно t -статистике, статистически значимое положительное значение. Отрицательное статистически значимое значение a получено только для 13% станций (для остальных станций значимых трендов не выявлено). Таким образом, в среднем по ЕТР наблюдается тенденция к повышению SWE_{max} . Временные ряды других вышеуказанных характеристик формирования снежного покрова также иллюстрируют свою нестационарность в течение 1967–2019 гг. Таким образом, очевидно, что их климатические значения для периодов $T1$ и $T2$ тоже должны различаться. Этот вывод подтверждают результаты, приведенные в табл. 1 и на рис. 4, 5, где для сравнения показаны аналогичные результаты, полученные для полевых участков в [7]. В табл. 1 также представлен коэффициент снегонакопления K_L , равный отношению снеготалопа в лесу к его значению в поле [9, 11, 13].

Следует отметить, что картирование показанных на рис. 4 и 5 пространственных распределений SWE_{max} и t_{sn} для лесных участков осуществлялось, как и для полевых в [7], с применением ГИС-технологии. Отличие состоит лишь в том, что для лесных участков карты не охватывают южные районы ЕТР (южнее 50° с.ш.), где леса фактически отсутствуют. В целях более четкого выявления различий в формировании снежного покрова на лесных и полевых участках усреднение приведенных в табл. 1 переменных для полевых участков также проведено для станций, расположенных севернее 50 -й параллели. Характеристики климата территории (приземная температура воздуха T и атмосферные осадки P) усреднены по совокупности полевых и лесных станций.

Как следует из табл. 1, усредненные по станциям ЕТР климатические значения среднегодовых SWE_{mean} и среднезимних SWE_{win} снеготалопа для лесных участков для периода $T2$ выросли незначительно – соответственно на ~ 2 мм ($\sim 5\%$) и ~ 3 мм ($\sim 3\%$) по сравнению с базовым периодом $T1$. Однако прирост усредненных по станциям климатических значений максимальных снеготалопа под пологом леса SWE_{max} оказался заметным – ~ 15 мм ($\sim 11\%$), что демонстрируют рис. 4а и 4б.

Среднее по станциям ЕТР климатическое значение продолжительности залегания снежного покрова t_{sn} для лесных участков для периода $T2$ сократилось на ~ 6 сут по сравнению с периодом $T1$ (табл. 1). Произошло это так же, как и для полевых участков на всей территории ЕТР (рис. 5). В основном уменьшение t_{sn} связано со сдвигом начала залегания снежного покрова на ~ 5 сут в сторону более поздних сроков. Усредненный по станциям климатический срок схода снежного

Таблица 1. Усредненные по станциям ЕТР климатические значения характеристик (обозначения в тексте) режима формирования снежного покрова на лесных (числитель) и полевых (знаменатель) участках (отсчет значений t_{start} , t_{end} и t_{max} начинается с 1 октября), коэффициента снегонакопления K_L для максимальных за год снеготалопа SWE_{max} , а также приземной температуры воздуха T и осадков P

Характеристика	Период $T1$	Период $T2$
SWE_{mean} , мм	37/24	39/27
SWE_{win} , мм	81/59	84/62
SWE_{max} , мм	136/104	151/120
t_{start} , сут	32/36	37/40
t_{end} , сут	201/191	200/190
t_{sn} , сут	169/155	163/150
t_{max} , сут	172/158	174/163
K_L для SWE_{max}	1.31	1.26
T , $^\circ\text{C}$	3.0	4.0
P , мм/год	561	577

покрова под пологом леса t_{end} , напротив, почти не изменился. Он сдвинулся на более раннюю дату, но незначительно – всего на ~ 1 сут. Немного (на ~ 2 сут) на более поздние сроки сдвинулась и дата достижения максимальных снеготалопа t_{max} .

Причины произошедших в течение исторического периода 1967–2019 гг. изменений характеристик режима формирования снежного покрова на ЕТР проанализированы в [7]. Там же описан механизм влияния изменения основных (удобных для оценки и наиболее часто используемых в гидрологических расчетах) климатических предикторов (P и T) на динамику снежного покрова на полевых участках ЕТР. Этот механизм действует и на лесных участках. Состоит он в следующем.

Увеличение в северных и умеренных широтах количества осадков в холодный период года должно приводить к увеличению снеготалопа. Но повышение температуры воздуха обуславливает сокращение продолжительности холодного периода, что, естественно, должно способствовать уменьшению накапливающихся за этот период снеготалопа. Результирующее же влияние изменения указанных предикторов на изменение режима формирования снежного покрова зависит от того, влияние какого фактора окажется преобладающим.

В публикациях по исследованию динамики режима формирования снеготалопа в исторический период и прогнозам ее изменения в XXI в. [8, 19, 25, 29, 33] отмечается, что практически во всех регионах земного шара, где возможно наличие снежного покрова, продолжительность его залегания будет уменьшаться. Также для большей

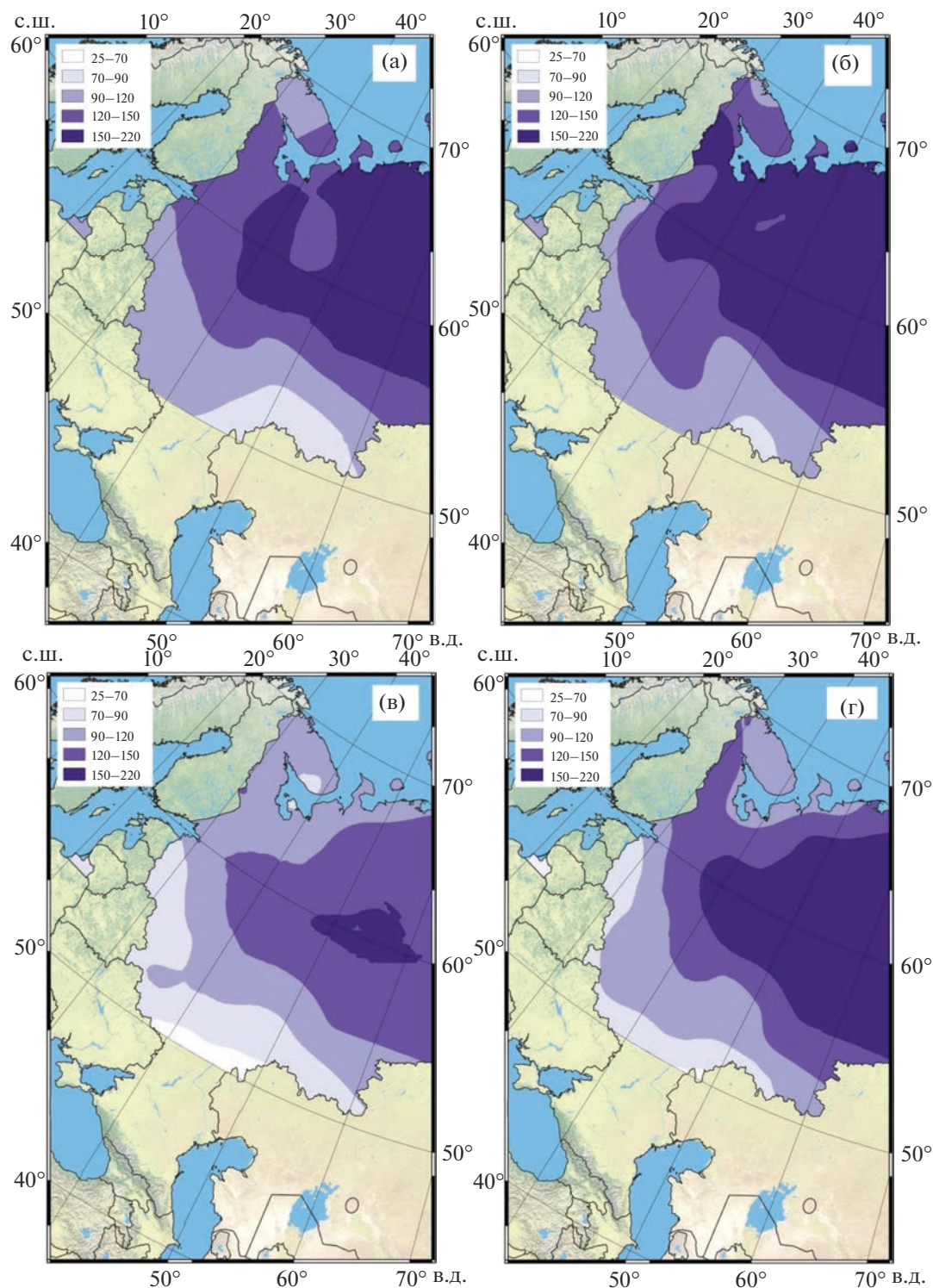


Рис. 4. Распределение климатических значений максимальных за год снегозапасов SWE_{max} (мм) на лесных (а, б) и полевых (в, г) участках ЕТР для периодов $T1$ (а, в) и $T2$ (б, г).

части указанной территории прогнозируется и уменьшение снегозапасов в зимний период. Однако в регионах высоких широт, к которым относится северная часть Канады и РФ, результаты

расчетов с использованием климатических моделей прогнозируют увеличение SWE в XXI в. в зимний период [24, 29]. Это свидетельствует о том, что приоритет влияния на изменение динамики

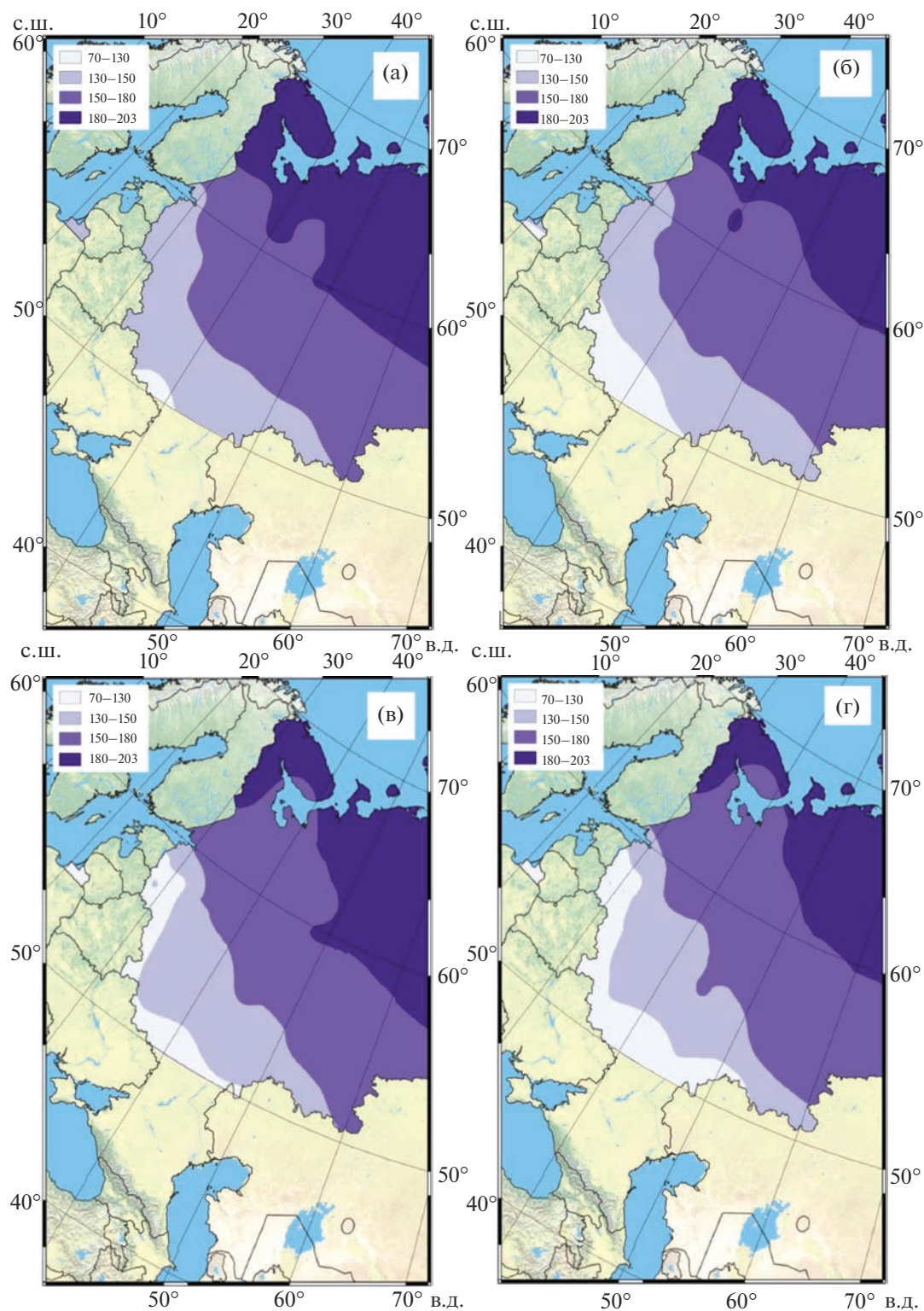


Рис. 5. Распределение климатических значений продолжительности залегания снежного покрова (сут) на лесных (а, б) и полевых (в, г) участках ЕТР для периодов T_1 (а, в) и T_2 (б, г).

климатических значений снеготазов в этих регионах принадлежит такому фактору, как увеличение количества осадков.

Рассмотрим действие указанного механизма применительно к полученным в настоящей работе результатам (табл. 1). Сопоставляя климатиче-

ские значения различных характеристик для периодов T_1 и T_2 , получим, что увеличение средней по станциям климатической температуры воздуха на $\sim 1^\circ\text{C}$ привело к сдвигу на более поздние сроки дат установления снежного покрова на лесных и полевых участках на 4–5 сут. В то же время прирост климатических осадков на ~ 16 мм/год ($\sim 3\%$) вызвал увеличение как средних за зиму SWE_{win} , так и максимальных SWE_{max} величин снеготаяния (рис. 4). Влияние увеличения климатической температуры воздуха, сдвигающего дату схода снежного покрова на более ранние сроки, в значительной мере было скомпенсировано увеличением SWE_{max} , затягивающим период снеготаяния. В результате усредненная по станциям климатическая дата схода снежного покрова почти не изменилась (сдвинулась на более раннюю дату всего на 1 сут).

Различие динамики формирования снеготаяния на лесных и полевых участках ЕТР

В настоящее время имеется много публикаций, посвященных исследованию различий формирования снежного покрова на открытой местности (в поле) и под пологом леса. В основу подобных исследований, проведенных для областей суши с различными природными условиями, положены результаты стандартных наблюдений за формированием снежного покрова, специализированных экспериментов, а также физико-математического моделирования теплообмена в системе почва–растительный/снежный покров–атмосфера [9, 11–13, 15, 16, 21–23, 28, 30], которые показали, что лес в зависимости от природных условий и характеристик древостоя может способствовать как увеличению, так и их уменьшению снеготаяния под кронами деревьев по сравнению с полевыми участками.

Увеличению снеготаяния в лесных насаждениях по сравнению с полем содействуют следующие факторы. Лес в силу ряда причин может способствовать увеличению количества осадков [12], хотя этот вопрос на протяжении многих лет был и остается дискуссионным [14]. Кроны деревьев сокращают поступление приходящей к поверхности снега радиации и уменьшают скорость ветра, в силу чего предохраняют лежащий под пологом леса снег от испарения, выдувания и таяния в период оттепелей и весеннего снеготаяния. Уменьшению испарения со снежной поверхности в лесу способствует также формирующаяся под пологом леса повышенная по сравнению с полем влажность воздуха.

В то же время есть вторая группа факторов, действие которых направлено в сторону уменьшения снеготаяния в лесу. Главный из них — перехват выпадающих твердых осадков кронами

деревьев. Перехваченные осадки в значительной мере испаряются, освобождая так называемую “емкость перехвата” лесного насаждения для перехвата следующих осадков. При этом испарение снега с кроны деревьев происходит более интенсивно, чем с поверхности в поле, поскольку в силу многократного отражения значительной доли приходящей солнечной радиации от фитогормонов, по существу, почти фрактальной поверхности древостоя (отраженная одним фитогормонами радиация может частично переотражаться и поглощаться другими фитогормонами) эффективное альbedo даже сильно заснеженного леса гораздо ниже альbedo снежного покрова в поле, имеющего относительно гладкую поверхность. Кроме того, можно отметить и длинноволновый радиационный теплообмен, способствующий передаче тепла от имеющих пониженное альbedo нагретых кроны деревьев к поверхности снега под пологом леса.

Результирующий эффект влияния леса на снеготаяние определяется совокупностью указанных групп факторов и может быть разным в разных случаях. Преобладающее влияние тех или иных факторов на изменение снеготаяния определяется природными условиями и морфологическими характеристиками древостоя (при этом, как отмечается в [21], снеготаяние в лесу наиболее чувствительно не к его морфологическим параметрам, а к метеорологическим характеристикам рассматриваемого района).

Полученные в [7] и в настоящей работе результаты моделирования показали, что на территории ЕТР на снеготаяние в лесной экосистеме в большей степени оказывает влияние первая группа факторов, приводящая к увеличению снеготаяния по сравнению с полем. Так, в среднем по ЕТР значения среднегодовых SWE_{mean} , средних зимних SWE_{win} и, что особенно важно, максимальных за год SWE_{max} снеготаяния на лесных участках выше, чем на полевых, т. е. коэффициент снеготаяния $K_d > 1$ (табл. 1). Результаты оценки K_d по данным наблюдений на метеорологических станциях ЕТР [9, 11] подтверждают этот вывод. Факторы, обуславливающие $K_d > 1$, приводят и к большей продолжительности залегания снежного покрова в лесу по сравнению с продолжительностью его залегания на поле (табл. 1).

Что касается изменения значения K_d в течение исторического периода, то климатические изменения метеорологических характеристик на ЕТР приводят к некоторому уменьшению со временем среднего по ЕТР значения K_d (табл. 1). Тенденцию снижения K_d на ЕТР в определенной мере подтверждают и данные наблюдений [11].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе разработанной авторами статьи модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP проведены многолетние расчеты (с трехчасовым временным шагом) характеристик снежного покрова для лесных участков ЕТР для исторического периода (1967–2019 гг.). Сопоставление результатов моделирования с соответствующими данными маршрутных снегомерных съемок на метеорологических станциях ЕТР показало, что SWAP удовлетворительно воспроизводит динамику снеготоплив, высоты и плотности снежного покрова под пологом леса на указанных объектах. Данный вывод дает основание использовать модель SWAP в качестве основного инструмента прогнозирования многолетней динамики характеристик снежного покрова на ЕТР.

Для лесных участков, расположенных в районах снегомерных съемок, получены климатические значения характеристик режима формирования снежного покрова для двух климатических периодов – T_1 (1967–1992 гг.) и T_2 (1993–2019 гг.), что позволило выявить тенденции изменения этих характеристик в течение исторического периода. При этом направленность климатических изменений характеристик снежного покрова на лесных и полевых участках ЕТР совпадает и соответствует прогнозам на XXI в., полученным на основе климатических моделей.

Для лесных участков в районах метеорологических станций ЕТР получено, что рост за исторический период среднего по станциям климатического значения температуры воздуха на $\sim 1^\circ\text{C}$ привел к сдвигу на более поздние сроки дат установления снежного покрова под пологом леса (в среднем на ~ 5 сут). В то же время прирост климатических осадков в среднем на ~ 16 мм/год ($\sim 3\%$) вызвал увеличение как средних за зиму, так и максимальных значений снеготоплив (последние выросли в среднем по ЕТР на ~ 15 мм ($\sim 11\%$)). Эффект влияния увеличения климатического значения температуры воздуха, сдвигающего дату схода снежного покрова на более ранние сроки, в значительной мере был скомпенсирован эффектом увеличения максимальных снеготоплив. В результате усредненная по станциям ЕТР климатическая дата схода снежного покрова в лесу почти не изменилась (сдвинулась на более раннюю дату всего на 1 сут). Среднее по станциям ЕТР климатическое значение продолжительности залегания снежного покрова $t_{\text{сн}}$ сократилось на ~ 6 сут.

Полученные в работе результаты моделирования характеристик формирования снежного покрова показали, что на территории ЕТР на формирование снежного покрова под пологом леса в большей степени оказывает влияние группа факторов, вызывающая увеличение снеготоплива и продолжительности залегания снега в лесу

по сравнению с полем. В результате среднее по ЕТР значение коэффициента снеготоплива оказалось больше единицы. В то же время климатические изменения метеорологических характеристик за исторический период привели к уменьшению со временем коэффициента снеготоплива.

Следует отметить, что настоящая публикация – очередной этап исследований авторов по моделированию и прогнозированию динамики характеристик снежного покрова на территории Российской Федерации. Данный этап предназначен для проверки способности модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP воспроизводить динамику формирования снежного покрова на ЕТР, что необходимо для обоснования возможности использования модели для получения долгосрочных сценарных прогнозов изменения характеристик формирования снежного покрова на территории России в XXI в.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД). <http://meteo.ru> (дата обращения: 09.03.2022)
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. Параметризация процессов тепловлагообмена в бореальных лесных экосистемах // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 2. С. 182–200.
4. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Параметризация процессов тепловлагообмена в системе “грунтовые воды–почва–растительный/снежный покров–атмосфера” для территорий с четко выраженной сезонной изменчивостью климата // Почвоведение. 2000. № 6. С. 733–748.
5. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Расчеты формирования снежного покрова в различных природных условиях на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Лед и снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 167–181.
6. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. Моделирование стока на малых водосборах в зоне многолетней мерзлоты на основе модели SWAP // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 2. С. 133–145.
7. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Моделирование динамики характеристик режима формирования снежного покрова на территории Российской Федерации. 1. Полевые участки ЕТР в исторический период // Вод. ресурсы. 2023. Т. 50. № 4.
8. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Сценарные прогнозы изменения снеготоплив в связи с возможными изменениями климата в различных районах земного шара // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 1. С. 100–113.

9. Мишон В. М. Теоретические и методические основы оценки ресурсов поверхностных вод в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения европейской части России. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Воронеж: ВГУ, 2007. 64 с.
10. Природные зоны России с севера на юг. <https://ru-static.z-dn.net/files/de9/28eeef6535ff591473f0a148973f5097.jpg> (дата обращения: 10.06.2022)
11. Сосновский Н.И., Осокин Г.А., Черняков А.В. Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле в первой декаде XXI века // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 2. С. 91–100. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(91-100\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100))
12. Федоров С.Ф. Исследование элементов водного баланса в лесной зоне европейской территории СССР. Л.: Гидрометиздат, 1977. 264 с.
13. Черных Д.В., Золотов Д.В., Перишин Д.К., Бирюков Р.Ю. Пространственно-временная дифференциация снежного покрова в бассейне р. Касмалы (Алтайский край) // Вод. ресурсы. 2019. Т. 46. № 4. С. 359–369.
14. Andreassian V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate // J. Hydrol. 2004. V. 291. № 1–2. P. 1–27.
15. Bartlett P.A., MacKay M.D., Verseghy D.L. Modified snow algorithms in the Canadian Land Surface Scheme: Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands // Atm.–Ocean. 2006. V. 44. P. 207–222. <https://doi.org/10.3137/ao.440301>
16. Bonner H.M., Raleigh M.S., Small E.E. Isolating forest process effects on modelled snowpack density and snow water equivalent // Hydrol. Processes. 2022. V. 36 (1). e14475. <https://doi.org/10.1002/hyp.14475>
17. Boone A., Habets F., Noilhan J., Clark D., Dirmeyer P., Fox S., Gusev Y., Haddeland I., Koster R., Lohmann D., Mahanama S., Mitchell K., Nasonova O., Niu G.-Y., Pitman A., Polcher J., Shmakin A.B., Tanaka K., van den Hurk B., Verant S., Verseghy D., Viterbo P., Yang Z.-L. The Rhone-aggregation land surface scheme intercomparison project: An overview // J. Clim. 2004. V. 17. P. 187–208.
18. Champeaux J.L., Masson V., Chauvin F. ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution // Meteorol. Appl. 2005. V. 12. P. 29–32. <https://doi.org/10.1017/S1350482705001519>
19. Essery R., Kim H., Wang L., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Decharme B., Dutra E., Fang X., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kontu A., Krinner G., Lafaysse M., Lejeune Y., Marke T., Marks D., Marty C., Menard C.B., Nasonova O., Nitta T., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H. Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 4687–4698. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020>
20. Etchevers P., Martin E., Brown R.D., Fierz C., Lejeune Y., Bazile E., Boone A., Dai Y., Essery R.L., Fernández A., Gusev Y.M., Jordan R.E., Koren V., Kowalczyk E.A., Nasonova N., Pyles R.D., Schlosser A.C., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Strasser U., Verseghy D.L., Yamazaki T., Yang Z. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (Snow MIP project) // Annals Glaciol. 2004. V. 38. P. 150–158. <https://doi.org/10.3189/172756404781814825>
21. Gelfan A., Pomeroy J.W., Kuchment L.S. Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt // J. Hydrometeorol. 2004. V. 5. P. 785–803.
22. Gusev Ye.M., Nasonova O.N. The simulation of heat and water exchange at the land–atmosphere interface for the boreal grassland by the land-surface model SWAP // Hydrol. Proc. 2002. V. 16. P. 1893–1919.
23. Gusev Y.M., Nasonova O.N. The simulation of heat and water exchange in the boreal spruce forest by the land-surface model SWAP // J. Hydrol. 2003. V. 280. № 1–4. P. 162–191.
24. Hosaka M., Nohara D., Kitoh A. Changes in snow cover and snow water equivalent due to global warming simulated by a 20km-mesh global atmospheric model // SOLA. 2005. V. 1. P. 093–096. <https://doi.org/10.2151/sola.2005-025>
25. Krinner G., Derksen C., Essery R., Flanner M., Hagemann S., Clark M., Hall A., Rott H., Brutel-Vuilmet C., Kim H., Ménard C.B., Mudryk L., Thackeray C., Wang L., Arduini G., Balsamo G., Bartlett P., Boike J., Boone A., Chéruf F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Derry J., Ducharme A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu A., Lafaysse M., Law R., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh M.S., Schaedler G., Semenov V., Smirnova T., Stacke T., Strasser U., Svenson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W. ESM-SnowMIP. Assessing models and quantifying snow-related climate feedbacks // Geosci. Model Dev. 2018. V. 11. P. 5027–5049.
26. Menard C.B., Essery R., Arduini G., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Dutra E., Fang X., Fierz C., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kim H., Krinner G., Lafaysse M., Marke T., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Strasser U., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H. Scientific and human errors in a snow model intercomparison // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2021. V. 102. № 1. P. E61–E79. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329>
27. Menard C.B., Essery R., Barr A., Bartlett P., Derry J., Dumont M., Fier C., Kim H., Kontu A., Lejeune Y., Marks D., Niwano M., Raleigh M., Wang L., Wever N. Meteorological and evaluation datasets for snow modelling at 10 reference sites: description of in situ and bias-corrected reanalysis data // Earth Syst. Sci. Data. 2019. V. 11. P. 865–880.
28. Pomeroy J.W., Gray D.M., Hedstrom N.R., Janowicz J.R. Prediction of seasonal snow accumulation in cold climate forests // Hydrol. Processes. 2002. V. 16. № 18. P. 3543–3558.
29. Räisänen J. Warmer climate: Less or more snow? // Clim. Dyn. 2008. V. 30. P. 307–319. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0289-y>
30. Roth T.R., Nolin A.W. Forest impacts on snow accumulation and ablation across an elevation gradient in a

- temperate montane environment // *Hydrol. Earth System Sci.* 2016. V. 21. P. 5427–5442.
31. Rutter N., Essery R.L., Pomeroy J.W., Altimir N., Andreadis K.M., Baker I.T., Barr A.G., Bartlett P., Boone A., Deng H., Douville H., Dutra E., Elder K., Ellis C., Feng X., Gelfan A., Goodbody A.G., Gusev Y.M., Gustafsson D., Hellström R.Å., Hirabayashi Y., Hirota T., Jonas T., Koren V., Kuragina A., Lettenmaier D.P., Li W., Luce C.H., Martin E., Nasonova O.N., Pumpanen J., Pyles R.D., Samuelsson P., Sandells M., Schädler G., Shmakina A.B., Smirnova T.G., Stähli M., Stöckli R., Strasser U., Su H., Suzuki K., Takata K., Tanaka K., Thompson E., Vesala T., Viterbo P., Wiltshire A., Xia K., Xue Y., Yamazaki T. Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2) // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. D06111. <https://doi.org/10.1029/2008JD011063>
 32. Schlosser C.A., Slater A., Robock A., Pitman A.J., Vinnikov Ya., Henderson-Sellers A., Speranskaya N.A., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P., de Rosnay P., Desborough C.E., Dickinson R.E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Y.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E.A., Nasonova O.N., Noilhan J., Schaake J., Shmakina A.B., Smirnova T.G., Verseghy D.L., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.L. Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d) // *Monthly Weather Rev.* 2000. V. 128. № 2. P. 301–321.
 33. Schmucki E., Marty C., Fierz C., Lehning M. Simulations of 21st century snow response to climate change in Switzerland from a set of RCMs // *Int. J. Climatol.* 2015. V. 35. № 11. P. 3262–3273. <https://doi.org/10.1002/joc.4205>
 34. Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E., Henderson-Sellers A., Robock A., Vinnikov K.Ya., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P.M., de Rosnay P., Dickinson R.E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Ye.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E.A., Nasonova O.N., Noilhan J., Schaake S., Shmakina A.B., Smirnova T.G., Verseghy D., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.-L., Zeng Q. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // *J. Hydrometeorol.* 2001. V. 2. P. 7–25.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.16

СТОК РЕК ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ ПРИ ГЛОБАЛЬНОМ ПОТЕПЛЕНИИ НА 1.5 И 2 ГРАДУСА¹

© 2023 г. А. С. Калугин*

Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

**e-mail: kalugin-andrei@mail.ru*

Поступила в редакцию 21.10.2022 г.

После доработки 12.11.2022 г.

Принята к публикации 13.01.2023 г.

С помощью гидрологической модели ECOMAG проведены расчеты характеристик стока в бассейнах основных рек Европейской части России: Волги, Дона, Северной Двины, Печоры и Кубани. На основе данных стационарных метеорологических наблюдений проведены калибровка и верификация моделей формирования стока для различных гидрометрических постов в перечисленных бассейнах. Затем в качестве входных были использованы данные ансамбля глобальных моделей климата для оценки регионального гидрометеорологического режима при реализации сценария глобального потепления на 1.5 и 2°C в XXI в. относительно доиндустриальных значений. Выполнена оценка воспроизведения годового и сезонного стока по данным климатических моделей относительно данных наблюдений. Согласно результатам численных экспериментов, при глобальном потеплении на 1.5 и 2°C величины относительного изменения стока рек Европейской части России возрастают с С на Ю и с В на З, т. е. гидрологические системы в более мягком климате оказались чувствительнее к изменению метеорологических характеристик. Оценка аномалий стока Европейской части России показала следующие общие признаки: увеличение зимнего стока северных рек и в бассейне Волги, уменьшение весеннего талого стока на Северной Двине, Волге и Дону, снижение летне-осеннего стока всех исследуемых рек различной степени интенсивности. При этом годовой сток Печоры будет иметь положительную тенденцию, а сток Северной Двины, Волги, Дона и Кубани — отрицательную.

Ключевые слова: формирование стока, глобальное потепление, гидрологические модели, ЕЧР, Волга, Дон, Северная Двина, Печора и Кубань.

DOI: 10.31857/S0321059623040120, **EDN:** QJXLZE

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия в Европейской части России (ЕЧР) климатические изменения оказывают значительное влияние, в первую очередь на внутригодовое распределение стока. Результаты анализа таких изменений широко представлены в работах кафедры гидрологии суши МГУ им. М.В. Ломоносова [17, 21, 31], ИВП РАН [1, 9], ИГ РАН [4, 5], ГГИ [6, 10] и других организаций. Некоторые обобщения этих и других исследова-

ний отражены в [8] и [16], опубликованных под редакцией ИГ РАН и ГГИ соответственно.

Резюмируя основные выводы приведенных работ, нужно отметить, что за период с 1980-х гг. на реках бассейнов Волги и Дона отмечается увеличение зимнего стока на 30–120% [4, 9, 32]. Установлено, что запасы воды в снежном покрове к началу весны уменьшаются, создавая условия для снижения стока весеннего половодья. Так, на реках центральной части ЕЧР весенний сток уменьшился на 10–30% [17]. За период с 1980-х гг. максимальные расходы весеннего половодья уменьшились на 20–50% на большей части бассейна Волги, за исключением верховьев горных залесенных притоков Камы [6]. Увеличение летне-осеннего стока отмечается в лесостепной и степной зонах ЕЧР, для которого характерна высокая пространственная изменчивость [31]. В целом сезонная изменчивость стока связана с более ранним и распластанным половодьем, увеличением зимнего стока вследствие продолжительных

¹ Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проекты 20-77-00077 (оценка изменений стока Волги, Дона, Северной Двины, Печоры), 22-27-00808 (оценка изменений стока Кубани)); Государственного задания ИВП РАН по теме FMWZ-2022-0001 “Оценка изменений стока и трансформации его генезиса под влиянием климатических изменений в 20–21 вв. в различных природных условиях на основе ансамблевых экспериментов с гидрологическими моделями и данными глобальных моделей климата” (пространственно-временной анализ изменений водного режима рек ЕЧР).

зимних оттепелей за счет вторжения влажного и теплого воздуха и раннего перехода температуры воздуха к положительным значениям. За последние 40 лет естественная зарегулированность стока рек бассейнов Волги и Дона возросла в среднем на 30% [21]. В то же время для рек севера ЕЧР отмечена слабая положительная тенденция для годового стока без статистически значимых изменений внутригодового распределения стока и максимальных расходов воды [18]. На реках с основной долей дождевого стока в бассейне Кубани происходит увеличение повторяемости опасных гидрометеорологических явлений, вызванных ливневыми осадками. Однако за последние десятилетия в бассейне Кубани в целом отмечено снижение стока в июле–августе за счет уменьшения ледниковой составляющей [41].

Ниже приведены существующие оценки будущих изменений стока исследуемых рек, определенные с использованием различных гидрологических моделей и данных ансамбля глобальных климатических моделей (GCMs). Для бассейнов Волги и Дона коллективами научных сотрудников ГГИ и ИГ РАН получены оценки изменения водного режима на основе воднобалансовых гидрологических моделей с декадным и месячным расчетным шагом [4, 5, 7]. Так, в первой трети XXI в. возможный рост годового стока Волги составит 3–10% и Дона не превысит 5% в зависимости от сценария. По результатам расчетов по концептуальной модели STREAM, увеличение стока Волги в XXI в. составит ~7% [40]. Согласно [24] по расчетам с использованием модели TOPMODEL, при сценарии RCP8.5 к середине XXI в. относительно конца XX в. сток увеличится на 14% в бассейне Камы, а для остальной части бассейна Волги в ближайшие 40 лет изменения стока не превысят 5%. На основе региональной климатической модели и упрощенной гидродинамической модели CaMa-Flood по сценарию RCP8.5 к середине XXI в. возможно уменьшение максимального стока рек бассейна Волги в период снеготаяния на 10–30% [42]. По результатам расчетов модели SWIM, сток Северной Двины в XXI в. может увеличиться на 5–15% при реализации различных RCP-сценариев [37]. Схожие результаты получены по модели SWAP – рост стока Северной Двины на 5–10% [39], в то же время согласно модели ECOMAG на основе отечественных баз параметров подстилающей поверхности, изменения годового стока в XXI в. близки к нулю при значительной внутригодовой трансформации [12]. Анализ публикаций показал отсутствие оценок возможных изменений стока Печоры и Кубани в XXI в.

В последние годы все большее распространение получают методы оценки изменений водного режима крупных рек с помощью физико-математических пространственно-распределенных гидрологических моделей, в которых в качестве гра-

ничных условий задаются сценарии гидрометеорологических воздействий на речной водосбор, рассчитанные с помощью GCMs [2, 3, 35]. Применение гидрологических моделей такого класса, работающих на суточном временном интервале, позволяет достаточно детально оценить физические механизмы реакции речных бассейнов на климатические воздействия с учетом региональных особенностей и снизить неопределенности оценок изменений речного стока при решении задач сверхдолгосрочного прогнозирования изменения водного режима.

В 2018 г. опубликован специальный доклад [38], основной задачей которого стало определение негативного влияния глобального потепления (ГП) – на 1.5 и 2°C (цели, представленные в Парижском соглашении об изменении климата) выше доиндустриальных значений – на природные и социальные системы в мировом масштабе. ЕЧР подобными исследованиями практически не охвачена, что подтверждает высокую значимость и актуальность получения новых физически обоснованных результатов оценки гидрологических последствий ГП на 1.5 и 2°C в XXI в. на основе синтеза детальных физико-математических моделей формирования стока и ансамбля GCMs в пределах крупных речных бассейнов ЕЧР: Волги, Дона, Северной Двины, Печоры и Кубани.

МЕТОДИКА И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Построение и тестирование моделей формирования стока

Для исследования физически обоснованных изменений водного режима использованы модели формирования стока бассейнов рек Волги, Дона, Северной Двины, Печоры и Кубани на платформе информационно-моделирующего комплекса ECOMAG [15], который ранее использовался для крупных рек Европейской и Азиатской частей России [23, 25–27, 29, 30, 34], а также горных рек [19, 28, 33]. Ранее на основе комплекса ECOMAG была построена и впервые успешно протестирована единая модель бассейна Волги для расчетов формирования среднесуточного стока в замыкающих створах основных притоков Волги и Камы за многолетний период вследствие зарегулированности стока Волжско-Камским каскадом водохранилищ [22]. Анализ публикаций показал, что гидрологические пространственно-распределенные модели на среднесуточном временном интервале для бассейнов Дона и Кубани построены и верифицированы впервые. Существуют аналоги моделей формирования стока Северной Двины и Печоры [11, 37, 39] и детальные модели формирования стока для небольшой части водосбора Кубани и Дона на основе методов конечных элементов [13, 14]. Модели для всех пяти

перечисленных речных бассейнов построены на основе единых источников информации о подстилающей поверхности и изменчивости метеорологических характеристик. Такой подход позволяет с большей достоверностью провести сравнительный анализ результатов расчета изменений водного режима рек.

Построение модельной речной сети и схематизация речных бассейнов путем разделения на элементарные водосборы выполнялись на основе цифровой модели рельефа с пространственным разрешением 1 км. Количество построенных элементарных речных водосборов в бассейне Волги — 775, Дона — 129, Северной Двины — 198, Печоры — 174, Кубани — 31. Для определения пространственно-распределенных параметров моделей использованы глобальные базы данных почв Harmonized World Soil Database и ландшафтов Global Land Cover Characterization. В качестве граничных условий в моделях заданы многолетние ряды среднесуточных величин температуры и влажности приземного воздуха, количества атмосферных осадков, измеренных на сети метеостанций. Для бассейна Волги использованы данные наблюдений на 306 метеостанциях, бассейна Дона — 75, Северной Двины — 50, Печоры — 30, Кубани — 21.

Для калибровки моделей были подготовлены многолетние ряды среднесуточных расходов воды на различных гидрометрических постах в бассейнах Волги, Дона, Северной Двины, Печоры, Кубани. В бассейне Волги расчеты выполнены для створа Верхней Волги (Старица) и замыкающих створов основных притоков Волги и Камы: Оки, Белой, Вятки, Ветлуги, Суры, Унжы, а также водосбора Камского водохранилища. Для бассейна Дона калибровка модели выполнялась по створам на Дону, контролирующим верхнюю (Задонск) и среднюю (Казанская) части водосбора, створу Беляевский, который определяет ~95% притока воды в Цимлянское водохранилище и рассмотрен как замыкающий; а также на основных притоках: Хопре, Сосне, Воронеже, Медведице. Для бассейна Северной Двины выбраны три створа на основном русле в среднем течении Абрамково, Звон и замыкающий створ Усть-Пинега; а также на реках верхней части водосбора и основных притоках: Сухоне, Юге, Лузе, Вычегде, Пинеге. Для бассейна Печоры в качестве калибровочных выбраны три створа на основном русле в верхнем (Усть-Шугор), среднем (Усть-Цильма) течении и замыкающий створ Оксина, а также на основном притоке Печоры — р. Усе. Для бассейна Кубани калибровка модели формирования стока проведена для створов Армавир и Ладожская, расположенных выше Краснодарского водохранилища и определяющих приток воды в него по Кубани, а также на замыкающем створе на главном притоке Кубани — р. Лабе. Кроме того, на этапе калибровки модели Кубани в качестве гра-

ничных условий были заданы среднесуточные сбросы воды по гидроузлу в створе Усть-Джегута, расположенном у начала Большого Ставропольского канала, на водоснабжение которого отводится почти 80% стока Верхней Кубани.

Если для бассейнов Северной Двины, Печоры и Дона замыкающие створы определены, то для бассейна Волги из-за наличия Волжско-Камского каскада водохранилищ и для бассейна Кубани из-за расположения гидропостов возникают трудности. В связи с этим, оценка точности воспроизведения естественного стока Волги за многолетний период была проведена относительно расчета при задании на граничных условиях модели в восьми рассмотренных выше речных створах (речной сток в которых составляет 3/4 стока Волги) фактических среднесуточных расходов. Аналогичным образом определена точность расчета естественного стока Верхней Волги перед впадением Оки, Камы перед впадением в Волгу и Кубани на основе данных среднесуточных расходов в створе Ладожская на Кубани и Догужиев на Лабе, суммарная водосборная площадь которых составляет 93% от водосбора Кубани перед впадением в Краснодарское водохранилище. Замыкающий створ для Оки — Горбатов.

При моделировании применен метод пространственной калибровки моделей по критерию Нэша—Сатклифа NSE, Клинга—Гупты KGE и относительной систематической погрешности расчета BIAS. Качество расчетов тем лучше, чем ближе значения NSE и KGE к единице, а BIAS — к нулю. Для оценки робастности моделей проведена их верификация с использованием независимых данных измерений стока для тех же створов речной сети.

Гидрологическое моделирование по данным GCMs

Для снижения существующих неопределенностей, увеличения точности и пространственно-временной детализации климатических проекций для территории ЕЧР была подготовлена база необходимой для гидрологических моделей среднесуточной метеорологической информации с использованием сеточных данных ансамбля GCMs CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project 5) из проекта ISIMIP (Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project). Эти данные представляют собой приземные поля метеохарактеристик, проинтерполированные на регулярную по широте и долготе сетку 0.5° (даунскейлинг), и за период наличия данных наблюдений проведена процедура устранения модельных систематических ошибок внутригодового хода метеоэлементов (“bias-correction”) с привлечением данных реанализов семейства ERA [36]. Выбраны GFDL-ESM2M и MIROC5 как наиболее точно в соответствии с данными наблюдений воспроизводящие динами-

Таблица 1. Годы достижения пороговых значений ГП на 1.5 и 2°C относительно доиндустриальных величин для различных GCMs и RCPs

GCM	RCP	1.5°C	2°C
GFDL-ESM2M	RCP2.6	—	—
GFDL-ESM2M	RCP4.5	2049	—
GFDL-ESM2M	RCP6.0	2056	2076
GFDL-ESM2M	RCP8.5	2036	2053
MIROC5	RCP2.6	2048	—
MIROC5	RCP4.5	2039	2069
MIROC5	RCP6.0	2052	2071
MIROC5	RCP8.5	2033	2048

ку глобальной температуры воздуха за период 1861–2005 гг. [20].

С помощью указанных моделей формирования стока исследованы возможности воспроизведения годового и сезонного стока рек ЕЧР за исторический период при использовании в качестве граничных условий в гидрологических моделях сеточных данных GCMs для расчета соответствующего ансамбля многолетних гидрографов среднесуточного стока. При проведении таких расчетов регулирование стока гидроузлами не учитывалось, поскольку исследовалась реакция естественных гидрологических систем на региональные изменения климата на ЕЧР при ГП на 1.5 и 2°C. В качестве базового исторического периода выбраны 1970–1999 гг. Следующие рассчитанные по данным GCMs характеристики водного режима сравнивались с полученными ранее в результате моделирования по данным наблюдений на метеостанциях: норма годового и сезонного стока, высокий (Q_{10} — вероятность превышения — 10% дней в году) и низкий (Q_{90} — вероятность превышения — 90% дней в году) сток (по кривым продолжительности среднесуточного стока), коэффициент стока. Расчеты проведены для замыкающих створов: в бассейне Северной Двины — Усть-Пинега, Печоры — Оксина, Дона — Беляевский, Кубани — створ перед ее впадением в Краснодарское водохранилище ниже устья р. Лабы, Волги — створ Жигулевской ГЭС с площадью водосбора почти 90% от площади бассейна Волги, Верхней Волги — створ перед впадением Оки, Камы — створ перед впадением в Волгу, Оки — Горбатов. Разделение стока по сезонам было следующим: зимний период на Северной Двине, Дону, Кубани и в бассейне Волги — с ноября по март, на Печоре — с ноября по апрель; половодье на Северной Двине, Каме и в замыкающем створе Волги —

с апреля по июнь, на Печоре — с мая по июнь, на Оке, Верхней Волге, Дону и Кубани — с апреля по май; летне-осенний период на Северной Двине, Печоре, Каме и в замыкающем створе Волги — с июля по октябрь, на Оке, Верхней Волге, Дону и Кубани — с июня по октябрь. Кроме того, по результатам моделирования было проведено сравнение расчетов по данным метеостанций и GCMs таких стокообразующих факторов, как запасы воды в снежном покрове и глубина сезонного промерзания почвогрунтов в среднем по бассейнам. Для оценки пространственной верификации моделирования стока проведено сравнение полей слоя годового стока для элементарных водосборов в исследуемых бассейнах, рассчитанных по данным GCMs и наблюдений на метеостанциях.

При расчетах на будущий период до конца XXI в. использованы проекции глобальных климатических изменений согласно четырем RCP-сценариям (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5). Сначала были определены периоды достижения пороговых значений ГП на 1.5 и 2°C относительно доиндустриальных величин для каждой GCM и каждого RCP. Это сделано по аномалиям глобальной температуры воздуха по 30-летнему скользящему среднему, т. е., например, 2050 г. соответствует средней величине за период 2036–2065 гг. Затем каждая из семи возможных реализаций ГП на 1.5°C и каждая из пяти возможных реализаций ГП на 2°C относительно доиндустриальных величин задавались в качестве граничных условий в модели формирования стока исследуемых рек, после чего результаты расчетов (с суточным шагом по времени и пространственным разрешением, равным размеру элементарных водосборов) усреднялись для пороговых значений 1.5 и 2°C по семи и пяти наборам соответственно. Расчеты по гидрологической модели на XXI в. проводились с теми же параметрами, что установлены за исторический период. Согласно используемым данным, в среднем ГП на 1.5°C будет достигнуто к 2045 г. и на 2°C — к 2064 г. (табл. 1). Аномалии климатических и гидрологических характеристик исследуемых рек вычислены как отношение рассчитанной величины для условий ГП на 1.5 и 2°C к соответствующему значению, определенному по данным GCM для базового периода 1970–1999 гг.

Для оценки пространственно-временной изменчивости климатических и гидрологических характеристик построены карты среднесуточных полей температуры воздуха и осадков, а также слоя стока по результатам расчетов моделей его формирования по данным GCMs на периоды XXI в., соответствующие ГП на 1.5 и 2°C. Затем эти поля сравнивались с построенными по данным GCMs за базовый период 1970–1999 гг., и было оценено изменение среднегодовой температуры воздуха, годовой суммы осадков и слоя стока. Выявление статистической значимости

климатически обусловленных изменений годового и сезонного речного стока выполнено с применением критерия Манна–Уитни на 5%-м уровне значимости.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Тестирование моделей формирования стока

Калибровка параметров модели в бассейне Волги проводилась за период 1986–1999 гг. на восьми гидропостах, Дона – за период 1985–1999 гг. на восьми гидропостах, Северной Двины – за период 1985–1999 гг. на восьми гидропостах, Печоры – за период 1985–1999 гг. на четырех гидропостах и Кубани за период 1989–1995 гг. (продолжительность определена наличием данных о расходах воды в створе Усть-Джегута) на трех гидропостах (табл. 2). Проверка моделей проводилась для тех же створов на независимых данных измерений за период 2000–2014 гг. и для Кубани 1996–2002 гг., в том числе в створе Волги у Жигулевской ГЭС, Верхней Волги перед впадением Оки, Камы перед впадением в Волгу, Кубани перед впадением в Краснодарское водохранилище.

По критериям NSE, KGE и BIAS за период калибровки и верификации получены хорошие ($0.70 \leq NSE \leq 1$, $0.70 \leq KGE \leq 1$, $|BIAS| \leq 15\%$) или удовлетворительные ($0.50 \leq NSE < 0.70$, $0.50 \leq KGE < 0.70$, $15\% < |BIAS| \leq 25\%$) результаты расчета расходов воды для всех одиннадцати створов в бассейне Волги, пяти створов в бассейне Дона, всех восьми створов в бассейне Северной Двины, всех четырех створов в бассейне Печоры, всех четырех створов в бассейне Кубани. Результаты расчетов попали в категорию неудовлетворительных по NSE для створа Дон–Казанская за период верификации, Воронеж–Липецк по BIAS за период верификации и Медведица–Арчединская по NSE за период калибровки. Ошибки для таких сравнительно небольших по водоносности рек, как Воронеж и Медведица в створах Липецк и Арчединская, вероятно, объясняются недоучетом характерных для этих рек локальных особенностей формирования речного стока как природного, так и антропогенного происхождения, а для створа Казанская, скорее всего, – естественным регулирующим влиянием поймы при прохождении высоких расходов за период половодья. Кроме того, при оценке точности моделирования среднесуточного стока для бассейнов Дона и Кубани, для которых характерна высокая межгодовая и внутригодовая изменчивость стока, критерий KGE имеет преимущество по сравнению с NSE, позволяя нивелировать недостаток критерия NSE, связанный с занижением дисперсии рассчитанных расходов воды. На рис. 1–2 представлены гидрографы рассчитанных и фактических расходов воды в замыкающих створах иссле-

дуемых рек. Кроме того, отмечена робастность моделей при переходе от калибровочного к проверочному периоду.

Оценка изменений гидрометеорологического режима по данным GCMs

На рис. 3 представлены нормы среднемесячного стока Волги, Оки, Верхней Волги, Камы, Северной Двины, Печоры, Дона и Кубани, рассчитанные по модели формирования стока на основе данных ансамбля GCMs и наблюдений на метеостанциях за период 1970–1999 гг. Гидрологические модели по данным GCMs воспроизводят годовой сток в указанных створах с погрешностью 0.2–6% относительно расчета по данным метеостанций. При этом относительные ошибки расчета зимнего стока варьируют от 1% (Кубань) до 17% (Верхняя Волга), стока за период весеннего половодья – от 3% (Северная Двина) до 15% (Кубань), летне-осеннего стока от 1% (Кубань) до 19% (Печора). При оценке точности расчета высокого (Q_{10}) и низкого (Q_{90}) стока по данным GCMs нужно отметить, что погрешность для высокого стока составила 1–10%, а для низкого – 2–16% с наибольшими величинами для Дона и Кубани, что объясняется малыми абсолютными значениями стока в сравнении с северными реками. Коэффициент стока рек воспроизведен достаточно эффективно: погрешность составила 0.01 для Верхней Волги, Оки, Камы, Дона и Печоры; 0.02 для Северной Двины и 0.04 для Кубани. Пространственный коэффициент корреляции слоя годового стока между расчетами по моделям на основе данных GCMs и наблюдений на метеостанциях для элементарных водосборов составил 0.96 для бассейна Волги, 0.75 для Северной Двины, 0.68 для Печоры, 0.98 для Дона, 0.87 для Кубани.

Согласно расчетам, при ГП темпы увеличения температуры воздуха в целом возрастают с Ю на С ЕЧР. При ГП на 1.5°C рост среднегодовой температуры воздуха в бассейнах Северной Двины, Печоры, Оки и Верхней Волги составит 2.7–2.8, Дона и остальной части бассейна Волги – 2.5, Кубани – 1.9°C относительно базового периода 1970–1999 гг. При ГП на 2°C увеличение среднегодовой температуры воздуха в бассейне Печоры составит 4.1, Северной Двины, Оки и Верхней Волги – 3.7, Дона и остальной части бассейна Волги – 3.4, Кубани – 2.7°C. При этом для обоих сценариев наибольший темп потепления в бассейнах Северной Двины и Печоры отмечен для зимы на 3.1–4.3 и 3.8–5.5°C соответственно, Дона и Оки – для весны на 3–4 и 3.6–4.8°C, Кубани – для лета-осени на 2.3–3.2°C. Рост глобальной температуры воздуха с 1.5 до 2°C приводит к эффекту дополнительного потепления в исследуе-

Таблица 2. Значения статистических критериев рассчитанного среднесуточного стока в бассейнах Волги, Дона, Северной Двины, Печоры и Кубани за период калибровки и верификации моделей

Река—гидропост	F, тыс. км ²	NSE	KGE	BIAS, %	NSE	KGE	BIAS, %
Бассейн Волги		1986—1999 гг.			2000—2014 гг.		
Ока—Горбатов	244	0.73	0.83	6.4	0.75	0.80	−6.6
Вятка—Вятские Поляны	124	0.84	0.85	−3.1	0.89	0.93	−1.6
Белая—Бирск	121	0.87	0.82	−13	0.86	0.70	−12
Водосбор Камского вдхр	168	0.94	0.92	−7.1	0.93	0.91	−3.8
Сура—Порецкое	50.1	0.51	0.77	9.8	0.59	0.70	−15
Ветлуга—Ветлужский	27.5	0.86	0.81	1	0.87	0.83	5.7
Волга—Старица	21.1	0.66	0.72	12	0.67	0.77	3.7
Унжа—Макарьев	18.5	0.74	0.74	−0.5	0.72	0.78	1
Верхняя Волга	239	0.99	0.98	1	0.99	0.99	0.5
Кама	516	0.95	0.93	−6.4	0.96	0.90	−4.5
Волга в целом	1210	0.96	0.96	−1.7	0.97	0.93	−3.4
Бассейн Дона		1985—1999 гг.			2000—2014 гг.		
Дон—Беляевский	204	0.66	0.75	2.1	0.62	0.68	−12
Дон—Казанская	102	0.59	0.65	−8.5	0.43	0.56	−23
Дон—Задонск	31.1	0.55	0.52	4.4	0.52	0.67	−19.2
Хопер—Поворино	19.1	0.51	0.57	−5.3	0.64	0.68	−11.5
Хопер—Барминский	57.3	0.62	0.76	−3.7	0.58	0.66	−18
Сосна—Елец	16.3	0.52	0.48	3.2	0.61	0.73	−13
Воронеж—Липецк	15.3	0.54	0.61	−1.4	0.56	0.64	−29
Медведица—Арчединская	33.7	0.43	0.55	−0.9	0.51	0.63	−7.3
Бассейн Северной Двины		1985—1999 гг.			2000—2014 гг.		
Северная Двина—Усть-Пинега	348	0.91	0.94	−3.3	0.89	0.94	0.1
Северная Двина—Звоз	285	0.91	0.94	0.7	0.90	0.95	1.6
Северная Двина—Абрамково	220	0.90	0.94	0.7	0.90	0.94	3.5
Сухона—Каликино	49.2	0.78	0.75	−14	0.77	0.79	−13
Юг—Подосиновец	15.2	0.70	0.72	8.9	0.71	0.78	3.9
Вычегда—Федяково	112	0.80	0.87	8.7	0.87	0.89	9.5
Луза—Красавино	16.3	0.77	0.85	3.5	0.78	0.85	−8.6
Пинега—Кулогоры	36.7	0.74	0.84	−1.6	0.68	0.84	1.3
Бассейн Печоры		1985—1999 гг.			2000—2014 гг.		
Печора—Оксино	312	0.84	0.87	−6.1	0.88	0.92	−2.6
Печора—Усть-Цильма	248	0.89	0.88	2.7	0.88	0.89	5.8
Печора—Усть-Щугор	67.5	0.80	0.88	1.7	0.80	0.90	−1.9
Уса—Петрунь	27.5	0.76	0.70	−25	0.82	0.78	−21
Бассейн Кубани		1989—1995 гг.			1996—2002 гг.		
Кубань—Армавир	16.9	0.64	0.81	−4.1	0.62	0.78	−4
Кубань—Ладожская	19.8	0.67	0.83	4.4	0.63	0.72	0.6
Лаба—Догужиев	12	0.59	0.66	−9.8	0.58	0.72	−16
Кубань выше Краснодарского вдхр.	34.1	0.73	0.83	−2.7	0.70	0.81	−7.3

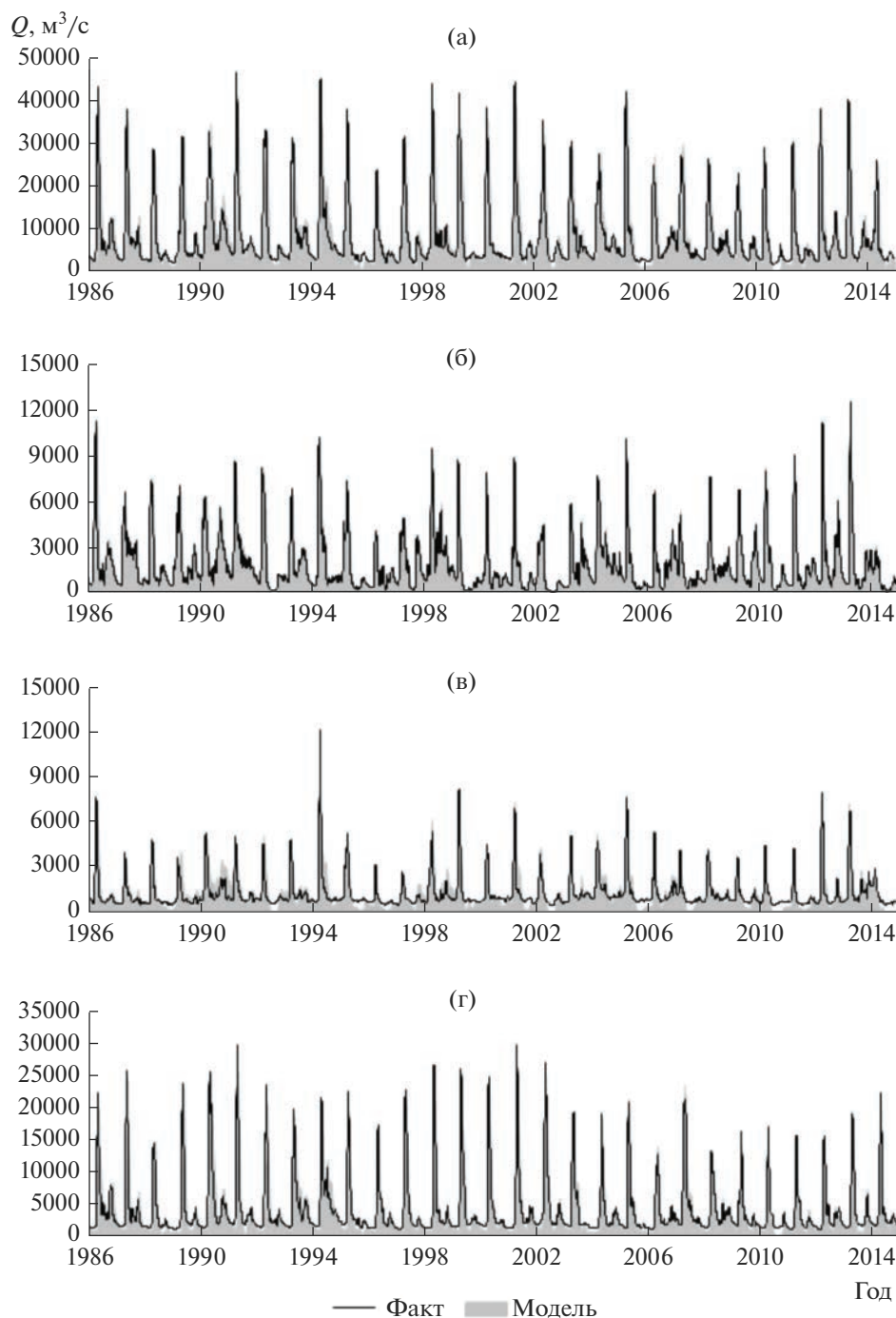


Рис. 1. Гидрографы смоделированных и фактических среднесуточных расходов воды в замыкающих створах Волги (а), Верхней Волги (б), Оки (в) и Камы (г).

мых речных бассейнах в годовом выражении на 0.8–1.3, в сезонном – на 0.6–1.7°C.

При ГП на 1.5 и 2°C увеличение годовой суммы осадков оказалось наибольшим для Печоры – 11 и 15%, на Дону, Северной Двине и в бассейне Волги – на 4–8% и на Кубани изменения близки к нулю. Наибольший рост увлажнения характе-

рен для зимнего периода в каждом из речных бассейнов и изменяется от 6–9% на Дону до 15–19% на Печоре при ГП на 1.5 и 2°C. Относительное увеличение летне-осенних осадков в бассейне Печоры составило 9 и 13% при ГП на 1.5 и 2°C, 5–8% – в бассейне Волги, до 4% в бассейнах Северной Двины и Дона, а для бассейна Кубани характерно их снижение на 8 и 16% соответственно.

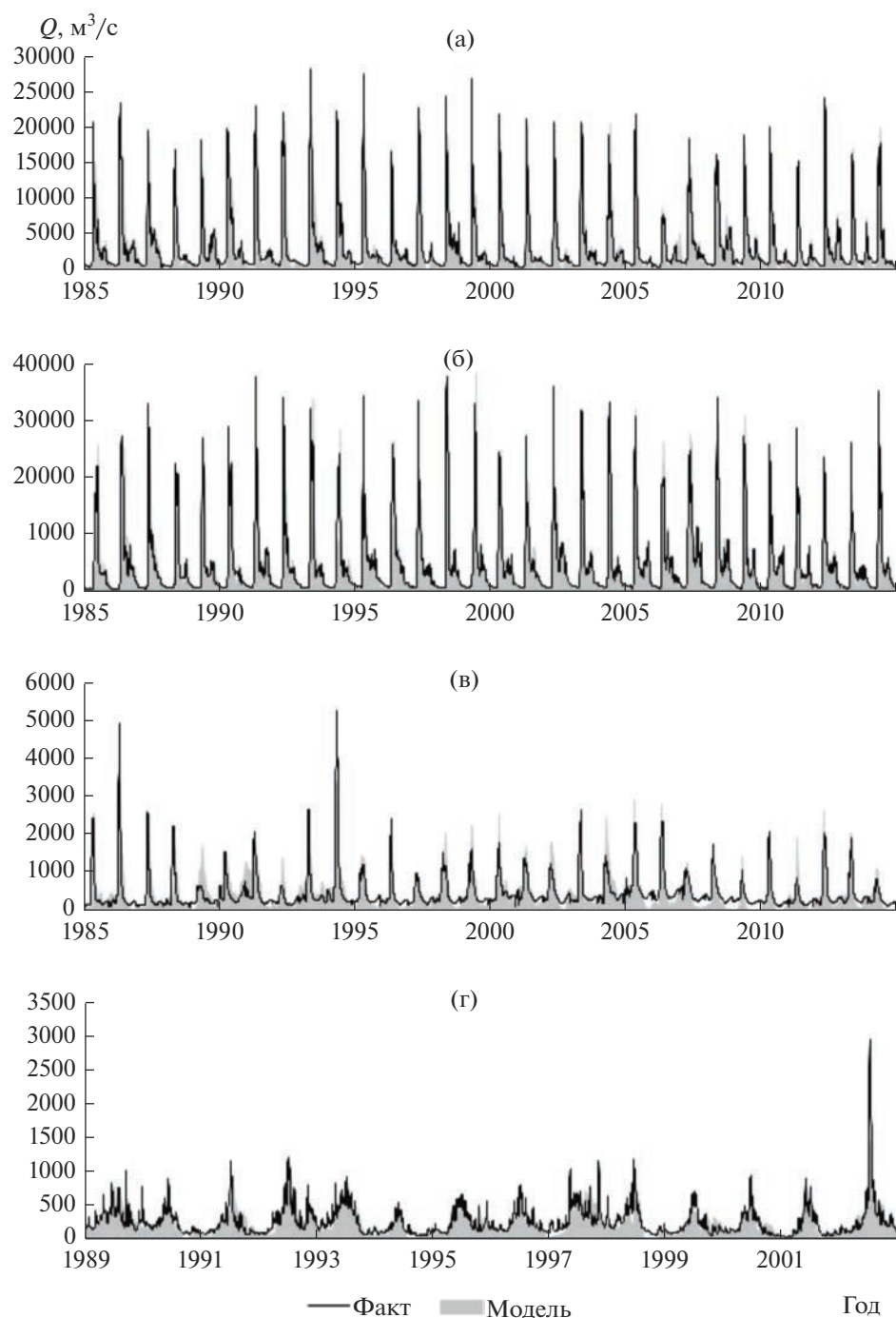


Рис. 2. Гидрографы смоделированных и фактических среднесуточных расходов воды в замыкающих створах Северной Двины (а), Печоры (б), Дона (в) и Кубани (г).

Рост глобальной температуры воздуха с 1.5 до 2°С приводит к эффекту дополнительного увлажнения водосборов Северной Двины, Печоры, Камы и Верхней Волги на 3–4.5, Оки – на 1.5%, но к снижению увлажнения водосбора Кубани на 4% за счет теплого периода года при почти неизменной величине годовой суммы осадков в бассейне Дона.

Продолжительность периода года с отрицательной температурой воздуха уменьшится в бассейнах Северной Двины и Печоры на 2.5 и 4 недели, Камы – на 2 и 3 недели, Оки и Верхней Волги – на 3 и 4.5 недели, Дона и Кубани – на 3 и 5 недель при ГП на 1.5 и 2°С соответственно. При этом количество твердых осадков в среднем по бассейну Северной Двины, Печоры и Волги почти не изме-

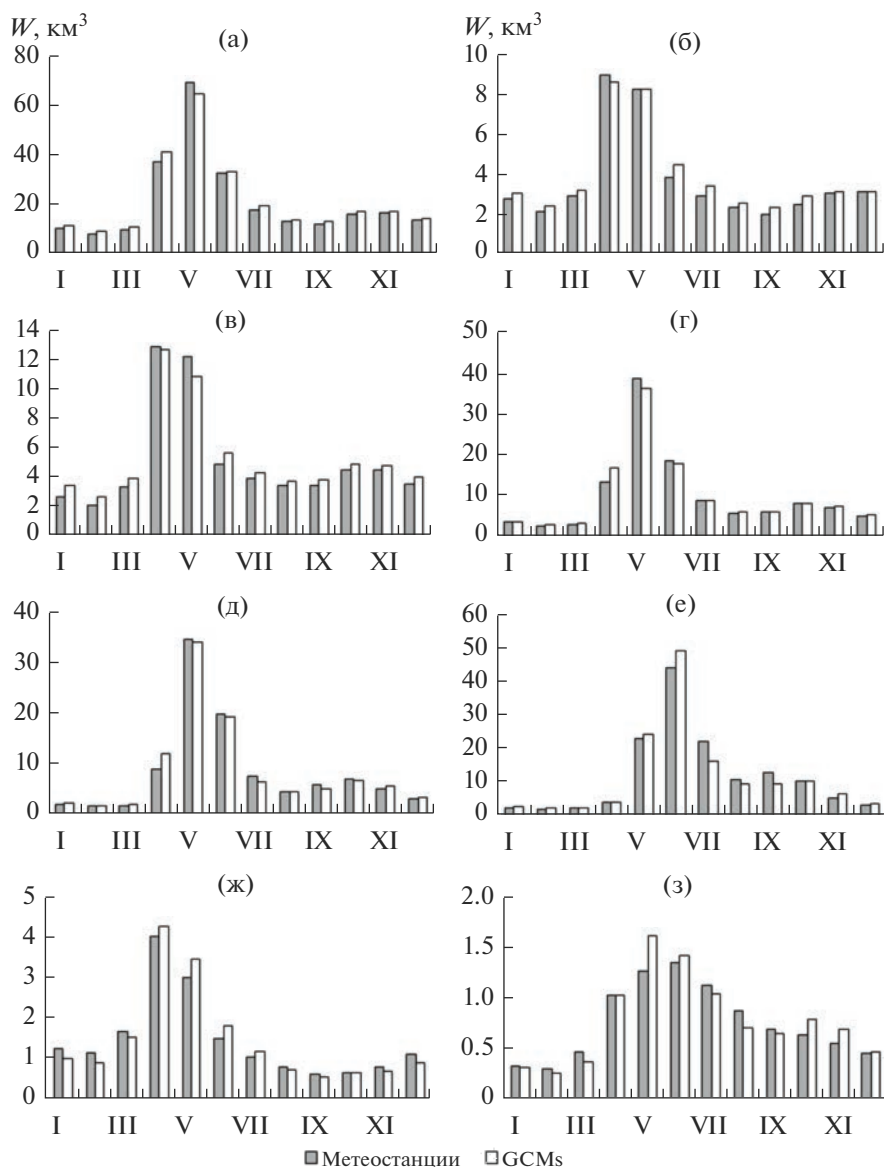


Рис. 3. Нормы среднемесячного стока Волги (а), Оки (б), Верхней Волги (в), Камы (г), Северной Двины (д), Печоры (е), Дона (ж) и Кубани (з), рассчитанные по моделям формирования стока на основе данных GCMs и наблюдений на метеостанциях за период 1970–1999 гг.

няется, хотя на Верхней Волге и Оке отмечено их снижение на 4 и 7% при ГП на 2°C, а на Каме, наоборот, увеличение на 3%, на Дону отмечено их снижение на 7 и 14%, на Кубани на 17 и 29% при ГП на 1.5 и 2°C соответственно. Увеличение количества жидких осадков в бассейне Кубани <5%, в бассейне Дона составляет ~10%, Северной Двины – 8 и 15%, Волги – 11 и 16%, Печоры – 18 и 29% при ГП на 1.5 и 2°C соответственно.

При ГП на 1.5 и 2°C годовой сток Северной Двины сократится на 11%, Волги – на 10–11% (снижение на 17–20% отмечено для Оки и Верхней Волги, в то время как для Камы – только на 1–5%), Дона – на 21 и 24%, Кубани – на 9 и 22%,

а Печоры, наоборот, – увеличится на 5 и 7% соответственно (рис. 4). При этом по изменениям сезонного стока картина достаточно пестрая: значительный рост зимнего стока Северной Двины (30–50%), Печоры (50–80%), Верхней Волги (30–40%), меньший рост на Оке (12–19%) и Каме (17–29%) при слабой изменчивости для Дона и Кубани, снижение стока за период весеннего половодья на Северной Двине (10–15%), Верхней Волге, Оке и Дону (30–40%), Каме (8–10%) при слабой изменчивости для Печоры и Кубани, снижение летне-осеннего стока Северной Двины, Верхней Волги, Оки и Дона (35–40%), Печоры и Камы (8–13%) и Кубани (25–45%). ГП с 1.5 до 2°C наиболее

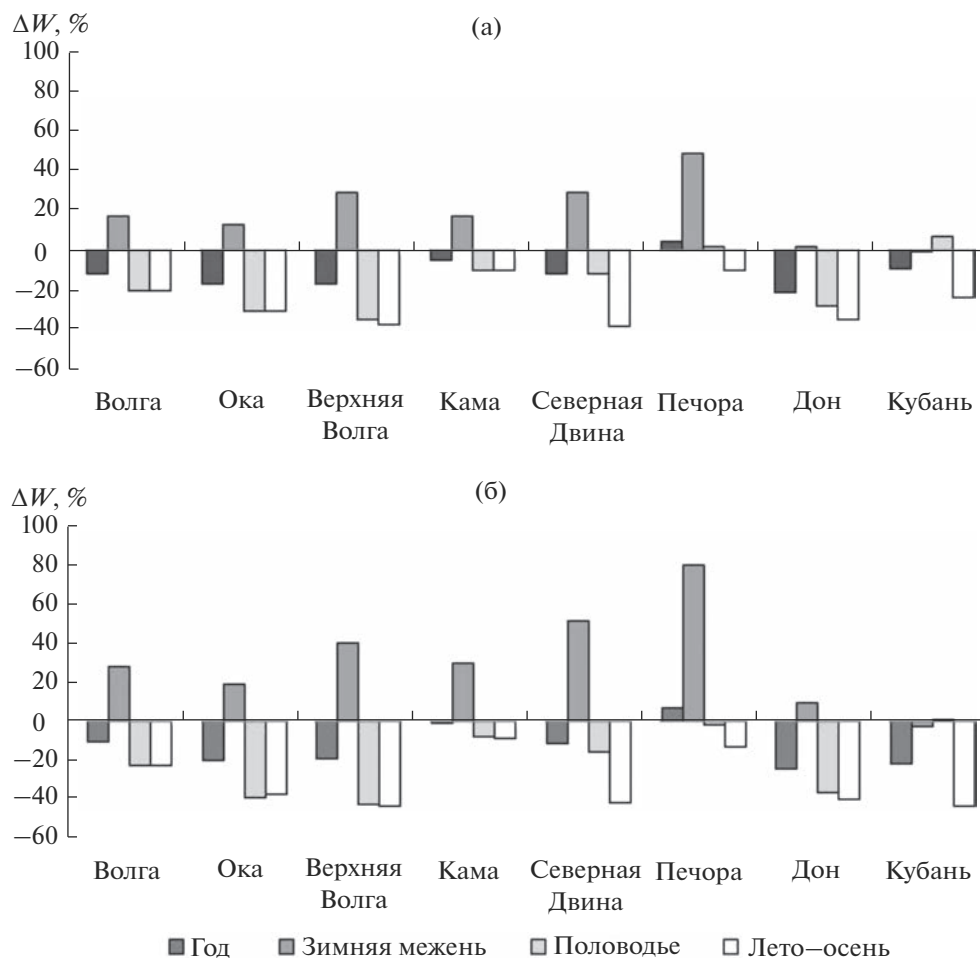


Рис. 4. Аномалии годового и сезонного стока Волги, Оки, Верхней Волги, Камы, Северной Двины, Печоры, Дона и Кубани при ГП на 1.5°C (а) и 2°C (б) в XXI в. относительно периода 1970–1999 гг.

сильно влияет на темп сокращения годового стока Кубани за счет летне-осеннего периода, что объясняется значительным уменьшением осадков и доли ледникового питания реки, и стока Оки, Дона и Верхней Волги – за период весеннего половодья; а также – на темп увеличения зимнего стока Северной Двины, Печоры и в бассейне Волги за счет увеличения периода оттепелей. При ГП на 1.5 и 2°C средние максимальные запасы воды в снежном покрове уменьшатся в бассейне Дона на 24–32%, Волги и Кубани – на 14–20%, а в бассейнах северных рек – Северной Двины и Печоры – на 7–14 и 2–7% соответственно. В связи с потеплением уменьшение средней глубины сезонного промерзания почвогрунтов оказалось в пределах 10 см в бассейнах Северной Двины, Волги и Кубани, в диапазоне 10–20 см – в бассейнах Печоры и Дона.

Описанные выше аномалии сезонного перераспределения стока приводят к снижению высокого стока $Q_{10}, \%$: Камы на 7–9, Северной Двины – на 11–13, Кубани – на 10–20, Дона – на 23–27,

Оки и Верхней Волги – на 30 – при неизменной величине для Печоры при реализации обоих сценариев ГП (рис. 5). Наибольший контраст между сценариями ГП отмечен для Кубани. При этом низкий сток Q_{90} Северной Двины увеличится на 15–20, Печоры – на 10–30, Волги – на 14–15% в основном за счет роста стока Камы на 38–42%; и, наоборот, уменьшится на Дону на 15–25% с ростом величин при интенсификации потепления (рис. 5). Для низкого стока Кубани отмечен противоположный эффект: рост на 12% при ГП на 1.5°C и снижение на 12% при ГП на 2°C. При ГП на 1.5 и 2°C коэффициент стока Северной Двины уменьшится на 0.09–0.1, Печоры – на 0.05–0.06, Дона – на 0.03–0.04, Кубани – на 0.03–0.06, Волги – на 0.07, при этом на Верхней Волге – на 0.1, на Каме – на 0.05 (рис. 6). Это говорит о том, что несмотря на увеличение количества осадков, роль испарения в водном балансе исследуемых речных бассейнов будет только возрастать.

Расчеты с использованием критерия Манна-Уитни показали статистически значимые (на

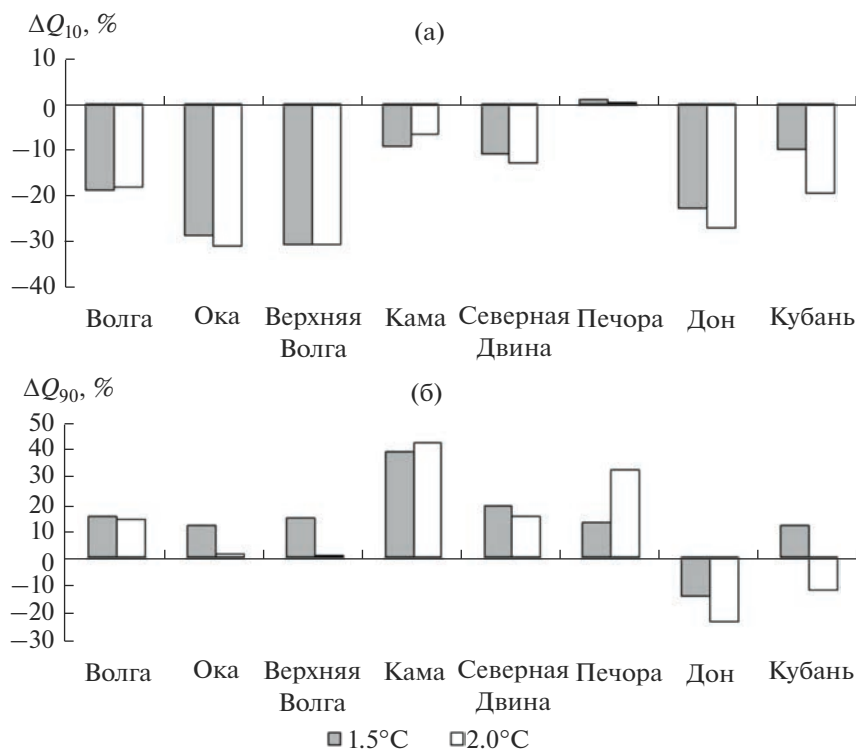


Рис. 5. Аномалии высокого (а) и низкого (б) стока Волги, Оки, Верхней Волги, Камы, Северной Двины, Печоры, Дона и Кубани при ГП на 1.5 и 2°C в XXI в. относительно периода 1970–1999 гг.

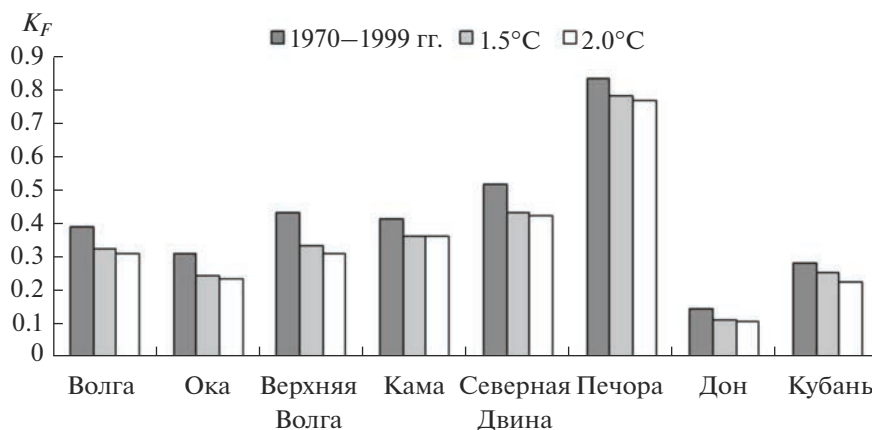


Рис. 6. Коэффициент стока Волги, Оки, Верхней Волги, Камы, Северной Двины, Печоры, Дона и Кубани за базовый период 1970–1999 гг. и при ГП на 1.5 и 2°C в XXI в.

5%-м уровне) изменения годового стока Северной Двины, Дона, Волги в целом, Оки и Верхней Волги при ГП на 1.5 и 2°C, а также Печоры и Кубани при ГП на 2°C. Статистически незначимыми стали аномалии зимнего стока Дона и Оки при сценарии потепления на 1.5°C, зимнего стока Кубани и летне-осеннего стока Камы при обоих сценариях, а также стока за период весеннего половодья на Кубани и Каме при ГП на 1.5 и 2°C соответственно.

При оценке пространственно-временной изменчивости годового стока по сценариям ГП на 1.5 и 2°C в бассейне Северной Двины наибольшее снижение стока отмечено для верховьев Сухоны и Ваги на 25 и 30% соответственно при почти отсутствии изменений для верховьев Вычегды. Для большей части бассейна Печоры отмечена положительная аномалия стока — в основном на 5–10% — с наибольшими величинами для р. Усы и верховьев Печоры и наименьшими — для рек

Цильмы и Ижмы. Изменения слоя стока в бассейне Дона весьма контрастные: наибольшее (30–60%) сокращение стока соответствует р. Битюг, среднему течению Хопра и левобережным притокам Цимлянского водохранилища, а наименьшие величины (до 10–20%) – на р. Чир и Дону от гидропоста Казанская до Цимлянского водохранилища. Темп относительного снижения слоя стока в бассейне Кубани возрастает от горной территории к равнинной с наибольшими величинами в среднем и нижнем течении р. Лабы и в среднем течении Кубани. При ГП на 1.5°C на большей части бассейна Волги до впадения Камы отмечены отрицательные аномалии – на 10–20%, в бассейне Камы – в основном до 10%, а наибольшие величины – до 40% – в среднем и нижнем течении Оки. Увеличение слоя стока на величину до 10% характерно для верховьев р. Самары и горных водосборов: Вишеры, Чусовой, верховьев рек Уфы и Белой. При реализации сценария ГП на 2°C по сравнению с 1.5°C в бассейне Волги отмечается схожее распределение изменения слоя стока и увеличение контраста аномалий. Так, увеличивается площадь территории с положительными аномалиями стока, включая весь бассейн Самары, почти весь водосбор Камского водохранилища и большую часть бассейна р. Белой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на то, что модели формирования стока настраивались для каждого из пяти бассейнов целиком с единым набором параметров, показано, что они адекватно описывают пространственную неоднородность климатических условий и разнообразие физических механизмов стокообразования на огромной территории ЕЧР. В целом при ГП на 1.5 и 2°C величины относительного изменения годового стока рек ЕЧР возрастают с С на Ю и с В на З, т. е. гидрологические системы в более мягком климате оказались чувствительнее к изменению метеорологических характеристик. Наибольшие отрицательные аномалии слоя стока отмечены в юго-западной части бассейна Северной Двины, средней части бассейна Дона, относительно равнинной части бассейна Кубани и на р. Мокше в бассейне Волги, в том время как для северной и восточной частей бассейна Печоры и рек бассейна Волги, стекающих со склонов Урала, характерна положительная аномалия стока.

При ГП на 1.5 и 2°C оценка аномалий стока ЕЧР показала следующие общие признаки: увеличение зимнего стока северных рек и в бассейне Волги, уменьшение весеннего талого стока на Северной Двине, Волге и Дону, снижение летне-осеннего стока всех исследуемых рек различной степени интенсивности. Годовой сток Печоры будет иметь положительную тенденцию, а сток

Северной Двины, Волги, Дона и Кубани – отрицательную. При текущем процессе естественного зарегулирования стока рек бассейна Волги [21] и его спрогнозированное усиление в будущем для всех исследованных рек, за исключением Печоры, очевидно, возникнет дополнительная необходимость адаптации действующих правил регулирования стока Волжско-Камским каскадом ГЭС, а также Цимлянским и Краснодарским гидроузлами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болгов М.В., Коробкина Е.А., Трубецкова М.Д., Филимонова М.К., Филиппова И.А. Современные изменения минимального стока на реках бассейна р. Волга // Метеорология и гидрология. 2014. № 3. С. 75–85.
2. Гельфан А.Н., Гусев Е.М., Калугин А.С., Крыленко И.Н., Мотовилов Ю.Г., Насонова О.Н., Миллионщикова Т.Д., Фролова Н.Л. Сток рек России при происходящих и прогнозируемых изменениях климата: обзор публикаций. Ч. 2. Влияние изменения климата на водный режим рек России в XXI веке // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 3. С. 270–285.
3. Гельфан А.Н., Калугин А.С., Крыленко И.Н., Насонова О.Н., Гусев Е.М., Ковалев Е.Э. О проблеме тестирования гидрологической модели для оценки влияния изменений климата на речной сток // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 77–85.
4. Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милукова И.П., Кашутина Е.А., Барабанова Е.А. Современные и сценарные изменения речного стока в бассейнах крупнейших рек России. Ч. 2. Бассейны рек Волги и Дона. М.: МАКС Пресс, 2014. 214 с.
5. Георгиади А.Г., Милукова И.П., Кашутина Е.А. Современные и сценарные изменения речного стока в бассейне Дона // Вод. ресурсы. 2020. Т. 47. № 6. С. 651–662.
6. Георгиевский В.Ю., Грек Е.А., Грек Е.Н., Лобанова А.Г., Молчанова Т.Г. Пространственно-временные изменения характеристик экстремального стока рек бассейна Волги // Метеорология и гидрология. 2018. № 10. С. 8–16.
7. Георгиевский В.Ю., Шалыгин А.Л. Гидрологический режим и водные ресурсы // Методы оценки изменения климата для физических и биологических систем / Под ред. С.М. Семенова М.: НИЦ Планета, 2012. С. 53–87.
8. Гидрологические изменения / Под ред. В.М. Котлякова, Н.И. Коронкевича, Е.А. Барабановой // Вопросы географии. Т. 145. М.: ИД Кодекс, 2018. 432 с.
9. Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Телегина Е.А. Изменение зимнего стока рек Европейской части России // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 6. С. 581–588.
10. Калужный И.Л., Лавров С.А. Основные физические процессы и закономерности формирования зимнего и весеннего стока рек в условиях потепления климата // Метеорология и Гидрология. 2012. № 1. С. 68–81.

11. Крыленко И.Н., Голосной Д.А., Григорьев В.Ю., Захарова Е.А., Фролова Н.Л. Оценка суммарных влагозапасов в бассейнах рек севера ЕТР на основе модели формирования стока и спутниковых данных // Тр. VIII науч.-практ. конф. MARESEDU. Т. I. Тверь: ПолиПРЕСС, 2020. С. 253–255.
12. Крыленко И.Н., Голосной Д.А., Жук В.А. Оценка притока воды в Белое море с территории бассейнов рек Онеги и Северной Двины на основе модели формирования стока // Тр. VII науч.-практ. конф. MARESEDU. Т. I. Тверь: ПолиПРЕСС, 2019. С. 163–171.
13. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов В.Н. Пространственная модель формирования тало-дождевого стока горной реки (на примере верхней Кубани) // Метеорология и гидрология. 2010. № 12. С. 76–87.
14. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов В.Н., Романов П.Ю. Использование спутниковой информации для предвычисления гидрографа талого стока // Метеорология и гидрология. 2011. № 9. С. 86–96.
15. Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: РАН, 2018. 300 с.
16. Научно-прикладной справочник: Основные гидрологические характеристики рек бассейна Верхней Волги, Камы, Нижней Волги / Под ред. В.Ю. Георгиевского. СПб.: ГГИ, 2015.
17. Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Агафонова С.А., Евстигнеев В.М., Ефремова Н.А., Повалишников Е.С. Внутригодовое распределение стока равнинных рек Европейской территории России и его изменение // Вод. хоз-во России: проблемы, технологии, управление. 2015. № 4. С. 4–20.
18. Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Киреева М.Б., Григорьев В.Ю., Гельфан А.Н., Сазонов А.А., Шевченко А.И. Сток рек России при происходящих и прогнозируемых изменениях климата: обзор публикаций. I. Оценка изменений водного режима рек по данным наблюдений // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 3. С. 251–269.
19. Bugaets A., Gartsman B., Gelfan A., Motovilov Y., Sokolov O., Gonchukov L., Kalugin A., Moreido V., Suchilina Z., Fingert E. The integrated system of hydrological forecasting in the Ussuri River basin based on the ECOMAG Model // Geosci. 2018. V. 8. № 5. P. 1–12.
20. Frieler K., Lange S., Piontek F., Reyher C., Schewe J., Warszawski L., Zhao F., Chini L., Denvil S., Emanuel K. Assessing the impacts of 1.5°C global warming – simulation protocol of the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISIMIP2b) // Geosci. Model Dev. 2017. V. 10. P. 4321–4345.
21. Frolova N.L., Agafonova S.A., Kireeva M.B., Povalishnikova E.S., Pakhomova O.M. Recent changes of annual flow distribution of the Volga basin rivers // Geogr. Environ. Sustainability. 2017. V. 10. № 2. P. 28–39.
22. Gelfan A., Kalugin A. Permafrost in the Caspian basin as a possible trigger of the late khvalynian transgression: testing hypothesis using a hydrological model // Water Resour. 2021. V. 48. P. 831–843.
23. Gelfan A., Kalugin A., Krylenko I., Nasonova O., Gusev Y., Kovalev E. Does a successful comprehensive evaluation increase confidence in a hydrological model intended for climate impact assessment? // Climate Change. 2020. V. 163. P. 1165–1185.
24. Georgievsky M., Golovanov O., Balonishnikova Z., Timofeeva L. Changes in river water resources of the Russian Federation's economic regions forecasted based on the CMIP5 runoff data // Ecohydrol. Hydrobiol. 2021. V. 21. P. 669–682.
25. Kalugin A. Climate change attribution in the Lena and Selenga River runoff: an evaluation based on the Earth system and regional hydrological models // Water. 2022. V. 14 (1). № 118. P. 1–18.
26. Kalugin A. Future climate-driven runoff change in the large river basins in Eastern Siberia and the Far East using process-based hydrological models // Water. 2022. V. 14 (4). № 609. P. 1–22.
27. Kalugin A. Hydrological and meteorological variability in the Volga River basin under global warming by 1.5 and 2 degrees // Climate. 2022. V. 10 (7). № 107. P. 1–23.
28. Kalugin A. Process-based modeling of the high flow of a semi-mountain river under current and future climatic conditions: a case study of the Iya River (Eastern Siberia) // Water. 2021. V. 13. № 1042. P. 1–19.
29. Kalugin A. The impact of climate change on surface, subsurface and groundwater flow: a case study of the Oka River (European Russia) // Water Resour. 2019. V. 46. P. S31–S39.
30. Kalugin A., Motovilov Y. Runoff formation model for the Amur River basin // Water Resour. 2018. V. 45. P. 149–159.
31. Kireeva M., Frolova N., Rets E., Samsonov T., Entin A., Kharlamov M., Telegina E., Povalishnikova E. Evaluating climate and water regime transformation in the European part of Russia using observation and reanalysis data for the 1945–2015 period // Int. J. River Basin Manag. 2020. V. 18. P. 491–502.
32. Kireeva M.B., Frolova N.L., Winde F., Dzhmalov R.G., Rets E.P., Povalishnikova E.S., Pakhomova O.M. Low flow on the rivers of the European part of Russia and its hazards // Geography, environment, sustainability. 2016. V. 9. № 4. P. 33–47.
33. Kornilova E.D., Krylenko I.N., Rets E.P., Motovilov Y.G., Bogachenko E.M., Krylenko I.V., Petrakov D.A. Modeling of extreme hydrological events in the Baksan River basin, the Central Caucasus, Russia // Hydrology. 2021. V. 8. № 24. P. 1–24.
34. Krylenko I., Alabyan A., Aleksyuk A., Belikov V., Sazonov A., Zavyalova E., Pimanov I., Potryasaev S., Zelenkov V. Modeling ice-jam floods in the frameworks of an intelligent system for river monitoring // Water Resour. 2020. V. 47. P. 387–398.
35. Krysanova V., Hattermann 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.
36. Lange S. Trend-preserving bias adjustment and statistical downscaling with ISIMIP3BASD (v1.0) // Geosci. Model Dev. 2019. V. 12. P. 3055–3070.
37. Lobanova A., Liersch S., Nunes J.P., Didovets I., Stagl J., Huang S., Koch H., Rivas Lopez M.D.R., Maule C.F., Hattermann F., Krysanova V. Hydrological impacts of moderate and high-end climate change across Europe-

- an river basins // J. Hydrol. Regional Studies. 2018. V. 18. P. 15–30.
38. *Masson-Delmotte V., Zhai P., Pörtner H., Roberts D., Skea J., Shukla P., Pirani A., Moufouma-Okia W., Péan C., Pidcock R.* Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 2018. 616 p.
 39. *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. № S1. P. S145–S154.
 40. *Renssen H., Lougheed B., Aerts J., de Moel H., Ward P., Kwadijk J.* Simulating long-term Caspian Sea level changes: the impact of Holocene and future climate conditions // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 261. P. 685–693.
 41. *Rets E.P., Durmanov I.N., Kireeva M.B., Smirnov A.M., Popovnin V.V.* Past ‘peak water’ in the North Caucasus: deglaciation drives a reduction in glacial runoff impacting summer river runoff and peak discharges // Climate Change. 2020. V. 163. P. 2135–2151.
 42. *Shkolnik I., Pavlova T., Efimov S., Zhuravlev S.* Future changes in peak river flows across Northern Eurasia as inferred from an ensemble of regional climate projections under the IPCC RCP8.5 scenario // Clim. Dyn. 2018. V. 50. P. 215–230.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.16

ВЛИЯНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННО ОБУСЛОВЛЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА РЕЧНОЙ СТОК И ВЛАГОЗАПАС СНЕГА В БАССЕЙНЕ РЕКИ ЛЕНЫ¹

© 2023 г. А. С. Калугин^{a, *}, С. Ю. Лупаков^{a, b}

^aИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^bТихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, 690041 Россия

*e-mail: kalugin-andrei@mail.ru

Поступила в редакцию 22.09.2022 г.

После доработки 10.01.2023 г.

Принята к публикации 13.01.2023 г.

С помощью гидрологических моделей ECOMAG и HBV проведены расчеты характеристик речного стока и влагозапаса снежного покрова в бассейне р. Лены. В качестве входных использованы данные метеорологических наблюдений и результаты расчетов ансамбля глобальных моделей климата в рамках реализации сценариев естественных климатических условий и учитывающих антропогенное влияние на климат. Расчеты выполнены для исторического периода (1970–1999 гг.) и до конца XXI в. Проведены калибровка и верификация гидрологических моделей для различных гидрометрических постов в бассейне Лены. Выполнена оценка воспроизведения годового и сезонного стока по данным климатических моделей относительно данных наблюдений. Согласно результатам численных экспериментов за исторический период, увеличение стока Лены преимущественно связано с естественной изменчивостью климата. Наоборот, в XXI в. антропогенно обусловленные изменения климата определяют особенности режима речного стока и снежного покрова. Потепление, связанное с увеличением концентрации парниковых газов в атмосфере, приводит к увеличению снегозапасов и трансформации гидрологического режима территории, в том числе более раннему началу активного снеготаяния (до двух недель) и повышенным значениям максимальных расходов в половодье. При этом объем стока летнего периода снижается, а осенне-зимнего — увеличивается.

Ключевые слова: формирование стока, естественные изменения климата, антропогенные изменения климата, гидрологические модели, запасы воды в снежном покрове, река Лена.

DOI: 10.31857/S0321059623040132, EDN: QIGJQU

ВВЕДЕНИЕ

Один из наиболее актуальных методов решения задачи оценки влияния климатических изменений на речной сток — использование метеорологических данных о характеристиках будущего климата, полученных с помощью глобальных климатических моделей (General Circulation Models — GCMs) в рамках определенных сценариев эмиссии парниковых газов (Representative Concentration Pathways — RCPs) в качестве входных данных в гидрологические модели [1, 14]. Применительно к водосбору р. Лены с такой постановкой численных экспериментов по данным проекта CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) выпол-

нены расчеты на основе физико-математических гидрологических моделей ECOMAG [2], HYPE, SWIM, VIC, WaterGAP3 [18], MIKE SHE [10], SWAP [9], HYMOD, SWAT, HBV [23]. В качестве основных изменений гидрологического режима р. Лены в XXI в. упоминается увеличение годового стока при реализации различных проекций климата, преимущественно за счет увеличения талого стока. В частности, согласно [7], аномалии нормы годового стока Лены к концу XXI в. для различных GCMs и RCPs находятся в диапазоне 14–30%. Однако подавляющее большинство исследований влияния климатических изменений на речной сток основано на оценке их кумулятивного эффекта без определения вклада естественной и антропогенной составляющих изменений климата.

Настоящее исследование посвящено оценке речного стока и влагозапасов снега в бассейне р. Лены с использованием проекций, учитываю-

¹ Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001 “Оценка изменений стока и трансформации его генезиса под влиянием климатических изменений в 20–21 вв. в различных природных условиях на основе ансамблевых экспериментов с гидрологическими моделями и данными глобальных моделей климата”).

ших естественные климатические условия и влияние антропогенной деятельности в XX–XXI вв. Для расчетов применены две гидрологические модели – ECOMAG и HBV. Оценивались характеристики рассчитанного речного стока и снежного покрова: по данным наблюдений за исторический период, с помощью модельных сценариев с естественной изменчивостью климата в XX и XXI вв., а также с применением четырех RCPs, отражающих многообразие возможных вариантов климатических условий в XXI в. с учетом антропогенного влияния.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РЕЧНОГО СТОКА

Лена – одна из крупнейших рек на планете. Водосбор расположен в зоне сплошной мерзлоты. Длина реки составляет 4400 км, площадь бассейна – ~2.5 млн км². В среднем по бассейну Лены современная среднегодовая температура воздуха составляет около –9°C, годовая сумма осадков 370 мм. Водный режим характеризуется высоким весенним половодьем (основная фаза), периодическими летними паводками, сформированными относительно сильными дождями в верховьях, а также низкой водностью осенью и зимой. Устойчивый снежный покров образуется на юге бассейна в ноябре, на севере в конце сентября, снеготаяние начинается в апреле–мае.

В бассейне р. Лены происходят [21] и прогнозируются [6, 8] интенсивные изменения климата и речного стока в течение XX–XXI вв. С начала XX в. для Лены характерна повышенная водность [15]. Анализ годового стока Лены за период наблюдений на приустьевом гидропосту Кюсюр с 1936 г. с применением теста Манн–Кендалл показал, что статистически значимым (на 5% уровне) увеличение стока становится с 1998 г. Среднегодовой сток Лены за период 1936–1997 гг. составил 525 км³, а за период повышенной водности 1998–2011 гг. (с 2012 г. непрерывные данные по расходам воды в замыкающем створе отсутствуют) составил 582 км³, т. е. на 11% больше (рис. 1а). Анализ внутригодового распределения расходов воды показал, что наибольший вклад в увеличение стока вносят изменения за период с сентября по май (~37%) (рис. 1б). При этом наибольшее увеличение стока отмечено для мая, сентября и октября. Учитывая, что суммарный сток Лены в створе Табага (контролирует сток Лены до впадения р. Алдана) и Алдана в створе Верхоянский Перевоз (замыкающий створ бассейна Алдана) составляет ~75% от стока Лены в замыкающем створе Кюсюр, были проведены расчеты изменения стока для постов Табага и Верхоянский Перевоз аналогично расчетам для поста Кюсюр. В итоге сравнение двух указанных периодов показало,

что увеличение объемов годового стока Лены в створе Табага составило 13% и стока Алдана 7%. За период с сентября по май увеличение стока Лены в створе Табага составило 30% и Алдана 27%. Таким образом, увеличение годового стока Лены в замыкающем створе на ~3/4 определяется гидрологическими последствиями изменения климата на водосборе за период с сентября по май и на 1/4 – перераспределением стока на холодный период года за счет сбросных расходов из Вилюйского водохранилища, несмотря на то, что более половины стока р. Вилюй формируется ниже Вилюйского гидроузла.

МЕТОДИКА И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве методической основы исследования использованы две гидрологические модели – ECOMAG и HBV, существенно отличающиеся друг от друга детальностью описания процессов влагооборота. ECOMAG – физико-математическая модель формирования стока с пространственно-распределенными параметрами типов почв и ландшафтов [3]. HBV [5] относится к классу концептуальных (со сосредоточенными параметрами) моделей стокообразования, в которых процессы описываются на основе эмпирических и полуэмпирических зависимостей. Обе модели хорошо зарекомендовали себя в практике гидрологических исследований, в том числе применительно к водосборам северных рек [4, 19].

ECOMAG на основе цифровой модели рельефа разделяет бассейн Лены нерегулярной сеткой элементарных водосборов. Для каждого из 664 полученных частных водосборов (со средней площадью ~3700 км²) с учетом структуры почвенно-растительного покрова в модели описываются процессы накопления снега и его таяния, эвапотранспирации, вертикального переноса тепла и влаги в почве, формирования поверхностного (плоского течения по поверхности), почвенного и грунтового компонентов гидрографа, а также движения воды по речной системе. Входные метеорологические данные – ряды температуры и влажности воздуха, суточных сумм атмосферных осадков. Для бассейна Лены параметры модели, распределенные по пространству, определены по глобальным базам данных. Моделирование гидрологических процессов на каждом элементарном водосборе выполняется на следующих уровнях: для поверхностного слоя почвы (горизонт А), более глубокого слоя (горизонт В), емкости грунтовых вод, склонового стока и в холодный период года – емкости снежного покрова. В модели ECOMAG движение подповерхностного и грунтового стока описано уравнением Дарси, склонового и руслового – уравнением кинематической волны. Общая пористость в зоне аэрации почвы разделяется на капиллярную и некапиллярную зону.

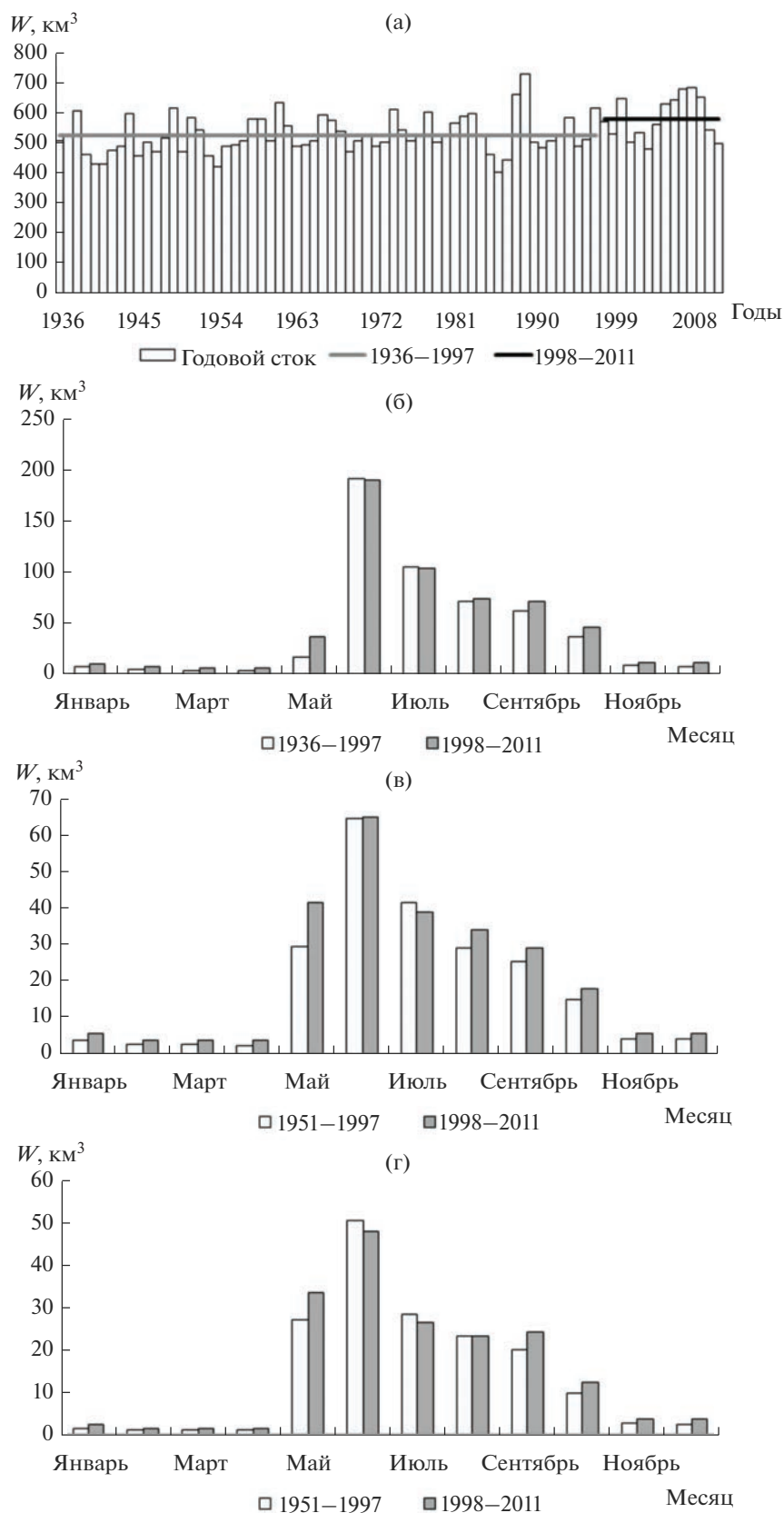


Рис. 1. Годовой (а) и среднемесячный (б) сток Лены в створе Кюсюр за характерные периоды 1936–1997 и 1998–2011 гг., сток Лены в створе Табага (в) и сток Алдана в створе Верхоянский Перевоз (г) за периоды 1951–1997 и 1998–2011 гг.

Потенциальное испарение оценивается согласно методу Дальтона. Скорость таяния снега рассчитывается методом градусо-дней.

HBV содержит три основных блока: формирования и таяния снежного покрова, динамики влаги в концептуальной почвенной емкости и интенсивности испарения, формирования и трансформации стока. Накопление снежного покрова и его стаивание рассчитывается на основе метода градусо-дней. Жидкая влага пополняет концептуальную почвенную емкость, из которой часть воды затрачивается на испарение, остальное направляется в блок стокоформирования. Потенциальное испарение рассчитано на основе метода Одина [17]. Формирование стока на водосборе в настоящем исследовании моделировалось с помощью двух емкостей с разной скоростью наполнения и сброски [22]: из верхней отток рассчитывается с помощью степенной зависимости от влагозапаса емкости и обычно интерпретируется как “быстрая” часть гидрографа, из нижней — с помощью линейной зависимости от влагосодержания, однако наполнение этой емкости происходит с временной задержкой, определяемой в процессе калибровки. Отток из нижней емкости рассматривается в качестве “медленной” части гидрографа, имитирующей сток из глубоких водоносных горизонтов. Сумма оттоков из двух емкостей на каждый расчетный шаг является слоем стока со всего водосбора, который трансформируется до замыкающего створа с помощью треугольной функции [20].

Для расчета характеристик стока и снежного покрова (влагоемкость снежного покрова, SWE) за исторический период использованы данные 203 метеостанций, расположенных в пределах бассейна р. Лены и на приводораздельных участках. Данные по среднесуточным расходам воды, измеренным на ключевых гидрологических постах Лена—Кюсюр, Лена—Табага и Алдан—Верхоянский Перевоз, использовались для калибровки параметров за период с 1994 по 2003 г. (1993 г. использовался для расчета начальных условий). Верификация моделей проведена за период с 2004 по 2013 г. Эффективность моделирования оценена с помощью коэффициента детерминации Нэша—Сатклифа NSE и относительной систематической погрешности расчета PBIAS. Для оценки воспроизведения гидрологическими моделями средней по бассейну величины SWE использовались данные лесных снегомерных маршрутов 39 метеостанций за период 1994—2013 гг. С учетом пропусков в данных необходимым условием соблюдения репрезентативности было наличие данных в соответствующий день как минимум по 20 метеостанциям. Для оценки эффективности моделирования SWE использованы коэффициент корреляции Пирсона и PBIAS.

Наборы параметров гидрологических моделей, полученные в процессе их калибровки, были использованы для проведения численных экспериментов с данными GCMs. Эти данные представляют собой приземные поля метеохарактеристик, рассчитанные с помощью ансамбля из четырех GCMs-CMIP5 (GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-5) в рамках проекта ISIMIP (Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project) [24] при реализации нескольких RCPs с пространственным разрешением 0.5° . Первый набор данных piControl предполагает учет в GCMs только естественных колебаний климатической системы без антропогенной эмиссии парниковых газов за XX и XXI вв. Второй набор данных включает описание исторических климатических условий XX в. с учетом наблюдений за концентрациями парниковых газов (“historical”) и будущих климатических условий XXI в. при четырех RCPs — RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 и RCP 8.5.

Наборы данных, полученные при расчетах с помощью GCMs, использованы в качестве граничных условий в гидрологических моделях ECOMAG и HBV для расчета соответствующего ансамбля многолетних гидрографов среднесуточного стока. Для оценки воспроизведения годового и сезонного речного стока, смоделированного по данным GCMs за базовый период 1970—1999 гг., проводилось сопоставление с результатами расчетов по данным метеорологических наблюдений. Анализ результатов расчетов на XXI в. проведен для тридцатилетних периодов, соответствующих середине (2036—2065 гг.) и концу (2070—2099 гг.) столетия. Естественная составляющая изменения климата оценивалась по набору piControl относительно периода 1970—1999 гг. Антропогенная составляющая изменения климата оценивалась по соотношению между наборами данных, полученных при реализации сценариев RCPs и piControl.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Согласно [16], результаты расчетов стока по моделям ECOMAG и HBV за периоды калибровки и верификации (табл. 1; рис. 2) на разных гидропостах относятся к категории “хорошо” по критерию NSE ($NSE > 0.75$ во всех случаях), “удовлетворительно” ($15\% \leq PBIAS < 25\%$) и “хорошо” ($PBIAS < 15\%$) по критерию PBIAS.

Величины максимальных расходов воды во время половодья, рассчитанные обеими моделями, немного занижены, при этом ECOMAG лучше воспроизводит динамику расходов в периоды летних паводков (рис. 2). При переходе от калибровочного к проверочному периоду, в целом, была отмечена робастность моделей для разных гидропостов. Результаты расчета средней по бассейну Лены величины SWE за период 1994—2013 гг. по модели ECOMAG ближе к измеренной ($R^2 =$

Таблица 1. Значения критериев эффективности моделирования стока за периоды калибровки и верификации (в числителе – ECOMAG, в знаменателе – HBV)

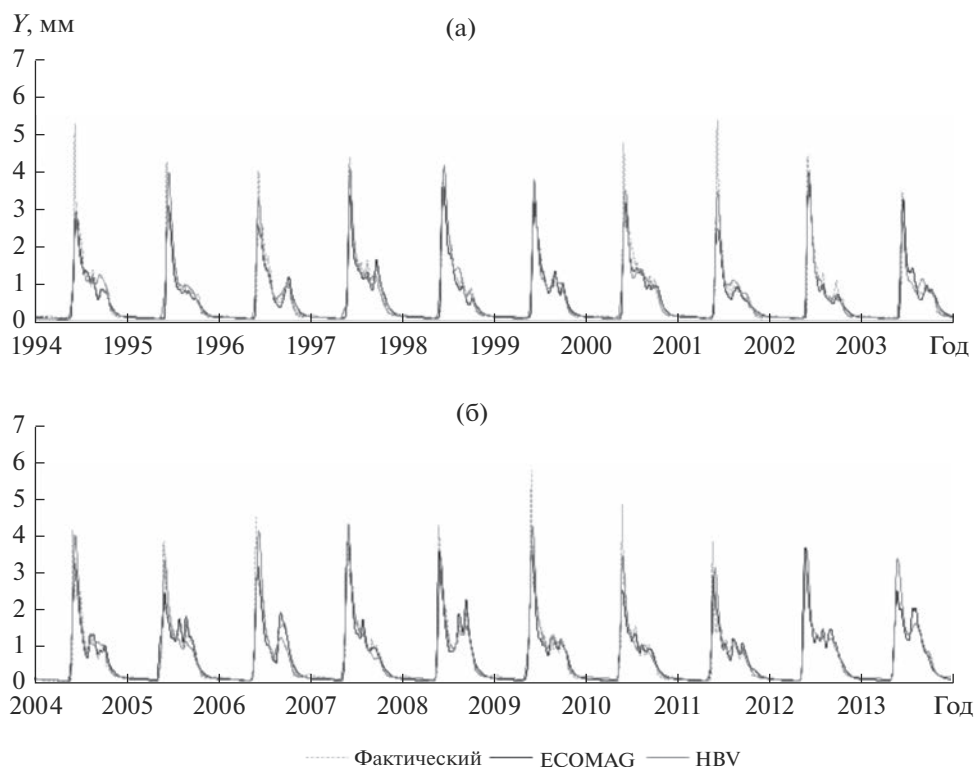
Река—пост	Площадь водосбора, км ²	Калибровка		Верификация	
		NSE	PBIAS, %	NSE	PBIAS, %
Алдан—Верхоянский Перевоз	696000	0.87/0.90	−2.7/−0.4	0.83/0.87	10/5.9
Лена—Табага	897000	0.85/0.89	−16/0.1	0.82/0.87	−15/−7.2
Лена—Кюсюр	2430000	0.91/0.90	−6.9/0.8	0.90/0.86	−2.7/−0.8

= 0.93, PBIAS = 9.5%), чем по модели HBV (R^2 = 0.67, PBIAS = 33.9%). Завышение SWE по расчетам гидрологических моделей связано с учетом горных областей, неохваченных наблюдениями на метеостанциях. Для горных территорий характерны большие высота снежного покрова и продолжительность его залегания. При этом внутригодовая динамика SWE воспроизводится обеими гидрологическими моделями достаточно эффективно (рис. 3).

Тестирование гидрологических моделей по данным GCMs за исторический период

Сезонный ход температуры воздуха воспроизводится GCMs наиболее точно. В зимний период GCMs завышают осадки на 14%, с июня по сен-

тябрь занижают на 3% в сравнении с данными наблюдательной сети [13]. Среднемноголетние гидрографы, рассчитанные моделью ECOMAG по данным GCMs за базовый период 1970–1999 гг. для поста Лена—Кюсюр, ближе к результатам, полученным по данным наблюдений, чем при использовании модели HBV (рис. 4а). Основная разница — в речном стоке за июль — модель HBV завышает сток в этом месяце на 64% при использовании данных GCMs. Тот же эффект прослеживается на результатах расчетов по постам Лена—Табага и Алдан—Верхоянский Перевоз применительно к июню. В мае ECOMAG по данным GCMs завышает сток относительно расчета по данным метеостанций, а HBV наоборот занижает, т. е. по ECOMAG с использованием данных GCMs половодье начинается на несколько су-

**Рис. 2.** Фактический и смоделированный слой стока р. Лены в створе Кюсюр за периоды калибровки (а) и верификации (б).

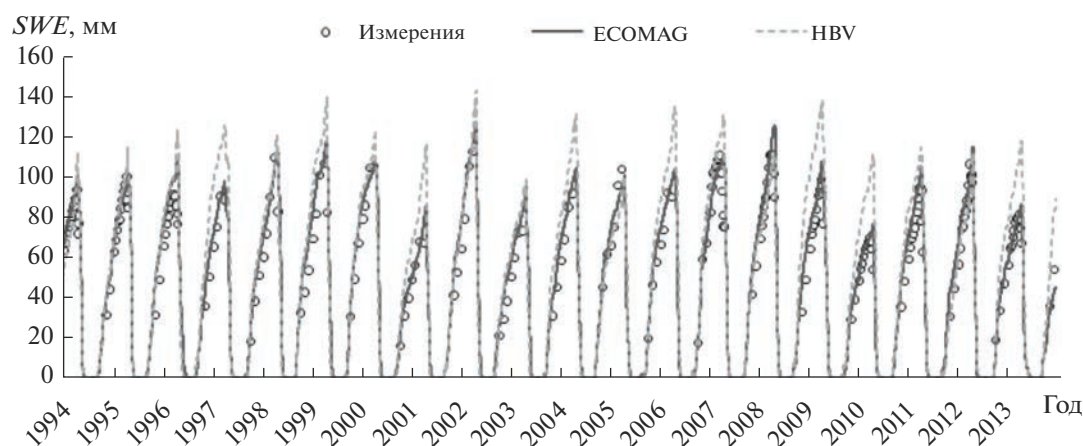


Рис. 3. Измеренные и смоделированные запасы воды в снежном покрове, осредненные по бассейну р. Лены, за период 1994–2013 гг.

ток раньше. Речной сток в течение остальных месяцев, рассчитанный с помощью ECOMAG и HBV на основе данных измерений и результатов моделирования климата за исторический период, отличается минимально. При этом погрешность расчета нормы годового стока Лены по данным GCMs относительно расчета по данным метеостанций оказалась небольшой: по ECOMAG – 3%, по HBV – 7%. В расчетах SWE по данным GCMs присутствует систематическая погрешность: максимальные годовые величины SWE ECOMAG завышает на 12%, а HBV на 40% (рис. 4б) относительно расчета по данным метеостанций, что связано с завышением количества твердых осадков в GCMs на 14%.

Влияние естественной и антропогенной составляющих изменения климата на гидрометеорологические характеристики

Антропогенная составляющая изменения климата проявляется в увеличении осредненной по бассейну Лены среднегодовой температуры воздуха на 0.6°C в конце XX в. (1970–1999 гг.) относительно естественных климатических условий преимущественно в течение зимне-весеннего периода [11]. При этом она слабо сказывается на динамике годовой и сезонной суммы осадков в бассейне Лены – вариации $\leq 2\%$. В условиях только естественной изменчивости климата увеличение среднегодовой температуры воздуха к середине и концу XXI в. относительно конца XX в. $\leq 0.1^{\circ}\text{C}$, а по отдельным сезонам находится в диапазоне $0.1\text{--}0.5^{\circ}\text{C}$. Максимум изменчивости относится к зимним месяцам в конце XXI в. В XXI в. антропогенная составляющая изменения климата выражена в положительных аномалиях среднегодовой температуры воздуха в бассейне Лены при различных RCPs: на $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$ к середине XXI в.

и на $3\text{--}7^{\circ}\text{C}$ к его концу в зависимости от экстремальности сценария. Наибольшие темпы потепления характерны для осенне-зимнего периода, а наименьшие – для летних месяцев. В условиях только естественной изменчивости климата в XXI в. годовая сумма осадков почти не изменяется, однако присутствует тенденция к увеличению зимних осадков на 2–3%. Согласно самому экстремальному сценарию RCP 8.5, антропогенная составляющая изменения климата приводит к увеличению годовой суммы осадков на 16 и 29% к середине и концу XXI в. соответственно. При реализации остальных сценариев увеличение количества осадков составит 9–13% к середине XXI в. и 10–18% к его концу [12]. При этом наибольшие темпы увеличения увлажнения территории отмечены для зимнего периода (на 20–70%), а наименьшие – летом (на 4–10%).

За последнее тридцатилетие XX в. рассчитанный для условий естественной изменчивости климата сток Лены достаточно близок к стоку, вычисленному по набору данных с учетом антропогенной эмиссии парниковых газов. Изменения нормы годового стока $\leq 2\%$ по всем анализируемым гидропостам, согласно расчетам по моделям ECOMAG и HBV. В соответствии с оценками, полученными с помощью обеих гидрологических моделей, вариации стока отдельных месяцев за период август–апрель составляют 1–2% (рис. 5). Наибольшие изменения во внутригодовом распределении стока связаны с периодом половодья: в естественных условиях климата обе гидрологические модели показывают смещение фазы половодья и даты наступления максимума на 2–4 сут позднее, что связано с пониженными значениями весенней температуры воздуха при климате, на который не оказывается влияние в виде антропогенной эмиссии парниковых газов. По набору данных “historical” слой стока за май в среднем

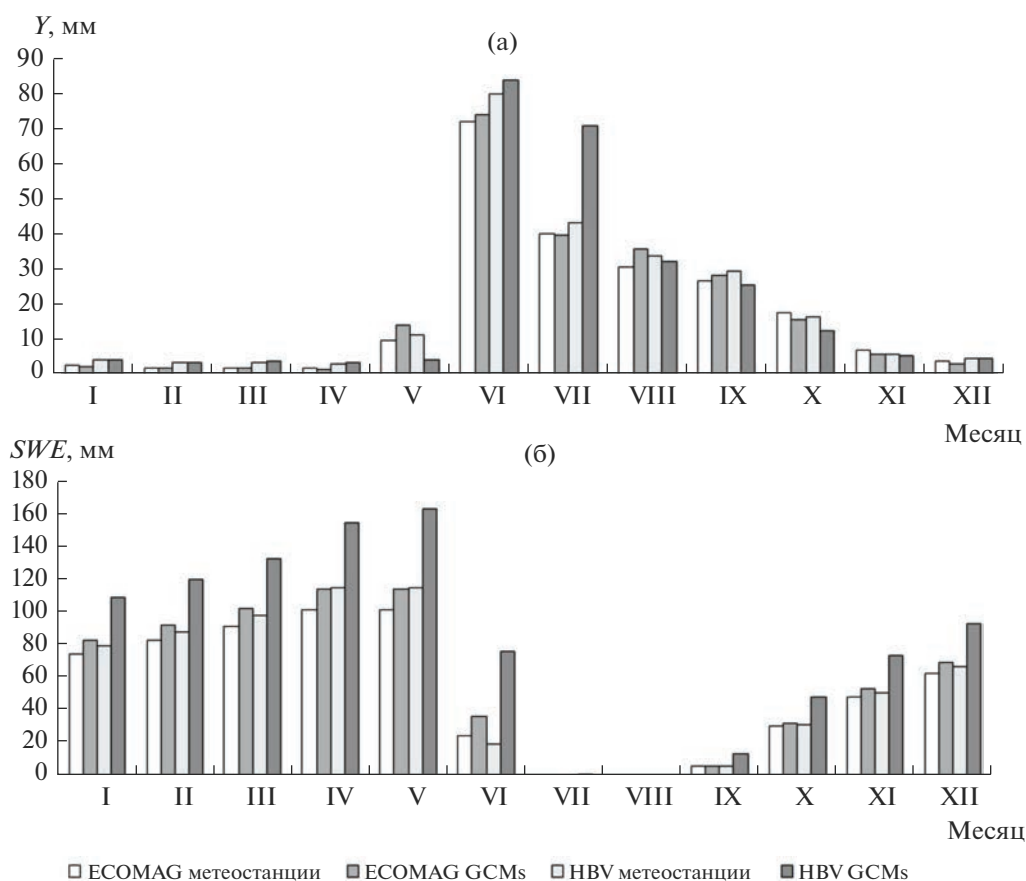


Рис. 4. Среднемноголетний среднемесячный слой стока (Y) р. Лены (а) и среднечасовой максимальный влагозапас снега SWE (б), смоделированные с помощью моделей ECOMAG и HBV на основе данных метеостанций и GCMs за базовый период 1970–1999 гг.

больше на 35% (ECOMAG) и 25% (HBV) относительно расчета по сценарию piControl, а за июнь–июль, наоборот, ~6% меньше (ECOMAG и HBV). В целом, результаты расчетов на основе обеих гидрологических моделей характеризуются единством в оценке незначительного влияния антропогенной составляющей изменения климата на речной сток в бассейне Лены за XX в.

В условиях только естественной изменчивости климата в XXI в., согласно расчетам стока по модели ECOMAG, годовой сток Лены имеет тенденцию роста на 12–16% с наибольшим относительным увеличением стока в период зимней межени и весеннего половодья к середине XXI в., а также с относительно равномерным увеличением сезонного стока к концу XXI в. в связи с положительной тенденцией для зимних осадков и увеличением зимней и весенней температуры воздуха (рис. 5). Изменения речного стока Лены в XXI в. по модели HBV в естественных климатических условиях $\leq 1\%$, а вариации среднемесячного стока находятся в диапазоне $\pm 8\%$.

При расчете речного стока замыкающего створа Лена–Кюсюр в климате середины XXI в., ис-

пытывающего влияние антропогенных эмиссий парниковых газов, относительно базового исторического периода наблюдается более раннее наступление половодья и его максимумов (на 3–5 сут согласно ECOMAG и 6–8 сут согласно HBV), а также увеличение пиковых расходов в июне (на 16–26% согласно ECOMAG и на 3–8% согласно HBV). Изменения условий фазы половодья зависят от проекции климата: чем выше температурное воздействие в рамках RCPs, тем раньше наступает активное таяние снежного покрова и тем больше оказываются максимальные расходы в замыкающем створе. Помимо преобразования характеристик половодья, также меняются величины зимнего и летне-осеннего стока. Суммарный слой стока за июль–сентябрь становится меньше на 5–15%. Зимний сток Лены возрастает на 37–48% согласно ECOMAG и на 6–9% согласно HBV.

Максимальные изменения гидрологического режима получены с использованием данных GCMs при учете антропогенного влияния на конец XXI в. В сравнении с результатами гидрологического моделирования для замыкающего створа Лена–Кюсюр за исторический период пик половодья

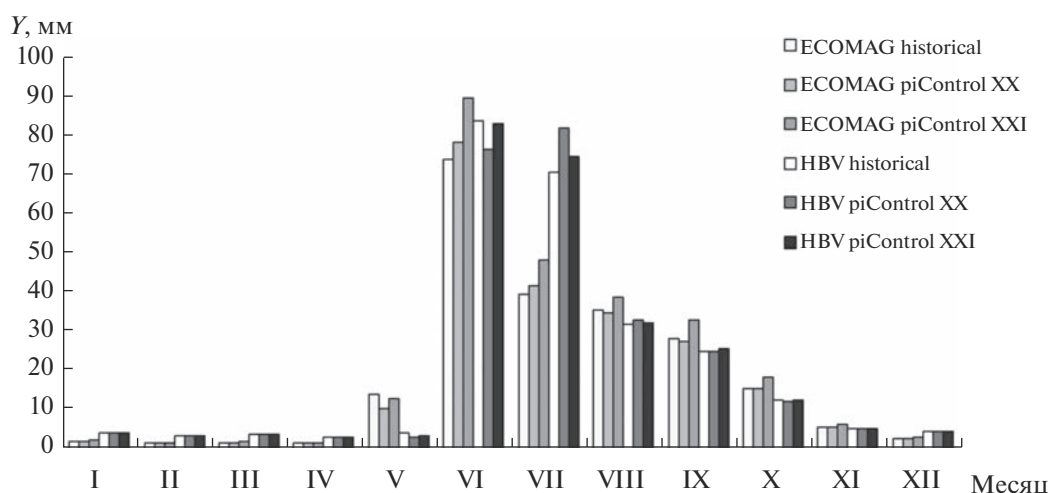


Рис. 5. Среднемноголетний среднемесячный сток р. Лены, смоделированный по ECOMAG и HBV на основе данных GCMs за исторический период 1970–1999 гг. (“historical”) и при реализации сценария естественных климатических условий (“piControl”) в XX в. (1970–1999 гг.) и XXI в. (2070–2099 гг.).

наступает раньше на 3–9 (ECOMAG) и на 5–12 сут (HBV), а максимумы расходов увеличиваются на 19–33 (ECOMAG) и на 6–10% (HBV). За период с ноября по март сток р. Лены возрастает на 35–70% согласно ECOMAG и на 5–10% согласно HBV. В период развития дождевых паводков (июль–сентябрь) изменения в речном стоке оказались разнонаправленными: в соответствии с расчетами по ECOMAG сток увеличивается в среднем на 7%, а по HBV – уменьшается на 19%. В XXI в. относительно исторического периода годовой объем стока в бассейне Лены по модели ECOMAG возрастает на 12–30%, по модели HBV – на 5–10% в зависимости от RCPs, за исключением одного случая снижения стока р. Алдан на 4% согласно RCP 8.5.

Различия в среднемноголетних значениях SWE при использовании метеорологических данных с учетом антропогенного влияния в конце XX в. относительно реализации естественной изменчивости климата $\leq 3\%$ согласно ECOMAG и HBV. В естественных климатических условиях в середине–конце XXI в. также прослеживается тенденция низкой вариации SWE – $\leq 2\%$ разницы относительно базового периода на основе оценок обеих гидрологических моделей. В XXI в. при реализации различных RCPs величины SWE на водосборе Лены с использованием моделей ECOMAG и HBV заметно увеличиваются. Это связано с положительными аномалиями суммы осадков за холодный период, что вызывает накопление снега на водосборе: от 6–9% согласно RCP 2.6 к середине XXI в. и до 22–29% согласно RCP 8.5 к его концу.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При моделировании речного стока с крупного водосбора р. Лены для модели HBV был принят подход системы вложенных моделей, при котором калибровка проводилась отдельно для створов Лена–Табага и Алдан–Верхоянский Перевоз, результаты расчетов по которым затем использовались при моделировании общего стока Лены в створе с. Кюсюр с остальной части бассейна. Модель ECOMAG с пространственно-распределенными параметрами подстилающей поверхности позволила рассчитать речной сток в различных створах речной сети в рамках одного запуска модели с единым набором калибровочных коэффициентов. При этом на стадии верификации модельных расчетов по данным метеостанций относительно фактического стока в модели ECOMAG в створе Вилюйского гидроузла задавались фактические сбросные расходы, т. е. учитывалось регулирование стока. На этапе расчетов по данным климатических моделей в обеих гидрологических моделях регулирование стока уже не учитывалось, поскольку целью исследования была оценка естественной реакции гидрологической системы на естественную и антропогенную составляющие изменения климата, т. е. без учета такого прямого антропогенного воздействия на водные ресурсы, как регулирование речного стока, водозаборы и т. д. За период калибровки и верификации модель HBV оказалась немного эффективней при расчетах максимальных расходов воды на пике половодья, ECOMAG более чувствителен к осадкам в теплый период и лучше моделирует периодически формирующиеся летние дождевые паводки. В целом, эффективность моделей сопоставима, несмотря на существенные различия в

их структуре и описании процессов формирования стока (табл. 1). В данном случае это связано с особенностями гидрологического режима исследуемой территории, где главным событием является половодье.

Относительно точный расчет SWE на водосборе и даты начала снеготаяния в большей степени определяют близость измеренных и рассчитанных расходов воды в замыкающих створах во второй половине весны, когда достигаются максимальные в году величины. Эффективность гидрологических моделей может быть занижена в связи с известной проблемой низкой плотности сети метеорологических наблюдений и недоучетом количества осадков в горных территориях [4]. Таким образом, для достижения максимальной эффективности моделирования по использованным критериям необходимо учесть пространственную неоднородность твердых осадков и их градиент с высотой. Модель ECOMAG с пространственно-распределенными параметрами подстилающей поверхности позволяет учесть оба этих фактора, HBV — только один — градиент с высотой, а разница в сумме осадков на различных участках водосбора сглаживается за счет их осреднения. В настоящем случае эта проблема при использовании модели HBV была частично решена за счет относительно высоких значений градиента осадков (10–15% на 100 м) и коэффициента коррекции твердых осадков (SFCF) для учета сублимации и других факторов [20]. При калибровке HBV этот коэффициент составил 1.1 для постов Табага и Кюсюр при обычно используемом интервале 0.5–0.9. В то же время это стало причиной завышения величин SWE для целей коррекции талого стока. В этом смысле модель ECOMAG, позволяя рассчитывать динамику влажности почвогрунтов и глубины сезонно-талого слоя, воспроизводит процессы формирования стока более реалистично. Остальные значения полученных при калибровке параметров модели HBV попадают в диапазон рекомендуемых [20, 22].

Результаты расчетов речного стока с использованием данных GCMs и измерений за исторический период (1970–1999 гг.), в целом, близки между собой. При этом среднесезонный гидрограф стока по модели ECOMAG оказался ближе к рассчитанному на основе наблюдений по сравнению с HBV, в основном — за счет стока в июле. В данном случае это связано с особенностями метода расчета потенциального испарения для модели HBV — формула Одина использует только среднесуточную температуру воздуха [17]. Дисперсия температуры воздуха по данным GCMs ниже, чем по данным наблюдений. Это приводит к накопительному эффекту в весенние месяцы: актуальное суточное испарение в HBV, рассчитанное на основе данных GCMs, немного занижено (в среднем на 5–10%), что приводит к постепенному на-

коплению избытка воды в почвенной емкости. При последующих осадках в июле это вызывает излишнюю интенсивность пополнения стокоформирующих емкостей и завышенный речной сток. Преимущество модели ECOMAG состоит в более эффективном методе расчета испарения, который в дополнение к температуре учитывает влажность воздуха, влияя на динамику влажности почвогрунтов.

Применение проекций климата согласно RCPs, учитывающих антропогенное влияние на климат, в расчетах стока с помощью моделей ECOMAG и HBV свидетельствует о трансформации гидрологического режима в бассейне Лены в XXI в. Во внутригодовом распределении речного стока наблюдаются разнонаправленные изменения: от уменьшения стока в теплые периоды, что связано с увеличением испарения при глобальном потеплении и его региональных проявлениях, до увеличения стока в периоды зимней межени и весеннего половодья в связи с возрастанием количества твердых осадков и интенсивности снеготаяния при более высокой температуре воздуха. Полученные оценки для р. Лены в целом согласуются с приведенными в литературе [7, 10, 14]. Помимо изменений объемов речного стока можно ожидать смещения на более ранние сроки характерных дат начала половодья и достижения максимальных расходов воды — от трех суток до почти двух недель. В данном случае результаты моделирования с помощью ECOMAG и HBV характеризуются единством и согласованностью, а полученные оценки прямо связаны с величиной теплового воздействия RCPs: чем оно выше, тем раньше достигается устойчивый переход температуры воздуха через 0°C и тем интенсивнее процессы снеготаяния.

Нарушение теплового баланса в атмосфере, связанное с влиянием увеличения концентраций парниковых газов, вызывает изменение величин SWE на водосборе р. Лены. Применение RCP-проекций в гидрологическом моделировании за XXI в. приводит к увеличению нормы максимальных значений SWE относительно исторического периода на 8–29% (ECOMAG) и 6–22% (HBV). Анализ внутригодового распределения SWE позволяет выявить более тонкие закономерности. В частности, значения SWE при использовании различных RCPs в XXI в. выше за период ноябрь–май по отношению к историческому периоду и, наоборот, ниже в июне и сентябре–октябре. Увеличение SWE в указанный холодный период объясняется повышенными суммами твердых осадков в рамках проекций климата с учетом антропогенного влияния. Снижение SWE в летне-осенние месяцы определяется более высоким температурным фоном в RCP-проекциях: в мае интенсивность снеготаяния становится выше, а величина SWE в июне, соответственно, меньше. Согласно

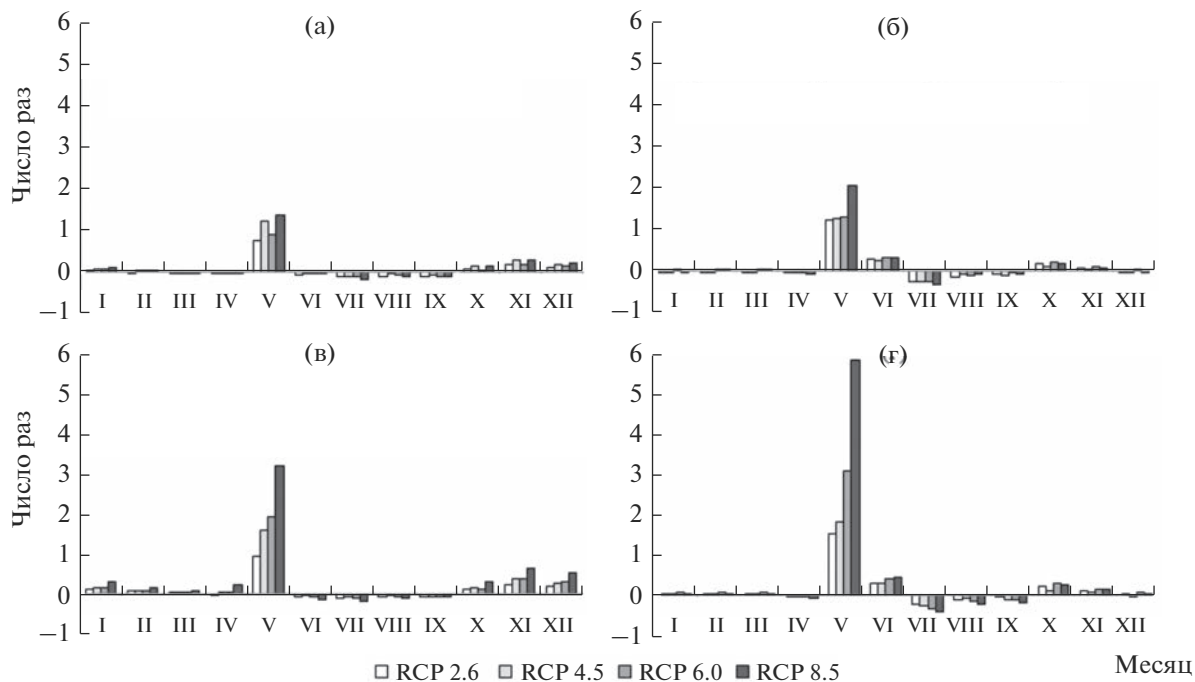


Рис. 6. Аномалии среднемесячного стока р. Лены в створе Кюсюр в долях относительно реализации проекции естественных климатических условий при использовании RCP-сценариев, полученные на середину (а, б) и конец (в, г) XXI в. с помощью моделей ECOMAG (а, в) и HBV (б, г).

RCPs, в сентябре—октябре осадки выпадают чаще в жидком виде, что снижает величину SWE на водосборе и увеличивает сток в замыкающем створе.

В условиях естественной изменчивости климата за исторический период (1970–1999 гг.) нормы годового и среднемесячного стока практически не отличаются от рассчитанных в условиях климата с учетом эмиссии парниковых газов. Результаты, полученные с помощью моделей ECOMAG и HBV, близки между собой и свидетельствуют о том, что наблюдаемый сток р. Лены увеличивается в основном за счет естественной изменчивости климата, а антропогенная составляющая изменения климата в динамике стока Лены за исторический период проявляется слабо. При оценке речного стока в условиях естественной изменчивости климата в XXI в. наблюдаются расхождения в результатах расчетов гидрологических моделей. Это связано с их возможностями учитывать пространственную неравномерность метеорологического воздействия на территорию речного бассейна, а также с различиями в детальности описания динамики характеристик подстилающей поверхности водосбора (например, влажности почвогрунтов и глубины сезонно-талого слоя). В частности, для модели ECOMAG отмечен эффект постепенного увеличения коэффициента стока к концу XXI в.

Антропогенная составляющая изменения климата наиболее сильно проявляется в аномалии

стока Лены в мае: к середине XXI в. рост стока составил 80–140% согласно ECOMAG и 130–210% согласно HBV в зависимости от RCPs, а концу XXI в. — увеличение стока в 2–4 и 2.5–6 раз по ECOMAG и HBV соответственно (рис. 6). Таким образом, наибольший относительный вклад антропогенной составляющей изменения климата в речной сток характерен для периода активного снеготаяния, что связано с повышенным температурным фоном, приводящим к более раннему и высокому половодью. Несмотря на небольшое увеличение количества осадков в летне-осенние месяцы в XXI в., рассчитанное снижение стока под влиянием антропогенной составляющей в июле—сентябре — на 8–9 и 13–18% согласно ECOMAG и HBV соответственно, что связано с повышенной интенсивностью испарения в более теплом климате. В холодные месяцы (октябрь—апрель) влияние антропогенных изменений климата на сток Лены в XXI в. выражено в увеличении водности в среднем по RCPs на 10–19% согласно ECOMAG и на 5–7% согласно HBV. При этом аномалии стока в октябре—декабре выше по сравнению с январем—апрелем (рис. 6). Можно предположить, что это связано с низкой динамикой формирования стока на водосборе в условиях установившейся зимней межени. В целом нужно отметить, что обе гидрологические модели показывают синхронные колебания внутригодового

стока Лены при определении вклада антропогенной составляющей изменения климата.

Таким образом, несмотря на значительную трансформацию гидрологического режима на исследуемой территории, разнонаправленные тенденции антропогенно обусловленных климатических изменений сезонного стока Лены приводят к увеличению годового стока относительно проекции естественных климатических условий только на 2–4% к середине XXI в. и на 6% к его концу согласно расчетам по двум гидрологическим моделям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты расчетов речного стока в бассейне р. Лены с использованием данных наблюдений свидетельствуют об относительно высокой эффективности моделирования по ECOMAG и HBV. С учетом количества необходимой априорной информации и качества моделирования для первичного расчета основных гидрологических характеристик и снежного покрова может быть использована модель HBV, для детального анализа с учетом пространственно-временного распределения метеорологических и ландшафтных характеристик — модель ECOMAG.

Последствия климатических изменений в XXI в. при антропогенном влиянии в бассейне р. Лены выражены, главным образом, в трансформации гидрологического режима в период половодья: в увеличении SWE, более раннем начале активного снеготаяния (от нескольких суток до почти двух недель) и достижении пиковых расходов воды, а также увеличении их максимальных значений. Объем речного стока летнего периода снижается, а осенне-зимнего, наоборот, возрастает.

Применение данных моделирования климата для естественных условий показали, что в XX в. флуктуации речного стока практически не отличаются от условий климата с учетом эмиссии парниковых газов. Результаты, полученные с помощью моделей ECOMAG и HBV, в целом близки между собой и свидетельствуют о том, что наблюдаемый сток р. Лены увеличивается в основном за счет естественной изменчивости климата, а антропогенная составляющая изменения климата в динамике стока за исторический период проявляется слабо.

В XXI в. антропогенно обусловленные изменения климата становятся более значимыми, наибольшая доля (%) их влияния проявляется преимущественно в увеличении среднемноголетнего стока в мае. В июле–сентябре и октябре–апреле трансформация режима стока — разнонаправленная (в сторону уменьшения и увеличения соответственно). Увеличение годового стока Лены

под влиянием антропогенно обусловленных климатических изменений относительно проекции естественных климатических условий составило 2–4% к середине XXI в. и 6% к его концу, согласно расчетам по двум гидрологическим моделям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гельфан А.Н., Гусев Е.М., Калугин А.С., Крыленко И.Н., Мотовилов Ю.Г., Насонова О.Н., Миллионщикова Т.Д., Фролова Н.Л. Сток рек России при происходящих и прогнозируемых изменениях климата: обзор публикаций. 2. Влияние изменения климата на водный режим рек России в XXI веке // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 3. С. 270–285. <https://doi.org/10.31857/S0321059622030051>
2. Гельфан А.Н., Калугин А.С., Крыленко И.Н., Насонова О.Н., Гусев Е.М., Ковалев Е.Э. О проблеме тестирования гидрологической модели для оценки влияния изменений климата на речной сток // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 77–85. <https://doi.org/10.3103/S1068373920050064>
3. Мотовилов Ю.Г. Гидрологическое моделирование речных бассейнов в различных пространственных масштабах. 1. Алгоритмы генерализации и осреднения // Вод. ресурсы. 2016. Т. 43. С. 243–253. <https://doi.org/10.7868/S0321059616030111>
4. Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: РАН, 2018. 300 с.
5. Bergstrom S. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Norrköping: Univ. Lund. Bull., 1976. 134 p.
6. Eisner S., Florke M., Chamorro A., Daggupati P., Donnelly C., Huang J., Hundercha Y., Koch H., Kalugin A., Krylenko I., Mishra V., Piniewski M., Samaniego L., Seidou O., Wallner M., Krysanova V. An ensemble analysis of climate change impacts on stream flow seasonality across 11 large river basins // Clim. Change. 2017. V. 141. P. 401–417. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1844-5>
7. Gelfan A., Gustafsson D., Motovilov Yu., Arheimer B., Kalugin A., Krylenko I., Lavrenov A. Climate change impact on the water regime of two great Arctic rivers: modeling and uncertainty issues // Clim. Change. 2017. V. 141. P. 499–515. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1710-5>
8. Gelfan A., Kalugin A., Krylenko I., Nasonova O., Gusev Y., Kovalev E. Does a successful comprehensive evaluation increase confidence in a hydrological model intended for climate impact assessment? // Clim. Change. 2020. V. 163. P. 1165–1185. <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02930-z>
9. Gusev E.M., Nasonova O.N., Kovalev E.E. Change in water availability in territories of river basins located in different regions of the world due to possible climate changes // Arid Ecosystems. 2021. V. 11. P. 221–230. <https://doi.org/10.1134/S2079096121030070>
10. Hudson C.E., Thompson J.R. Hydrological modelling of climate change impacts on river flows in Siberia's Lena River basin and implications for the Atlantic Meridional Overturning Circulation // Hydrol. Res. 2019.

- V. 50 (6). P. 1577–1595.
<https://doi.org/10.2166/nh.2019.151>
11. Kalugin A. Climate change attribution in the Lena and Selenga River runoff: an evaluation based on the Earth system and regional hydrological models // *Water*. 2022a. V. 14 (1). № 118. P. 1–18.
<https://doi.org/10.3390/w14010118>
12. Kalugin A. Future climate-driven runoff change in the large river basins in Eastern Siberia and the Far East using process-based hydrological models // *Water*. 2022b. V. 14 (4). № 609. P. 1–22.
<https://doi.org/10.3390/w14040609>
13. Kalugin A.S. Variations of the present-day annual and seasonal runoff in the Far East and Siberia with the use of regional hydrological and global climate models // *Water Resour.* 2018. V. 45. № S1. P. S102–S111.
<https://doi.org/10.1134/S0097807818050366>
14. Krysanova V., Hattermann 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>
15. Magritsky D., Alexeevsky N., Aybulatov D., Fofonova V., Gorelkin A. Features and evaluations of spatial and temporal changes of water runoff, sediment yield and heat flux in the Lena River delta // *Polarforschung*. 2017. V. 87 (2). P. 89–110.
<https://doi.org/10.2312/polarforschung.87.2.89>
16. 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. P. 885–900.
<https://doi.org/10.13031/2013.23153>
17. Oudin L., Hervieu F., Michel C., Perrin C., Andreassian V., Anctil F., Loumagne C. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? Pt 2 – Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling // *J. Hydrol.* 2005. V. 303. P. 290–306.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>
18. Pechlivanidis I.G., Arheimer B., Donnelly C., Hundecha Y., Huang S., Aich V., Samaniego L., Eisner S., Shi P. Analysis of hydrological extremes at different hydro-climatic regimes under present and future conditions // *Clim. Change*. 2017. V. 141. P. 467–481.
<https://doi.org/10.1007/s10584-016-1723-0>
19. Seibert J., Bergstrom S. A retrospective on hydrological catchment modelling based on half a century with the HBV model // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2022. V. 26. P. 1371–1388.
<https://doi.org/10.5194/hess-26-1371-2022>
20. Seibert J., Vis M. Teaching hydrological modelling with a user-friendly catchment-runoff-model software package // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2012. V. 16. P. 3315–3325.
<https://doi.org/10.5194/hess-16-3315-2012>
21. 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. P. 10764–10772.
<https://doi.org/10.1002/2016GL070796>
22. 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. P. 779–797.
<https://doi.org/10.1080/02626669909492273>
23. Vetter T., Reinhardt J., Flörke M., van Griensven A., Hattermann F., Huang S., Koch H., Pechlivanidis I.G., Plötner S., Seidou O., Su B., Vervoort R.W., Krysanova V. Evaluation of sources of uncertainty in projected hydrological changes under climate change in 12 large-scale river basins // *Clim. Change*. 2017. V. 141. P. 419–433.
<https://doi.org/10.1007/s10584-016-1794-y>
24. Warszawski L., Frieler K., Huber V., Piontek F., Serdeczny O., Schewe J. The Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISI-MIP): Project framework // *Proc. National Acad. Sci.* 2014. V. 111. P. 3228–3232.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1312330110>

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.06

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК С ВЫСОКОЙ ДОЛЕЙ ЛЕДНИКОВОГО ПИТАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА р. БАКСАН)¹

© 2023 г. Е. Д. Корнилова^{a, b, *}, И. Н. Крыленко^{a, b}, Е. П. Рец^b,
Ю. Г. Мотовилов^b, Ф. А. Атабиева^c, И. И. Кучменова^c

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

^bИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^cВысокогорный геофизический институт Росгидромета, Нальчик, 360030 Россия, КБР

*e-mail: ekaterina.kornilova.hydro@gmail.com

Поступила в редакцию 27.09.2022 г.

После доработки 18.12.2022 г.

Принята к публикации 20.12.2022 г.

Водные ресурсы Северного Кавказа преимущественно зависят от состояния ледников, которые интенсивно теряют массу в последние десятилетия на фоне изменения климата. Результатом дегляциации является не только снижение ледникового стока горных рек, но и изменение внутригодового распределения стока. В данном исследовании описана адаптация программного комплекса ECOMAG для моделирования речного стока в бассейне р. Баксан на основе данных о рельефе, подстилающей поверхности водосбора (почв, растительности) и суточных данных о приземной температуре воздуха, дефиците влажности воздуха и осадках. Калибровка и валидация модели и статистическая оценка эффективности расчетов проводились по данным о расходах воды р. Баксан за 2000–2017 гг. На основе разработанной модели формирования стока в бассейне р. Баксан проведены численные эксперименты по оценке чувствительности характеристик стока к изменению площади оледенения. В зависимости от интенсивности процесса дегляциации сток р. Баксан может снизиться на 10–30% в результате уменьшения ледниковой составляющей, а максимальные расходы воды на 10–15%.

Ключевые слова: горная гидрология, моделирование стока рек, модель формирования стока, ECOMAG, Северный Кавказ.

DOI: 10.31857/S0321059623040144, **EDN:** QJUNXK

ВВЕДЕНИЕ

Северный Кавказ — один из наиболее густонаселенных и развитых в сельскохозяйственном отношении регионов Российской Федерации. В меженные периоды обеспечение региона водными ресурсами зависит преимущественно от объемов речного стока, который связан с масштабами и состоянием оледенения в высокогорных районах и может быть недостаточным в засушливые сезоны [5, 22]. Поэтому разработка методов, позволяющих выполнять оценки объема и режима стока рек, расположенных в бассейнах с высокой степенью оледенения в высокогорных регионах, не теряет своей актуальности.

По последним оценкам, продолжающиеся изменения климата [25, 28] и деградация оледенения Северного Кавказа [1, 16, 28, 32] привели к значительным изменениям речного стока [24]. Уменьшение объема ледникового стока, произошедшее за счет уменьшения площади оледенения, привело к снижению расходов в июле и августе в речных бассейнах Северного Кавказа со степенью оледенения >1% с интенсивностью 4–6%/10 лет за период с 1945 по 2018 г. [24]. Следствие относительного уменьшения водности июля в совокупности с более ранним началом снеготаяния — общая для региона тенденция смещения дат прохождения максимальных расходов воды на более ранние сроки [23, 25]. При этом общее увеличение годовой суммы осадков, наиболее ярко выраженное в равнинной и предгорной областях западной части Северного Кавказа [22], отражается как на увеличении среднегодового стока рек на 5–30% в предгорьях и до 30–70% в равнинной зоне в 1978–2010 гг. по сравнению с 1945–1977 гг. [25], так и на увеличении стока в отдельные месяцы года. Так, среднемесячные расходы июня уве-

¹ Работа выполнена по госзаданию Института водных проблем РАН (тема FMWZ-2022-0001 (1.6 — адаптация модели ECOMAG, 1.12 — расчеты и анализ гидрографов), тема FMWZ-2022-0003 (3.1 — совершенствование модели)); госзаданию кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (раздел 1.10 (ЦИТИС 121051400038-1) — параметризация характеристик подстилающей поверхности), при поддержке РФФИ (проект № 21-55-10003 — оценка влияния оледенения).

Таблица 1. Гидрологические посты в пределах исследуемой территории в бассейне р. Баксан

Гидропост	Площадь бассейна, км ²	Средняя высота водосбора, м
Заюково	2100	2359
Тырныауз	838	2990

личивались для большей части рек Северного Кавказа с интенсивностью 1–9%/10 лет в период 1945–2018 гг. [24]. Увеличение суточной интенсивности конвективных осадков в летний период, характерное для западной части Северного Кавказа [7], отражается на увеличении средней величины и дисперсии максимальных срочных расходов воды в данном регионе [23]. С уменьшением влияния черноморских циклонов по направлению на В преобладающими факторами становятся уменьшение объема ледникового стока и соответствующее уменьшение средней величины максимальных расходов воды и их дисперсии [23]. Все вышеперечисленные тенденции способствуют видоизменению гидрографов горных рек и перераспределению источников питания, что может повлиять на водообеспечение региона.

В данной работе основное внимание уделено оценке возможностей модели формирования стока ECOMAG [18] для моделирования стока рек с высокой долей ледникового питания на примере высокогорной части р. Баксан, а также численным экспериментам по оценке чувствительности характеристик стока к изменению площади оледенения.

Модели формирования стока широко используются для изучения изменения и прогноза стока рек в различных высокогорных бассейнах мира [9, 11, 14, 20, 21, 29], включая оценки возможных климатических воздействий и влияния сокращения оледенения на изменение стока [6, 8, 10, 12]. Однако для высокогорной территории Кавказа адаптировано небольшое количество детальных моделей формирования стока. Для бассейна р. Баксан применялась модель HBV–ETH до замыкающего створа Тырныауз [11], однако использовались только данные метеорологической станции "Терскол" до 2000 г. В связи со значительными изменениями климата, дегляциацией и расширением сети метеорологических станций в данной работе актуализированы данные и создана более детальная модель формирования стока. Стоит отметить, что несмотря на широкую географию применения модели ECOMAG [2, 13, 19], для детального моделирования стока в высокогорье модель применялась впервые при решении частной задачи по оценке вклада прорывного паводка из оз. Башкара в общий расход р. Баксан в 2017 г. [15].

ИССЛЕДУЕМАЯ ТЕРРИТОРИЯ

Бассейн р. Баксан располагается в пределах Центрального Кавказа, в наиболее высокой и труднодоступной части Большого Кавказа. Данный район — один из наиболее мощных очагов оледенения Кавказа. Ледники покрывают ~232 км² [26], из которых ~60% общей площади оледенения занимают ледники вулканического массива Эльбруса. В пределах бассейна р. Баксан доля оледенения составляет 7.5% в замыкающем створе с. Заюково и 16% — в створе Тырныауз.

Режим стока исследуемой реки характеризуется низкой осенне-зимней меженью и высоким весенне-летним половодьем с резко меняющимися величинами расходов. В качестве замыкающего створа был выбран гидрологический пост Заюково (табл. 1), который аккумулирует большую часть ледникового стока р. Баксан (рис. 1). Средняя высота бассейна — 2350 м, площадь бассейна — 2100 км², из которых 64% приходится на высокогорную часть бассейна (>2000 м).

Согласно данным гидрологических постов Тырныауз и Заюково за период 1977–2017 гг., средние за многолетний период расходы воды составляют соответственно 23.9 и 34.9 м³/с, при этом среднесуточные расходы 1%-й обеспеченности — 218 и 306 м³/с, 10%-й обеспеченности — 157 и 172 м³/с. Однако для ежегодного максимального стока р. Баксан в центральной части Северного Кавказа характерна отрицательная тенденция — среднее значение годового максимального расхода, по данным поста Заюково, в 1981–2016 гг. на 6% ниже, чем в 1931–1980 гг. [23]. В 1978–2010 гг. наблюдается незначительное увеличение среднегодового стока в бассейне р. Баксан (на <10%) по сравнению с 1933–1977 гг. [25].

АДАПТАЦИЯ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА

Информационно-моделирующий комплекс (ИМК) ECOlogical Model for Applied Geophysics (ECOMAG), разработанный под руководством Ю.Г. Мотовилова [18], — модель с распределенными параметрами, где поверхность бассейна разделяется на отдельные элементарные водосборы, которые формируются в автоматическом режиме на основе цифровой модели рельефа и анализа линий тока. Такая схема позволяет быстро адаптировать модель к любому по площади водосбору и ускоряет процесс подготовки данных для моделирования. Исходные данные для модели — среднесуточные данные о приземной температуре воздуха, осадках и дефиците влажности воздуха, для адаптации модели необходима информация о рельефе и подстилающей поверхности, включая почвенные и ландшафтные карты (табл. 2).

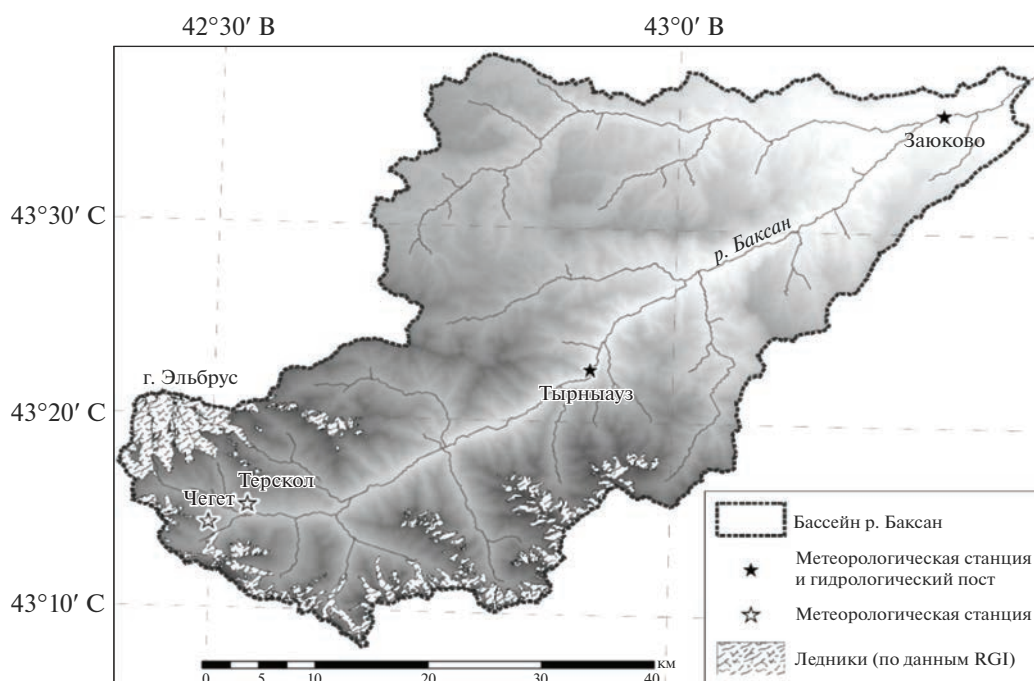


Рис. 1. Бассейн р. Баксан (до замыкающего створа “Заюково”).

Особенности генезиса формирования стока в бассейне р. Баксан обусловили необходимость подключения при расчетах на основе модели ECOMAG ледникового блока, который описывает дополнительное летнее питание р. Баксан и ее притоков за счет таяния ледников и многолетних снежников в высокогорных областях. При расчетах летнего снеготаяния запасы воды в снеге на этих участках не лимитировались. В пределах модельной области ледниками покрыто 102 элементарных водосбора (из 662), из которых 30 на >50%.

Для адаптации модели формирования стока к исследуемому бассейну необходимо было провести калибровку ее параметров. Весь период, в достаточной степени освещенный гидрометеорологическими данными в пределах бассейна р. Баксан, был разделен на период калибровки и период валидации.

Для калибровки и валидации использовались данные двух гидрологических постов: Баксан–Тырныауз, Баксан–Заюково (рис. 2). Период калибровки включал в себя 8 лет (с 2009 по 2017 г.),

Таблица 2. Исходные данные для модели формирования стока ECOMAG

Тип данных	Ресурс	Разрешение	Описание
ЦМР	Consultative Group for International Agriculture Research Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI: http://srtm.csi.cgiar.org/)	90 м × 90 м	Высота
Ландшафтное районирование	Атлас Кабардино-Балкарской республики	1 : 750000	Данные о землепользовании (сельскохозяйственные угодья, тип растительности и т. д.)
Почвенный покров	Атлас Кабардино-Балкарской республики	1 : 750000	Данные о почвах и их физических свойствах
Оледенение	Randolph Glacier Inventory (RGI-6) [21]	10 м × 10 м	Площадь оледенения
Расходы воды	Гидрологический ежегодник	1 сут	Суточные расходы воды
Климат	Метеорологическая база ИВП РАН [3]	1 сут	Среднесуточные температура, осадки и дефицит влажности

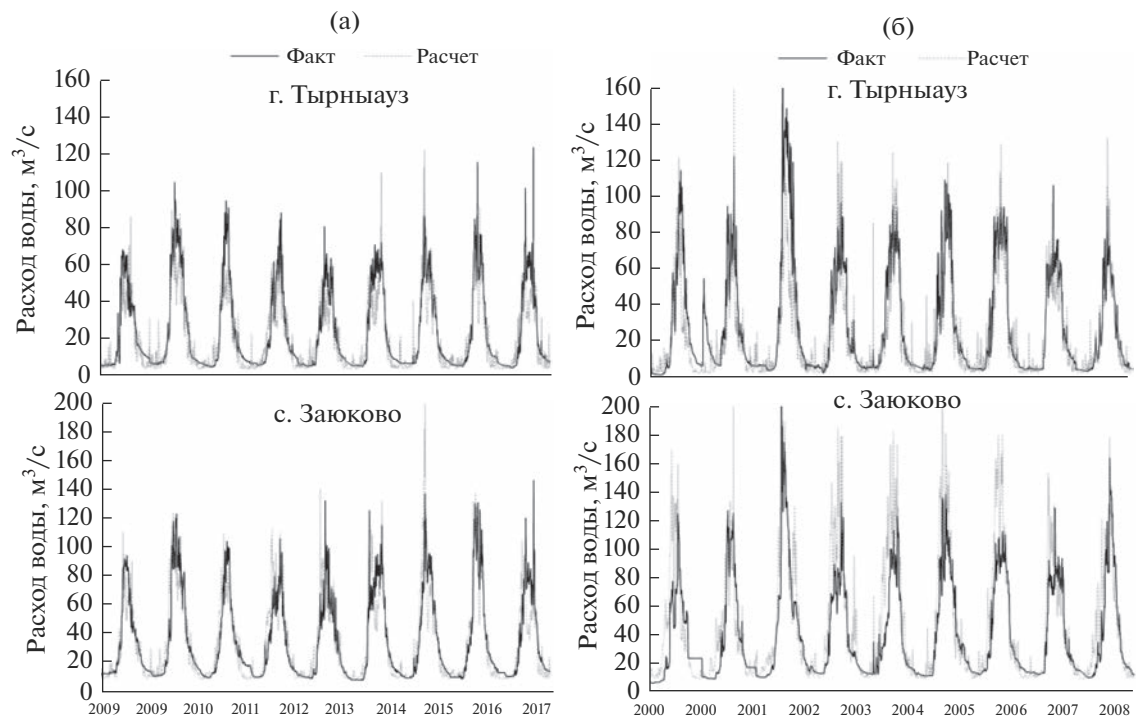


Рис. 2. Фактические и рассчитанные на основе модели ECOMAG среднесуточные гидрографы в разных створах р. Баксан: а – период калибровки, б – период валидации.

период валидации – 8 лет (с 2000 по 2008 г.) (табл. 3). Стоит отметить, что данные метеорологических станций Тырнауз и Заюково доступны с 2008 г., высокогорной станции “Чегет” – с 2000 г., что обусловило выбор более позднего периода для калибровки модели, так как учет данных этих станций значительно влияет на качество и результаты моделирования. В связи с этим также будет снижаться качество моделирования по метеорологическим данным за период до 2000 г., так как калибровочные параметры требуют дополнительной оптимизации в условиях ограниченной метеорологической информации.

Для оценки качества моделирования использовались критерий эффективности моделирования Нэша–Сатклифа (NSE) и систематическая ошибка (BIAS, %), оценки проводились по суточным и месячным гидрографам:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_f - Q_{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_f - \bar{Q}_f)^2},$$
$$BIAS = \frac{\bar{Q}_f - \bar{Q}_{sim}}{\bar{Q}_f} \times 100\%,$$

где Q_f и Q_{sim} – соответственно фактическое и рассчитанное значения расхода воды в i -е сутки (или i -й месяц для среднемесячных оценок), $\bar{Q}_f$ – средняя величина фактического расхода воды за период расчета $i = 1, n$.

В табл. 3 представлены результаты калибровки и валидации модели по данным основных калибровочных створов. Результаты расчетов суточного стока признаются хорошими при значениях $NSE > 0.7$ и $BIAS < 10\%$, удовлетворительными –

Таблица 3. Результаты калибровки и валидации модели

Гидрологический пост	Площадь водосбора, км ²	Период калибровки 2009–2017 гг.			Период валидации 2000–2008 гг.		
		сутки		месяц	сутки		месяц
		NSE	BIAS	NSE	NSE	BIAS	NSE
г. Тырнауз	838	0.81	–11.4	0.84	0.76	–13.6	0.82
с. Заюково	2100	0.76	2.81	0.87	0.53	13.4	0.64

Таблица 4. Список калибровочных параметров и их оптимизированное значение

Параметр	Описание	Диапазон	Оптимизированное значение
EKOPT	Множитель на коэффициент испарения (безразмерный)	0.4–0.7	0.7
ALFORT	Множитель на коэффициент таяния, мм/сут × °C	0.5–0.8	0.45
UImax	Водоудерживающая способность снега (безразмерный)	0.1–0.7	0.11
TCRst	Коэффициент на критическую температуру таяния снежного покрова (безразмерный)	–2...+2	–2
Rnew	Плотность свежеснежавшего снега, г/см ³	0.01–0.2	0.09
GradT	Градиент температуры, °C/м	–0.005...–0.007	–0.006
GradP	Градиент осадков, м/м	–0.0003–0.0007	0.0003

при $NSE > 0.5$ и $BIAS < 15\%$. Согласно приведенным выше градациям критериев качества NSE и $BIAS$, получены хорошие и удовлетворительные результаты расчета суточных и среднемесячных гидрографов.

В процессе калибровки выявлялись параметры, к которым модель наиболее чувствительна, путем их последовательного перебора и задания им различных значений в пределах физически обоснованного диапазона. После определения ключевых параметров калибровка заключалась в поиске конкретных их величин, при которых наблюдался наилучший результат согласно критериям оценки качества моделирования. Сток высокогорного бассейна р. Баксан зависит, главным образом, от следующих параметров [18]: множителей на коэффициент испарения, таяния, водоудерживающую способность снега, критическую температуру таяния снежного покрова; плотности свежеснежавшего снега, градиента температуры воздуха и градиента осадков [4] (табл. 4).

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ОЦЕНКЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК СТОКА К ИЗМЕНЕНИЮ ПЛОЩАДИ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Численные эксперименты позволяют оценить чувствительность модели к различным входным условиям. В пределах бассейна р. Баксан значительное влияние на сток оказывают оледенение и его продолжающаяся деградация. Площадь ледников Большого Кавказа уменьшалась в среднем на 0.44% в год в период с 1960 по 1986 г. и на 0.69% в год в период с 1986 по 2014 г. [31]. Если экстраполировать данные тенденции, то уже через 30 лет площадь оледенения Кавказских гор может уменьшиться на 25%, через 70 лет – на 50%. Согласно прогностическим моделям, площадь оледенения Кавказа к концу XXI в. может сократиться на 60–

90% в зависимости от климатического сценария [17].

В рамках эксперимента для оценки изменения стока в связи с наблюдаемыми изменениями оледенения воспроизводились следующие сценарии: L – современная площадь оледенения (по данным RGI), $L75$ – 75% от современной площади оледенения, $L50$ – 50% от площади оледенения, $L125$ – 125% от площади оледенения и $L0$ – отсутствие ледников. Относительные изменения доли ледников принимались одинаковыми для всех элементарных водосборов. Далее проводился расчет со входными данными за период с 2009 по 2017 г. с учетом разных площадей оледенения.

Результаты эксперимента (табл. 5) показывают, что изменение площади оледенения в большей мере влияет на сток в высокогорной части бассейна, при движении вниз по течению влияние ослабевает. Например, при уменьшении оледенения на 50% (сценарий $L50$) от современного состояния общий объем стока за расчетный период в г. Тырныаузе уменьшился на 21%, в то время как в с. Заюково изменение составило 12%. При отсутствии ледников (сценарий $L0$) сток уменьшился на 34.5 и 20% в г. Тырныаузе и с. Заюково соответственно. При сценарии $L125$ (увеличение площади ледников) сток увеличивается на 9.8 и 5.7% в г. Тырныаузе и с. Заюково соответственно.

Максимальный расход воды р. Баксан также откликается на изменение площади оледенения. Он уменьшается при сценарии $L50$ (сокращение площади оледенения) на 14 и 9% в г. Тырныаузе и с. Заюково соответственно; увеличивается при сценарии $L125$ (увеличение площади оледенения на 25%) на 3.8 и 2.4% в г. Тырныаузе и с. Заюково соответственно.

Изменение оледенения влияет на расходы воды преимущественно в летние месяцы и в сентябре – в период интенсивного таяния уже открытых

Таблица 5. Характеристики стока р. Баксан и их изменение в зависимости от расчетного сценария (1 – г. Тырныауз, 2 – с. Заюково)

Сценарий	Общий сток за период, км ³		Изменение стока, %		Максимальный расход за период, м ³ /с		Изменение максимального расхода, %	
	1	2	1	2	1	2	1	2
<i>L</i>	6.00	10.3			128	205		
<i>L75</i>	5.32	9.67	–11.3	–6.6	115	192	–9.8	–6.4
<i>L50</i>	4.72	9.07	–21.3	–12.4	110	185	–13.8	–9.4
<i>L0</i>	3.93	8.27	–34.5	–20.0	106	179	–16.7	–12.6
<i>L125</i>	6.59	10.9	9.8	5.7	133	210	3.8	2.4

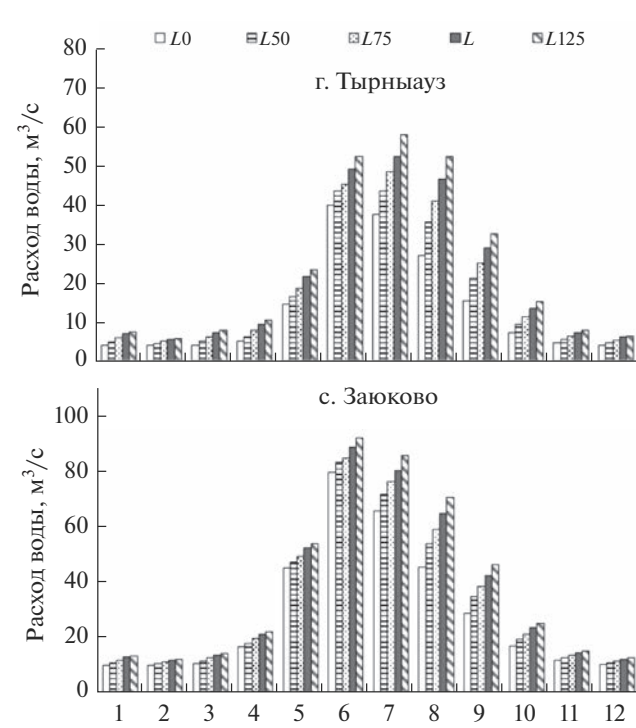


Рис. 3. Осредненные за период с 2009 по 2017 г. среднемесячные гидрографы по результатам численного эксперимента при изменениях доли оледенения.

от снега ледников (рис. 3). На рис. 3 видно, что наибольший эффект от эксперимента наблюдается в июле и августе. Например, при сценарии *L50* среднемесячный расход воды р. Баксан уменьшился в июле на 17 и 11%, в августе – на 23 и 17%, в сентябре – на 27 и 18%, по данным гидропостов Тырныауз и Заюково соответственно. При отсутствии оледенения (сценарий *L0*) сток в летние месяцы в среднем уменьшается на 40 и 30%, при увеличении площади оледенения на 25% (сценарий *L125*) – увеличивается на 12 и 9%, по данным гидропостов г. Тырныауза и с. Заюково соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе обширной информационной базы (гидрометеорологические данные, карты подстилающей поверхности) адаптирована модель формирования речного стока для высокогорной части бассейна р. Баксан. Для учета региональных особенностей был подключен дополнительный блок модели, учитывающий оледенение. Модель позволяет с удовлетворительной точностью воспроизвести наблюдаемые гидрографы суточного стока за многолетний период.

Проведены численные эксперименты по оценке чувствительности характеристик стока р. Баксан к изменению площади оледенения. Показано, что возможное сокращение площади оледенения в бассейне р. Баксан приведет к уменьшению годового стока, снижению максимальных расходов воды и повышению доли летнего стока в годовом объеме стока. В зависимости от интенсивности процесса дегляциации годовой сток р. Баксан может снизиться в верхнем течении на 20–30%, в нижнем течении – на 10–20% в результате уменьшения ледниковой составляющей. Максимальные расходы воды также снизятся на 10–15%.

Численные эксперименты позволяют оценить возможное влияние дегляциации на речной сток р. Баксан. Следует отметить, что климатические колебания, такие как изменения температуры и осадков, могут оказать дополнительное воздействие на речной сток.

Авторы выражают благодарность Е.М. Богаченко и всем сотрудникам центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Кабардино-Балкарской Республики за предоставленную гидрометеорологическую информацию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Золотарев Е.А., Харьковец Е.Г. Эволюция оледенения Эльбруса после малого ледникового периода // Лед и снег. 2012. № 2 (118). С. 15–22.
2. Морейдо В.М., Калугин А.С. Оценка возможных изменений водного режима реки Селенги в XXI в.

- на основе модели формирования стока // Вод. ресурсы. 2017. Т. 44. № 3. С. 275–284.
3. Патент РФ 2020622193. База данных для регионального гидрологического моделирования на территории Российской Федерации. В.М. Морейдо, А.Н. Амербаев. 2020. Бюл. № 11.
 4. Погорелов А.В. Снежный покров Большого Кавказа: Опыт пространственно-временного анализа. М.: Академкнига, 2002. 287 с.
 5. Рыбак Е.А., Рыбак О.О. Анализ региональных особенностей структуры водопользования на Северном Кавказе. Ч. 1. Водообеспеченность и водопотребление // Системы контроля окружающей среды. 2021. № 2. Вып. 44. С. 96–105.
<https://doi.org/10.33075/2220-5861-2021-2-96-105>
 6. Bliss A., Hock R., Radic V. Global response of glacier runoff to twenty-first century climate change // J. Geophys. Res.: Earth Surface. 2014. V. 119 (4). P. 717–730.
<https://doi.org/10.1002/2013JF002931>
 7. Chernokulsky A.V., Kozlov E.A., Zolina O.G., Bulygina O.N., Mokhov I.I., Semenov V.A. Observed changes in convective and stratiform precipitation in Northern Eurasia over the last five decades // Environ. Res. Lett. 2019. V. 14. P. 045001.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aafb82>
 8. Duethmann D., Bolch T., Farinotti D. et al. Attribution of streamflow trends in snow and glacier melt-dominated catchments of the Tarim River, Central Asia // Water Resour. Res. 2015. V. 51(6). P. 4727–4750.
<https://doi.org/10.1002/2014WR016716>
 9. Gao X., Ye B., Zhang S., Qiao C., Zhang X. Glacier runoff variation and its influence on river runoff during 1961–2006 in the Tarim River Basin, China // Sci. China Earth Sci. 2010. V. 53 (6). P. 880–891.
<https://doi.org/10.1007/s11430-010-0073-4>
 10. Gurtz J., Lang H., Verbunt M., Zappa M. The use of hydrological models for the simulation of climate change impacts on mountain hydrology // Global Change and Mountain Regions. 2005. P. 343–354.
https://doi.org/10.1007/1-4020-3508-X_34
 11. Hagg W., Shahgedanova M., Mayer C., Lambrecht A., Popovnin V. A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections // Global and Planetary Change. 2010. V. 73 (3–4). P. 161–171.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.05.005>
 12. Huss M., Fischer M. Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change // Frontiers Earth Sci. 2016. V. 4. P. 34.
<https://doi.org/10.3389/feart.2016.00034>
 13. Kalugin A.S., Motovilov Y.G. Runoff formation model for the amur river basin // Water Resour. 2018. V. 45 (2). P. 149–159.
<https://doi.org/10.1134/S0097807818020082>
 14. Klok E.J., Jasper K., Roelofsma K.P., Gurtz J., Badoux A. Distributed hydrological modelling of a heavily glaciated Alpine river basin // Hydrol. Sci. J. 2001. V. 46 (4). P. 553–570.
<https://doi.org/10.1080/02626660109492850>
 15. Kornilova E.D., Krylenko I.N., Rets E.P., Motovilov Y.G., Bogachenko E.M., Krylenko I.V., Petrakov D.A. Modeling of Extreme Hydrological Events in the Baksan River Basin, the Central Caucasus, Russia // Hydrology. 2021. V. 8 (1). P. 24.
<https://doi.org/10.3390/hydrology8010024>
 16. Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // Frontiers Earth Sci. 2019. V. 7. P. 153.
<https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>
 17. Marzeion B., Hock R., Anderson B.A., Bliss A., Champollion N., Fujita K., Huss M., Immerzeel W.W., Kraaijenbrink P.D., Malles J.H., Maussion F., Radic V., Rounce D.R., Sakai A., Shannon S., Wal R.V., Zekollari H. Partitioning the Uncertainty of Ensemble Projections of Global Glacier Mass Change // Earth's Future. 2020. V. 8 (7). P. e2019EF001470.
<https://doi.org/10.1029/2019EF001470>
 18. Motovilov Y.G., Gottschalk L., Engeland K., Belokurov A. ECOMAG – Regional Model of Hydrological Cycle. Application to the NOPEX Region. 1999. 88 p.
 19. Motovilov Y., Kalugin A., Gelfan A. An ECOMAG-based Regional Hydrological Model for the Mackenzie River basin // EGU General Assembly Conf. Abstracts. 2017. P. 8064.
 20. Omani N., Srinivasan R., Karthikeyan R., Smith P. Hydrological modeling of highly glacierized basins (Andes, Alps, and Central Asia) // Water. 2017. V. 9 (2). P. 111.
<https://doi.org/10.3390/w9020111>
 21. Rahman K., Maringanti C., Beniston M., Widmer F., Abaspour K., Lehmann A. Streamflow modeling in a highly managed mountainous glacier watershed using SWAT: the Upper Rhone River watershed case in Switzerland // Water Resour. Management. 2013. V. 27 (2). P. 323–339.
<https://doi.org/10.1007/s11269-012-0188-9>
 22. Rets E., Kireeva M. Hazardous hydrological processes in mountainous areas under the impact of recent climate change: case study of Terek River basin // IAHS Publ. 2010. V. 340 (2010). P. 126–134.
 23. Rets E.P., Durmanov I.N., Kireeva M.B. Peak runoff in the north Caucasus: Recent trends in magnitude, variation and timing. // Water Resour. 2019. V. 46 (1). P. 56–66.
<https://doi.org/10.1134/S0097807819070157>
 24. Rets E.P., Durmanov I.N., Kireeva M.B., Smirnov A.M., Popovnin V.V. Past ‘peak water’ in the North Caucasus: Deglaciation drives a reduction in glacial runoff impacting summer river runoff and peak discharges // Climatic Change. 2020. V. 163 (4). P. 2135–2151.
<https://doi.org/10.1007/s10584-020-02931-y>
 25. Rets E.P., Dzhamalov R.G., Kireeva M.B., Frolova N.L., Durmanov I.N., Telegina A.A., Telegina E.A., Grigoriev V.Y. Recent trends of river runoff in the North Caucasus // Geogr. Environ. Sustainability. 2018. V. 11 (3). P. 61–70.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-3-61-70>
 26. RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory-A Dataset of Global Glacier Outlines. Version 6.0. Global Land Ice Measurements from Space. Boulder, CO, USA, 2017.
 27. Shahgedanova M., Hagg W., Zacios M., Popovnin V. An Assessment of the recent past and future climate change, glacier retreat, and runoff in the caucasus re-

- gion using dynamical and statistical downscaling and HBV-ETH hydrological model // *Regional Aspects of Climate-Terrestrial-Hydrologic Interactions in Non-boreal Eastern Europe*. 2009. P. 63–72.
https://doi.org/10.1007/978-90-481-2283-7_8
28. *Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov S., Rototaeva O., Khromova T.* Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia / Georgia, in the 21st century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography // *The Cryosphere*. 2014. V. 8 (6). P. 2367–2379.
<https://doi.org/10.5194/tc-8-2367-2014>
29. *Singh V., Jain S.K., Shukla S.K.* Glacier change and glacier runoff variation in the Himalayan Baspa river basin // *J. Hydrol.* 2021. V. 593. P. 125918.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125918>
30. *Tashilova A., Ashabokov B., Kesheva L., Teunova N.* Analysis of climate change in the Caucasus region: End of the 20th—Beginning of the 21st Century // *Climate*. 2019. V. 7 (11).
<https://doi.org/10.3390/cli7010011>
31. *Tielidze L.G., Wheate R.D.* The greater caucasus glacier inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // *The Cryosphere*. 2018. V. 12 (1). P. 81–94.
<https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018>
32. *Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // *Int. J. Climatol.* 2019. V. 39 (12). P. 4703–4720.
<https://doi.org/10.1002/joc.6101>

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.06

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК ЗАТОПЛЕНИЯ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА¹

© 2023 г. И. Н. Крыленко^{a, b, *}

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

^bИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: krylenko_i@mail.ru

Поступила в редакцию 28.09.2022 г.

После доработки 02.12.2022 г.

Принята к публикации 13.01.2023 г.

Представлена методика гидродинамического моделирования характеристик затопления пойм с учетом сценариев изменения климата на основе результатов численных экспериментов с моделью формирования речного стока при использовании результатов ансамблевых расчетов по глобальным климатическим моделям. Модельные расчеты выполнены на основе российских программных комплексов ECOMAG и STREAM_2D. Для ключевого участка р. Лены у г. Якутска (г.п. Табага) расчеты по всем сценариям и моделям диагностируют возможное увеличение стока к середине XXI в. и обусловленное ростом стока увеличение площадей и глубин затопления на 9–15%.

Ключевые слова: численное моделирование, формирование стока, гидродинамика, затопление, изменения климата, ECOMAG, STREAM_2D.

DOI: 10.31857/S0321059623040156, **EDN:** QIYBWH

ВВЕДЕНИЕ

В регионах, где под воздействием климатических изменений ожидается рост стока [2], одним из негативных последствий становится увеличение количества и масштабов наводнений, что требует заблаговременной адаптации всей хозяйственной инфраструктуры в речных долинах. Ключевая проблема при разработке методов оценки изменений характеристик водного режима при изменениях климата — существенная разномасштабность исследуемых процессов [6]. Так, климатические изменения оцениваются на основе глобальных моделей циркуляции атмосферы и океана, так как только они позволяют рассматривать основные возможные сценарии радиационного воздействия [9]. Только в последнее десятилетие пространственное разрешение глобальных и связанных с ними региональных климатических моделей стало достаточным для использования их данных для моделирования на основе региональных гидрологических моделей с удовлетворительным качеством [6]. Региональные гидрологические модели

позволяют оценить изменения стока в любом створе исследуемого речного бассейна, однако для перехода к более детальным оценкам характеристик наводнений, включая зоны затопления и другие характеристики потока на конкретных участках речной сети, они должны дополняться моделями движения водного потока. Несмотря на очевидные преимущества в детальности получаемых оценок, ввиду большой ресурсоемкости двумерных гидродинамических моделей для долгосрочных прогнозов часто используются упрощенные одномерные и квази-двумерные модели либо проводятся упрощенные расчеты с учетом только наиболее выдающихся наводнений.

Представлены разработанная автором методика применения моделей гидрометеорологического цикла начиная от получения определяющих водный режим территории исходных метеорологических данных на основе глобальных моделей циркуляции атмосферы, являющихся исходными данными для моделирования процессов формирования стока на водосборе и поступления воды в речную сеть, и дальнейший анализ условий движения воды на конкретных участках речной сети на основе двумерной гидродинамической модели. За основу расчетов взяты широко распространенные и успешно применяемые в России модель формирования стока ECOMAG (автор Ю.Г. Мо-

¹ Работа выполнена по госзаданию кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ, раздел I.10 (ЦИТИС 121051400038-1 — модельные расчеты), Института водных проблем РАН (FMWZ-2022-0001 — оценка изменений характеристик затопления на период климатического прогноза).

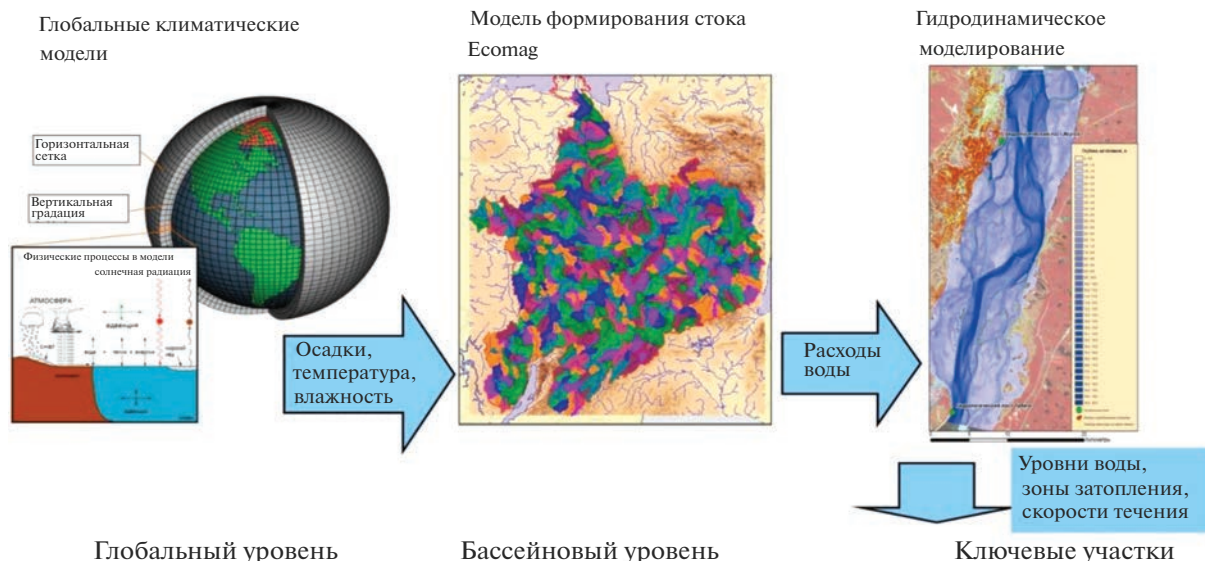


Рис. 1. Схема применения моделей гидрометеорологического цикла.

товилов) [4, 9] и двумерная гидродинамическая модель STREAM_2D (автор В.В. Беликов) [1, 5].

В качестве объекта исследования выбран участок р. Лены у г. Якутска. Это наиболее освоенный участок р. Лены со значительными изменениями стока [6], в его пределах сосредоточены многочисленные инженерные и водохозяйственные объекты, для безопасного функционирования которых необходимо учитывать особенности водного режима реки. На рассматриваемом участке р. Лены протяженностью 75 км находятся три гидрологических поста. В верхнем течении расположен расходный пост Табага, замыкающий часть бассейна р. Лены площадью 897000 км². В средней части исследуемого участка расположен водомерный пост г. Якутск. Нижняя граница находится у водомерного поста Кангалассы.

МЕТОДИКА

Предлагаемый подход основан на совместном моделировании процессов формирования стока на основе модели ECOMAG, в качестве входных данных для которой используются данные как метеорологических станций, так и реанализов (WATCH и WFDEI), и моделей циркуляции атмосферы проекта CMIP5 (GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM, NorESM1-M), в том числе на период климатического прогноза в XXI в. с учетом различных сценариев эмиссии парниковых газов. Полученные на основе модели формирования стока многолетние ряды расходов воды — входные данные для двумерной гидродинамической модели STREAM_2D (рис. 1). Привлечение двумерной модели суще-

ственно расширяет количество определяемых на основе разрабатываемой методики характеристик затопления, определяющих гидрологическую опасность: площадь, средняя глубина, скорость течения, продолжительность затопления, интенсивность потока, — и позволяет получить оценки данных характеристик на период климатического прогноза.

Следует отметить, что оценки изменений стока в бассейне р. Лены базируются на результатах адаптации модели ECOMAG для задач климатического прогноза стока, полученных в предыдущие годы с участием автора настоящей статьи [6]. Также всестороннюю проверку на основе натурных материалов и космических снимков прошла гидродинамическая модель ключевого участка р. Лены у г. Якутска [3, 7]. Поэтому в данном случае опустим описание этапов адаптации моделей к реальным объектам (подготовка информационного обеспечения моделей, выполнения процедур калибровки параметров и валидации моделей), представленное в более ранних статьях, и более подробно остановимся именно на проведении модельных расчетов на основе гидродинамической модели по данным модели формирования стока с учетом климатического прогноза.

Модельные расчеты на основе гидродинамической модели были организованы следующим образом: в годовом разрезе моделирование проводилось только за периоды, в которые происходит затопление пойм, при этом было учтено, что поймы р. Лены могут значительно затопливаться и в летний период при паводках, поэтому гидродинамическое моделирование за каждый год проводилось с 1 мая по 30 сентября. В качестве базо-

вого исторического периода был выбран 20-летний период — с 1982 по 2001 г. Для этого периода на основе предварительно прошедшей калибровки и верификацию гидродинамической модели [3, 7] проведена серия расчетов с учетом следующих вариантов граничных условий на верхних границах гидродинамической модели:

фактические ряды расходов воды;

расходы воды, полученные на основе расчетов по модели ECOMAG по данным реанализа WATCH [10] (так как именно на эту базу данных были настроены климатические модели и с ее использованием проведена адаптация модели ECOMAG для расчетов по климатическим моделям);

расходы воды, полученные по модели ECOMAG при моделировании на основе данных климатических моделей GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM.

Отметим, что даже с использованием наиболее современной версии программного комплекса STREAM_2D CUDA с распараллеленными вычислениями на видеокарте моделирование каждого варианта за 20-летний период с суточным шагом требует >2 сут машинного счета, таким образом решаемая задача — весьма ресурсоемкая. Это обусловило выбор базового 20-летнего расчетного периода вместо наиболее часто используемого в климатических прогнозах 30-летнего базового периода.

Для климатического прогноза характеристик затопления был рассмотрен 20-летний период — 2046–2065 гг., в качестве граничных условий на верхней границе гидродинамической модели использовались гидрографы стока, полученные по модели ECOMAG при моделировании на основе данных климатических моделей GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM для двух сценариев эмиссии парниковых газов — rcp2.6 и rcp8.5. Далее полученные результаты моделирования на каждом расчетном шаге осреднялись по расчетной области и отдельно по пойме, что позволило получить осредненный временной ход характеристик затопления (площадей, средних глубин, скоростей течения) с суточным шагом, а также по периодам, что стало основой для анализа возможных изменений характеристик затопления на период климатического прогноза. Для определения возможных аномалий характеристик затопления на середину XXI в. полученные за период климатического прогноза результаты сравнивались с расчетами за исторический период, полученные по расчетам с использованием этих же моделей.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ ЗА ИСТОРИЧЕСКИЙ ПЕРИОД

В результате моделирования с использованием полученных с помощью модели ECOMAG расходов воды на основе реанализа WATCH получено хорошее совпадение смоделированных и фактических уровней воды по гидрологическим постам Якутск и Табага за 1982–2001 гг. без дополнительной калибровки гидродинамической модели относительно калибровки, проведенной до этого на фактических данных. Критерий соответствия Нэша—Сатклифа смоделированных и наблюдаемых суточных уровней воды при использовании в качестве граничных условий расходов, рассчитанных по модели ECOMAG на основе реанализа WATCH, составляет 0.88 для обоих постов (рис. 2).

Анализ гидрографов, используемых для гидродинамического моделирования за исторический период 1982–2001 гг., показал, что все варианты граничных условий, задаваемых на основе результатов моделирования по модели ECOMAG на основе различных метеорологических входов (реанализа WATCH и четырех климатических моделей), обеспечивают хорошее воспроизведение средних максимальных расходов воды за исторический период. Это обуславливает хорошее совпадение смоделированных на основе этих данных средних максимальных характеристик затопления (глубины, скорости, площади затопления) по сравнению с результатами моделирования на основе фактических расходов воды, относительные ошибки осредненных за исторический период максимальных значений характеристик затопления в основном $\geq 5\%$. Исключение представляют результаты моделирования на основе данных модели IPSL, превышающей среднемноголетний максимальный расход за исторический период на 12%, что приводит к относительным ошибкам средних многолетних глубин и площади затопления пойм на 13 и 7% соответственно (табл. 1).

ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ЗАТОПЛЕНИЯ НА ПЕРИОД КЛИМАТИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА

Анализ входных гидрографов на середину XXI в. (2046–2065 гг.) показывает, что расчеты по всем климатическим моделям для створа Лена—Табага диагностируют увеличение максимальных расходов воды половодья и смещение половодья на более ранние сроки. В среднем по ансамблю моделей на середину XXI в. получено увеличение средних многолетних максимальных расходов воды половодья от 12% при сценарии изменения климата rcp2.6 до 20% при наиболее жестком сценарии rcp8.5. Наименьшие аномалии средних максимальных расходов воды получены при расчетах по данным модели GFDL-ESM2M: от 2% при

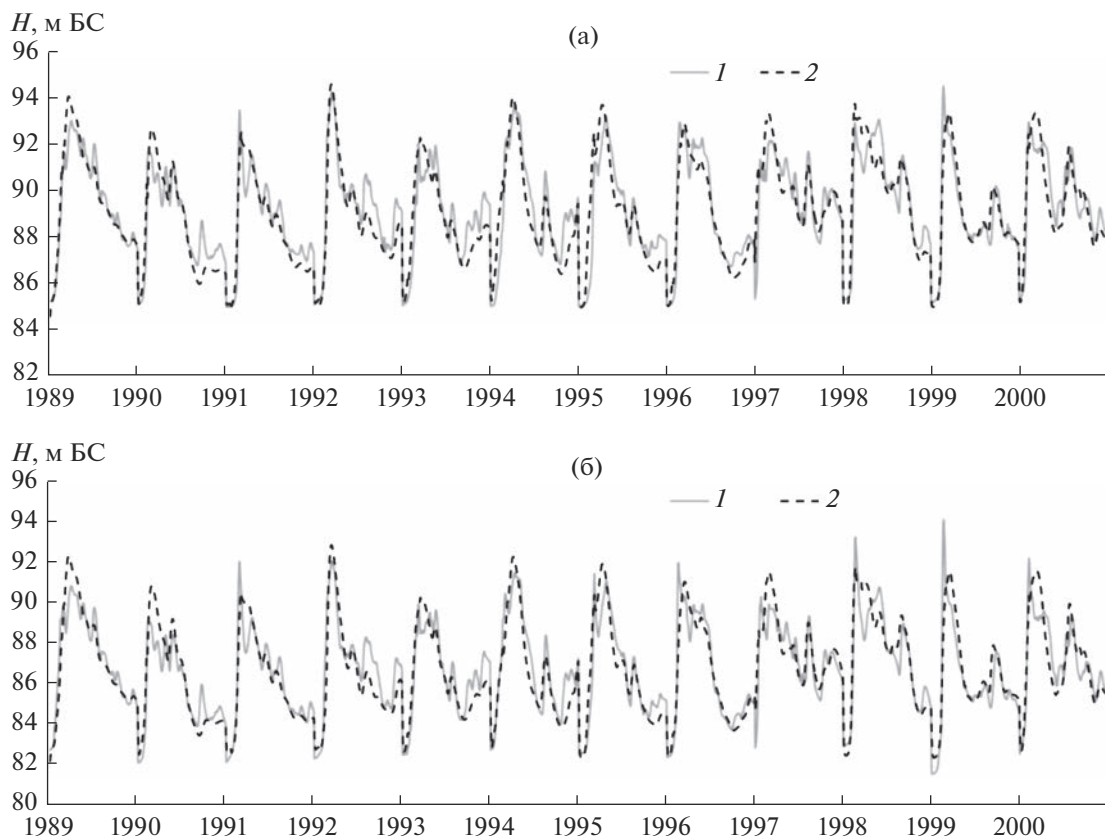


Рис. 2. Ход уровней по постам Лена–Табага и Лена–Якутск: 1 – фактический, 2 – смоделированный на основе гидродинамической модели STREAM_2D при использовании в качестве верхнего граничного условия расходов воды из модели ECOMAG на основе метеорологических данных реанализа WATCH.

сценарии гср2.6 до 12% при сценарии гср8.5, наибольшие (увеличение до 28%) – при расчетах по данным климатической модели IPSL-CM5A-LR для сценария гср8.5.

По результатам гидродинамического моделирования на основе модели STREAM_2D с использованием данных о расходах воды на период климатического прогноза из модели ECOMAG показывает, что на ключевом участке р. Лены у г. Якутска практически для всех сценариев и входных данных из различных моделей ожидается рост средних максимальных и среднегодовых площадей, глубин затопления и скоростей течения на пойме, обусловленный ростом расходов воды. Увеличение площади затопления пойм для наиболее мягкого сценария гср2.5 – в среднем 9%, для наиболее жесткого сценария гср8.5 – в среднем 15% (рис. 3), средние максимальные глубины затопления пойм увеличиваются на 14 и 25% для сценариев гср2.5 и гср8.5 соответственно (табл. 2).

Увеличение расходов воды и соответствующих им площадей и глубин затопления для ключевого участка у г. Якутска, однозначно диагностируемое по всем расчетным сценариям и моделям,

может привести к увеличению опасности затопления жилых кварталов Якутска, Нижнего Бестяха и других сельских населенных пунктов и ферм, к интенсификации разрушения мерзлоты в русле и на берегах. Это потребует дополнительных работ по инженерной защите населенных пунктов. При проектировании инфраструктуры на поймах и в русле р. Лены необходимо учитывать возможное увеличение стока и соответствующих ему характеристик затопления.

Дальнейшие исследования на данном участке должны быть связаны с оценкой влияния изменений климата на расходы редкой обеспеченности, повторяемость ледовых заторов, изменения в тенденциях русловых процессов, однако каждый из перечисленных вопросов – предмет отдельного большого исследования и выходит за рамки данной статьи.

ВЫВОДЫ

Представлена методика моделирования характеристик затопления с учетом климатических прогнозов на основе комплекса моделей гидрометеорологического цикла, включая моделирова-

Таблица 1. Среднегодовые максимальные расходы воды и характеристики затопления за исторический период 1982–2001 гг. р. Лены у г. Якутска при моделировании по гидродинамической модели STREAM_2D с использованием величин расхода воды, полученных на основе модели ECOMAG по данным реанализа и глобальных климатических моделей

Исходные данные	Средний максимальный расход воды, м ³ /с	Характеристики затопления					
		вся область			пойма		
		глубина, м	скорость, м/с	площадь, км ²	глубина, м	скорость, м/с	площадь, км ²
Факт	36125	4.91	0.92	644	2.48	0.25	400
ECOMAG_WATCH	34281	4.80	0.90	636	2.38	0.23	392
ECOMAG_Hadgem	36691	4.97	0.92	643	2.54	0.25	399
ECOMAG_IPSL	40537	5.14	0.92	673	2.80	0.27	429
ECOMAG_GDFL	34481	4.87	0.92	624	2.37	0.24	380
ECOMAG_MIROC	36102	4.90	0.91	642	2.47	0.24	399
Относительная ошибка при сравнении с моделированием по фактическим данным о расходах воды, %							
ECOMAG_WATCH	–5.1	–2.4	–2.0	–1.3	–3.9	–5.0	–1.9
ECOMAG_Hadgem	1.6	1.2	–0.6	–0.2	2.3	0.9	–0.3
ECOMAG_IPSL	12.2	4.7	0.1	4.5	12.9	8.5	7.2
ECOMAG_GDFL	–4.6	–0.8	–0.6	–3.2	–4.3	–3.8	–4.9
ECOMAG_MIROC	–0.1	–0.3	–0.7	–0.3	–0.3	–2.0	–0.4

ние процессов формирования стока по данным глобальных климатических моделей (ИМК ECOMAG) и дальнейшее использование полученных рядов стока для детальной оценки характеристик затопления за многолетний период с применением гидродинамической модели (STREAM_2D).

На примере ключевого участка р. Лены у г. Якутска показано, что на основе сквозного расчета с использованием в качестве верхнего граничного условия для двумерной гидродинамиче-

ской модели гидрографов, полученных по модели ECOMAG на основе метеорологических данных реанализа WATCH, можно получить хорошее соответствие смоделированных и фактических уровней воды за многолетний период в ключевых створах с суточным шагом.

Получено хорошее совпадение смоделированных средних максимальных характеристик затопления (глубины, скорости, площади затопления) с использованием граничных условий, задаваем-

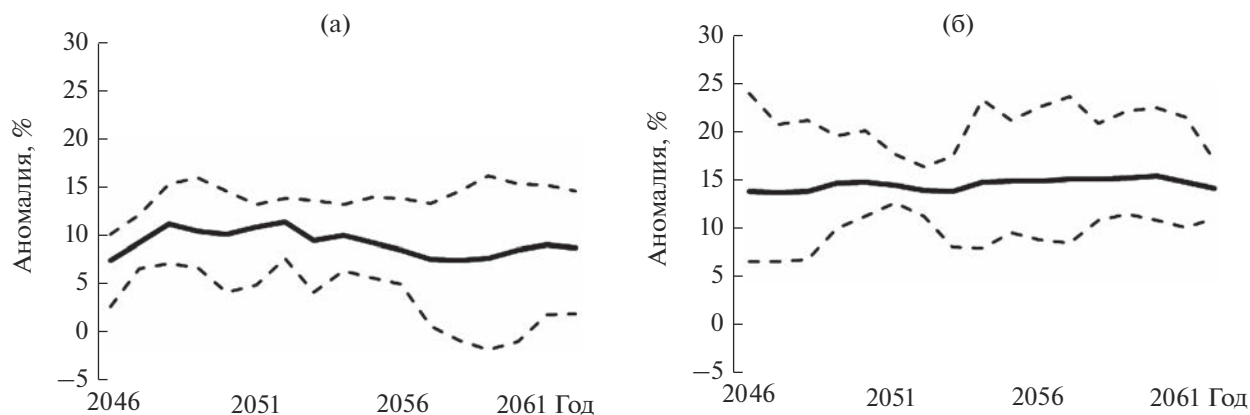


Рис. 3. Относительные аномалии изменений средней максимальной площади затопления пойм (скользящее среднее за 5 лет) на период климатического прогноза 2046–2065 гг. по сравнению с современным периодом (1982–2001 гг.) для ключевого участка р. Лены при сценариях изменения климата: а – rcp2.5, б – rcp8.5.

Таблица 2. Аномалии характеристик затопления на период климатического прогноза 2045–2065 гг. для р. Лены у г. Якутска при моделировании по гидродинамической модели STREAM_2D на основе величин расходов воды, полученных по модели ECOMAG при использовании результатов ансамблевых расчетов по глобальным климатическим моделям

Исходные данные	Средний максимальный расход воды, м ³ /с	Характеристики затопления					
		вся область			пойма		
		глубина, м	скорость, м/с	площадь, км ²	глубина, м	скорость, м/с	площадь, км ²
rcp2.5							
ECOMAG_Hadgem	14.4	7.5	−1.5	7.0	17.8	14.9	10.5
ECOMAG_IPSL	11.3	7.1	−2.0	5.2	13.8	12.9	7.7
ECOMAG_GDFL	1.8	−0.1	−3.2	3.6	2.7	1.0	5.6
ECOMAG_MIROC	18.8	10.2	−2.0	8.2	22.9	20.1	12.8
Среднее	11.6	6.2	−2.2	6.0	14.3	12.2	9.2
rcp8.5							
ECOMAG_Hadgem	20.0	10.5	−1.5	9.1	24.6	19.2	14.1
ECOMAG_IPSL	28.1	19.3	−1.5	13.8	38.3	25.0	21.2
ECOMAG_GDFL	12.7	5.0	−2.6	7.7	15.7	12.1	12.0
ECOMAG_MIROC	19.6	10.9	−1.8	8.3	24.3	21.2	12.9
Среднее	20.1	11.4	−1.8	9.7	25.7	19.4	15.0

мых по результатам моделирования по модели ECOMAG на основе различных метеорологических входов (реанализа WATCH и четырех климатических моделей), с результатами моделирования на основе фактических расходов воды. Относительные ошибки осредненных за исторический период максимальных значений характеристик затопления $\leq 10\%$.

На ключевом участке р. Лены у г. Якутска к середине XXI в. возможен рост площадей и глубин затопления, связанный с прогнозируемым увеличением стока, полученным на основе ансамблевых расчетов по данным климатических моделей, на величину от 9 до 15%. При любом проектировании необходимо учитывать возможное увеличение стока и соответствующих ему характеристик затопления. Дополнительное внимание должно быть уделено инженерной защите населенных пунктов и инфраструктуры на поймах от наводнений, уточнению высотных отметок гребней сооружений и оценке их эксплуатационного состояния, а также повышению готовности населения к действиям в период паводковой опасности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беликов В.В., Алексюк А.И.* Модели мелкой воды в задачах речной гидродинамики. М.: РАН, 2020. 346 с.
2. *Гельфан А.Н., Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Киреева М.Б., Григорьев В.Ю., Мотовилов Ю.Г., Гусев Е.М.* Влияние изменения климата на годовой и максимальный сток рек России: оценка и прогноз // Фундаментал. и приклад. климатология. 2021. Т. 7. № 1. С. 36–79.
3. *Корнилова Е.Д., Крыленко И.Н., Головлев П.П., Са-зонов А.А., Никитский А.Н.* Верификация двумерной гидродинамической модели р. Лены у г. Якутск по разновременным данным космической съемки // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 5. С. 169–178 <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-5-169-178>
4. *Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н.* Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: РАН, 2018. 300 с.
5. *Aleksyuk A.I., Belikov V.V.* The uniqueness of the exact solution of the Riemann problem for the shallow water equations with discontinuous bottom // J. Computational Physics. 2019. V. 390. P. 232–248. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2019.04.001>

6. *Gelfan A., Kalugin A., Krylenko I., Nasonova O., Gusev Y., Kovalev E.* Does a successful comprehensive evaluation increase confidence in a hydrological model intended for climate impact assessment? // *Climatic Change*. 2020. V. 163. P. 1165–1185.
<https://doi.org/10.1007/s10584-020-02930-z>
7. *Golovlyov P., Kornilova E., Krylenko I., Belikov V., Zavadskii A., Fingert E., Borisova N., Morozova E.* Numerical modeling and forecast of channel changes on the river Lena near city Yakutsk // *Proc. Int. Association Hydrol. Sci.* 2019. V. 381. P. 65–71.
<https://doi.org/10.5194/piahs-381-65-2019>
8. *Motovilov Y., Gottschalk L., Engeland K., Rodhe A.* Validation of a distributed hydrological model against spatial observations // *Agric. For. Meteorol.* 1999. V. 98–99. P. 257–277.
[https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00102-1](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00102-1)
9. *Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.* An overview of CMIP5 and the experiment design. // *Bull. Am. Meteor. Soc.* 2012. V. 93. P. 485–498.
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
10. *Weedon G.P., Balsamo G., Bellouin N., Gomes S., Best M.J., Viterbo P.* The WFDEI meteorological forcing data set: WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data. // *Water Resour. Res.* 2014. № 50. P. 7505–7514.
<https://doi.org/10.1002/2014WR015638>

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.5

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СТОКА ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В БАССЕЙНЕ НИЖНЕКАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА¹

© 2023 г. Т. Б. Фашевская^a, *, Ю. Г. Мотовилов^a, К. В. Картунова^a

^aИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: tf.ugatu@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.09.2022 г.

После доработки 08.11.2022 г.

Принята к публикации 20.12.2022 г.

Полураспределенная физико-математическая модель ECOMAG-НМ применена для моделирования генетической структуры водного и химического стока меди, цинка и марганца в крупном речном бассейне Нижнекамского водохранилища. Модель протестирована на многолетних данных гидрологического и гидрохимического мониторинга водных объектов. Проведена оценка вклада поверхностной, почвенной и грунтовой составляющих водного и химического стока металлов на различных участках речной сети. Установлено, что на большей части водосбора загрязнение рек металлами происходит в основном за счет диффузного их вымывания из почвенного слоя. Показано влияние генетической структуры водного и химического стока на межгодовые и сезонные изменения содержания металлов в речной сети.

Ключевые слова: речной бассейн, ECOMAG-НМ модель, генетические составляющие, водный сток, химический сток, тяжелые металлы.

DOI: 10.31857/S0321059623040077, **EDN:** QJHXQW

ВВЕДЕНИЕ

Одна из важных задач гидрологии речных бассейнов — исследование генетических составляющих речного стока, решение которой становится все более актуальным в связи с необходимостью углубления представлений о механизмах отклика гидрологических систем речного бассейна на изменения климата и антропогенные воздействия, о закономерностях формирования качества речных вод и др. Существуют четыре основных подхода к оценке генетических составляющих речного стока: прямые натурные измерения на малых экспериментальных бассейнах [1, 26]; косвенные оценки с использованием трассеров [5, 27, 28]; графоаналитические методы “расчленения гидрографа” [8, 22, 25], которые в последние годы часто автоматизируются [14, 23]; методы физико-математического моделирования формирования речного стока и его генетических составляющих [7, 9, 32]. Перспективы исследования генетической структуры речного стока в условиях изменения климата и антропогенной нагрузки на речные бассейны (изменения землепользования, функ-

ционирования крупных промышленных объектов и водохозяйственных систем, откачки подземных вод, утилизации в подземных горизонтах сточных вод и др.) связаны с использованием физико-математических моделей формирования речного стока, которые описывают процессы взаимодействия поверхностных, почвенных и грунтовых вод по метеорологическим данным и параметры которых зависят от измеряемых физических характеристик речного бассейна. При наличии в составе подобных моделей достаточно разрабатанных гидрохимических блоков появляется возможность не только оценить структуру водного стока, но и получить количественные оценки генетических составляющих гидрохимического стока [21].

Гидрохимический сток — интегральный показатель процессов трансформации и миграции в геосферах речного бассейна загрязняющих веществ (ЗВ), а также их поступления в речную сеть от точечных и диффузных источников загрязнения. Неоднородность химического состава разных водоносных горизонтов почв и горных пород и периодическое преобладание в составе речных водных масс вод разных генетических категорий приводят к существенным пространственно-вре-

¹ Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант 22-27-00598, <https://rscf.ru/project/22-27-00598/>).

менным изменениям химического состава речных вод в пределах водосборного бассейна [6].

В данной работе выполнено исследование формирования и генетических составляющих водного и химического стока тяжелых металлов (ТМ) в пределах крупного речного бассейна Нижнекамского водохранилища (НКВ) методами математического моделирования. Со времен горнозаводского освоения Урала в регионе ведется интенсивная хозяйственная деятельность, связанная с разработкой и освоением месторождений рудных полезных ископаемых и переработкой минерального сырья. ТМ — одни из самых распространенных ЗВ поверхностных водных объектов региона. Ежегодно отмечается несколько десятков случаев высокого и экстремально высокого загрязнения водных объектов ТМ, в том числе марганцем, медью, цинком [4].

При моделировании генетических составляющих речного стока может ярко проявляться присущий численному математическим моделям природных процессов эффект эквивалентности [3, 24], при котором несколько различных наборов калибровочных параметров показывают примерно одинаковую интегральную реакцию водосбора на внешние воздействия, например на точность моделирования гидрографов стока, но при этом вклад источников питания реки существенно отличается. Смягчение проблемы эквивалентности достигается путем расширения информационного обеспечения модели формирования стока дополнительными данными. Например, в [17] для выделения генетических типов вод дополнительно привлекаются гидрохимические данные и способ идентификации водных масс на основе идеи о гидрохимическом различии отдельных категорий локального стока (поверхностные, почвенные и грунтовые воды) [21]. Снижение неопределенностей при моделировании генетических составляющих речного стока может быть достигнуто и при ориентации на другие, например графоаналитические, способы выделения этих составляющих. Именно такой способ применен в данной работе при выполнении дополнительной калибровки параметров модели для уточнения объемов поверхностного, почвенного и грунтового стока.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Характеристика объекта исследования

Данная работа — продолжение серии статей авторов по исследованию процессов миграции ТМ в бассейне НКВ с привлечением методов математического моделирования. Поэтому основные характеристики бассейна достаточно подробно описаны в предыдущих работах [11, 19, 30], и здесь приведены лишь наиболее важные факторы, влияющие на макромасштабные процессы тепло- и массообмена в геосистеме НКВ.

Водосбор расположен в пределах предгорных равнин и гор Южного Урала. Русловое водохранилище построено в 1979 г. на р. Каме, оно самое низкое в каскаде Камских гидроэлектростанций. Площадь частного водосбора НКВ между Нижнекамским (г. Набережные Челны) и Воткинским (г. Чайковский) гидроузлами составляет 186 тыс. км², большую его часть (142 тыс. км²) занимает бассейн р. Белой (рис. 1). Высотные отметки водосбора варьируют от 60 м в устье р. Белой до 1654 м в ее верховьях (гора Яман-Тау).

На умеренно континентальный климат региона оказывают влияние располагающиеся по восточной периферии водосбора горы Южного Урала, которые задерживают проникающие сюда относительно теплые и насыщенные влагой воздушные массы Атлантического океана. Поэтому на территории бассейна проявляются широтная зональность, усложненная вертикальной поясностью в районе Уральских гор, и связанный с этим переход от климата южных и юго-западных полупустынных степных районов, где годовое количество осадков колеблется в пределах 300–400 мм, а средняя годовая температура воздуха ~3°C, к более увлажненным районам (северо-восточным и восточным горно-лесным), где годовое количество осадков превышает 600 мм, а средняя годовая температура воздуха ниже 1°C.

Питание рек, впадающих в НКВ, в основном снегового типа [12]. Среднегодовой боковой приток воды в НКВ составляет 36.5 км³, из которых 26.1 км³ дает сток р. Белой. За период весеннего половодья в апреле–мае проходит >60% объема годового стока. Соотношение подземной и поверхностной составляющих речного стока существенно меняется как по территории, так и по сезонам года. Доля подземного питания рек увеличивается с западной части территории к восточной и достигает максимума — 40–50% общей величины речного стока — в предгорных и горных частях водосбора [13].

Засушливый климат в центральной и западной частях бассейна обуславливает в маловодные годы дефицит водных ресурсов, который покрывается водой из эксплуатируемых почти 400 водохранилищ объемом >100000 м³, а также множества более мелких прудов. Наиболее крупные водохранилища — Павловское на р. Уфе, Нугушское на р. Нугуш и Юмагузинское на р. Белой.

Особенность геологического строения территории — широкое распространение минерального сырья и в первую очередь рудных элементов в горных породах. Почвы водосбора (в основном черноземы, а также хорошо дренируемые дерново-подзолистые, серые лесные и горные почвы на востоке области) наследуют химический состав

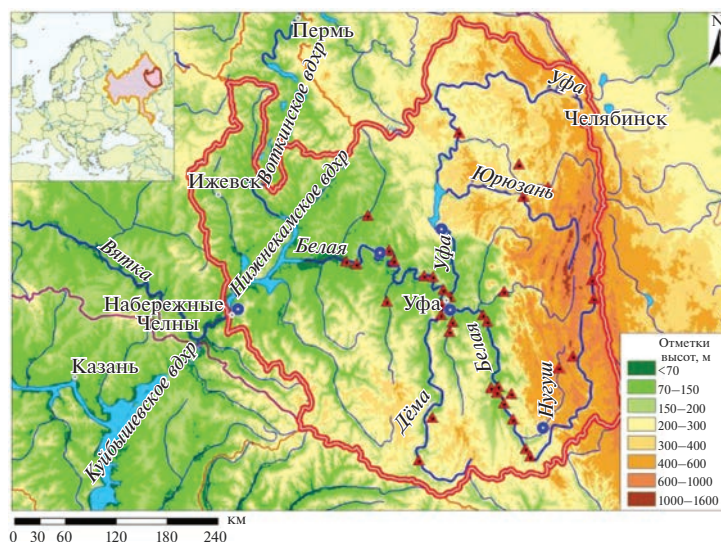


Рис. 1. Карта водосбора НКВ и расположение гидрологических (кружки) и гидрохимических (треугольники) постов мониторинга.

почвообразующих горных пород. Эти обстоятельства обуславливают повышенное фоновое содержание металлов в поверхностных и подземных водах.

Интенсивное промышленное освоение региона началось около 300 лет назад с разработки месторождений меди. Уже во второй половине XVIII в. в регионе действовали свыше 50 железоделательных и медеплавильных заводов, которые давали >50% меди, производившейся в то время в России [19]. В настоящее время на территории бассейна продолжают активно работать объекты горнорудной промышленности, а также предприятия нефтедобычи, нефтепереработки, химии и нефтехимии, металлургии, машиностроения и энергетики. В регионе производится значительное количество удобрений и сельскохозяйственной продукции. Таким образом, современные промышленные и сельскохозяйственные предприятия в совокупности с объектами их инфраструктуры — дополнительные антропогенные источники поступления металлов на водосбор [19] через выбросы ТМ в атмосферу и их последующее осаждения на территорию, поверхностный смыл с водосбора, сбросы сточных вод, поступление из загрязненных подземных водоносных горизонтов или донных отложений.

Количество ЗВ, поступающих в водные объекты от контролируемых точечных источников, значительно снизилось после начала Перестройки в 1990-х гг., а также после введения новых правил отчетности предприятий о сбросах ЗВ по форме 2-ТП (водхоз) [2, 4]. В работе [18] выполнен анализ корректности информации, содержащейся в этих формах государственной отчетности, и показано, что в некоторых случаях количе-

ство фактически содержащихся в сточных водах металлов может на 1–2 порядка превышать данные статистики. Таким образом, при существующих подходах к заполнению форм отчетности данные о сбросах ЗВ от точечных источников могут содержать существенные погрешности [15, 20].

Модель ECOMAG-HM

Для моделирования генетических составляющих водного и химического стока в бассейне НКВ задействована полураспределенная физико-математическая модель ECOMAG-HM (Ecological Model for Applied Geophysics — Heavy Metals) [11], работающая с суточным шагом по времени и состоящая из двух блоков: гидрологического и гидрохимического. Первая подмодель описывает процессы гидрологического цикла суши и позволяет по метеоданным рассчитывать пространственные поля характеристик тепло- и влагообмена на элементарных водосборах — пространственных расчетных ячейках модели. Гидрохимическая модель описывает процессы миграции ЗВ в речном бассейне с учетом следующих источников и процессов. Источники загрязнения располагаются на поверхности земли, внутри почвы или в зоне грунтовых вод, а также выпадают на поверхность водосбора из атмосферы. Во время выпадения осадков и таяния снега ЗВ на поверхности земли растворяются в дождевой или талой воде. Часть растворенных веществ смывается с поверхностным стоком, другая часть — проникает в почву с просачивающейся водой. В почве происходит взаимодействие между почвенным раствором и твердой фазой почвы. ЗВ могут сорбироваться твердыми частицами почвы из почвен-

ного раствора или поступать в него с твердых частиц. Часть ЗВ поступает в речную сеть из почвенного горизонта с почвенным стоком, другая часть проникает в зону подземных вод, формирующих базисный сток.

На каждой расчетной ячейке модели (элементарном водосборе) гидрологические и гидрохимические процессы моделируются для четырех уровней: зоны формирования поверхностного стока (в холодный период года к поверхностной емкости добавляется емкость снежного покрова), области формирования почвенного стока в верхнем горизонте почвы (горизонт *А*) и подстилающем его более глубоком слое (горизонт *В*) и зоны грунтовых вод. Поверхностная, почвенная и грунтовая генетические составляющие стока выклиниваются в речную сеть. В гидрохимической подмодели дополнительно учитываются сбросы ЗВ со сточными водами, осуществляемые непосредственно в водотоки. В процессе транспорта ЗВ по речной сети при определенных гидравлических условиях они могут осаждаться с наносами и накапливаться в донных отложениях.

Гидрологическая модель ECOMAG протестирована на многих речных бассейнах, расположенных в разных физико-географических зонах с разными условиями формирования стока, типами питания и гидрологического режима водных объектов. Уравнения, алгоритмы и испытания гидрологической модели описаны в работе [10]. Уравнения, алгоритмы и испытания гидрохимической модели описаны в работах [30, 31].

Адаптация модели для бассейна НКВ

Адаптация модели для бассейна НКВ и результаты ее верификации были выполнены и опубликованы ранее, когда проводились исследования возможностей модели ECOMAG-НМ для следующих целей: проведения расчетов гидрологических (расходы воды и модули водного стока) и гидрохимических (концентрации металлов в речной воде и модули химического стока) характеристик крупного речного бассейна с интенсивной антропогенной нагрузкой [11]; оценки вклада точечных и диффузных источников в загрязнение речных вод при разных сценариях антропогенной нагрузки [31]; оценки климатических изменений речного стока и качества воды в бассейне НКВ [30]. По результатам проведенных исследований на разных участках водосбора выявлены водотоки с повышенными концентрациями металлов в речной воде, на которых, однако, Росгидрометом не ведутся гидрологические и гидрохимические наблюдения. Поэтому в данной работе в бассейне НКВ выделены 20 участков речной сети (в том числе с повышенными и пониженными концентрациями ТМ в речных водах) и с использованием компьютерной технологии Информационно-

моделирующего комплекса (ИМК) ECOMAG на частных водосборах этих 20-ти участков проведены более детальные исследования процессов водообмена, источников питания рек и формирования генетических составляющих водного и химического стока (табл. 1). Площади выбранных участков значительно различаются и распределены следующим образом: до 2 тыс. км² — 7 участков, 2–5 тыс. км² — 4 участка, 5–20 тыс. км² — 4 участка, ≥50 тыс. км² — 5 участков.

Для уточнения источников питания реки и снижения неопределенностей при расчетах генетических составляющих речного стока выполнены дополнительная калибровка параметров гидрологического блока модели и корректировка коэффициентов горизонтальной фильтрации почвогрунтов. Для этого кроме данных по стоку на постах гидрологического мониторинга в бассейне НКВ дополнительно привлекались данные о подземной составляющей водного стока, полученные с помощью графического способа расчленения гидрографов по видам питания, основанного на методике Б.И. Куделина [8].

Верификация гидрохимического блока модели проведена путем сравнения результатов моделирования с данными о динамике содержания металлов в речных водах на постах мониторинга р. Белой и ее притоков, полученными службами Росгидромета за период 2002–2007 гг.: на 33 постах для меди и цинка и на 26 постах для марганца (рис. 1). В исследованиях, проведенных ранее, для проверки гидрохимического блока модели ECOMAG-НМ использовались данные мониторинга содержания в речных водах меди и цинка за период 2004–2007 гг. Увеличение продолжительности мониторинга и, соответственно, количества данных, используемых для верификации модели, позволяет повысить репрезентативность результатов моделирования. Исследуемый период включает в себя также группы лет, относящиеся к разным категориям водности, что позволяет учесть влияние ее межгодовых изменений на соотношение разных составляющих водного и химического стока, на формирование качества речной воды: 2002, 2007 гг. — многоводные годы; 2003, 2005 гг. — годы средние по водности; 2004, 2006 гг. — маловодные годы.

В качестве информации об антропогенных точечных источниках загрязнения речных вод задавались данные о сбросах металлов со сточными водами в 12-ти крупных населенных пунктах в бассейне р. Белой на основе форм статистической отчетности 2-ТП (водхоз) за период 2002–2007 гг.

Таблица 1. Сведения об исследуемых участках в бассейне НКВ

Река	Участок	Площадь водосбора, км ²	Река	Участок	Площадь водосбора, км ²
Белая	От истока до г. Мелеуза	11 900	Яманелга Киги	От истока до устья	735
	От истока до г. Ишимбай	16 800		От истока до с. Кондаковка	1250
	От истока до г. Уфы От г. Уфы до плотины НКВ	47 000	Большой Ик Бирь	От истока до с. Таишево	1500
		86 000		От истока до с. Старобурново	1957
	От истока до г. Дюртюли	125 000	Чермасан	От истока до д. Чермасан	3147
	От истока до плотины НКВ	186 000	Дема	От истока до с. Дюсяново	4050
Нугуш	От истока до с. Новосеитово	360	Уршак	От истока до г. Булгаково	4378
	От истока до устья	3100	Ай	От истока до с. Лаклы	6400
Большой Авзян Узян	От истока до с. Нижний Авзян	550	Быстрый Танып Уфа	От истока до д. Черлак	7780
	От истока до д. Новосубхангулово	1717		От истока до г. Уфы	53000

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Испытания модели

Испытания гидрологического блока модели, описанные в работах [11, 31], проводились путем визуального сопоставления фактических и модельных гидрографов стока на гидрологических постах в бассейне НКВ, а также с использованием традиционных используемых в гидрологических расчетах статистических критериев Нэша—Сатклифа *NSE* (соответствие суточных гидрографов) и *PBIAS* (соответствие объемов годового стока, %). Дополнительные успешные испытания модели для участков речной сети, не освещенных гидрометрическими наблюдениями, проведены путем сопоставления рассчитанной карты среднемноголетних модулей стока с картой модулей, построенной по фактическим данным и приведенной в [16]. Уточнение параметров горизонтальной фильтрации почвогрунтов незначительно сказалось на оценках соответствия рассчитанных и фактических гидрографов стока в пунктах гидрологического мониторинга; в большей степени оно повлияло на соотношение генетических составляющих речного стока. В качестве примера в табл. 2 и на рис. 2 показано соответствие рассчитанных и фактических характеристик стока в замыкающем створе бассейна, а также грунтовой составляющей в створе Белая—Уфа, определенной по результатам моделирования и на основе метода Б.И. Куделина [8] по алгоритму GRWAT [14]. Результаты сопоставления свидетельствуют о хорошем соответствии модельных и фактических величин [29].

Результаты испытаний гидрохимического блока модели оценивались путем сопоставления рас-

считанных и измеренных концентраций металлов в разных створах речной сети с разным временным осреднением. На рис. 3 приведены примеры сравнения результатов моделирования с данными измерений концентраций марганца с суточным, квартальным и среднемноголетним разрешением. На основании сравнения суточных концентраций (рис. 3а) можно заключить, что в большинстве случаев расхождение между рассчитанными и фактическими значениями сопоставимо с величиной погрешности их измерения (~50%). Сопоставление внутригодового распределения концентраций металлов, осредненных за исследуемый период по кварталам, показало, что для всех створов коэффициенты корреляции между осредненными рассчитанными и измеренными концентрациями варьируют в диапазонах: по меди 0.32 (третий квартал) — 0.73 (второй квартал); по цинку 0.52 (третий квартал) — 0.80 (первый квартал); по марганцу 0.68 (четвертый квартал) — 0.85 (первый квартал) (рис. 3б). На рис. 3в показаны различия среднемноголетних концентраций марганца в створах гидрохимического мониторинга, расположенных в порядке их удаления от верховий р. Белой в направлении к створу Нижнекамского гидроузла. Коэффициенты корреляции между среднемноголетними рассчитанными и измеренными концентрациями составляют 0.52 для меди, 0.76 для цинка и 0.82 для марганца, что свидетельствует об удовлетворительном воспроизведении моделью основных пространственно-временных закономерностей формирования стока металлов на территории бассейна и их концентраций в речной сети [29]. Необходимо отметить, что в результате учета количественного соотношения генетических составляющих водного и химического

Таблица 2. Соответствие фактических и рассчитанных гидрологических характеристик в бассейне НКВ за период 2002–2007 гг.

Годы	Объем бокового притока в НКВ, км ³ /год		Статистические критерии		Грунтовая составляющая стока Белая–Уфа, %	
	расчет	факт	<i>NSE</i>	<i>PBIAS</i> , %	расчет	по Б.И. Куделину
2002	52.26	52.32	0.93	0.11	36.1	49.7
2003	39.12	39.07	0.81	–0.13	47.3	49.5
2004	31.10	31.26	0.80	0.51	60.5	62.0
2005	44.86	39.56	0.91	–13.4	39.3	45.7
2006	28.67	30.17	0.76	4.97	69.4	59.4
2007	56.16	48.23	0.86	–16.4	29.0	35.5
Среднее за период	42.0	40.1	0.88	–4.7	46.9	50.3

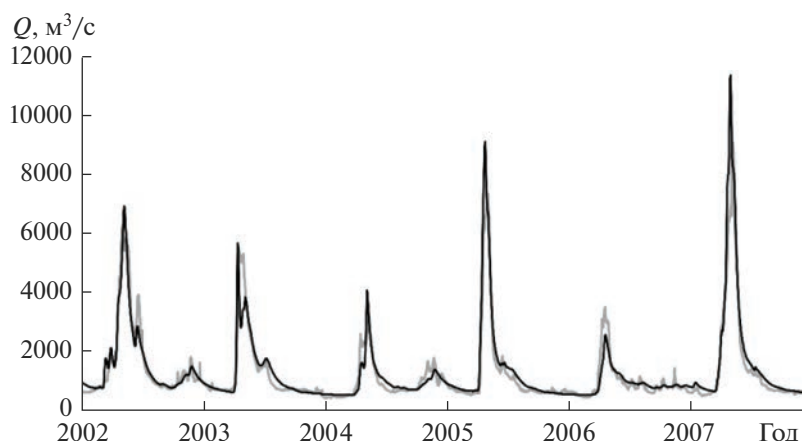
стока при моделировании содержания металлов в речной сети получены более высокие значения коэффициентов корреляции между рассчитанными и измеренными концентрациями, чем опубликованные ранее [11, 30, 31].

Водный сток и его генетические составляющие

Закономерности пространственного изменения генетических составляющих водного стока в бассейне НКВ оценивались на основании анализа результатов их моделирования на 20-ти выделенных водосборах. Анализ показал, что при среднемноголетнем осреднении на $\frac{3}{4}$ исследуемых участков преобладает почвенная составляющая стока, на $\frac{1}{4}$ участков – грунтовая (рис. 4). Грунтовая составляющая преобладает на пяти участках рек, протекающих в восточной и юго-восточной частях бассейна (реки Ай, Узьян, Большой Авзян, а также на участках р. Белой до г. Мелеуза и г. Ишимбай). Повышенная доля грунтовой составляющей на восточной периферии бассейна в предгорьях Южного Урала обусловлена в целом более высокой проницаемостью почвогрунтов более легкого механического состава (дер-

ново-подзолистые, серые лесные, горные почвы) [13]. В этих условиях значительная часть выпадающих на поверхность водосбора осадков проникает сквозь зону аэрации почв к зеркалу грунтовых вод и при повышенных гидравлических уклонах формирует обильную грунтовую составляющую стока. Среди 20 исследуемых участков речной сети доля грунтового питания в среднемноголетнем стоке варьирует от 11 до 66%. На более мощных почвах тяжелого механического состава (черноземы) в центральной и западной частях бассейна в среднемноголетнем стоке преобладает почвенная составляющая, которая варьирует от 28 до 63%. Поверхностный сток в целом составляет незначительную часть годового стока, формируется в периоды интенсивных дождей и при весеннем снеготаянии и на выделенных 20-ти экспериментальных участках варьирует в диапазоне от 5 до 25% годового стока.

Рис. 5 показывает, как по течению р. Белой могут меняться источники питания и соотношение между разными составляющими среднегодового водного стока. Вклад грунтовой составляющей при прохождении реки от истока до устья снижается в 1.3 раза, почвенной и поверхностной –

**Рис. 2.** Гидрографы бокового притока в НКВ: фактического (серая линия) и расчетного (черная линия).

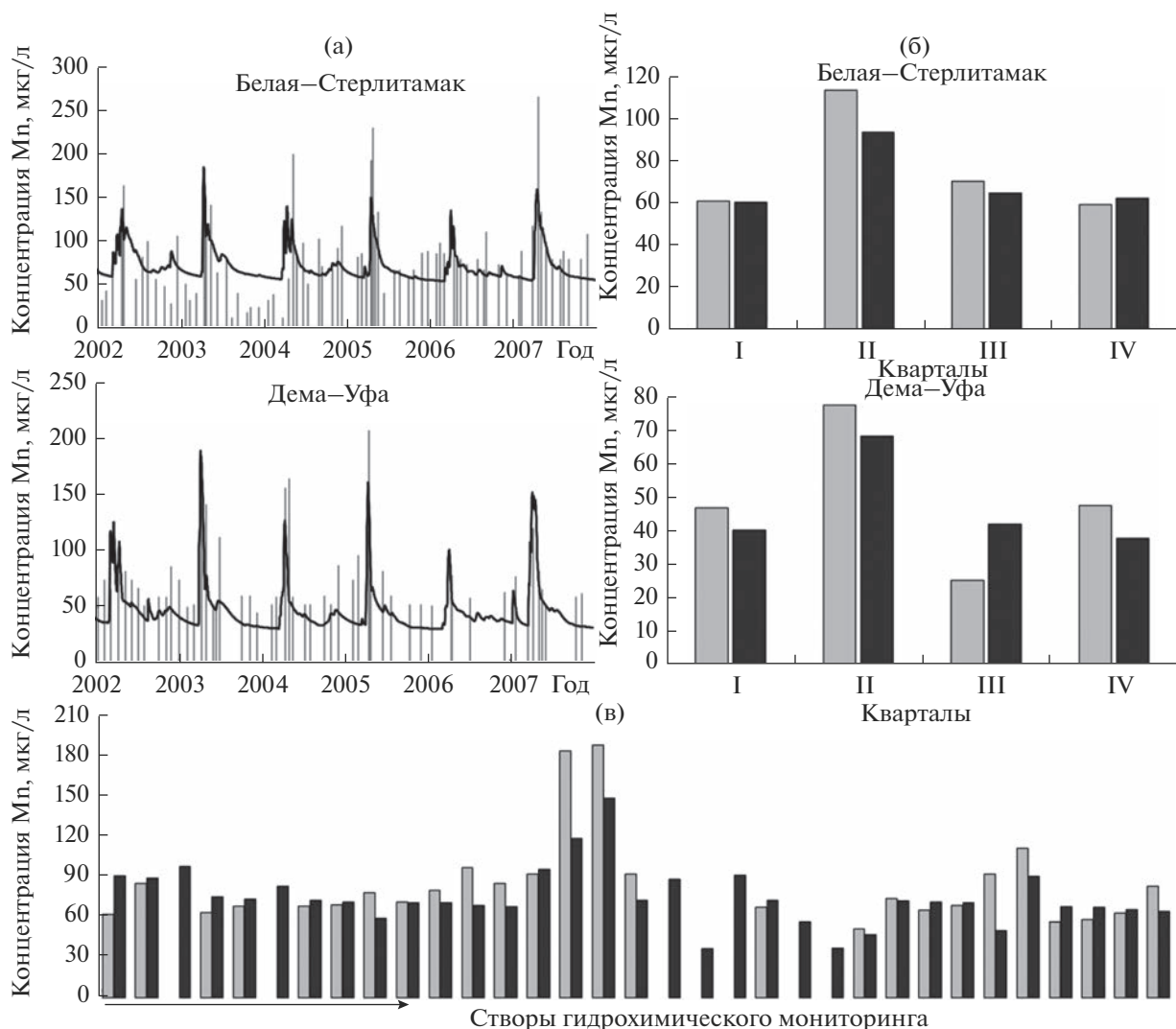


Рис. 3. Измеренные (серые столбики) и рассчитанные (черные линия и столбики) концентрации марганца в речной воде на постах гидрохимического мониторинга за период 2002–2007 гг.: а — динамика концентраций с дневным разрешением; б — среднегодовые концентрации по кварталам; в — среднегодовые концентрации на постах, расположенных по течению р. Белой; стрелкой указано направление течения реки.

увеличивается в ~ 1.3 раза. В верхнем течении реки (до городов Мелеуз и Ишимбай) превалирует грунтовая составляющая стока, ниже по течению (г. Уфа и створ плотины НКВ) — почвенная. Соотношение между генетическими составляющими водного стока существенно меняется на одних и тех же исследуемых участках в многоводные, средние по водности и маловодные годы. Отмечается закономерность увеличения доли грунтовой составляющей водного стока и снижения доли почвенной составляющей с уменьшением водности года (рис. 6).

Наибольший вклад поверхностной составляющей наблюдается главным образом в многоводные или средние по водности годы. На большинстве исследуемых участков преобладание почвенной или грунтовой составляющих водного стока

сохраняется в разные по водности годы (рис. 6а, 6б). На некоторых участках в многоводные годы преобладает почвенная составляющая, а в маловодные годы — грунтовая (рис. 6в, 6г).

Внутригодовые (межквартальные) изменения водного стока и его генетических составляющих характеризуются максимальными его величинами в период весеннего половодья во втором квартале (когда через исследуемые участки протекает от 43 до 70% годового водного стока), минимальными — в период зимней межени преимущественно в первом квартале.

Сток металлов и его генетические составляющие

На исследуемых водосборах в бассейне НКВ среднеголетние доли составляющих химиче-

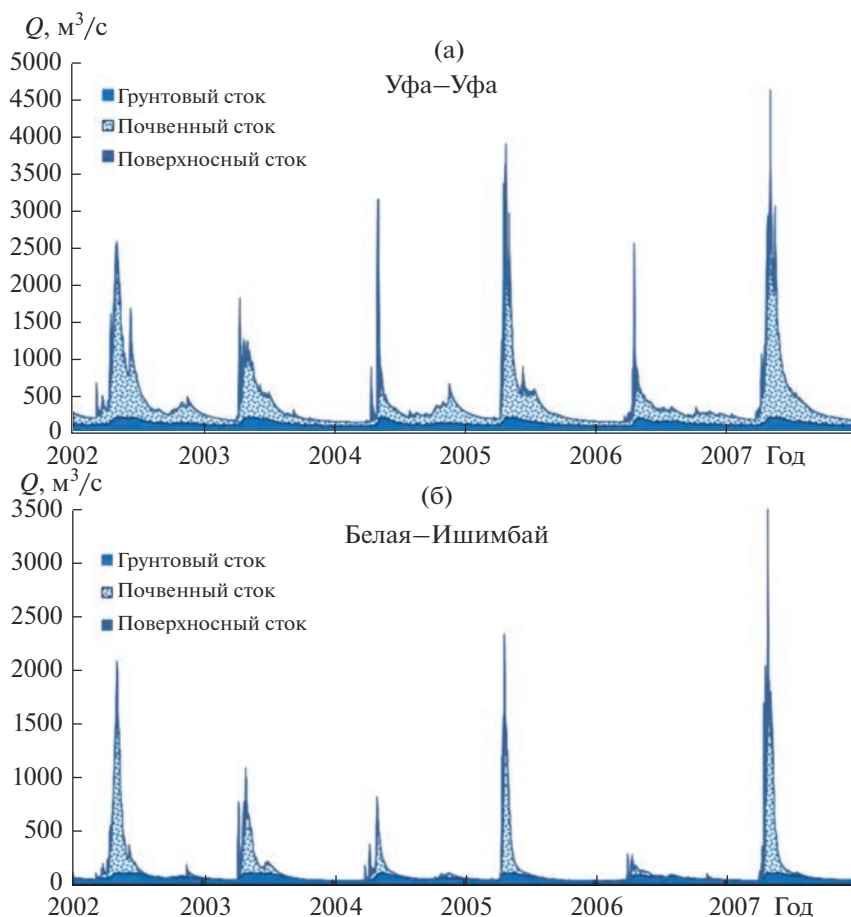


Рис. 4. Динамика генетических составляющих водного стока на исследуемых участках в бассейне НКВ: а — преобладает почвенная составляющая, б — преобладает грунтовая составляющая.

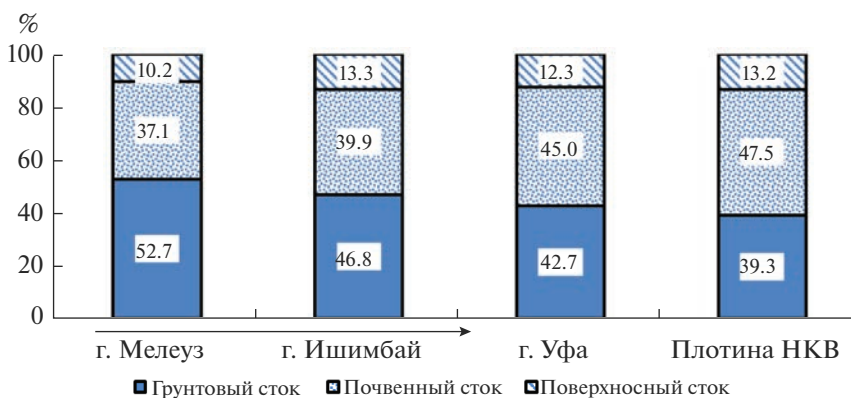


Рис. 5. Изменение соотношения генетических составляющих среднегодового водного стока на постах, расположенных по течению р. Белой (стрелкой указано направление течения реки).

ского стока металлов, как и водного стока, варьируют в широких диапазонах (табл. 3), причем преобладает почвенная составляющая химического стока, которая может достигать ~80% годового стока металлов (рис. 7а). Лишь на одном участке

(от истока р. Ай до с. Лаклы) в среднегодовом стоке меди преобладает грунтовая составляющая, превышающая половину годового стока меди (53%) (рис. 7б). Доля поверхностной составляющей в химическом стоке превышает ее долю в

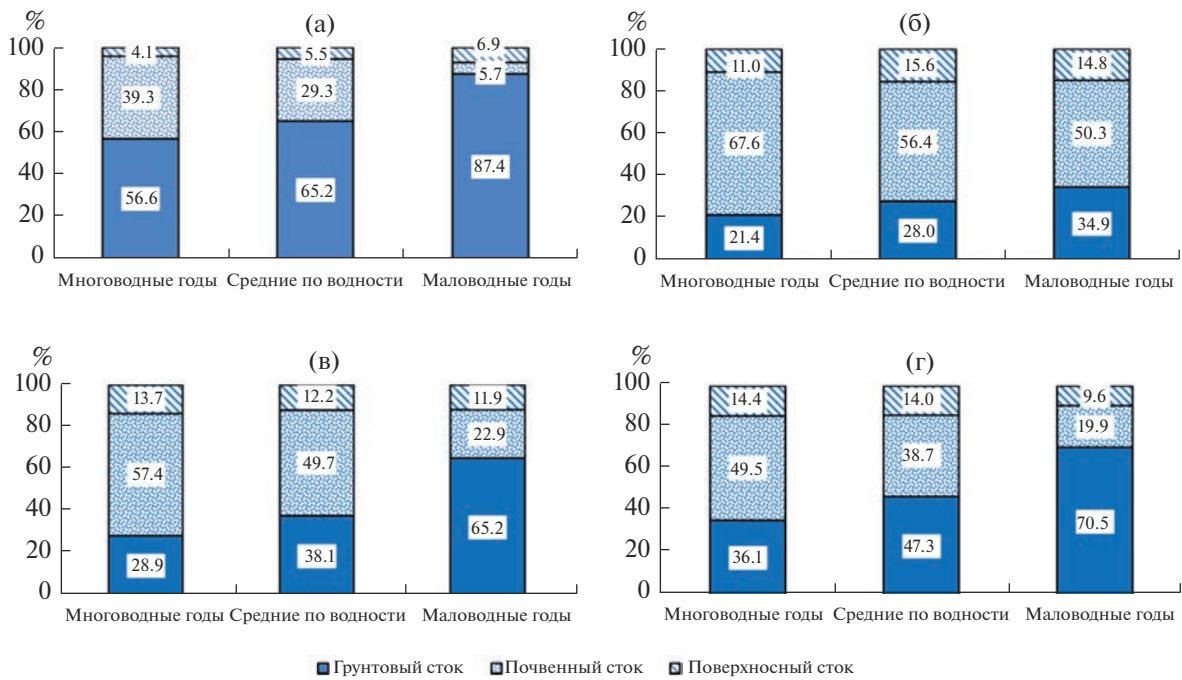


Рис. 6. Соотношение генетических составляющих водного стока на исследуемых участках речной сети в различные по водности годы: а – от истока р. Ай до с. Лаклы; б – от истока р. Киги до с. Кондаковка; в – от истока р. Нугуш до с. Новосейтово; г – от истока р. Белой до г. Ишимбай.

водном стоке и, например, на участке от истока р. Демы до с. Дюсяново, расположенного в южной части бассейна, достигает 47% годового стока меди (рис. 7в). Доля металлов, поступающих в речную сеть со сбросами сточных вод, в целом невелика (табл. 3), однако на некоторых участках может достигать 10% годового стока (например, сбросы цинка на участке р. Белой от г. Уфы до НКВ с наибольшим количеством выпусков сточных вод). В створе плотины НКВ вклад сточных вод незначителен и составляет ~1% суммарного стока меди, ~3% суммарного стока цинка, ~0.1% суммарного стока марганца.

В табл. 4 приведены рассчитанные по модели среднегоголетние доли составляющих стока металлов в бассейне НКВ на всем участке от истока р. Белой до плотины НКВ. Из табл. 4 видна пре-

валирующая доля почвенных вод при диффузном поступлении металлов в речную сеть. Кроме того, показано, что около половины поступающих с водосбора в речную сеть металлов может оседать на речном дне при транспортировке их потоком по речному руслу к замыкающему створу.

Как и для водного стока, отмечается изменение соотношения между грунтовой и почвенной составляющими среднегоголетнего стока металлов на постах, расположенных вниз по течению р. Белой (рис. 8). Грунтовая составляющая стока металлов при этом уменьшается в 1.5–2 раза, почвенная составляющая увеличивается 1.2 раза, поверхностная составляющая увеличивается в 1.1–2 раза.

Изменения годового стока металлов коррелируют с изменениями водности года: на всех ис-

Таблица 3. Диапазоны изменения составляющих водного и химического стока металлов на исследуемых участках в бассейне НКВ

Сток	Доля в среднегоголетнем годовом стоке, %			
	поверхностный сток	почвенный сток	грунтовый сток	сброс в составе сточных вод
Водный	5–25	28–63	11–66	—
Химический				
Cu	6–47	42–80	3–53	0.4–3.5
Zn	5–39	38–84	3–46	1.0–9.7
Mn	15–35	46–75	3–32	0.1–0.2

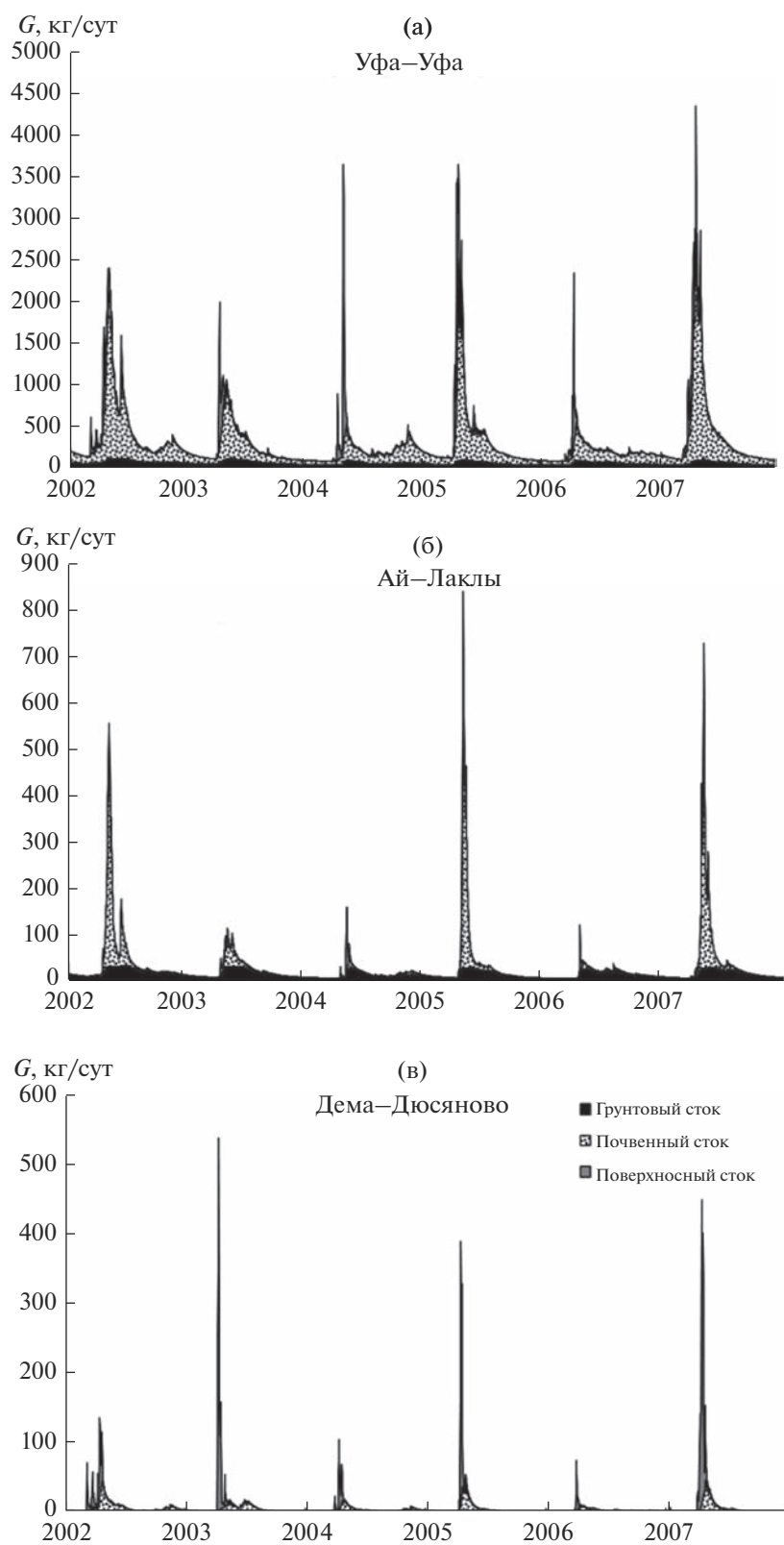


Рис. 7. Динамика генетических составляющих химического стока G меди на исследуемых участках в бассейне НКВ.

Таблица 4. Генетические составляющие стока металлов в речную сеть с водосбора НКВ за многолетний период, т/год

Металл	Вынос металлов стоком в речную сеть			Сброс со сточными водами	Оседание на речное дно	Вынос металлов в НКВ
	поверхностным	почвенным	грунтовым			
Медь	64.7	174.3	57.2	2.8	138.7	160.3
Цинк	65.0	164.5	62.1	8.8	138.8	161.6
Марганец	969.6	2091.1	808.8	3.2	805.4	3067.3

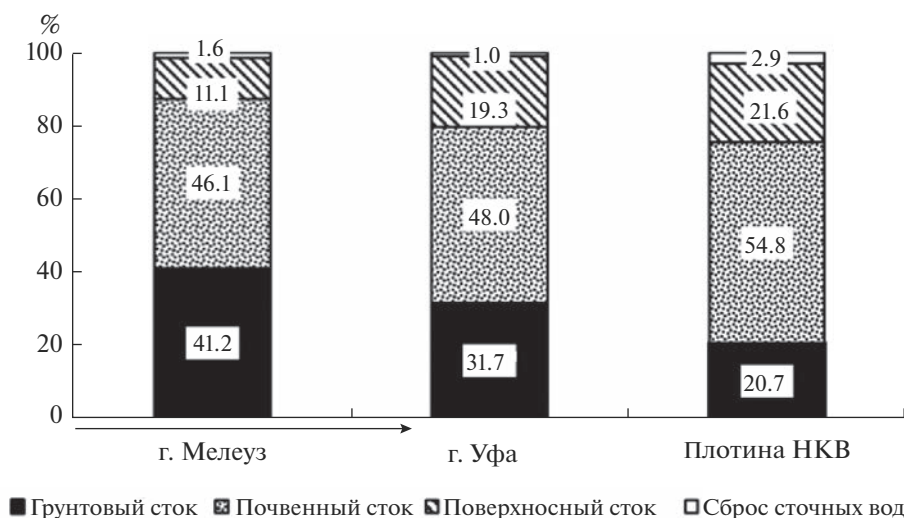
следуемых участках речной сети химический сток увеличивается и достигает максимальных значений в многоводные годы. Разница стока металлов в многоводные и маловодные годы варьирует в диапазоне 1.7–3.1 раза. В разные по водности годы соотношение между разными генетическими составляющими стока металлов меняется. Почти на всех исследуемых участках доля грунтовой составляющей стока металлов, как и водного стока, наибольшая в маловодные годы и наименьшая в многоводные. Аналогично водному стоку на большинстве участков доля почвенной составляющей стока металлов максимальна в многоводные и минимальна в маловодные годы (рис. 9). Поверхностная составляющая химического стока на подавляющем большинстве участков максимальна в средние по водности годы, но также может преобладать и в другие годы. Доля металлов, поступающая в речную сеть со сбросами сточных вод, повышается в маловодные годы.

Внутригодовые изменения химического стока характеризуются максимальными величинами во втором квартале, минимальными преимущественно в первом квартале, на некоторых участках – в четвертом. На нескольких участках вклад

грунтовой составляющей не меняется в течение года. Разница стока металлов во втором квартале и в остальные сезоны может достигать 13 раз по меди, 14 раз по цинку и 15 раз по марганцу. Основная часть стока металлов, сформировавшегося во втором квартале, как и водного стока, формируется в почвенном горизонте.

На исследуемых участках прослеживаются тесные связи между среднеквартальными величинами водного и химического стока, причем из рис. 10 видно, что для разных по размерам водосборов исследуемых участков при увеличении водности сток металлов растет более интенсивными темпами: в среднем при увеличении водного стока в 5 раз сток металлов увеличивается в 7 (Zn)–10 (Mn) раз.

Более сложные нелинейные связи прослеживаются между среднееголетними величинами водного и химического стока в замыкающих створах всех исследуемых участков (рис. 11). При увеличении водного стока сток металлов увеличивается, и при среднееголетних расходах воды $>1000 \text{ м}^3/\text{с}$ химический сток меди и цинка асимптотически приближается к постоянному значению $\sim 450 \text{ кг/сут}$ (164 т/год), что, по-види-

**Рис. 8.** Изменение соотношения генетических составляющих среднееголетнего стока цинка на постах, расположенных по течению р. Белой; стрелкой указано направление течения реки.

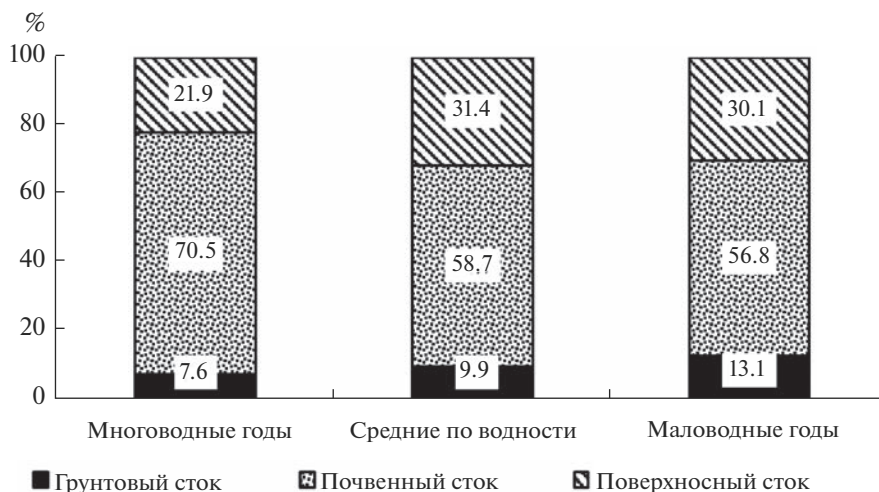


Рис. 9. Соотношение генетических составляющих стока марганца на участке р. Киги от истока до с. Кондаковка в различные по водности годы.

тому, определяется максимальной обменной емкостью водосбора при выщелачивании металлов из почвенно-грунтовой толщи и выносе их в речную сеть. При этом, однако, сток марганца продолжает расти, т. е. марганец продолжает вымываться из почвенно-грунтовой толщи, и максимальная обменная емкость водосборов по Mn наступает при более высоких значениях водного стока. Согласно уравнению, аппроксимирующему зависимость $G_{Mn} = f(Q)$, сток марганца начинает асимптотически приближаться к постоянному значению ~ 10200 кг/сут при значении водного стока > 2000 м³/с.

Транспорт и осаждение металлов с наносами

В процессе транспорта металлов по речной сети происходит их осаждение на дно с наносами. На исследуемых участках речной сети количество осаждаемых металлов значительно различается. Результаты расчетов показывают, что есть участки, где осаждение металлов с наносами практически не происходит — количество осаждаемых металлов $\leq 0.3\%$ среднееголетнего стока меди, цинка и марганца (реки Киги, Нугуш, Узян, Большой Ик, Яманелга, Бирь). Но имеются также участки, на которых количество осевших с наносами металлов превышает количество металлов, вымытых с частных водосборов данных участков, например нижнее течение р. Белой от г. Уфы до НКВ. Количество осевших на нем наносов достигает 140% среднееголетнего стока меди с водосбора участка, 120% стока цинка и 52% стока марганца. Ситуация объясняется тем, что на рассматриваемом участке нижнего течения р. Белой осаждается и часть наносов, поступившая с расположенного выше по течению участка реки.

Среднееголетнее количество осевших на дно с наносами металлов коррелирует с водностью года: с увеличением водности года большее количество металлов транспортируется по речной сети и оседает с наносами. Однако в относительном выражении наблюдается обратная зависимость: в многоводные годы с наносами оседает меньшая часть, в маловодные годы — большая часть металлов, транспортируемых по речной сети (рис. 12).

Влияние генетической структуры водного и химического стока на содержание металлов в речных водах

Как показано в работах [11, 30, 31], пространственное распределение среднееголетних концентраций металлов в речных водах тесно коррелирует с пространственным распределением содержания металлов в почвогрунтах, и поэтому концентрации металлов в водотоках, расположенных в разных частях бассейна НКВ, существенно различаются. Выявлено также влияние генетической структуры речного стока на пространственное распределение концентраций металлов: больший вклад грунтовой составляющей водного и химического стока в восточной и юго-восточной частях бассейна, преобладание внутрипочвенной составляющей на большей оставшейся части бассейна и локальные островки территории с преобладанием поверхностной составляющей стока.

Расчеты показали, что увеличение водного стока сопровождается увеличением химического стока и концентраций металлов в речных водах: наибольшие годовые концентрации металлов, как правило, отмечаются в многоводные годы. Подобная картина наблюдается и при анализе

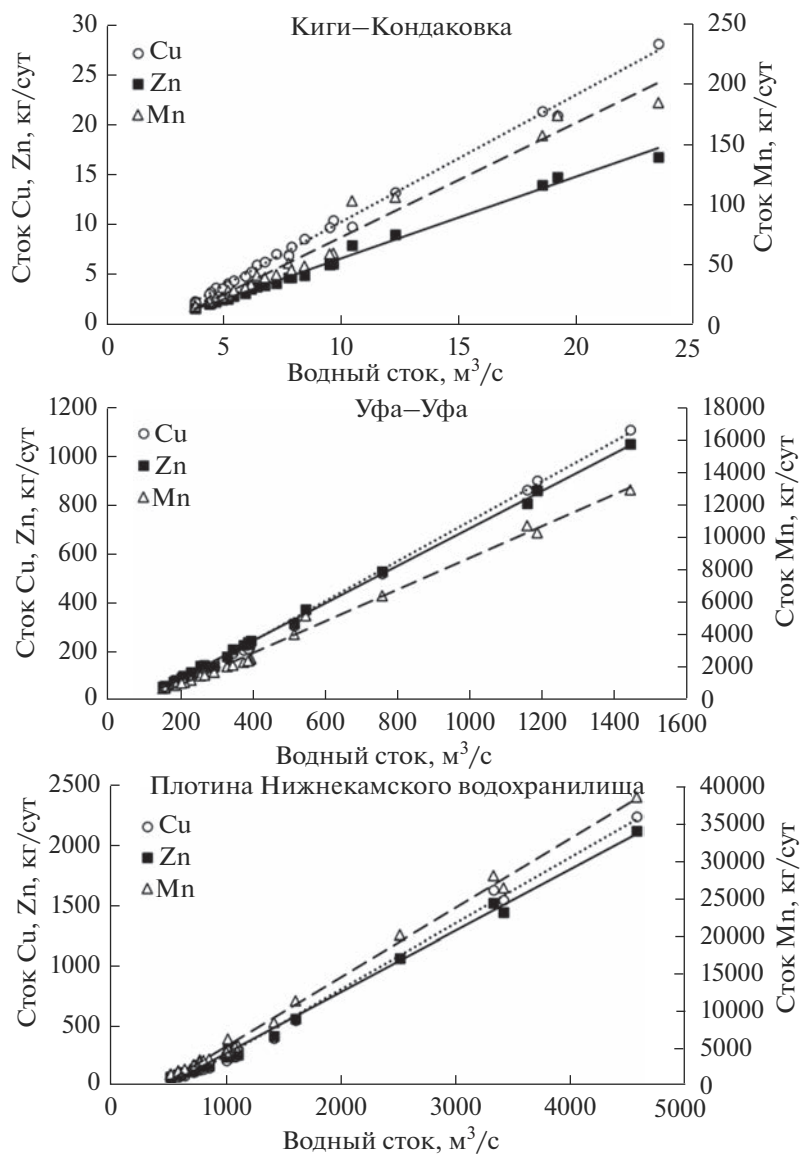


Рис. 10. Внутригодовая динамика химического стока Cu, Zn и Mn в замыкающих створах исследуемых участков в бассейне НКВ при изменении водного стока.

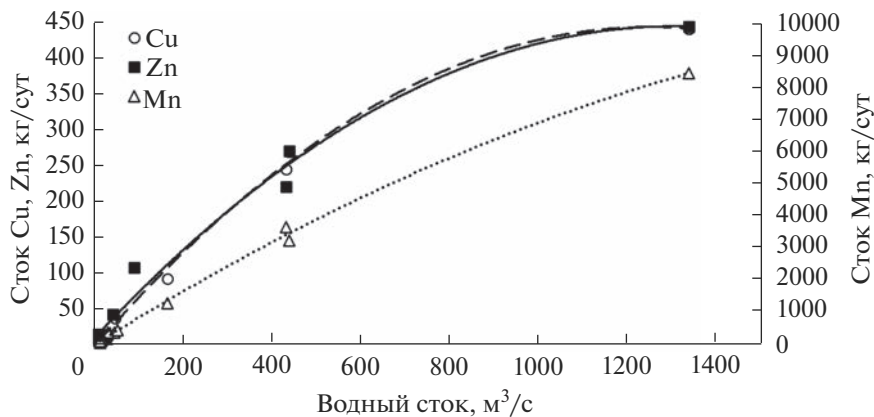


Рис. 11. Динамика среднегогодового химического стока Cu, Zn и Mn в замыкающих створах всех исследуемых участков в бассейне НКВ при изменении водного стока.

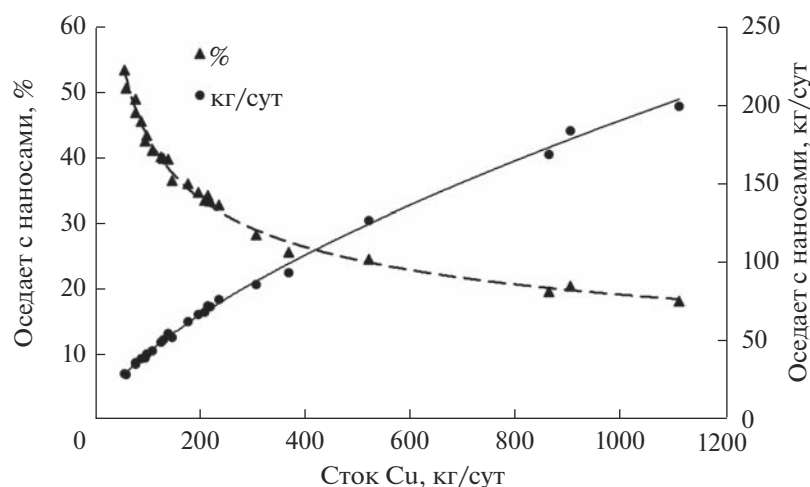


Рис. 12. Осаждение Cu с наносами на участке от истока р. Уфы до г. Уфы в абсолютном и относительном выражении.

внутригодовых изменений содержания металлов в речных водах: на подавляющем большинстве исследуемых участков максимальные концентрации металлов отмечаются во втором квартале года (период весеннего половодья) (табл. 5).

Для более детального анализа влияния генетической структуры водного и химического стока на изменения содержания металлов в речных водах в качестве примера на рис. 13 приведены графики рассчитанных суточных значений генетических составляющих и концентраций цинка за многолетний период на трех участках: Большой

Авзян—Нижний Авзян со значительной долей грунтовой составляющей водного и химического стока (рис. 13а); Уфа—Уфа с преобладанием почвенной составляющей стока (рис. 13б); Чермасан—Чермасан со значительной долей (~40%) поверхностной составляющей в водном и химическом стоке (рис. 13в). Из графиков видно, что наибольшей внутригодовой и межгодовой изменчивостью концентраций цинка характеризуется участок со значительной долей поверхностной составляющей, наименьшей изменчивостью — участок с преобладанием грунтовой составляющей.

Таблица 5. Внутригодовые изменения содержания ТМ в бассейне НКВ на гидрохимических постах, мкг/л

Пост	Средненоголетняя концентрация за квартал				Пост	Средненоголетняя концентрация за квартал				Пост	Средненоголетняя концентрация за квартал			
	I	II	III	IV		I	II	III	IV		I	II	III	IV
	Cu													
Киги—Конда-ковка	9.1	12.4	11.3	10.1	Большой Авзян—Нижний Авзян	11.3	11.6	11.8	11.7	Уршак—Булгаково	134	175	151	135
Ай—Лаклы	8.2	9.4	8.6	8.6	Нугуш—Новосеитово	9.6	13.6	10.4	10.4	Большой Авзян—Нижний Авзян	94.4	100	98.8	97.5
Нугуш—Новосеитово	5.0	7.6	5.5	5.4	Белая—Ишимбай	6.1	8.6	6.7	6.4	Уфа—Уфа	60.8	93.4	70.9	64.8
Белая—Мелеуз	4.4	6.5	4.7	4.6	Ай—Лаклы	4.2	4.7	4.4	4.4	Дема—Дюсяново	47.2	77.5	52.8	48.1
Дема—Дюсяново	2.6	4.8	3.0	2.7	Мияки—Мияки-Тамак	3.0	4.2	3.2	3.1	Киги—Конда-ковка	28.2	50.8	34.0	31.8

В первом случае резкие флуктуации концентраций цинка обусловлены поверхностным смывом металлов в речную сеть с водосбора в периоды обильных осадков и весеннего половодья (в том числе и с наносами). Во втором случае гораздо более стабильное содержание цинка в грунтовых водах при их преобладании в водном стоке сглаживает дополнительное поступление металлов от почвенной и поверхностной составляющих речного стока вследствие их незначительного вклада. Аналогичная картина наблюдается и по другим металлам (медь, марганец).

Таким образом, установлено, что генетическая структура водного и химического стока оказывает влияние на внутригодовые и межгодовые изменения содержания металлов в речных водах. Временной ход динамики концентраций металлов на водосборах с преобладанием грунтовой составляющей в целом плавный в ограниченном диапазоне изменения концентраций вне зависимости от водности и времени года лишь с незначительным увеличением в периоды половодья. Преобладание поверхностной или почвенной составляющих приводит к высокой изменчивости концентраций и резким их пикам, в особенности в периоды формирования поверхностного стока.

ВЫВОДЫ

Продемонстрированы возможности модели ECOMAG-НМ для исследования формирования генетических составляющих водного и химического стока меди, цинка и марганца в крупном речном бассейне Нижнекамского водохранилища.

Испытания модели проводились по данным гидрологического и гидрохимического мониторинга на водосборе с использованием информации о подземной составляющей водного стока р. Белой, определенной с помощью графического расчленения гидрографа по видам питания по методу Б.И. Куделина [8] по алгоритму GRWAT [14]. В результате учета количественного соотношения генетических составляющих водного и химического стока при моделировании формирования содержания металлов в речной сети получены более высокие значения коэффициентов корреляции между рассчитанными и измеренными концентрациями, чем опубликованные ранее [11, 30, 31].

На основе результатов моделирования определены количественные оценки поверхностной, почвенной и грунтовой составляющих водного и химического стока на 20-ти выделенных частных водосборах в бассейне НКВ. Почвенная составляющая преобладает на большинстве исследуемых участков и составляет от 28 до 63% годового водного стока, от 38 до 84% годового стока металлов. Грунтовая составляющая преобладает лишь

на нескольких участках рек, протекающих в восточной и юго-восточной предгорной и горной частях бассейна НКВ. Поверхностная составляющая в целом составляет незначительную часть (от 5 до 25%) годового водного стока и более существенную часть (от 5 до 47%) стока металлов.

Отмечены значительные различия соотношений между генетическими составляющими водного и химического стока на одних и тех же исследуемых участках в разные по водности годы. Установлено, что доля грунтовой составляющей повышается в маловодные годы и снижается в многоводные, почвенная составляющая в многоводные годы повышается и снижается в маловодные. Сезонные изменения генетических составляющих водного и химического стока характеризуются максимальными значениями во втором квартале, когда через исследуемые участки протекает от 43 до 70% годового водного стока, а кратность повышения стока металлов относительно остальных сезонов может достигать ~15 раз.

Установлены нелинейные связи между среднемноголетними значениями водного стока и стока металлов в замыкающих створах всех исследуемых участков, показывающие, что при больших значениях водного стока химический сток асимптотически приближается к постоянному значению, что, по-видимому, определяется максимальной обменной емкостью водосбора при выщелачивании металлов из почвенно-грунтовой толщи и выносе их в речную сеть.

Расчеты показали, что существенное влияние на формирование химического стока оказывает осаждение металлов в процессе их транспорта по речной сети. При этом доля металлов, осевших с наносами, повышается в маловодные годы по сравнению с многоводными. В среднем за исследуемый многолетний период при трансформации водных масс по речной сети к створу плотины НКВ осажается ~46% меди и цинка, ~21% марганца, вымываемых с водосбора. Если бы не происходило оседания металлов с наносами, то среднемноголетний сток меди и цинка превышал бы фактический в 1.9 раза, сток марганца — в 1.3 раза.

Расчеты показали, что увеличение водного и химического стока сопровождается увеличением концентраций металлов в речных водах. На подавляющем большинстве исследуемых участков наибольшие средние концентрации металлов отмечаются в многоводные годы и во втором квартале (в период весеннего половодья). Установлено, что генетическая структура водного и химического стока влияет на внутригодовые и межгодовые изменения содержания металлов в речной воде. Наибольшей внутригодовой и межгодовой изменчивостью концентраций металлов характеризуются участки со значительной долей поверхностной составляющей, наименьшей из-

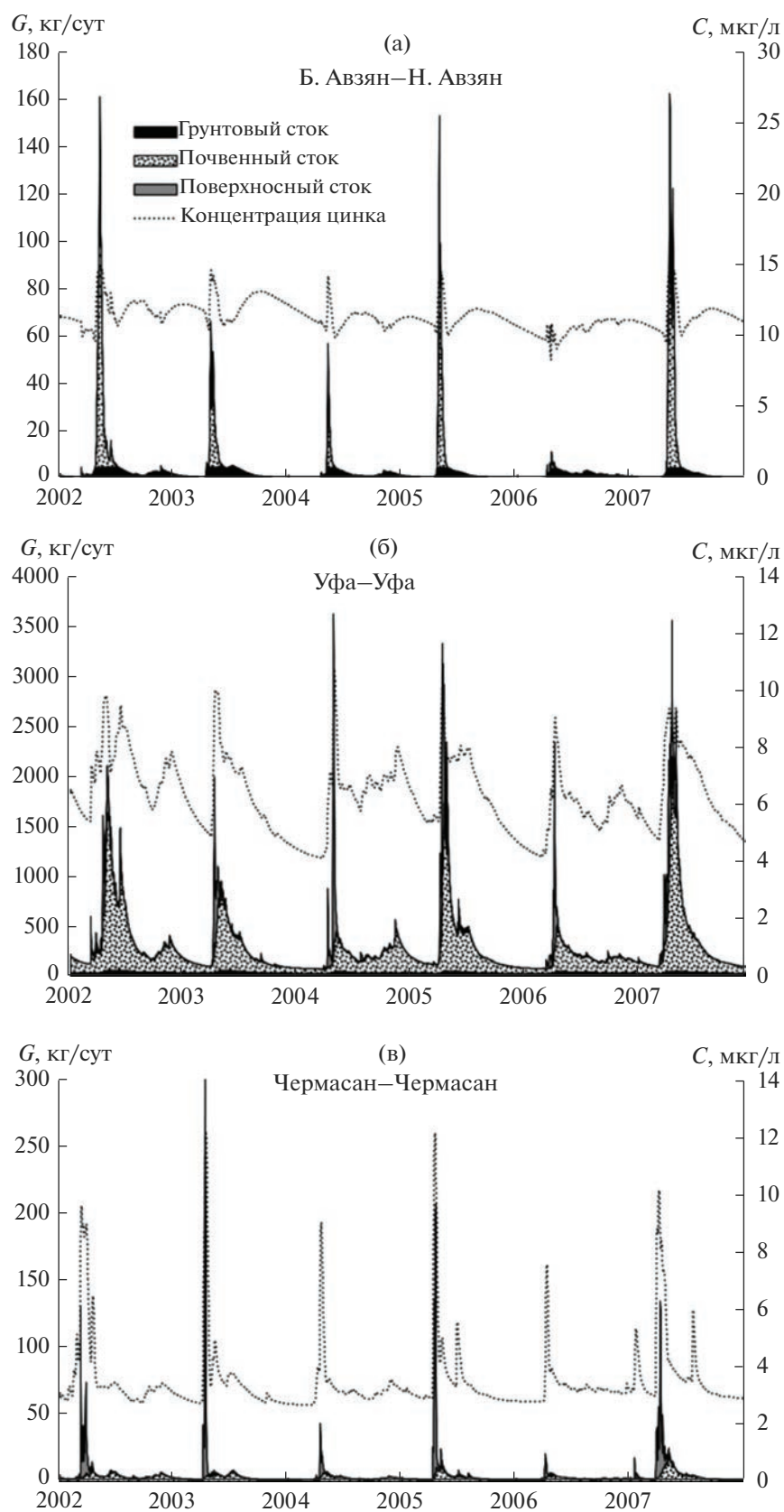


Рис. 13. Динамика генетических составляющих химического стока G и концентраций C Zn в створах исследуемых участков.

менчивостью – участки с преобладанием грунтовой составляющей стока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бэфани А.Н.* Теоретическое обоснование методов исследования и расчета паводочного стока рек Дальнего Востока // Тр. ДВНИГМИ. 1966. Вып. 22. С. 124–215.
2. *Блоков И.П.* Окружающая среда и ее охрана в России. Изменения за 25 лет. М.: Совет Гринпис, 2018. 432 с.
3. *Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А.* Математическое моделирование в гидрологии. М.: Академия, 2010. 304 с.
4. Государственные доклады о состоянии природных ресурсов и окружающей среды Республики Башкортостан в 2006–2017 годах. Уфа, 2007–2018.
5. *Губарева Т.С., Болдескул А.Г., Гарцман Б.И., Шаповов В.В.* Анализ природных трассеров и генетических составляющих стока в моделях смешения (на примере малых бассейнов в Приморье) // Вод. ресурсы. 2016. Т. 43. № 4. С. 387–399.
6. *Даценко Ю.С.* Особенности формирования речного стока марганца и железа в периоды половодья // Вода: химия и экология. 2018. № 4–6. С. 3–6.
7. *Кондратьев С.А., Шмакова М.В.* Математическое моделирование массопереноса в системе водосбор–водоток–водоем. СПб.: Нестор-История, 2019. 248 с.
8. *Куделин Б.И.* Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1960. 344 с.
9. *Кучмент Л.С.* Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление). М.: ИВП РАН, 2008. 394 с.
10. *Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н.* Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: РАН, 2018. 300 с.
11. *Мотовилов Ю.Г., Фашчевская Т.Б.* Пространственно-распределенная модель формирования стока тяжелых металлов в речном бассейне // Вода: химия и экология. 2018. № 1–3. С. 18–31.
12. Правила использования водных ресурсов Нижнекамского водохранилища на р. Каме. М.: Росводресурсы, 2014. 131 с.
13. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 11. Средний Урал и Приуралье. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 848 с.
14. *Рец Е.П., Киреева М.Б., Самсонов Т.Е., Езерова Н.Н., Горбаренко А.В., Фролова Н.Л.* Алгоритм автоматизированного расчленения гидрографа по методу Б.И. Куделина GRWAT: проблемы и перспективы // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 1. С. 27–42.
15. *Селезнева А.В.* Антропогенная нагрузка на реки от точечных источников загрязнения // Изв. Самарского НЦ РАН. 2003. Т. 5. № 2. С. 268–277.
16. СН 435-72. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 20 с.
17. *Сучкова К.В., Мотовилов Ю.Г., Эдельштейн К.К., Пуклаков В.В., Ерина О.Н., Соколов Д.И.* Моделирование генетических составляющих речного стока с использованием гидрохимического способа идентификации водных масс // Вода: химия и экология. 2019. № 1–2. С. 46–56.
18. *Фашчевская Т.Б., Красногорская Н.Н., Рогозина Т.А.* О воздействии предприятия “Уфаводоканал” на качество воды реки Белой // Материалы междунаро. науч. конф. “Экологические и гидрометеорологические проблемы больших городов и промышленных зон”. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2006. С. 80–82.
19. *Фашчевская Т.Б., Мотовилов Ю.Г., Шадиянова Н.Б.* Природные и антропогенные изменения содержания железа, меди и цинка в водотоках Республики Башкортостан // Вод. ресурсы. 2018. Т. 45. № 6. С. 603–617.
20. *Щербаков Б.Я., Чиликин А.Я., Ижевский В.С.* Залповые сбросы производственных сточных вод и их последствия // Экология и пром-сть России. 2002. № 6. С. 39–41.
21. *Эдельштейн К.К.* Структурная гидрология суши. М.: ГЕОС, 2005. 316 с.
22. *Эдельштейн К.К., Смахтина О.Ю.* Генетическая структура речного стока и химико-статистический метод выделения ее элементов // Вод. ресурсы. 1991. № 5. С. 5–20.
23. *Barlow P.M., Cunningham W.L., Zhai T., Gray M.* U.S. Geological Survey Groundwater Toolbox, A Graphical and Mapping Interface for Analysis of Hydrologic Data (Version 1.0) – User Guide for Estimation of Base Flow, Runoff, and Groundwater Recharge From Streamflow Data: Techniques and Methods. Book 3. Chapter B10. Reston, Virginia, U.S.: Geological Survey, 2015. 40 p.
24. *Beven K.* How far can we go in distributed hydrological modelling? // Hydrol. Earth System Sci. 2001. V. 5 Iss. 1. P. 1–12.
25. *Eckhardt K.* A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods // J. Hydrol. 2008. 352 (1). P. 168–173.
26. *Kirchner J.W.* Quantifying new water fractions and transit time distributions using ensemble hydrograph separation: theory and benchmark tests // Hydrol. Earth System Sci. 2019. 23 (1). P. 303–349.
27. *Klaus J., McDonnell J.J.* Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation // J. Hydrol. 2013. V. 505. P. 47–64.
28. *McDonnell J.J., Beven K.* Debates on Water Resources: The future of hydrological sciences: A (common) path forward? A call to action aimed at understanding velocities, celerities and residence time distributions of the headwater hydrograph // Water Resour. Res. 2014. V. 50 (6). P. 5342–5350.
29. *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 // Transactions of the ASABE. 2007. V. 50 (3). P. 885–900.
30. *Motovilov Y., Fashchevskaya T.* Modeling Management and Climate Change Impacts on Water Pollution by Heavy Metals in the Nizhnekamskoe Reservoir Watershed // Water. 2021. V. 13 (22). 3214. 21 p.
31. *Motovilov Y.G., Fashchevskaya T.B.* Simulation of spatially-distributed copper pollution in a large river basin using the ECOMAG-HM model // Hydrol. Sci. J. 2019. V. 64. P. 739–756.
32. *Sivapalan M., Blöschl G.* The Growth of Hydrological Understanding: Technologies, Ideas, and Societal Needs Shape the Field // Water Resour. Res. 2017. V. 53. P. 8137–8146.