

ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Мотовилов Ю. Г., Гельфан А. Н.

**МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА  
В ЗАДАЧАХ ГИДРОЛОГИИ  
РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ**

Москва  
2018

УДК 556  
ББК 26.222.5

### **Аннотация**

В монографии обобщен многолетний опыт авторов по построению математических моделей формирования речного стока как единой методической, информационной и технологической основы решения прикладных задач гидрологии суши. На примере речных бассейнов, расположенных в разных физико-географических условиях, рассмотрены приложения моделей к актуальным задачам гидрологии речных бассейнов, включая оценку изменений водного режима под влиянием изменений климата и антропогенной нагрузки, управления действующими водноресурсными системами, эффективности противопаводковых мероприятий и др., а также к задачам оперативных гидрологических прогнозов.

Монография – первое отечественное издание, систематизирующее представления о моделях формирования речного стока как основы нового поколения методов гидрологических расчетов и прогнозов.

ISBN 978-5-907036-22-2

**DOI:** 10.31857/S9785907036222000001

# Оглавление

<b>Введение.....</b>	<b>7</b>
<b>Глава 1. Развитие математических моделей в гидрологии речных бассейнов.....</b>	<b>15</b>
1.1 Предмет обзора.....	15
1.2 Эволюция гидрологических моделей: основные этапы .....	17
<b>Глава 2. Физико-математическая модель ЕСОМАГ: базовые уравнения, агрегирование параметров, процедуры калибровки и проверки, информационное обеспечение .....</b>	<b>42</b>
2.1 Структура модели.....	44
2.2 Базовые уравнения .....	46
2.3 Калибровка модели ЕСОМАГ и критерии качества .....	57
2.3.1 Процедура калибровки.....	57
2.3.2 Критерии эффективности модели.....	62
2.4 Информационно-моделирующий комплекс ЕСОМАГ .....	65
2.4.1 Структура комплекса.....	65
2.4.2 Информационные ресурсы .....	70
Приложение 2.1 .....	74
Приложение 2.2 .....	76
<b>Глава 3. Моделирование гидрологических процессов на малых речных бассейнах (по материалам международного эксперимента NOPEX).....</b>	<b>85</b>
3.1 Исходные данные .....	85
3.2 Адаптация модели ЕСОМАГ на полигоне NOPEX .....	89
3.2.1 Оценка масштаба расчетной ячейки.....	89
3.2.2 Результаты калибровки и проверки модели по данным о речном стоке .....	92
3.2.3 Результаты калибровки и проверки модели по данным о влажности почвы и уровне грунтовых вод.....	96
3.2.4 Поля характеристик гидрологического цикла в области NOPEX.....	98
3.2.5 Водный баланс области NOPEX .....	101
<b>Глава 4. Моделирование формирования речного стока и полей гидрологических процессов в крупнейших речных бассейнах .....</b>	<b>104</b>
4.1 Модель формирования речного стока в бассейне Волги: разработка, результаты испытаний, анализ полей гидрологических процессов .....	104
4.1.1 Краткая характеристика бассейна .....	105
4.1.2 Информационное обеспечение модели .....	105
4.1.3 Модельная схематизация бассейна и речной сети.....	107
4.1.4 Моделирование динамики полей запасов воды в снежном покрове и влажности почвы .....	109
4.1.5 Моделирование динамики полей запасов воды в снежном покрове в различных пространственных масштабах.....	115
4.1.6 Моделирование гидрографов стока в различных пространственных масштабах.....	119
4.1.7 Модели формирования стока на водосборах водохранилищ Волжско-Камского каскада .....	122

4.1.8 Основные результаты моделирования полей гидрологических процессов в бассейне Волги .....	135
4.2 Модель формирования речного стока в бассейне р. Лены: разработка, результаты испытаний, анализ полей гидрологических процессов .....	136
4.2.1 Краткая характеристика бассейна .....	136
4.2.2 Информационное обеспечение модели .....	137
4.2.3 Модельная схематизация речного бассейна и русловой сети.....	139
4.2.4 Калибровка параметров .....	139
4.2.6 Расчеты поля среднемноголетнего модуля стока.....	146
4.2.7 Основные результаты моделирования полей речного стока в бассейне Лены .....	148
4.3 Модель формирования речного стока в бассейне р. Амур и ее применение для анализа условий формирования катастрофического наводнения 2013 года.....	149
4.3.1 Краткая характеристика речного бассейна.....	149
4.3.2 Информационное обеспечение модели .....	150
4.3.3 Модельная схематизация речного бассейна и русловой сети, оценка гидрофизических параметров почв.....	151
4.3.4 Калибровка параметров и проверка модели .....	152
4.3.5 Моделирование полей гидрометеорологических условий формирования наводнения 2013 г. в бассейне р. Амур .....	155
4.3.6 Основные результаты моделирования формирования речного стока в бассейне р. Амур.....	159
4.4 Модель формирования речного стока в бассейне р. Маккензи: разработка, результаты испытаний, анализ полей гидрологических процессов .....	159
4.4.1 Краткая характеристика объекта .....	159
4.4.2 Информационное обеспечение модели .....	161
4.4.3 Модельная схематизация речного бассейна и русловой сети. ....	161
4.4.4 Учет региональных особенностей формирования стока при разработке модели .....	162
4.4.5 Калибровка параметров и проверка модели .....	163
4.4.6 Моделирование среднемноголетних полей слоя осадков, стока и испарения .....	167

**Глава 5. Модели формирования речного стока в приложении к исследовательским задачам гидрологии речных бассейнов: оценка гидрологических последствий изменения климата .....**

<b>гидрологических последствий изменения климата .....</b>	<b>172</b>
5.1 Оценка робастности гидрологической модели.....	174
5.1.1 Проблема валидации гидрологической модели: общие представления и возможность прагматического решения.....	175
5.1.2 Схемы тестирования модели .....	176
5.1.3 Описание бассейна р. Гаронна и используемые данные .....	177
5.1.4 Оценка робастности модели с помощью СЕР процедуры.....	179
5.2 Анализ чувствительности максимального стока крупных рек к изменению климатических характеристик .....	183
5.2.1 Локальный анализ чувствительности: методика и результаты. ....	186
5.2.2 Глобальный анализ чувствительности: методика и результаты.....	189
5.3 Оценка гидрологических последствий изменения климата в крупных речных бассейнах: опыт совместного использования региональной гидрологической и глобальных климатических моделей.....	193
5.3.1 Глобальные модели климата и рассчитанные по ним климатические проекции для рассматриваемых бассейнов.....	193

5.3.2 Основные результаты по оценке возможных изменений нормы годового стока .....	195
5.3.3 Оценка возможных изменений максимального стока .....	198
5.4 Анализ неопределенности расчетных оценок возможных гидрологических изменений: эффект стохастической изменчивости атмосферных процессов .	201
5.4.1. Организация численных экспериментов .....	204
5.4.2 Результаты оценки неопределенности статистик годового и месячного стока р. Лены. ....	206
5.4.3 Анализ тренда .....	207

**Глава 6. Новое поколение методов и технологий противодействия угрозам водной безопасности: гидрологические расчеты и управление водноресурсными системами..... 209**

6.1 Оценка опасности наводнений и противопаводкового эффекта водохранилищ (на примере Среднего Амура).....	211
6.1.1 Оценки влияния Зейского и Бурейского водохранилищ на паводковый режим Среднего Амура в период наводнения 2013 года .....	214
6.1.2 Оценки возможного влияния планируемых водохранилищ в бассейне р. Зеи на гидрологический режим в ее устье .....	216
6.1.3 Оценки влияния водохранилищ на водный режим Среднего Амура на основе системы гидрологической и гидродинамической модели .....	221
6.1.4 Основные результаты проведенных работ .....	229
6.2 Технология информационной поддержки при управлении каскадами водохранилищ .....	230
6.2.1 Структура компьютерной технологии гидроинформационной поддержки .....	233
6.2.2 Алгоритм сценарных расчетов возможных режимов работы гидроузлов Волжско-Камского каскада .....	234
6.2.3 Адаптация технологии для основных речных бассейнов Российской Федерации .....	239
6.2.4 Оценка экономического и социального эффектов от внедрения технологии, перспективы ее совершенствования .....	240

**Глава 7. Новое поколение методов и технологий противодействия угрозам водной безопасности: гидрологические прогнозы ..... 243**

7.1 Долгосрочный ансамблевый прогноз весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище на основе модели ECOMAG: результаты проверочных и оперативных испытаний .....	244
7.1.1 Обзор методов ансамблевого долгосрочного прогноза сезонного стока.....	246
7.1.2. Схема долгосрочного ансамблевого прогноза .....	247
7.1.3 Результаты проверочных прогнозов притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за 1982–2016 гг. ....	249
7.1.4. Опыт оперативного прогноза притока воды к водохранилищу во 2-м квартале 2018 г. ....	254
7.1.5 Основные выводы .....	256
7.2 Развитие методов краткосрочного прогноза притока воды в водохранилища с использованием метеорологических прогнозов (на примере Чебоксарского и Бурейского водохранилищ) .....	257
7.2.1 Модель формирования стока в бассейне Бурейского водохранилища .....	257

7.2.2 Краткосрочный прогноз притока воды к водохранилищам: методика и результаты оперативных испытаний .....	262
7.2.3 Методика краткосрочных прогнозов притока воды к водохранилищам .....	263
7.2.4 Оперативные испытания методик краткосрочных прогнозов притока воды к водохранилищам.....	266
7.2.5 Основные выводы.....	268
<b>Заключение.....</b>	<b>269</b>
<b>Литература .....</b>	<b>272</b>

## **Введение**

В 1937 году в предисловии к 3-му изданию учебника «Гидрология суши» один из основоположников отечественной гидрологии Михаил Андреевич Великанов сформулировал «взгляд на гидрологию, как на основу геофизики» и определил предмет гидрологии, как «физика гидросферы» (Великанов, 1937, стр. 3, 8).

Через полвека, в 1987 году, Рафаэль Брас и Питер Иглсон, крупнейшие гидрологи второй половины прошлого века, опубликовали статью (Bras, Eagleson, 1987) под провокационным заголовком «Hydrology, The forgotten Earth science» («Гидрология – забытая естественная наука»). В ней авторы отмечали, что, несмотря на почти столетнюю историю развития научной гидрологии, она только начинает формироваться как самостоятельная геофизическая дисциплина<sup>1</sup>, рассматривали причины сложившегося кризиса и существующие к тому времени предпосылки для выхода из него. Основные идеи этой статьи были обобщены несколькими годами позже в отчете Национального исследовательского совета (NRC) Академии наук США, в котором также декларировалось отставание в развитии геофизического направления гидрологии от смежных наук – метеорологии, климатологии, океанологии, и обозначались приоритеты научных исследований и гидрологического образования для преодоления этого отставания (NRC, 1991; Eagleson, 1991). В предварительных комментариях к этому отчету П. Иглсон писал, что прагматическая направленность инженерной гидрологии, при всех достигнутых ею успехах, «затормозила развитие фундаментальной гидрологической науки... и создала методическую и образовательную базы, не соответствующие необходимому уровню решения возникающих задач»<sup>2</sup> (Eagleson, 1990, стр. 3).

За прошедшие десятилетия произошли существенные изменения в методологии гидрологических исследований и во взглядах научного сообщества на место гидрологии суши в системе наук о Земле. Если, следуя проф. Л. С. Кучменту, одному из создателей геофизического направления в гидрологии суши, выделять три грани гидрологической науки – инженерную, географическую и геофизическую, исторически сложившиеся в зависимости от преобладающих методов исследования, то не будет преувеличением сказать, что геофизическая грань гидрологии стала в последние годы более выраженной (Кучмент, 2008). С одной стороны, эти изменения продиктованы объективной (внутренней) логикой развития гидрологии как естествен-

<sup>1</sup> Здесь и далее термины «геофизика», «геофизические науки» употребляются в широком смысле как комплекс наук, исследующих физико-математическими методами происхождение, эволюцию, строение, свойства и процессы (природные и техногенные) в Земле и её оболочках (атмосфере, гидросфере, литосфере), а не в часто употребляемом узком смысле как синоним физики Земли. Заметим, что аналогичное широкое определение геофизики принято в США и других развитых странах.

<sup>2</sup> ...”the pragmatic focus of hydrologic engineering has retarded the development of fundamental hydrologic science...<and> resulted in a scientific and educational base that is inadequate for solution of many emerging problems” (Eagleson, 1990, p. 3)

ной науки в направлении построения собственной методологии на базовых физико-математических принципах и понятиях, единых для геофизических наук. С другой стороны, указанная тенденция стимулируется субъективными, внешними по отношению к науке факторами, которые связаны с общественным запросом на расширение информационного содержания и увеличение точности гидрологических приложений в условиях растущего влияния человека на природную среду. «Hydrology: No Longer the Forgotten Science» (Bras, 2009) – «Гидрология больше не забытая наука» – результат произошедшей смены парадигмы в методологии гидрологических исследований, констатированный одним из авторов упомянутой выше статьи (Bras, Eagleson, 1987) через 22 года после ее опубликования и через 72 года после выхода в свет учебника М. А. Великанова.

Согласно современным определениям, к основному предмету изучения гидрологии суши относятся факторы формирования и распределения пресной воды на поверхности суши, в почвах и грунтах, физические механизмы переноса водных масс внутри участков суши разного масштаба, а также на границах взаимодействия суши с атмосферой и океаном (см., например, NRC, 1991). Диапазон пространственных и временных масштабов, на которых происходят энергетически значимые для геофизических процессов виды переноса водных масс, чрезвычайно широк: от процессов, сопровождающих выпадение локальных конвективных ливней с характерными временами до 1 часа и линейными масштабами менее 1 км, до процессов движения водных масс в глубоких водоносных горизонтах с периодом отклика в десятки и даже сотни лет на площадях в сотни тысяч квадратных километров (Blöschl, Sivapalan, 1995).

Почти столь же разнообразны масштабы физических процессов, происходящих в гидрологических системах речных бассейнов, площади которых варьируются в диапазоне шести порядков – до миллионов квадратных километров, а характерные скорости горизонтального, например, движения водных масс в отдельных компонентах системы – в пределах шести-семи порядков: от десятков сантиметров в секунду (руслевой сток) до десятков метров в год (глубокий подземный сток).

Проблемы описания динамических свойств гидрологической системы речного бассейна, физических механизмов отклика системы в целом и ее отдельных элементов на внешние воздействия, особенностей проявления этих механизмов на разных пространственных и временных масштабах, факторов, определяющих их разнообразие в зависимости от физико-географических и климатических условий, – далеко не полный перечень геофизических задач, составляющих содержание современной гидрологии речных бассейнов. Отличия в их постановке и путях решения по сравнению с традиционными подходами, развитыми в смежных геофизических дисциплинах, во многом связаны со специфическими свойствами гидрологической системы речного бассейна как физического объекта<sup>3</sup>. При всем многооб-

---

<sup>3</sup> Идея описания природной системы как физического объекта заимствована из работы (Дымников и др., 2006), в которой это описание служило иллюстрацией необходимости применения численных моделей при изучении климатической системы.

разии свойств миллионов речных бассейнов Земли их общие свойства как физических объектов можно сформулировать следующим образом.

### *1. Речной бассейн – сложная динамическая система.*

Несмотря на отсутствие общепринятого определения сложной динамической системы, ее характерные свойства подробно описаны (см., например, Sibani, Jensen, 2013). Существует немало эмпирически установленных фактов, позволяющих определить речной бассейн как сложную систему. Прежде всего, основное свойство бассейна – нелинейность поведения системы в целом и ее отдельных элементов, возникающая в результате сложного сочетания эффектов положительной и отрицательной обратных связей внутри элементов системы и при их взаимодействии. Гидрологические процессы проявляют нелинейность в широком диапазоне пространственно-временных масштабов, от, например, микромасштабных процессов формирования водонепроницаемых слоев льда при инфильтрации воды в мерзлую почву (Романов и др., 1974; Калюжный, Лавров, 2012) до нелинейных эффектов в гидрологических процессах на климатических масштабах времени (Rodriguez-Iturbe et al., 1991; Koutsoyiannis et al., 2009). Эффект нелинейности может проявляться в высокой чувствительности системы к малым возмущениям в начальных и граничных условиях и, теоретически, быть причиной ее хаотической динамики (Sivakumar, 2000), хотя эмпирических подтверждений такого поведения не найдено (Koutsoyiannis, 2006). Речной бассейн характеризуется также другими типичными свойствами сложной системы, такими, как: иерархическая самоорганизация ее элементов (например, формирование устойчивых пространственных структур преимущественного горизонтального, поверхностного и подповерхностного движения воды (“preferential flow”; Kleidon et al., 2013) и вертикальной инфильтрации в почве (т. н. “flow fingering”; Hill, Parlange, 1972)), смена устойчивых состояний элементов гидрологической системы во времени и в пространстве (Dooge, 1986; Brandes et al., 1998; Zehe et al., 2007), «пороговое поведение» (Zehe, Blöschl, 2004) элементов гидрологической системы, например, хортоновский механизм формирования поверхностного склонового стока, широкий диапазон продолжительностей периода «памяти» элементов системы, зависящий от их физических свойств, определяющий особенности динамики и пределы предсказуемости гидрологических процессов. Взятые в совокупности, эти свойства определяют, в частности, неаддитивность системы – несводимость реакции речного бассейна на внешние воздействия к линейной сумме реакций ее элементов (отмеченное свойство не противоречит тому факту, что линейные модели речного бассейна, например, метод единичного гидрографа, сыграли огромную роль в развитии гидрологии и по сей день успешно используются для решения инженерных задач). Также, отчасти благодаря этим свойствам, элементы гидрологической системы способны ко взаимной эволюции и самоорганизации – адаптации своего поведения к условиям, создаваемым другими элементами, что позволяет открытой системе в целом адаптировать свою структуру к изменению внешних воздействий (Ehret et al., 2014).

## *2. Речной бассейн – динамическая стохастическая система*

Поведение гидрологических систем не может быть полностью описано ни детерминистическими, ни статистическими методами. Первая группа методов позволяет предсказать будущее состояние системы на основе точного знания ее параметров, а также начальных и граничных условий. Вторая – оценить вероятностные характеристики будущего состояния системы при неопределенности параметров и/или краевых условий. С одной стороны, невозможность точного задания параметров гидрологической системы, описания краевых условий сужает возможности полного ее описания чисто детерминистическими методами. С другой стороны, наличие пространственных и временных детерминистических структур в поведении гидрологических систем, высокая степень их нелинейности ограничивают возможность описания поведения гидрологических систем статистическими методами. Согласно представлениям одного из крупнейших гидрологов XX века Дж. Дуга, эта особенность гидрологических систем связана с тем, что они относятся к динамическим системам промежуточного уровня организации, что делает актуальной разработку методов их анализа на базе «концепции реальности, промежуточной между детерминизмом и случайностью» (“concept of reality intermediate between determinism and randomness” Dooge, 1986, стр. 49S), основанных на детерминистическом описании их нелинейного поведения с учетом стохастической природы неопределенности задания начальных и граничных условий, а также параметров системы. Один из возможных подходов к реализации этой концепции – описание гидрологической системы речного бассейна как динамико-стохастической системы (Кучмент, Гельфан, 1993; Гельфан, 2007).

## *3. Речной бассейн – квазидвумерная система.*

Элементы гидрологической системы речного бассейна, в которых происходят физически значимые процессы вертикального массо- и энергообмена с атмосферой (растительный покров, почвогрунты) и процессы горизонтального массо- и энергопереноса (русловая сеть, водоносные подземные горизонты) можно рассматривать как тонкие пленки, поскольку характерные вертикальные размеры этих элементов на несколько порядков меньше их горизонтальных размеров. Гидрологическая система может быть идеализирована, таким образом, как квазидвумерная<sup>4</sup>.

## *4. Речной бассейн – пространственно неоднородная система.*

Физические параметры речного бассейна (свойства почвогрунтов, растительности, рельефа и др.), которые влияют на интенсивность массо- и энергообмена как между компонентами гидрологической системы, так и с внешними по отношению к ней системами (атмосферой, океаном), характеризуются большой пространственной изменчивостью. Так, физические свойства почв, определяющие, наряду с физическими и биологическими характеристиками растительного покрова, интенсивность суммарного испарения с поверхности бассейна, могут на порядки различаться в пределах расстоя-

<sup>4</sup> Аналогичное, с поправкой на пространственные масштабы, свойство присуще атмосфере и океану.

ний, пренебрежимо малых по сравнению с линейными размерами водосбора (см., например, Глобус, 1987). При этом значения физических параметров речного бассейна распределены по его площади не случайным образом. Их пространственные поля характеризуются высокой степенью организации, образуя, во многих случаях, подобные в геометрическом смысле структуры на разных пространственных масштабах и определяя, тем самым, структурные свойства пространственной организации гидрологических процессов (Grayson, Blöschl, 2000б). Важное следствие наличия пространственных структур элементов гидрологической системы – сохранение нелинейности их отклика на внешние воздействия при усреднении, сопровождающем переход от микро- к макромасштабам (Zehe, Blöschl, 2004).

##### *5. Речной бассейн – эволюционирующая система с переменными параметрами.*

Пространственная организация физических свойств бассейна является следствием многолетней взаимосвязанной эволюции эрозионных форм рельефа, почв, ландшафтов, в том числе, под воздействием климатических факторов и биоты, т. е. речной бассейн представляет собой эволюционирующую систему, физические параметры которой изменяются во времени (Ehret et al., 2014). Помимо природных факторов, параметры речного бассейна могут изменяться вследствие антропогенного воздействия: урбанизации, мелиорации и др., причем скорость этих изменений обычно намного выше скорости природных изменений.

Приведенный перечень основных свойств речного бассейна как физического объекта может быть дополнен, но представляется достаточным, чтобы сделать определенные выводы о специфике методов исследования гидрологической системы, для диагностирования ее состояний и предсказания их изменений.

Пространственные геометрические свойства гидрологической системы речного бассейна в сочетании с широким диапазоном характерных временных масштабов значимых гидрологических процессов делают практически невозможным построение физической модели речного бассейна для его исследования в лабораторных условиях (речь идет о модели бассейна в целом, а не о физических моделях его отдельных компонент, например, лабораторных моделях движения воды в русле, гидрофизических процессов в почве и др., продолжающих играть важную роль в углублении понимания этих процессов). Другой традиционный подход к исследованию природной системы – натурный эксперимент – хотя и возможен с гидрологической системой речного бассейна (яркий пример – многолетние детальные эксперименты на парных водосборах воднобалансовых станций бывшего СССР), но очень трудоемок, поскольку для получения устойчивых интерпретируемых результатов эксперимент должен охватывать многолетний период, включающий годы с разными климатическими условиями. Кроме того, вызывает сомнения возможность обобщения результатов натурных гидрологических экспериментов, их переносимость на другие территории. Наконец, третий, помимо физического и натурального эксперимента источник данных, – регу-

лярные наблюдения на сетях гидрометеорологического мониторинга. Эти данные представляют, несомненно, большую ценность для исследования гидрологической системы, однако стандартные наблюдения за многими гидрологическими переменными не производятся, а продолжительность имеющихся рядов наблюдений недостаточна для того, чтобы дать представление о гидрологических процессах в меняющихся, в том числе – редких, климатических условиях. При этом сеть наземного мониторинга охватывает лишь малую часть речных бассейнов мира, и ее плотность в большинстве стран сокращается. Востребованность данных дистанционного, в том числе и космического, мониторинга (например, радарные измерения осадков, анализ снежного покрова, влажности верхнего слоя почвы) пока ограничивается узким кругом гидрологических задач. Учитывая вышеизложенное, можно заключить, что основным инструментом изучения гидрологической системы речного бассейна, постановки экспериментов для исследования особенностей ее поведения в различных, в том числе и не наблюдавшихся, но физически осуществимых условиях, разработки методов оценки и прогнозирования ее состояний в этих условиях, анализа механизмов формирования критических состояний и решения других задач гидрологии речных бассейнов являются математические модели.

Существенная нелинейность гидрологических процессов на разных масштабах, изменчивость параметров речного бассейна и их сложная пространственная организация, чувствительность гидрологических систем к антропогенным воздействиям, взаимная эволюция характеристик бассейна под воздействием климатических и биотических факторов, – эти и другие свойства гидрологической системы диктуют определенные требования, которым должны соответствовать описывающие эти системы математические модели. Не вызывает сомнений, что решение сформулированных выше исследовательских и прогнозных задач гидрологии речных бассейнов возможно лишь на основе численных физико-математических моделей с распределенными параметрами, которые строятся на базовых физических принципах и понятиях, единых для смежных геофизических дисциплин, и учитывают специфические свойства конкретного речного бассейна. Разработка таких моделей в условиях недостаточности данных натурных наблюдений относится к «одной из наиболее трудных задач геофизики» (Кучмент, 2008).

Настоящая монография обобщает многолетние исследования авторов по разработке физико-математических моделей гидрологических процессов, а также методов их приложений к задачам гидрологических расчетов и прогнозов. Монография развивает традиции отечественной школы физико-математического моделирования процессов гидрологического цикла суши, созданной нашим учителем – доктором физико-математических наук, профессором Л. С. Кучментом, под руководством которого мы проработали многие годы и под чьим влиянием сформировалось наше научное мировоззрение.

В монографию не вошла часть работ авторов, опубликованных в ранее вышедших монографиях и многочисленных статьях, многие из которых приведены в библиографическом списке использованных источников: это,

прежде всего, результаты Ю. Г. Мотовилова по созданию одних из первых в мире физико-математических моделей формирования талого стока, гидротермических процессов в мерзлой почве и снеге, обобщенные в монографиях (Кучмент и др., 1983; Кучмент и др., 1990), а также результаты А. Н. Гельфана в области разработки численных динамико-стохастических моделей формирования речного стока, развития на их основе методов оценки опасности и прогнозирования наводнений (монографии Кучмент, Гельфан, 1993; Гельфан, 2007). Толчком к написанию настоящей монографии стали результаты последних 5-ти лет, полученные во время нашей совместной работы в лаборатории гидрологии речных бассейнов Института водных проблем РАН (ИВП РАН), в том числе, в рамках выполняемых под нашим руководством нескольких проектов Российского научного фонда и Российского фонда фундаментальных исследований, ряда международных проектов. Эти результаты опубликованы в более чем двух десятках статей в высокорейтинговых журналах, доложены на десятках крупных международных конференций, неплохо цитируются. В силу разных причин основные результаты опубликованы нами в зарубежных изданиях, и этой монографией мы возвращаем долг отечественному читателю. Однако не это главное. Своей монографией мы стремились показать, что в России наметилась тенденция к преодолению сложившегося в 1990–2000-е гг. отставания от экономически развитых стран в области разработки современных физико-математических моделей для решения исследовательских задач гидрологии речных бассейнов и построения на основе таких моделей нового поколения методов и технологий гидрологических расчетов и прогнозов. По нашему глубокому убеждению, совместная работа сохранившихся научных коллективов по развитию геофизического направления гидрологии в тесной связи со смежными дисциплинами наряду с подготовкой молодых специалистов способна поддержать указанную тенденцию и восстановить высокую репутацию отечественной школы моделирования гидрологических процессов, сложившуюся в 1960–1980-х гг. Прежде всего, мы рассматриваем свою монографию как вклад в эту работу и дань уважения к поколению выдающихся ученых тех лет.

Книга состоит из семи глав.

В первой главе впервые в отечественной литературе представлена ретроспектива развития методов математического моделирования в гидрологии речных бассейнов с начала XX века и до наших дней. Показаны этапы эволюции численных гидрологических моделей, в том числе, физико-математических моделей с распределенными параметрами, которая привела к тому, что эти модели, разрабатывавшиеся вначале для исследований гидрологических процессов на небольших экспериментальных бассейнах, сейчас становятся основным инструментом решения и научных, и прикладных задач для крупнейших бассейнов Земного шара.

Во второй главе дано описание физико-математической модели формирования речного стока ECOMAG, которая была разработана первым автором монографии, и результаты применения которой составляют основное содержание книги. Представлены структура модели, базовые уравнения, информационное обеспечение, методы схематизации водосбора и модели-

рования русловой сети, подходы к агрегированию параметров, принципы калибровки и проверки модели, а также структура созданного на базе модели информационно-моделирующего комплекса (ИМК).

В третьей и четвертой главах представлены результаты апробации модели ЕСОМАГ для бассейнов разного размера, расположенных в различных физико-географических условиях: от небольших экспериментальных бассейнов Скандинавии до крупнейших бассейнов мира – Волги, Амура, Лены, Маккензи.

Пятая глава посвящена исследованиям возможностей модели для решения актуальных проблем гидрологии речных бассейнов. Ввиду ограниченности объема монографии была выбрана одна из таких проблем – предвычисление гидрологических последствий изменения климата, и показаны возможности решения связанных с этой проблемой четырех актуальных задач: (1) оценки робастности гидрологической модели – ее применимости для условий, отличных от современных, которые использовались при разработке, калибровке и проверке модели; (2) оценки чувствительности модели к изменению климатических характеристик; (3) усвоения гидрологической моделью данных глобальных моделей климата и организации численных экспериментов для оценки отклика гидрологических систем на изменение климата и (4) анализа неопределенности расчетных оценок возможных гидрологических изменений.

Шестая и седьмая главы показывают возможности модели ЕСОМАГ как инструмента решения актуальных проблем гидрологических расчетов и прогнозов. В шестой главе рассмотрены созданные на основе ИМК ЕСОМАГ методы и технологии оценки опасности наводнений и противопаводкового эффекта водохранилищ, а также управления действующими водноресурсными системами. В седьмой главе описано применение новых методов и технологий для краткосрочных и долгосрочных прогнозов притока воды к водохранилищам, а также представлены результаты оперативных испытаний новых методов гидрологических прогнозов в системах Росгидромета и РусГидро.

Вторая, третья и четвертая главы, основная часть шестой главы, начиная с подраздела 6.1.1, и раздел 7.2 седьмой главы написаны Ю. Г. Мотовиловым.

Введение, первая и пятая главы, вводные части второй и шестой (до подраздела 6.1.1) глав, а также седьмая глава до раздела 7.2 и заключение написаны А. Н. Гельфаном.

Авторы выражают признательность молодым сотрудникам лаборатории гидрологии речных бассейнов ИВП РАН к. г. н. А. С. Калугину, к. г. н. И. Н. Крыленко, к. г. н. В. М. Морейдо, внесшим существенный вклад в получение представленных в монографии результатов последних лет, которые вошли в главу 5, разделы 4.3, 6.1, 7.1, а также к. г. н. В. О. Полянину и аспирантке Н. О. Поповой за участие в проведении расчетов, результаты которых вошли в раздел 7.2 и часть подраздела 4.1.7 по Камскому водохранилищу соответственно. Участие каждого из упомянутых сотрудников показано сносками в соответствующих разделах монографии. Мы благодарим также аспирантку ИВП РАН Т. Д. Миллионщикову за помощь в оформлении книги.

# Глава 1. Развитие математических моделей в гидрологии речных бассейнов

## 1.1 Предмет обзора

Развитие методов математического моделирования в гидрологии речных бассейнов имеет более чем полуторавековую историю, если начинать отсчет с публикации ирландским инженером Томасом Малвани (Mulvaney, 1851) идеи «рационального метода», обосновывающего существование линейной зависимости максимального расхода речного стока от средней по площади водосбора интенсивности эффективных осадков, усредненной за время бассейнового добега. Во многих книгах и сотнях статей дан обзор гидрологических моделей, созданных в течение этого периода (из публикаций последних 25-ти лет см. Singh, 1995; O’Connell, Todini, 1996; Abbott, Refsgaard, 1996; Spatial patterns..., 2000; Bowles, 2001; Singh, Frevert, 2002a, b; Singh, Woolhiser, 2002; Encyclopedia..., 2005b; Todini, 2007; Loague, 2010; Beven, 2012; Paniconi, Putti, 2015; Fatichi et al., 2016; Sivapalan, Blöschl, 2017; Sivapalan, 2018)<sup>5</sup>. Существует несколько общепринятых классификаций, которые упорядочивают множество моделей и разделяют их на классы в зависимости от учета и соотношения в структуре и параметрах моделей того или иного вида информации: детерминистические, стохастические и динамико-стохастические модели, эмпирические («черный ящик»), концептуальные и физико-математические модели, модели с сосредоточенными, полураспределенными и распределенными параметрами, точечные, региональные и глобальные модели.

Еще более многочисленны виды практических задач, для решения которых используются гидрологические модели.

Ввиду невозможности охватить в рамках одной главы все разнообразие путей развития существующих моделей мы ограничимся описанием лишь определенных их классов, а именно будет дан обзор детерминистических численных моделей формирования речного стока, относящихся к классам концептуальных моделей с сосредоточенными и полураспределенными параметрами, а также физико-математических моделей с полураспределенными и распределенными параметрами. Особенности концептуальных и физико-математических моделей, а также их отличия от чисто эмпирических моделей типа «черного ящика» (в англоязычной литературе “data-based” или “data-driven” модели) подробно описаны в публикациях, упомянутых выше, а также в более ранних публикациях (см., например, Кучмент и др., 1983). Ниже даны лишь основные сведения об этих классах моделей.

Концептуальные гидрологические модели – термин, предложенный Л. С. Кучментом (1971) и ставший в гидрологии общепринятым (см., например, обзоры Grayson, Blöschl, 2000a; Singh, 1995; Todini, 2007), используется для обозначения класса моделей, отличающихся от эмпирических

<sup>5</sup> По данным сайта amazon.com, всего лишь за 8 лет, начиная с 2010 года, вышло 36 англоязычных монографий, которые содержат в названии слова “hydrological modeling”; многие из них упомянуты в библиографическом списке к нашей книге.

моделей учетом теоретических (априорных) представлений о совокупности и взаимосвязи процессов гидрологического цикла в речном бассейне. При этом для математического описания отдельных процессов используются, как правило, эмпирические или полуэмпирические соотношения, параметры которых подбираются по имеющимся наблюдениям методами оптимизации. Построение структуры концептуальных моделей на основе таких соотношений усложняет физическую интерпретацию параметров и увязку их значений с измеряемыми характеристиками бассейна. Речной водосбор представляется в концептуальных моделях в виде однородной поверхности с постоянными по площади параметрами (модель с сосредоточенными параметрами) или в виде набора крупных территорий, например, бассейнов притоков основной реки, которые также представляются однородными (модель с полураспределенными параметрами).

Физико-математические гидрологические модели опираются, в наибольшей возможной степени, на теоретическую информацию: современные представления о гидрологических процессах, базовые уравнения массы и энергопереноса в различных средах, достижения математической физики и вычислительной математики. Значения большинства параметров физико-математических моделей могут быть либо заданы из физических соображений, либо найдены с помощью эмпирически установленных зависимостей от измеряемых характеристик рельефа, почв, растительности и других. Поиск таких соотношений – отнюдь не простая задача, которая не может быть решена для всех параметров, поэтому часть из них по-прежнему должна подбираться (например, методами оптимизации) по имеющимся измерениям за гидрологическими переменными. В структуре модели, ее параметрах, в задании входных переменных пространственная неоднородность свойств речного бассейна и метеорологических воздействий на водосбор может быть описана детально (модель с распределенными параметрами) или с использованием упрощающих допущений, при которых используются интегральные модели отдельных процессов, а для разделения водосбора на расчетные элементы применяется, например, концепция элементарной репрезентативной области (модель с полураспределенными параметрами; см. ниже).

Начиная с 1962 года, когда профессором Р. Линсли и его студентом Н. Кроуфордом была создана Стенфордская модель (Crawford, Linsley, 1962) – первая концептуальная модель формирования речного стока с сосредоточенными параметрами, численные гидрологические модели в экономически развитых странах стали основным инструментом решения исследовательских и прикладных задач гидрологии речных бассейнов. Структура моделей, их способность к усвоению теоретической информации о гидрологических процессах и пространственно распределенных данных измерений, методы оценки параметров и тестирования моделей претерпели за эти десятилетия радикальные изменения, связанные с развитием гидрологической теории и численных методов, революцией в компьютерной и измерительной технологиях. Уже к началу 2000-х годов количество численных гидрологических моделей разной сложности и области их применения исчислялись многими десятками (перечень наиболее распространенных, при-

веденный в публикации В. Сингха и Д. Вудхайзера (Singh, Woolhiser, 2002), включает 71 модель). Таким образом, выбор для обзора указанных выше классов гидрологических моделей обусловлен тем, что эти модели наиболее интенсивно развивались в последние десятилетия и оказались более других востребованы в решении задач гидрологии речных бассейнов, в том числе и задач, традиционно решавшихся ранее с помощью эмпирических (детерминистических или статистических) моделей, например, задач краткосрочного и долгосрочного прогноза водного режима рек, оценки опасности наводнений, имитационного моделирования временных рядов речного стока, восстановления гидрологических рядов, оценки влияния антропогенных воздействий на водный режим рек и др.

## 1.2 Эволюция гидрологических моделей: основные этапы

В недавно опубликованной статье ведущих современных гидрологов Г. Блэшла и М. Сивапалана (Sivapalan, Blöschl, 2017) авторы выделяют шесть 20-летних этапов (в терминологии авторов – «эры») становления научной гидрологии с начала XX века. Авторы схематично изобразили развитие гидрологических знаний как процесс, мотивированный, с одной стороны, экономическими и общественными потребностями, и ограниченный, с другой стороны, технологическими возможностями. При всей условности временных границ в такого рода обобщениях выделенные этапы в целом характеризуют эволюцию точек роста гидрологических знаний. Методы математического моделирования в гидрологии речных бассейнов представляют собой один из мощных катализаторов, и, одновременно, продуктов этой эволюции. Учитывая эту взаимосвязь, мы использовали предложенную авторами статьи (Sivapalan, Blöschl, 2017) хронологию<sup>6</sup> и наполнили содержание выделенных ими этапов основными достижениями по развитию гидрологических моделей, рассматриваемых в настоящем разделе.

Еще раз подчеркнем, что обзор посвящен развитию моделей формирования речного стока – моделей, описывающих совокупность и взаимодействие отдельных гидрологических процессов, происходящих в речном бассейне и преобразующих осадки в речной сток. Эволюция методов математического моделирования самих этих процессов – предмет специального исследования, которое выходит далеко за рамки настоящего обзора, а собственно достижения в этой области выходят и за рамки гидрологии суши, поскольку многие (если не большинство) из указанных методов разрабатывались и сейчас разрабатываются специалистами других наук: гидродинамиками, метеорологами, почвоведомы, геоморфологами, криолитологами, гляциологами и др.<sup>7</sup> Учитывая это, мы будем упоминать в настоящем обзоре модели отдельных гидрологических процессов лишь под углом зрения вовле-

<sup>6</sup> Первые два этапа были выделены ранее в классической монографии В. Т. Чоу (Chow, 1964).

<sup>7</sup> Последние обзоры, обобщающие достижения в развитии методов физико-математического моделирования отдельных гидрологических процессов и опубликованные на русском языке, содержатся в монографиях Л. С. Кучмента с соавторами, вышедших 30-40 лет назад (Кучмент, 1980; Кучмент и др., 1983; Кучмент и др., 1990). Нелишним будет еще раз подчеркнуть, что за прошедшие десятилетия вышли десятки англоязычных монографий и учебников на эту тему.

ченности этих моделей в структуру моделей формирования речного стока. Также за пределами нашего обзора останутся результаты многочисленных лабораторных и натурных экспериментов, сыгравших в ряде случаев определяющую роль в развитии методов математического моделирования в гидрологии речных бассейнов. Наконец, исследования, направленные на совершенствование методов решения прикладных задач гидрологических расчетов и прогнозов, будут отражены в обзоре, если результатами таких исследований стало создание новых методов математического моделирования в гидрологии.

*1910–1920-е гг. (“Empirical Era”<sup>8</sup>, Sivapalan, Blöschl, 2017): начало накопления эмпирических данных, создание первых моделей гидрологических процессов.*

Этот этап характеризовался развитием в большинстве экономически развитых стран сетей гидрологического мониторинга, прежде всего в целях борьбы с наводнениями, и появлением первых эмпирических методов гидрологических прогнозов (например, метода соответственных уровней) и гидрологических расчетов (например, «рационального метода» расчета максимального речного стока). Заметим, что в России регулярные гидрометрические и метеорологические наблюдения начались раньше – в 1876 и в 1873 годах, соответственно, снегомерные – в 1892 году, приблизительно в то же время начались измерения влажности и глубины промерзания почвы

В области развития методов математического моделирования этот этап ознаменован созданием первых физически обоснованных методов описания отдельных составляющих гидрологического цикла, многие из которых по прошествии десятилетий стали компонентами численных гидрологических моделей. Среди разработанных в указанный период методов описания гидрологических процессов, которые не только широко использовались в структуре первых численных моделей дождевого стока 1960-1970-х гг., но и продолжают использоваться до сих пор, следует упомянуть, прежде всего, модель инфильтрации воды в почву, основанную на схеме капиллярных колонн, разработанную австралийскими химиками В. Грином и Г. Эмптом (Green, Ampt, 1911), и модель перехвата жидких осадков растительностью, основанную на концепции существования предельной емкости задержания осадков растительностью и предложенную американским инженером Р. Хортоном (Horton, 1919), – одним из основоположников современной гидрологии. В современных моделях формирования талого стока продолжают использоваться формулы (в частности, квадратичная зависимость теплопроводности снега от его плотности), впервые опубликованные еще до начала рассматриваемого периода российским ученым-метеорологом Г. Ф. Абельсом (Абельс, 1893) и основанные на его исследованиях физико-механических свойств снежного покрова. Из результатов того периода, востребованных позднее в моделях формирования талого стока, можно упомянуть работу А. А. Шалабанова, эксперименты которого впервые показали

<sup>8</sup> Здесь и далее – англоязычные названия и хронология этапов развития гидрологических знаний даны по статье (Sivapalan, Blöschl, 2017). Описания этапов изменены нами по сравнению с оригинальным, чтобы выделить научные достижения, относящиеся к предмету настоящего обзора.

возможность впитывания воды мерзлой почвой, исследования метеорологов А. И. Воейкова и С. И. Савинова, посвященные оценке влияния солнечной радиации на таяние снежного покрова. Незадолго до начала этого периода появились первые работы гляциологов, в которых была предложена (Finsterwalder, Schunk, 1887), а затем уточнена (Clyde, 1931) линейная зависимость интенсивности снеготаяния от температуры воздуха – наиболее распространенный и по сей день метод расчета снеготаяния в моделях формирования талого стока.

Фундаментальные теоретические и экспериментальные результаты в области физики почв, широко используемые в современных физико-математических моделях формирования речного стока, были получены в тот период российскими почвоведом, в том числе В. Р. Вильямсом, А. Г. Дояренко, Н. А. Качинским, А. Н. Костяковым, А. Ф. Лебедевым, и американскими физиками – основателями современной физики почв: Э. Бакингом, В. Гарднером, Л. Ричардсом. Среди этих результатов стоит выделить обоснование и экспериментальное построение основной гидрофизической характеристики почв, зависимостей почвенно-гидрологических констант, гидравлической проводимости почв от их механических и структурных свойств (аналог получивших сейчас широкое распространение педотрансферных функций), и др. В конце рассматриваемого периода Л. Ричардсом (Richards, 1931) была создана теория движения влаги в ненасыщенной зоне почвы и обосновано получившее впоследствии его имя уравнение, описывающее это движение – одно из базовых уравнений в структуре многих современных физико-математических гидрологических моделей и моделей взаимодействия поверхности суши с атмосферой.

Из востребованных в макромасштабных концептуальных гидрологических моделях следует упомянуть также известные зависимости суммарного испарения с поверхности речного бассейна от потенциального испарения и осадков, предложенные в начале века П. Шрайбером и Е. М. Ольдекопом (см. ссылки и примеры в статье Dooge, 1992).

В начале 20 века французским инженером Э. Имбо (по ссылке из книги К. Бевена (Beven, 2012) впервые была предложена концепция метода изохрон-изолиний равного времени добегания для расчета гидрографа стока в замыкающем створе. На примере небольшого предгорного водосбора во Франции Э. Имбо показал, что при имеющейся оценке потерь дождевого стока трансформация стокообразующих осадков может быть произведена предложенным им методом (“time-area” метод в англоязычной литературе) с приемлемой точностью. Для расчета стока в период снеготаяния автор использовал оценку снеготаяния по коэффициенту стаивания с учетом влияния высотной зональности на температуру воздуха. Показано, что гидрограф паводка в замыкающем створе зависит от предшествующего дождю или таянию снега увлажнения бассейна, а также от интенсивности поступления воды на водосбор. По-видимому, эту модель можно считать первым прообразом будущих концептуальных моделей формирования речного стока. Идея time-area метода используется и в современных исследованиях: например, в работе (Kull, Feldman, 1998) для расчета гидрографа стока по радарным данным об осадках.

1930–1940-е гг. (*“Rationalization Era”, Sivapalan, Blöschl, 2017*): обобщение эмпирических фактов, начало построения гидрологической теории.

Крупнейшим достижением рассматриваемого периода, надолго определившим направления развития научной гидрологии в целом и внесшим заметный вклад в создание оригинальных методов математического моделирования гидрологических систем речных бассейнов, стала разработка Л. К. Шерманном (Sherman, 1932) концепции единичного гидрографа. По мнению Э. Тодини, одного из крупных специалистов в области математического моделирования гидрологических процессов, широкое распространение концепции единичного гидрографа создало в гидрологии возможности для перехода в будущем от чисто эмпирических методов к созданию физически обоснованных моделей (Todini, 2007). Эти возможности были реализованы в 1950–1960-е гг., когда метод единичного гидрографа получил физическое обоснование в рамках теории линейных динамических систем (Nash, 1957; Калинин, Милуков, 1958; Dooge 1959; Кучмент, 1968, 1969) и стал широко использоваться в моделях распространения паводковой волны, а также в структуре первых концептуальных моделей формирования речного стока (Стэнфордская, Сакраменто, SSAR, TANK) – см. ниже.

Важную роль в развитии гидрологии сыграло создание Р. Хортоном теории формирования поверхностного стока, опирающейся на предложенный им метод расчета инфильтрации воды в почву (Horton, 1933). До начала 1970-х гг., когда широкоую известность получили результаты натуральных исследований вклада подповерхностной (внутрипочвенной) составляющей в суммарный склоновый сток, хортоновская концепция поверхностного стокообразования как разности интенсивности осадков и интенсивности инфильтрации воды в почву оставалась преобладающей и лежала в основе многих концептуальных моделей формирования дождевого стока. Пионерные результаты, опередившие аналогичные зарубежные разработки в области математического описания неустановившегося движения воды в русле, были получены Н. А. Ржаницыным (1934), М. А. Великановым (1936), С. А. Христиановичем (1938), а в области описания поверхностного стока – А. Н. Бефани (1949).

В этот период были опубликованы фундаментальные результаты отечественных математиков и гидрогеологов П. Я. Полубариновой-Кочиной, Л. С. Лейбензона, американского инженера Ч. Тейса в области математического описания неустановившегося движения воды в насыщенных почвогрунтах. Эти работы положили начало современным методам описания грунтовой компоненты склонового стока в гидрологических моделях.

В конце рассматриваемого периода английским физиком и метеорологом Х. Пенманом был разработан физически обоснованный метод расчета испарения с водной поверхности и поверхности суши (Penman, 1948). Формула Пенмана, наряду с разработанной позднее на ее основе формулой Пенмана-Монтейта (см. ниже) для расчета эвапотранспирации, стала впоследствии основой соответствующих расчетных компонентов во множестве современных моделей дождевого стока и взаимодействия поверхности суши с атмосферой.

Одна из публикаций этого периода – работа М. Бернарда 1937 г. (по ссылке в статье Hjelmfelt, Amerman, 1980), в которой автор впервые сформулировал модель поверхностного склонового стока на основе уравнения кинематической волны в сочетании с эмпирической моделью инфильтрации, разработал и реализовал (вручную) метод его численного решения на прямоугольной сетке, описывающей рельеф малого водосбора, а также исследовал нелинейные эффекты полученного решения. И, хотя эта работа была надолго забыта, а ее идеи не оказали влияния на развитие математических методов в гидрологии, тем не менее, эта работа 80-летней давности впервые, насколько нам известно, показала возможность построения физико-математической модели формирования речного стока – возможность, начавшую реализовываться в конце следующего этапа.

*1950–1960-е гг. (“Systems Era”, Sivapalan, Blöschl, 2017): внедрение в гидрологию речных бассейнов результатов теории динамических систем, создание первых численных (концептуальных) моделей формирования речного стока, разработка первых физико-математических моделей гидрологических процессов.*

Этот этап характеризуется развитием теории линейных стационарных динамических систем применительно к исследованию процессов формирования речного стока и движения паводковой волны по речному руслу. В числе наиболее крупных достижений этого этапа – теоретическое обоснование мгновенного единичного гидрографа как отклика линейной динамической системы речного бассейна на единичный импульс и нахождение связи параметров единичного гидрографа с морфометрическими и гидравлическими параметрами водосбора и речного русла (Nash, 1957; Калинин, Милуков, 1957; Dooge 1959; Кучмент, 1968, 1969).

Важные результаты, востребованные впоследствии при построении численных гидрологических моделей, были получены в области развития теории и математического описания процессов инфильтрации воды в почву (модели А. И. Будаговского (1955) и Дж. Филипа (Philip, 1957), гидрофизики почв (Chailds, Collis-George, 1950; Miller, Miller, 1956; Brooks, Corey, 1964, и др.), эвапотранспирации (Monteith, 1965)). В будущих моделях формирования талого стока нашли применение разработанные в те годы и описанные в монографиях (Павлов, 1965; Иванов, 1969) методы математического описания тепло- и гидрофизических процессов в мерзлой почве. Фундаментальные результаты П. П. Кузьмина (1957; 1960; 1961) по изучению физических свойств снежного покрова и факторов его формирования в различных физико-географических условиях, а также предложенный им теплофизический метод расчета снеготаяния лежат в основе физически обоснованных моделей снежного покрова, созданных впоследствии отечественными, канадскими и американскими гидрологами (Motovilov, 1986; Anderson, 1976; Gelfan et al., 2004). Среди результатов этого периода, также нашедших впоследствии применение в области моделирования формирования талого стока, необходимо упомянуть основанные на первых в мире лабораторных экспериментах методы расчета инфильтрации воды в мерзлую почву, разработанные В. Д. Комаровым (1957), методы расчета испарения с поверхно-

сти снежного покрова под пологом леса, предложенные П. П. Кузьминым (1957), а также созданные криолитологами методы мерзлотного прогноза (см. обзор в книге Гарагуля и др., 1974), лежащие в основе применяемых в гидрологии упрощенных подходов к моделированию сезонного промерзания почв – процесса, играющего важную роль в формировании потерь талого стока на инфильтрацию.

Ключевую роль в широком использовании через 30–35 лет методов скейлинга в гидрологических моделях (перехода от описания процессов на одних пространственных масштабах к другим; см. ниже) сыграло создание теоретических основ объективного анализа полей пространственных переменных (Гандин, 1963) и геостатистики (Матерон, 1968), развитых впоследствии для геофизических задач в (Journel, Huijbregts, 1978). Эти методы широко применяются в современных гидрологических моделях для интерполяции между пунктами измерений метеорологических воздействий на водосбор и параметров моделей, описания их подсеточной изменчивости.

Появление в 1960-х гг. быстродействующих (по тем временам) электронно-вычислительных машин и алгоритмических языков программирования высокого уровня открыло широкие возможности для создания численных концептуальных гидрологических моделей, в которых составляющие гидрологического цикла речного бассейна были представлены в виде отдельных расчетных блоков, при математическом описании которых в той или иной степени учитывались накопленные в течение предшествующих десятилетий представления о гидрологических процессах. Например, в структуре упомянутой выше Стэнфордской модели (Crawford, Linsley, 1962), сейчас больше известной под аббревиатурой HSPF, в параметрической форме описываются процессы перехвата осадков растительным покровом, суммарного испарения, инфильтрации воды в почву и изменения влагосодержания ее верхнего слоя, поверхностного, подповерхностного и грунтового стока, стекания воды в русле с учетом влияния водохранилищ. В 1960-х годах появилось большое число концептуальных моделей схожей структуры (ESMA-модели, Explicit Soil Moisture Accounting, по терминологии проф. О'Конелла (O'Connell, 1991)): SSARR (Rockwood, 1964), TANK (Sugavara, 1967), HEC-1 (Hydrologic..., 1968), и многие другие.

Большинство из разрабатываемых в эти годы моделей были моделями с сосредоточенными параметрами, не учитывающими пространственную неоднородность характеристик водосбора и входных воздействий, но, как бы то ни было, появление концептуальных моделей, описывающих весь гидрологический цикл, стало важнейшим этапом развития математического моделирования в гидрологии речных бассейнов. Сейчас на основе некоторых из этих моделей созданы современные программные продукты, которые используются для решения инженерных задач (USGS Precipitation-Runoff Modelling System (PMRS) (Leavesley et al., 2002), Imperial College Rainfall-Runoff Modelling Toolbox (Wagener et al., 2004), FLEX (Fenicia et al., 2008).

Значимые результаты были получены в этот период в области моделирования речного стока на горных водосборах в работах Ю. М. Денисова (1965). Первые исследования по созданию физически обоснованной модели

формирования дождевого стока в горах и распространения селевого потока проведены в этот период Ю. Б. Виноградовым (1967).

Помимо численных концептуальных моделей формирования речного стока, рост вычислительных ресурсов стимулировал в 1960-х гг. разработку новых численных методов решения нелинейных уравнений в частных производных и появление первых физико-математических моделей гидрологических процессов с распределенными параметрами. Наибольшее развитие в эти годы получили физико-математические модели неустановившегося движения воды в речных руслах, основанные на решении системы одномерных уравнений Сен-Венана (упомянем здесь пионерные работы отечественных специалистов: Калинин, Кучмент, 1963; Васильев и др., 1963; Воеводин и др., 1965; Корень, Кучмент, 1967; Картвелишвили, 1968; Грушевский, 1969), в том числе, первые работы по определению морфометрических характеристик русла путем решения обратных задач для этих уравнений (Корень, Кучмент, 1972), а также модели поверхностного склонового стока, основанные на решении уравнения кинематической волны (см., например, Wooding, 1965; Grace, Eagleson, 1966; Woolhiser, Liggett, 1967).

Появились первые публикации, посвященные разработке физико-математических моделей, описывающих взаимодействие поверхностных, почвенных и грунтовых вод на склонах речного водосбора (например, Guitjens and Luthin, 1965; Freeze and Witherspoon, 1966; Woolhiser and Liggett, 1967; см. также библиографию в Paniconi, Putti, 2015). При разработке большинства этих моделей авторы использовали упрощающие допущения при формализации этого сложного, существенно нелинейного процесса, задании краевых условий и параметров, описании пространственных неоднородностей, геометрии расчетной области и т. п.; определенные ограничения накладывались также возможностями существующих в то время численных схем и быстродействием компьютеров. При этом необходимо подчеркнуть, что уже в тех публикациях 50-летней давности поднимались практически все существенные вопросы, составляющие содержание современных дискуссий в области математического моделирования формирования речного стока: проблемы учета изменчивости характеристик водосбора для разных пространственных масштабов, нелинейности при описании гидравлических свойств среды, пространственной дискретизации расчетной области, анализа чувствительности, калибровки и тестирования моделей по аналитическим решениям и экспериментальным данным, и др.

Таким образом, в течение 1960-х гг. гидрологическое сообщество совершило прорыв в области создания численных моделей, описывающих основные процессы гидрологического цикла речного бассейна и их взаимодействие при формировании речного стока. В ряде публикаций того времени явно обозначилась тенденция к созданию физически обоснованных гидрологических моделей, а в таких областях, как описание движения воды в речном бассейне и руслах рек, а также взаимодействия поверхностных и подземных вод, – к созданию детальных физико-математических моделей с распределенными параметрами. Особенно отчетливо эта тенденция выражена в ставшей классической статье (Freeze, Harlan, 1969), в которой авторы сформулировали, на уровне постановки, задачу трехмерного движения

воды в речном бассейне как задачу математической физики. Фундаментальные монографии «Динамическая гидрология» П. Иглсона (Eagleson, 1970) и «Математическое моделирование речного стока» Л. С. Кучмента (1971) подвели итог достижениям 1950–1960-х гг. в области математического моделирования гидрологических процессов и во многом определили направления развития геофизической гидрологии на ближайшие десятилетия.

*1970–1980-е гг. (“Process era”, Sivapalan, Blöschl, 2017): создание теории и практики физико-математического моделирования формирования речного стока; совершенствование концептуальных моделей.*

По аналогии с рассмотрением предыдущего этапа, мы остановимся на достижениях в области построения концептуальных и физико-математических моделей, а также разработки методов математического описания в этих моделях отдельных процессов гидрологического цикла речного бассейна.

В 1970–1980-х гг. продолжилось развитие концептуальных моделей формирования речного стока в направлении расширения физического содержания при описании гидрологических процессов, учета информации о пространственном распределении метеорологических воздействий на водосбор и его характеристик, и т. п. Наряду с разработкой моделей с сосредоточенными параметрами, построенными на идеологии Стэнфордской модели, таких, например, как востребованные и сегодня модели Sacramento (США), UBC (Канада), RORB (Австралия), стали создаваться модели, в которых пространственное распределение гидрологических процессов описывалось с использованием априорных представлений о распределении вероятности или моментах распределения параметров модели и/или входных величин. Совершенствование концептуальных моделей с сосредоточенными параметрами было мотивировано негативным опытом эксплуатации концептуальных моделей первого поколения при их использовании для задач гидрологических расчетов, особенно при расчетах дождевого стока, в формировании которого пространственная неоднородность имеет определяющее значение (заметим, что в задачах гидрологического прогнозирования простые концептуальные модели оказались намного более успешными).

Первая модель, учитывающая в параметрической форме пространственное распределение характеристик водосбора, была разработана В. И. Корнем и Л. С. Кучментом (1971). С использованием теорем о числовых характеристиках функций случайных величин авторы выполнили усреднение процессов формирования стока и переход от их описания на элементарной площадке ко всей водосборной площади. Другой подход к учету в модели информации о пространственном распределении процессов формирования речного стока основан на предположении о том, что формирование стока на речном водосборе полностью определяется динамикой действующей площади, которая располагается на насыщенных влагой участках водосбора (преобладает механизм «подпертого» стока – по терминологии А. Н. Бэфани). Динамика действующей площади зависит при этом от пространственного распределения водовмещающей емкости почвогрунтов, которое описывается одно- или двухпараметрической функцией распределения ве-

роятности, и суммарного количества выпавших на водосбор осадков. Параметры функции распределения определялись методами оптимизации (тот же подход лежит в основе модели поверхностного задержания в бессточных углублениях рельефа, предложенной Е. Г. Поповым (1963) и широко используемой в отечественной оперативной практике). Концептуальные модели формирования речного стока, основанные на описанном подходе, получили в англоязычной литературе название «моделей переменной действующей площади» (“variable contributing area models”). Из наиболее распространенных моделей переменной действующей площади, созданных в 1970–1980 гг. и до сих пор широко используемых, следует упомянуть модели Xpanjiang (Zhao et al., 1980), PDM (Moore, Clarke, 1981). В 1979 г. была опубликована статья (Beven, Kirkby, 1979), в которой была предложена TOPMODEL – одна из наиболее известных концептуальных моделей переменной действующей площади. Отличие TOPMODEL от других моделей описываемого класса – в наличии физического содержания параметров, определяющих динамику водонасыщенных площадей водосбора и задаваемых по распределению так называемого топографического индекса, который зависит, в свою очередь, от особенностей топографии водосбора. Особенно широко TOPMODEL распространилась в 1990-х гг. с появлением цифровых моделей рельефа, облегчающих оценку и визуализацию распределения топографического индекса. Вместе с тем, показано, что основные предположения, лежащие в основе используемой в TOPMODEL связи топографического индекса с распределением водовмещающей емкости бассейна, могут выполняться лишь для очень специфических условий (см., например, Franchini et al., 1996). В целом подход, положенный в основу концептуальных моделей переменной действующей площади, созданных в 1970–1980 гг., оказался востребован в последующие десятилетия при разработке физически обоснованных гидрологических моделей, таких, например, как модель ARNO (Todini, 1996), VIC (Liang et al., 1994), а также физико-математических моделей для описания подсеточной изменчивости (см., например, Motovilov et al., 1999a; Kuchment et al., 2000).

Другой, начавший развиваться в этот период и впоследствии ставший еще более распространенным подход к учету пространственного распределения характеристик бассейна, – разработка полураспределенных моделей стока (“semi-distributed models” в англоязычной литературе). Одной из первых моделей такого класса стала концептуальная модель HBV, разработанная С. Бергстромом (Bergström, 1976) и распространенная в те годы в скандинавских странах, а сейчас широко применяемая для решения исследовательских и инженерных задач во всем мире. Процессы накопления и таяния снега, поступления дождевых и талых вод на поверхность бассейна, инфильтрации и пополнения подземных емкостей описывались в модели HBV с помощью распределенных по пространству подмоделей, а бассейновая трансформация стока – подмоделью с сосредоточенными параметрами. Схожий по исходной концепции подход был применен в первой отечественной полураспределенной модели – модели Гидрометцентра СССР (Бельчиков, Корень, 1979; Корень, 1991), но для описания основных процессов формирования речного стока в этой модели применены уравнения

с физически обоснованными параметрами, что отличает ее от большинства чисто концептуальных моделей того времени. Шагом вперед в создании физически обоснованных гидрологических моделей стала модель формирования тало-дождевого стока, разработанная Н. А. Назаровым (Назаров, 1988). В середине 1980-х годов Ю. Б. Виноградовым создана модель «Гидрограф» (Виноградов, 1988), которая по своему физическому содержанию также стала заметным достижением в развитии физически обоснованных гидрологических моделей с полураспределенными параметрами и по настоящее время остается одной из известных отечественных моделей этого класса. Получили развитие методы моделирования стока горных рек и их применение в задачах гидрологических прогнозов (Мухин, 1989).

Важнейшую роль в развитии методов усвоения в математических моделях формирования речного стока данных спутникового зондирования земной поверхности сыграла работа Г. П. Калинина (1974) – первое, насколько нам известно, детальное исследование возможностей применения спутниковых данных о снежном покрове в задачах гидрологических прогнозов. Одна из первых моделей формирования стока на горном водосборе, использующая спутниковые данные о снежном покрове, предложена Е. Л. Музылевым (1987).

Перечисляя достижения рассматриваемого периода в области развития концептуальных моделей, необходимо отметить разработку специфических методов их калибровки (оптимизации параметров). Как было отмечено выше, эти модели содержат большое число параметров (в Стэнфордской модели, например, их 35), многие из которых сложно физически интерпретировать и связать с измеряемыми характеристиками речного бассейна, поэтому для их задания используются методы оптимизации – определения параметров обратным путем по имеющимся наблюдениям за характеристиками речного стока. Первые исследования по оптимизации параметров гидрологических моделей появились в середине 1960-х гг. (например, Dawdy, O'Donnell, 1965; Корень, Кучмент, 1967), а в 1970-е гг. с развитием вычислительной техники это направление стало одним из активно развивающихся в области моделирования гидрологических процессов. Из работ этого периода, не потерявших актуальности по сей день, выделяются исследования влияния нестационарности и коррелированности ошибок измерений на выбор целевой функции (Sorooshian and Dracup, 1980), работы по обоснованию методов случайного поиска (Pronzato et al., 1984), построению многомерной целевой функции (Johnston and Pilgrim, 1976), первые исследования объема необходимой информации (в англоязычной литературе “observability”) для достижения устойчивости и единственности решения оптимизационной задачи для модели с большим числом «входов» (Sorooshian, Gupta, 1983). В эти же годы появилось немало актуальных и сегодня исследований проблем, возникающих при автоматической калибровке сложной гидрологической модели, в том числе, проблемы взаимозависимости параметров (один из источников проблемы эквивиальности), проблемы множественности локальных оптимумов, особенности поверхности отклика, и др. (см., например, O'Connell et al., 1970; Neuman, 1973; Cooley, 1977; Kuczera, 1983).

Важную роль в развитии идей, связанных с тестированием гидрологических моделей и их использованием для расчетов речного стока при изменениях природных и антропогенных условий его формирования, а также расчетов стока с неизученных водосборов, сыграла работа одного из крупнейших гидрологов второй половины XX века – В. Клемеша (Klemeš, 1986). Возможности решения указанных задач с помощью гидрологических моделей, разработанных для стационарных условий, составляют содержание крупнейших научных инициатив Международной ассоциации гидрологических наук (МАГН) 2000-х гг. (более подробно – см. раздел 5.1 главы 5).

С накоплением опыта использования физически обоснованных моделей все более выраженной становилась проблема описания неопределенности, вызванной недостаточностью информации о входных величинах, параметрах моделей, ошибками измерений и т. д. Необходимость решения этой проблемы стимулировала создание первых динамико-стохастических моделей, объединяющих детерминистическое описание гидрологических процессов со стохастическим описанием источников неопределенности (см. обзор в Гельфан, 2007). Толчком к развитию этого направления моделирования стали статьи П. Иглсона (Eagleson, 1972; 1978), в которых сформулированы идеи динамико-стохастических моделей со случайными входами. Первая работа, реализующая эти идеи на базе численной физико-математической модели формирования стока с использованием метода Монте-Карло, опубликована в книге (Кучмент и др., 1983). В эти же годы появились первые динамико-стохастические модели, учитывающие неопределенность в описании пространственного распределения характеристик склона (Гусев, 1978) и всего речного бассейна (Bakr et al., 1978; Smith, Hebbert, 1979; Freeze, 1980).

Отмечая значительные результаты, полученные в 1970–1980-е гг. по развитию физического содержания моделей формирования речного стока, методов их калибровки и тестирования, и др., необходимо подчеркнуть, что в историю гидрологии этот период вошел в первую очередь как период становления теории и практики физико-математического моделирования, и основные достижения связаны с появлением в 1980-е гг., на фоне стремительной модернизации вычислительных и измерительных технологий, физико-математических моделей процессов гидрологического цикла и формирования речного стока с распределенными параметрами.

Большое число пионерных работ опубликовано в этот период в области физико-математического описания отдельных процессов гидрологического цикла речного бассейна. Не будет преувеличением сказать, что эти работы составили фундамент развития научной гидрологии.

В области моделирования горизонтального движения в речном бассейне были созданы гидродинамические модели поверхностного склонового стока на основе двумерных уравнений мелкой воды (Демидов, Кучмент, 1975), двумерных уравнений кинематической волны (Кучмент, Трубихин, 1978), адвективно-диффузионного уравнения (Govindaraju et al., 1988), предложены оригинальные методы их численной реализации, разработаны модели неустановившегося движения воды в речном русле на основе решения уравнений Сен-Венана методом конечных элементов (Канторович,

Кучмент, 1981; Беликов, Семенов, 1985), одномерные и двумерные модели поверхностного стока в сочетании с моделью инфильтрации воды в почву, основанной на уравнении Ричардса (Smith, Woolhiser, 1971; Демидов, Корень, 1977), разработаны первые отечественные модели, описывающие взаимодействия поверхностного и подповерхностного механизмов стекания воды в речную сеть при формировании дождевого стока (Кондратьев, 1980; 1981; Смахтин, 1988; см также обзор этих работ в Smakhtin, 2002). Опубликована одна из первых работ по использованию радиолокационных данных в гидродинамической модели дождевого стока с распределенными параметрами (Румянцев, Кондратьев, 1981). Опыт разработки физически обоснованной модели формирования стока и ее применения для описания водного режима малых рек обобщен в монографии (Румянцев и др., 1985).

Важнейшие результаты были получены в эти годы в области гидрофизики почв: всесторонне исследованы возможности описания вертикального влагопереноса в ненасыщенной зоне почвы с использованием уравнения Ричардса, оценки гидрофизических характеристик почв (параметров этого уравнения) по данным о почвенно-гидрологических константах (Mualem, 1976; Clapp and Hornberger, 1978; Мотовилов, 1980; van Genuchten, 1980; Russo, 1988). Получили развитие физико-математические методы описания процессов вертикального тепло-влагопереноса в системе почва-растительность, ставшие впоследствии основными расчетными блоками широкого класса численных моделей взаимодействия поверхности суши с атмосферой (см., например, обзор в Brutsaert, 1982; Deardorff, 1978; Sellers et al., 1986, а также описание первой отечественной модели этого класса (Мотовилов, Старцева, 1985)). Появились новые численные модели (в англоязычной литературе “two-domain”, “dualporosity” или “dual-permeability” модели) вертикального влагопереноса в почве, основанные на уравнении Ричардса, но учитывающие также эффекты формирования локализованных участков движения воды (“preferential flow”, “flow fingering”) по крупным порам, не описываемые только этим уравнением (см., например, Duguid, Lee, 1977). Эти модели до настоящего времени широко используются для описания процессов влагопереноса в хорошо структурированной почве, включающей крупные поры. Кроме того, идея выделения преимущественных направлений движения воды нашла впоследствии широкое применение при описании переноса загрязняющих веществ в почве. Первые работы в этой области также появились в рассматриваемый период (Cameron, Klute, 1977).

Прорывные направления физико-математического моделирования гидрологических процессов сформировались в рассматриваемый период в области изучения процессов формирования талого стока. Нельзя не отметить приоритет отечественной школы гидрологического моделирования во многих исследованиях в этой области. Первые детальные физико-математические модели созданы для описания процессов тепло- и влагопереноса в снежном покрове во время его формирования и снеготаяния (Anderson, 1976; Morris, 1983; MOTOVILOV, 1986.), в мерзлой почве при инфильтрации в нее талой воды (Harlan, 1972; Мотовилов, 1977; Кулик 1978; Зарецкий, Лавров, 1986; Гусев, 1993), а также процессов промерзания и оттаивания

почвы с учетом миграции влаги к фронту промерзания (Жмаева, Кучмент, 1979; Лыкосов, Палагин, 1980, Палагин, 1981; Гельфан, 1989), формирования в почве водонепроницаемых ледяных слоев (Романов и др., 1974; Мотовилов, 1978; Калюжный, Павлова, 1981), и других. Научное содержание этих моделей, объем накопленных в их структуре и параметрах физических представлений и экспериментальной информации делают их и сейчас основой теоретических знаний о гидрологических процессах в речных бассейнах с преимущественно снеговым питанием.

Результаты, получившие широкое развитие в последующие десятилетия, были получены в области взаимодействия поверхностных и подземных вод, численного моделирования движения грунтовых вод методом конечных элементов (Neuman, Witherspoon 1971) с учетом стохастического характера свойств водовмещающих пород (Freeze, 1975; Carrera, Nauman, 1986), моделирования взаимодействия руслового и грунтового потока (Konikow, Bredehoeft, 1974; Епихов, 1980).

В недавнем выпуске, посвященном 50-летию одного из ведущих международных гидрологических журналов *Water Resources Research*, отмечен экспоненциальный рост в 1970-е годы числа публикаций, посвященных созданию поколения физико-математических моделей отдельных гидрологических процессов, описанию новых экспериментальных и натуральных исследований, ориентированных на эти модели, разработке численных алгоритмов их реализации (Paniconi, Putti, 2015). Накопление знаний и эмпирических данных, наряду с продолжающимся стремительным ростом вычислительных ресурсов, создали возможности для реализации сформулированной в конце 1960-х годов идеи (Freeze, Harlan, 1969; Eagleson, 1970; Кучмент, 1971; см. выше) о создании численной модели гидрологического цикла речного бассейна, объединяющей модели отдельных процессов, основанной на базовых физических принципах, обеспечивающей возможность задания распределенных по площади входных метеорологических воздействий и параметров, большая часть которых может быть задана априори по имеющимся данным измерений, без использования методов калибровки.

В серии статей 1986 г. были опубликованы исследования по разработке первых физико-математических моделей с распределенными параметрами, описывающих основные процессы формирования речного стока, и представлены результаты их апробации по данным наблюдений на речных водосборах. Это Европейская Гидрологическая Система (SHE), созданная консорциумом 3-х европейских исследовательских институтов (Abbott et al., 1986a, b), и Система моделей Института водных проблем РАН (Kuchment et al., 1986). На основе первой системы впоследствии были созданы распространенные коммерческие версии – датская MIKE-SHE (Refsgaard, Storm, 1995) и английская SHETRAN (Ewen et al., 2000), используемые для решения широкого круга исследовательских и инженерных гидрологических задач.

Вторая система на протяжении последующих 30-ти лет стала основой пионерных работ, выполненных, в том числе, при непосредственном участии авторов этой монографии и направленных на углубление представле-

ний о процессах формирования речного стока, совершенствование существующих методов гидрологических расчетов и прогнозов. На базе идей, реализованных в структуре этой системы, одним из ее разработчиков и первым автором этой книги была создана физико-математическая модель с полураспределенными параметрами ECOMAG, открывшая перспективу применения физико-математических моделей для крупнейших речных бассейнов.

Ограниченный объем главы позволил рассмотреть лишь небольшую часть достижений рассматриваемого периода 1970–1980-х гг., который, вместе с предшествующим периодом 1950–1960-х гг., мы бы назвали золотой эпохой научной гидрологии. По числу новых, актуальных и по сей день идей, энтузиазму исследователей эти десятилетия стоят особняком. В течение сравнительно короткого периода были сформулированы задачи, которые стали катализатором развития традиционных и создания новых направлений науки, разработаны математические модели, ставшие теоретической базой для оценки физического содержания и обоснованности описания гидрологических процессов в сотнях моделей, созданных позднее.

*1990–2000-е гг. (“Geosciences era”, Sivapalan, Blöschl, 2017): развитие методов моделирования пространственной неоднородности, скейлинга гидрологических процессов, методов исследования моделей (анализа чувствительности, неопределенности), их применимости для расчетов в отсутствие гидрологических данных, внедрение новых источников данных и информационных технологий их обработки.*

В течение этих лет наиболее интенсивно развиваются направления гидрологии, связанные с исследованиями пространственной организации процессов гидрологического цикла суши, их взаимодействия с атмосферой, океаном, экосистемами, и роли в глобальных процессах. В определенной степени интеграции гидрологии в систему геофизических наук способствовало развитие дистанционных измерительных технологий, появление глобальных баз данных, средств обработки, хранения и передачи информации, географических информационных систем (ГИС), интернета.

Продолжилось развитие детальных физико-математических моделей с распределенными параметрами, при разработке которых для описания пространственной изменчивости входных величин и параметров, подсеточной изменчивости и построения расчетной сетки стали широко применяться технологии ГИС. В этой связи следует упомянуть современную версию созданной еще в 1980-е гг. модели IHDM Института гидрологии Великобритании (Calver and Wood, 1995), созданные австралийскими специалистами модели THALES (Grayson et al., 1995) и CSIRO TOPOG (Vertessy et al., 1993), модели, созданные в США, среди которых модель InHM (Integrated Hydrologic Model; Van der Kwaak, Loague, 2001), GSSHA (Gridded Surface/Subsurface Hydrologic Analysis; Downer et al. (2005)), а также в других странах – CATHY (Bixio et al., 2002), tRIBS (Ivanov et al., 2004), MODHMS (Panday and Huyakorn, 2004), HydroGeoSphere (Jones et al., 2008), ParFlow (Kollet, Maxwell, 2006), GEOTop (Rigon et al., 2006), PIHM (Qu, Duffy, 2007) CRHM (Pomeroy et al., 2007), и многие другие (обзор этих и других совре-

менных достижений в области физико-математического моделирования гидрологических процессов содержится в публикации Paniconi, Putti (2015)). Массовая разработка физико-математических моделей и многочисленные примеры их успешного применения позволили в 2000-е гг. говорить уже о появлении стандартных технологий построения таких моделей (Refsgaard et al., 2010).

Продолжилось развитие первых систем физико-математических моделей, созданных в 1980-е гг.: как уже отмечалось, разработаны широко распространенные сейчас коммерческие версии Европейской гидрологической системы – датская MIKE SHE (Refsgaard, Storm, 1995) и английская SHETRAN (Ewen et al., 2000), опубликовано большое число работ по совершенствованию описания отдельных процессов в Системе моделей гидрологического цикла ИВП РАН (в частности, гидрологической роли сезонноталого слоя (Кучмент и др., 2000), процессов снегонакопления и снеготаяния в лесу (Gelfan et al., 2004), транспирации с учетом углеродного цикла (Kuchment et al., 2006) и др.) и ее применению для описания гидрологических процессов в речных бассейнах с существенно различающимися условиями формирования стока: от умеренного морского климата севера Англии (Kuchment et al., 1996) до резко континентального климата северо-восточной Сибири (Кучмент и др., 2000). Продолжилось развитие методов динамико-стохастического моделирования гидрологических процессов на основе Системы моделей ИВП РАН (достижения в этой области подробно описаны в монографиях Кучмент, Гельфан, 1993; Гельфан, 2007).

Важно отметить, что, в отличие от 1980-х гг., когда детальные физико-математические модели создавались и использовались в основном для решения исследовательских задач на малых экспериментальных бассейнах, в 1990–2000 гг. на фоне очередной компьютерной революции началось применение гидрологических процессов на средних и крупных водосборах (от сотен до десятков тысяч км<sup>2</sup>). Помимо упомянутых выше примеров применения Системы моделей ИВП РАН, а также модели ECOMAG, приложения которой рассмотрены в последующих главах монографии, упомянем работы по применению MIKE SHE для оценки гидрологических последствий изменения климата на речных бассейнах Дании (van Roosmalen et al., 2009), модели HydroGeoSphere для бассейна в Бельгии (Goderniaux et al., 2009), модели ParFlow для водосборов центральной части США (Ferguson and Maxwell, 2010), модели MGB-IPH для водосборов бассейна Амазонки (Paiva et al., 2011), а также модели SWAP (Gusev, Nasonova, 2002; Гусев, Насонова 2010) – первой отечественной физико-математической модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой (в англоязычной литературе LSM – Land Surface Models), успешно применяемой для описания формирования речного стока на водосборах разных размеров, расположенных в разных климатических условиях. Заметим, что помимо модели SWAP для решения гидрологических задач в 1990–2000-е гг. стали активно применяться и другие модели LSM, среди которых уже упоминавшаяся модель VIC (Liang, 1994), а также модели CLM (Dai et al., 2003), LaD (Milly, Shmakin, 2002). Расширилось применение физико-математических моделей для решения инженерных и прогностических задач, например, GSSHA (Downer

and Ogden, 2004), GEOTop (Rigon et al., 2006) (см. примеры из вводной части шестой главы).

Помимо дальнейшего развития физико-математических моделей с распределенными параметрами выделяются достижения рассматриваемого периода, которые связаны с развитием методов математического описания пространственных полей гидрологических переменных речных бассейнов, включая скейлинг, концепцию репрезентативной элементарной области, методы схематизации водосбора и описания поверхностного стока на основе новых технологий (цифровых моделей рельефа (ЦМР) и ГИС), расширение применения данных дистанционного зондирования земной поверхности при построении гидрологических моделей. Ниже дан краткий обзор этих достижений.

Появление новых технологий измерений, в первую очередь дистанционных, а также общедоступных электронных баз данных о характеристиках подстилающей поверхности (прежде всего, цифровых моделей рельефа) способствовало существенному расширению исследований особенностей формирования речного стока, связанных с пространственной неоднородностью бассейна и наличием детерминированных структур ("patterns"), описывающих эту неоднородность. Образование таких структур компонентами гидрологического цикла (осадками, испарением, направлением поверхностного и подземного стекания воды) на площади речного водосбора, оценка влияния этих структур на динамику водного режима и возможности их описания в математических моделях детально рассмотрены в фундаментальной монографии Spatial Patterns..., 2000.

Математическая постановка задачи перехода от микромасштаба (точечного) к макромасштабу (речного бассейна или его части) впервые сформулирована по отношению к структуре модели формирования речного стока, ее параметрам и «входам» в работе (Blöschl, Sivapalan, 1995; Blöschl, 1999), включая детерминистические и стохастические методы усреднения (агрегирования) переменных или параметров модели, их интерполяции, описания подсеточной изменчивости и т. п. Метод скейлинга пространственной изменчивости характеристик снежного покрова для описания их подсеточной изменчивости в модели формирования речного стока, основанный на гипотезе о самоподобии поля соответствующих характеристик, предложен в работе Kuchment, Gelfan, (2001). Методы усреднения гидрофизических характеристик почв внутри расчетной области модели, а также интерполяции между этими областями с учетом масштабных эффектов предложены в работах Warrick (1991), Zaidel and Russo (1992).

В рассматриваемый период получены важные результаты в области скейлинга физико-математических моделей процессов движения воды по склонам, формирования снежного покрова, инфильтрации воды в почву и др., для перехода от описания соответствующего процесса в точке к расчетной площади (см., например, Singh, Woolhiser (2001)). Уравнения, используемые для моделирования этих процессов, записаны для точки или небольшой однородной площадки, т. е. для пространственных масштабов, намного меньших, чем характерный масштаб расстояний между пунктами имеющихся наблюдений для задания параметров моделей, граничных ус-

ловий и т. п. Для модели, описываемой точечными уравнениями переноса массы и энергии, задача состоит в переходе к уравнениям, описывающим процессы на больших площадях (задача апскейлинга, up-scaling, в англоязычной литературе), иными словами, в приведении масштаба описания процесса к масштабу имеющихся измерений. Для широкого класса уравнений сохранения, используемых в гидрологических моделях (уравнений движения воды по склону, вертикального влагопереноса и горизонтальной фильтрации, накопления снежного покрова и снеготаяния) показано, что при усреднении точечных уравнений по площади с заданной вероятностной структурой параметров (поле предполагается статистически однородным) происходит фильтрация высокочастотных компонент, что приводит к упрощению результирующих усредненных уравнений (Chen et al., 1994; Tayfur, Kavvas, 1994; Renard, de Marsily, 1997; Horne, Kavvas, 1997; Kavvas, 1999; Wildenschild and Jensen, 1999; Brooks et al., 2004). Параметры усредненных уравнений (т. н. «эффективные параметры») зависят от структуры точечных уравнений и пространственных свойств поля точечных параметров. В частности, показано, что в условиях, когда горизонтальными потоками воды в почве можно пренебречь по сравнению с вертикальными, а поле гидрофизических характеристик почвы однородно, усредненное уравнение влагопереноса на площади имеет ту же структуру, что и исходное точечное уравнение Ричардса, описывающее вертикальный влагоперенос в зоне аэрации почвы, а эффективные параметры усредненного уравнения рассчитываются как функции средних значений и ковариаций точечных значений параметров (Chen et al., 1994). Обзор подходов к оценке эффективных параметров усредненных уравнений, описывающих гидрологические процессы на площади, содержится также в коллективной монографии (Spatial Patterns..., 2000). Эффективные параметры определяются здесь как значения параметров, при которых расчетное уравнение, описывающее этот процесс, даст тот же результат, что дает усреднение результатов расчета по тому же уравнению для большого числа точек внутри этой площади, учитывающих изменчивость параметров в явном виде.

Другой подход к описанию пространственной неоднородности бассейна, сыгравший важную роль в развитии методов моделирования гидрологических процессов для крупных речных бассейнов – концепция репрезентативной элементарной площади (REA – representative elementary area). Эта концепция была предложена Э. Вудом с соавторами (Wood et al., 1990) как альтернатива решению проблемы описания пространственной неоднородности бассейна путем все большего уменьшения размера ячейки расчетной сетки. Очевидно, что для крупных бассейнов такое уменьшение до микромасштаба не только становится нерационально затратным для вычислительных ресурсов, но, главное, приводит к росту параметров модели, не обеспеченных информацией. Возможное решение проблемы, предложенное авторами статьи (Wood et al., 1990), состоит в нахождении расчетных единиц такой максимальной площади, для которой можно генерализовать микромасштабные флуктуации характеристик, имеющих второстепенное значение на данном уровне разрешения, параметризовать подмодели гидрологических процессов и найти эффективные параметры моделей для этой

площади. Идея репрезентативного элементарного участка водосбора аналогична концепции репрезентативного элементарного объема (REV – representative elementary volume) в микрофизике, т. е. точечного элементарного объема, для которого собственно записываются уравнения неразрывности, сохранения и переноса массы и энергии в физико-математических моделях. Вуд с соавторами предположили, что на определенном масштабе (пространственных размерах) ландшафтный элемент (расчетная ячейка модели) может содержать существенные черты микромасштабной неоднородности геоморфологических, почвенных, ландшафтных и других характеристик так, что их результирующее влияние сводит пространственную изменчивость искомых потоков воды (расходов воды в реке, испарения и т. д.) внутри этого элемента к минимуму. При этом важными оказываются статистические пространственные распределения указанных характеристик, а непосредственная картина распределения внутри ландшафтного элемента менее значима. Близкая по смыслу, но теоретически более обоснованная концепция была предложена П. Реджиани (Reggiani, Schellekens, 2003), который ввел понятие репрезентативного элементарного водосбора (REW – representative elementary watershed), понимая под этим элементарную область, с которой вода различными путями попадает в первичную русловую сеть и в которой не осуществляется водообмен с соседними элементарными водосборами, за исключением водообмена через русловую сеть, а также представил уравнения сохранения массы, импульса и энергии для масштаба REW. Источниками информации для определения размеров таких расчетных единиц (REA или REW) и их параметров могут служить материалы наблюдений на стоковых площадках и экспериментальных водосборах, результаты глобальных международных полевых экспериментов, одномоментные наблюдения за стоком в точках речной сети, площадные измерения влажности почв, запасов воды в снежном покрове, данные дистанционного зондирования и пр., а также численные эксперименты с гидрологическими моделями.

Идеи, заложенные в концепции REA и REW, оказались особенно востребованными при построении моделей с полураспределенными параметрами, созданными в последние десятилетия (рис. 1.1). С появлением объективного метода построения расчетной области в виде, например, репрезентативного элементарного водосбора и при физически обоснованной параметризации гидрологических процессов внутри этой области, модели с полураспределенными параметрами становятся разумным компромиссом между моделями с сосредоточенными и полностью распределенными параметрами при моделировании крупных речных бассейнов, что приводит к быстрому росту в рассматриваемый период числа моделей с полураспределенными параметрами (см. обзоры в работах Savvidou et al., 2018; Haghnegahdar 2015; Wooldridge, Kalma, 2001). Такого рода модели сохраняют основные черты и преимущества пространственно-распределенных физико-математических моделей и в то же время зачастую оказываются более эффективными для крупных речных бассейнов, т. к. они менее требовательны к составу и полноте исходной информации, а также менее чувствительны к ошибкам в задании этой информации.

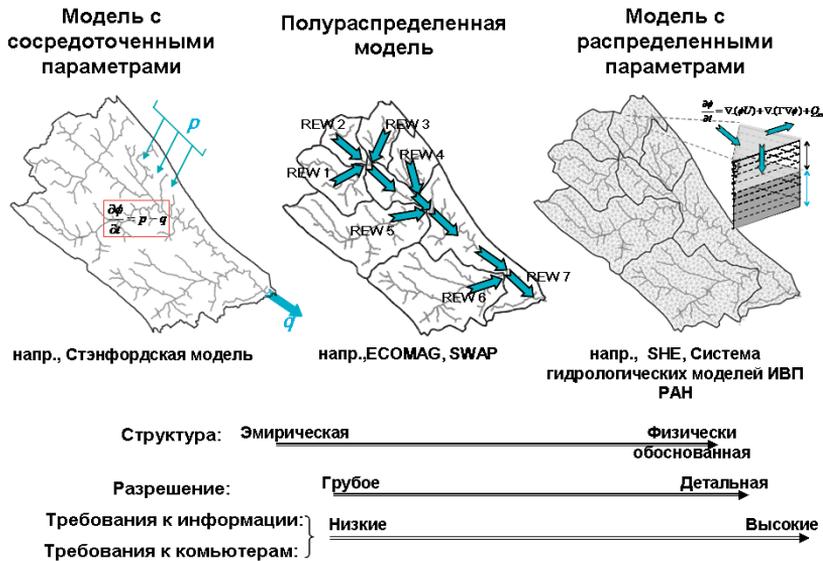


Рис. 1.1. Схемы описания пространственной изменчивости гидрологических процессов на речном водосборе

Конкретная реализация идеи репрезентативной элементарной площади будет изложена в главах 2, 3 при описании модели ECOMAG и ее применения на экспериментальных водосборах международного эксперимента NOPEX.

В 1990-е годы с распространением цифровых моделей рельефа и электронных баз данных о других характеристиках подстилающей поверхности для дискретизации бассейна на элементарные расчетные площади стали широко применяться технологии ГИС. По-видимому, впервые возможности новых технологий для дискретизации бассейна, а также методология построения речной сети по данным ЦМР были описаны в работах Maidment (1993) и Tarboton et al. (1991) соответственно. Пространственная дискретизация речного бассейна на отдельные подводосборы осуществляется в среде ГИС на основе цифровой модели рельефа с использованием критического числа площади аккумуляции потоков для выделения модельной речной сети, а характеристики подстилающей поверхности, на основе которых задаются параметры модели на этих подводосборах, определяются с использованием цифровых карт почв, ландшафтов и т. п. путем наложения этих картографических слоев на мозаику выделенных подводосборов. Таким образом крупный речной бассейн разбивается на универсальные единицы – подводосборы, которые имеют четкие границы водораздела, оконтуривающие эти подводосборы. Вместе с принадлежащими этим объектам отрезками модельной гидрографической сети они обычно рассматриваются как однородные элементы, описываемые набором осредненных в пределах границ подводосборов ландшафтных и гидравлических параметров. Звенья гидрографической сети посредством топологических отношений объединяются в древовидную структуру русловой системы речного бассейна, что по-

зволяет в деталях описать русловую сеть и учесть в модели движение воды по самым мелким ее элементам. Эти методы нашли широкое применение в гидрологических моделях с полураспределенными параметрами, разработанных в этот период, таких, как WATFLOOD (Cranmer et al., 2001), PMRS (Leavesley and Stannard, 1995), SWAT (Arnold et al., 1998), Arc Hydro (Maidment, 2002), а также в известных макромасштабных гидрологических моделях, например, VIC (Liang et al., 1994), ECOMAG (Motovilov et al., 1999a). Технологии ГИС в сочетании с ЦМР используются и для построения новых видов схематизации водосборной площади в физико-математических моделях с распределенными параметрами, таких, например, как нерегулярная треугольная сетка (triangular irregular networks, TIN) или схематизация на основе анализа горизонталей (contour-based approach). Показано, что основанная на ЦМР нерегулярная сетка оказывается более вычислительно эффективной при описании поверхностного стока и в моделях затопления поймы, чем регулярная (см., например, обзор в Montgomery, Foufoula-Georgiou, 1993).

Технологии ГИС нашли применение и для описания подсеточной изменчивости характеристик речного бассейна в моделях формирования речного стока. При использовании технологий ГИС для крупных речных бассейнов размеры расчетной области могут существенно превышать типичные линейные размеры REA, определенные априори. Чтобы учесть вариацию стокоформирующих факторов внутри выделенных крупных расчетных подводосборов, осуществляется дополнительное неявное (без конкретной координатной привязки, т. е. не идентифицируемое в пространстве) разделение пространственных единиц на элементы с различными гидрологическими реакциями, обычно ассоциированными с процессами стокообразования на различных типах почв, растительности и землепользования. Эти объекты в пределах подводосборов легко выделяются средствами ГИС путем нахождения уникальных комбинаций участков с однородными характеристиками (например, сочетаний «данный тип почвы с данным типом растительности»), которые и используются в дальнейшем в качестве расчетных ячеек для моделирования. Последнее решение в основном определяет представление неоднородности в модели и, таким образом, в значительной степени обуславливает количество калибровочных параметров. Такой подход к выделению подсеточных однородных участков нашел широкое применение во многих моделях, причем, несмотря на разные названия и нюансы в трактовке этих участков, они подобны по своему функциональному насыщению. В частности, в различных моделях на подсеточном уровне выделяются «гидроландшафты» (hydro-landscapes – Dehotin, Brand, 2008), экотопы (ecotopes – Bormann et al., 1999), гидротопы (hydrotopes – Gurtz et al., 1999) и наиболее широко используемые при моделировании речных бассейнов «единицы гидрологического отклика» (hydrologic response units, HRU – Flügel, 1995).

Важное значение для описания пространственной изменчивости почвенных гидрофизических параметров, содержащихся в физически обоснованных моделях и связанных с гидрофизическими свойствами почв, приобрело в 1990-е годы использование педотрансферных функций (“pedotransfer

functions” – PTFs). Использование PTFs основано на допущении, что вододерживающая способность и влагопроводность почвы зависят в большей степени от размера и плотности слагающих почву частиц, чем от генезиса почвы и физико-географических условий территории. Это допущение позволяет распространять PTFs, найденные на основе детальных лабораторных и полевых измерений, на почвы того же механического состава, но расположенные в других физико-географических условиях, где такие измерения не проводились. Мы упоминали выше некоторые работы, которые проводились в этой области на протяжении многих десятилетий (см. также обзор в книге А. М. Глобуса (1987)). Однако наибольшее развитие исследования PTFs получили именно в 1990–2000 годах в связи с появлением общедоступных электронных баз данных, таких, как база Продовольственной и сельскохозяйственной организации ООН, UN FAO, аккумулирующих множество измерений почвенных свойств в разных регионах. Широкое распространение получили, например, PTFs, представляющие собой регрессионные зависимости основной гидрофизической характеристики, а также почвенно-гидрологических констант (наименьшей полевой влагоемкости, влажности завядания и др.) от содержания в почве фракций песка, пыли, глины, органических веществ, объемного веса почвы (см., например, Lilly et al., 1999).

Широкое распространение в рассматриваемый период получили методы исследования гидрологических моделей, связанные с анализом их чувствительности к изменению граничных условий и параметров, а также с анализом источников неопределенности результатов моделирования и разработкой методов ее оценки. По существу, задачи анализа неопределенности и чувствительности взаимосвязаны: первая связана с оценкой неопределенности «выходов» модели, обусловленной неопределенностью в задании ее параметров и «входов», вторая – с оценкой вклада отдельных факторов (параметров модели, ее «входов») в изменчивость «выходов» модели.

Результаты этих исследований стали особенно востребованы с расширением применения моделей к задачам предвычисления гидрологических последствий изменения климата и антропогенной деятельности на водосборе. Достаточно сказать, что по данным библиографической базы Web of Science число публикаций по анализу чувствительности гидрологических систем и неопределенности результатов гидрологического моделирования выросло за 1990–2000-е годы во много раз и составило в 2010 году порядка 300 и 100 публикаций в год соответственно, или около 3 % и 1 % от всех публикаций на тему анализа чувствительности и оценки неопределенности во всех областях науки (Razavi, Gupta, 2015). Одна из первых работ (Кучмент и др., 1990), в которой описана постановка задачи анализа чувствительности гидрологических систем и рассмотрены возможности ее решения с помощью физико-математических моделей гидрологического цикла, была выполнена при участии первого автора настоящей монографии. Разнообразные индексы чувствительности речного стока к изменению климата (в том числе, так называемые «индексы эластичности»), основанные на методах локального анализа, предложены в работах (Kuhnel et al., 1991; Dooge et al., 1999; Sankarasubramanian et al., 2001; см. также обзор Fu et al., 2007). В 2000-е гг.

стали широко внедряться методы глобального анализа чувствительности, главным образом, различные модификации метода дисперсионного анализа, такие как ANOVA, метод Соболя, анализ энтропии и другие (детальный обзор применения методов глобального анализа чувствительности в гидрологическом моделировании дан в работе Song et al., 2015). Среди других достижений рассматриваемого периода в области анализа чувствительности выделяются работы по классификации характеристик гидрологической системы («входов» и параметров модели), оказывающих наибольшее влияние на динамику ее компонент (Muleta, Nicklow, 2005), оценке «подобия» в характере чувствительности модели и описываемой ею гидрологической системы для тестирования адекватности структуры модели (Gupta et al., 2008), выделению областей наибольшей взаимозависимости параметров модели (Liden, Harlin, 2000), оценке резервов упрощения структуры модели и агрегирования параметров (Nossent et al., 2014). Некоторые возможности применения локальных и глобальных методов анализа чувствительности модели к изменению факторов формирования максимального стока рассмотрены в главе 5 настоящей монографии.

Анализ неопределенности сводится к решению задачи оценки дисперсии (реже доверительного интервала, еще реже – функции распределения) расчетной гидрологической переменной по вероятностным свойствам указанных источников неопределенности, т. е. к задаче динамико-стохастического моделирования. Широкое распространение в эти годы в связи с ростом вычислительных ресурсов получили численные методы оценки неопределенности, основанные на описании источников неопределенности методами статистического моделирования: методом Монте-Карло (см., например, обзор в книге Beven, 2012), латинского гиперкуба (см., например, обзор в книге Гельфан, 2007) и др. Исследования неопределенности результатов гидрологического моделирования связаны, главным образом, с анализом неопределенности в задании метеорологических воздействий на водосбор, задании параметров модели, а также в ее структуре. Влияние первого источника неопределенности, обусловленного погрешностями в пространственном усреднении входных величин внутри расчетной ячейки и описанием подсеточных эффектов в моделях с распределенными или полураспределенными параметрами, их интерполяции и т. д. рассмотрено, например, в работах (Oudin et al., 2006; Pechlivanidis et al., 2008; Vrugt et al., 2008; Gotzinger, Bardossy, 2008). Больше число работ посвящено оценке влияния второго источника неопределенности – погрешностей задания параметров модели, обусловленных несоответствием пространственных масштабов имеющихся измерений, на основе которых задаются параметры, масштабам процессов, описываемых моделью, погрешностями усреднения используемых данных, неточностью измерений и т. д. Для тех параметров, которые уточняются в процессе калибровки, присутствует также неопределенность, связанная с ограниченностью рядов наблюдений, используемых для калибровки, с выбором критерия качества расчетов (см. обзор в McIntyre et al. 2002). Влияние на исследования в этой области оказала статья (Beven, Binley, 1992), в которой авторы предложили получившую известность процедуру GLUE (General Likelihood Uncertainty Estimation)

оценки неопределенности моделей формирования стока (обоснованную критику GLUE см. в работе Mantovan, Todini (2006)). Существенно меньшее число работ, по-видимому, из-за трудностей формализации задачи, посвящено анализу неопределенности, связанной с погрешностями структуры гидрологической модели (см. обзоры Butts et al., 2004; Wagener et al., 2003). Значительное развитие методы анализа неопределенности получили с ростом числа исследований в области оценки гидрологических последствий изменения климата на основе совместных численных экспериментов с гидрологическими моделями и моделями климата. Выделяются результаты, связанные с оценкой относительного вклада гидрологических и климатических моделей в общую неопределенность гидрологических прогнозов, а также вклада источников неопределенности климатических проекций в эти прогнозы (см. обзор в Gelfan et al., 2015b). Возможности оценки неопределенности гидрологических последствий изменения климата, обусловленной внутренней неустойчивостью атмосферы, будут рассмотрены в главе 5.

Важным технологическим достижением рассматриваемого периода стало существенное повышение точности данных дистанционного (прежде всего, спутникового) зондирования земной поверхности, что позволило более эффективно использовать эти данные для расширения информационного содержания гидрологических моделей и уточнения описания пространственного распределения гидрологических процессов (см. обзоры в работах Dubayah et al. (2000), Overgaard et al., (2006), а также в Enciclopedia..., (2005a); значимые результаты отечественных специалистов в этой области представлены, например, в работах Музылев и др., 2002; Кучмент и др., 2009; Бураков и др., 2010). Данные дистанционного зондирования стали широко использоваться также для задания параметров гидрологических моделей (например, характеристики растительности) и калибровки моделей по построенным по этим данным полям гидрологических переменных – характеристики снежного покрова, влажности почвы и др. (см., например, Spatial patterns..., 2000), что позволяет, в числе прочего, существенно сузить диапазон изменений параметров и нивелировать тем самым проблему эквивалентности (наличия многих сочетаний параметров модели, при которых модель дает близкие и удовлетворительные по точности результаты расчетов).

Значительным толчком в развитии методов математического моделирования в рассматриваемый период стали исследования в области описания процессов формирования речного стока на гидрологически неизученных бассейнах. Эти исследования были инициированы Международной ассоциацией гидрологических наук и составили содержание международного научного десятилетия 2003–2012: Prediction in Ungauged Basins, PUB. Обобщение научных достижений этого десятилетия содержится в фундаментальном труде “Runoff Prediction in Ungauged Basins. Synthesis across Processes, Places and Scales” (под ред. G. Blöschl и др.), в подготовке одной из глав которого принял участие второй автор настоящей монографии (Parajka et al., 2013). Из результатов этого десятилетия, оказавших влияние на развитие методов математического моделирования в гидрологии

речных бассейнов, следует отметить результаты исследований концепции гидрологического подобия, поиска физических критериев подобия и возможностей классификации речных бассейнов (см., в том числе, обзоры в McDonnell, Woods, 2004; Wagener et al., 2007, Oudin et al., 2008, а также Kuchment, Gelfan, 2009), построения методов регионализации параметров моделей (Merz, Blöschl, 2004; Parajka et al., 2005; Motovilov, 1999a; Мотовилов, 2016) и их переноса на неизученные территории (McDonnell et al., 2007; Zhang, Chiew, 2009; Гарцман, 2008). Важное значение для развития исследований имели масштабные международные эксперименты по сравнению моделей, такие, как проект DMIP (Distributed Model Intercomparison Project) по сравнению эффективности концептуальных и физико-математических моделей, инициированный в 2002 году Национальной службой погоды США, проект MOPEX (MOdel Parameter EXperiment), направленный на решение проблемы переноса параметров моделей на неизученные водосборы, проект NOPEX (NOthern hemisphere climate Processes land-surface Experiment), одна из целей которого заключалась в решении проблемы скейлинга моделей – их переноса на разные пространственные масштабы и др. Результаты участия в эксперименте NOPEX модели ECOMAG представлены в главе 2.

### *После 2010 года (“Co-evolution era”, Sivapalan, Blöschl, 2017)*

Этот период недавно начался и пока трудно выделить наиболее крупные достижения, которые окажут влияние на развитие методов математического моделирования в гидрологии речных бассейнов. Последние годы характеризуются вниманием научного сообщества к эволюции гидрологических систем на климатических масштабах времени, вопросам предсказуемости их динамики, проникновением в гидрологические исследования достижений эволюционной географии, геоморфологии, почвоведения, а также изучением взаимообусловленного развития гидрологических систем и общества, вовлечением гидрологических исследований в решение глобальных задач устойчивого развития. Технологические достижения этого периода связаны с разработкой новых математических и технических средств обработки огромных массивов данных (“big data”), бурным развитием коммуникационных технологий, совершенствованием дистанционных методов измерений.

В 2013 г. под эгидой МАГН началось новое гидрологическое десятилетие, получившее название “Panta Rhei”<sup>9</sup> и фокусирующее гидрологические исследования на проблемах описания отклика гидрологических систем на изменения климата, включая проблемы описания в моделях совместной эволюции характеристик бассейна (почв, растительности, рельефа) под воздействием климатических, биотических и антропогенных факторов на климатических масштабах времени, вопросах сохранения устойчиво-

<sup>9</sup> “Panta Rhei” – первые два слова известного античного фразеологизма «Все течет и ничто не остается на месте» (греч. «πάντα ῥεῖ καὶ οὐδὲν μένει»), приписываемого знаменитому греческому философу Гераклиту. Идея назвать так очередное десятилетие МАГН принадлежит греческому гидрологу Деметрису Кутсоянису (Demetris Koutsoyiannis), одному из ведущих современных специалистов в области исследования динамики гидрологических систем.

сти структуры и параметров математических моделей, разработанных для стационарных условий, создания специальных методов тестирования моделей (последний вопрос будет отдельно рассмотрен в главе 3 настоящей монографии). Более подробно научные проблемы нового гидрологического десятилетия рассмотрены в статье (Ehret et al., 2014), подготовленной с участием второго автора монографии.

Другой заметной инициативой стало организованное МАГН обсуждение нерешенных фундаментальных проблем гидрологии. С идеей такого обсуждения выступил Президент МАГН Гюнтер Блэшл, предложивший сформулировать 23 гидрологические проблемы по аналогии со знаменитыми математическими проблемами Гилберта. В апреле 2018 г. на очередной ассамблее Европейского геофизического союза состоялось обсуждение расширенного списка нерешенных проблем. Можно скептически относиться к выбранному организаторами дискуссии демократическому принципу оценки значимости научных проблем, но в определенной степени существующий на сегодня список (см. <https://iahs.info/IAHS-UPH.do>) отражает взгляд международного сообщества на основные направления развития теоретической гидрологии в ближайшие годы. «Меняются ли характеристики опасных гидрологических явлений и каковы механизмы этих изменений?», «Какой должна быть модель, чтобы быть эффективной в изменившихся условиях?», «Каковы физические пределы предсказуемости наводнений и засух?», — попытки решения не только этих, но и других нерешенных проблем будут опираться на созданные в течение ста лет развития научной гидрологии математические модели, эволюция которых была описана в этой главе.

## **Глава 2. Физико-математическая модель ЕСОМАГ: базовые уравнения, агрегирование параметров, процедуры калибровки и проверки, информационное обеспечение**

При описании в предыдущей главе этапов развития физико-математических моделей мы намеренно обошли вопрос критики этого направления, особенно обострившейся в 1990-е гг. и приобретшей определенную известность благодаря работам крупного английского гидролога К. Бевена – яркого полемиста и умелого пропагандиста своих, порой неоднозначных, взглядов на проблемы гидрологии. Сейчас, по прошествии более 20-ти лет, в течение которых достигнуты значительные успехи по совершенствованию физико-математических моделей и расширению области их применимости, некоторые положения этой критики могут показаться современному специалисту курьезом, поэтому мы не сочли необходимым упоминать их в обзоре достижений гидрологического моделирования. Вместе с тем нельзя отрицать, что сами по себе исследования по совершенствованию физико-математических моделей в 1990–2000-х гг., в частности, исследования первого автора настоящей монографии, были, в определенной степени, мотивированы этой критикой (следует упомянуть также влияние на эти исследования книги Ю. Б. и Т. А. Виноградовых (2010)). Одним из возможных ответов на нее стало создание физико-математической модели ЕСОМАГ, результаты применения которой составляют основное содержание монографии и описанию которой посвящена настоящая глава. Логика изложения требует упоминания здесь основных положений критики, которые сводятся к следующим аргументам:

- Одномерные уравнения вертикального влаго- и теплопереноса, описывающие гидрологические процессы в точке или на небольшой однородной территории, при их использовании для описания процессов на крупных территориях утрачивают, по мнению критиков, физическое содержание, параметры теряют связь с измеряемыми физическими характеристиками, в результате чего физико-математические модели требуют интенсивной калибровки и становятся неотличимыми в этом смысле от концептуальных моделей с сосредоточенными параметрами.

- Ряд используемых в физико-математических моделях уравнений не соответствуют, по мнению критиков, физике описываемых процессов. Наиболее часто упоминается гипотеза плоскостного стекания, которая упрощает физику процесса движения воды по склонам, т. к. не учитывает элементы русловой сети высоких порядков, а также уравнение Ричардса, которое, как хорошо известно, не всегда соответствует физике вертикального влагопереноса на больших территориях, где важную роль могут играть некапиллярные механизмы перемещения почвенной влаги (например, preferential flow по крупным порам).

- Растет масштаб проблемы эквививальности – общей для численных математических моделей природных процессов проблемы калибровки при

ограниченности исходных данных, которая заключается в неединственности набора параметров модели («поведенческих» в терминологии Бевена (Beven, 2012)), при которых модель дает близкие и удовлетворительные по точности результаты расчетов. По мнению критиков, проблема эквивалентности обостряется для физико-математических моделей с распределенными параметрами, т. к. более сложная модель требует большего объема информации для ее тестирования

Отчасти в силу объективных причин, связанных с реально возникавшими проблемами разработки физико-математических моделей и трудностями при их реализации, отчасти из-за субъективных причин, например, необоснованных представлений о физико-математических моделях как о моделях с измеряемыми параметрами, не требующих калибровки (Woolhiser, 1996), и, во многом, благодаря полемическому таланту К. Бевена, частью гидрологического сообщества, начиная с 1990-х гг., стало разделяться мнение, что перечисленные проблемы являются патологическими для физико-математических моделей, ограничивают область их применимости решением исследовательских задач на малых экспериментальных бассейнах и делают очень неопределенными перспективы их применения для крупных бассейнов, а также для решения прикладных задач гидрологических расчетов и прогнозов.

Мы полагаем, что в обзоре, приведенном в первой главе, показано достаточно примеров того, что не только перечисленные, но и многие другие, в том числе существенно более сложные проблемы, возникавшие при построении физико-математических моделей, хорошо осознавались их разработчиками, усилиями множества исследователей вырабатывались пути решения, и сейчас в результате эволюции методов физико-математического моделирования перечисленные выше проблемы утратили свою остроту. Описанная в этой главе модель ЕСОМАГ – убедительный, на наш взгляд, пример эволюции физико-математических моделей в направлении решения перечисленных проблем, расширения области применения моделей для бассейнов от сотен до миллионов км<sup>2</sup> и для практически всех актуальных на сегодняшний день исследовательских и прикладных задач.

Несколько слов об истории создания модели ЕСОМАГ первым автором монографии.

Начальная версия модели была разработана им в ИВП РАН в 1992 г. На этом этапе в разработке модели принимал участие второй автор монографии, тогда – молодой кандидат наук. Прикладная моделирующая система, которая, помимо собственно математической модели, включает ее технологическое обеспечение (управляющие оболочки с дружественным интерфейсом, базы данных и их взаимодействие с моделью, ГИС, графическое сопровождение и т. д.), разрабатывалась создателем модели уже после его ухода из ИВП РАН в Институте прикладной экологии Минэкологии России с участием аспиранта А. С. Белокурова. Система была названа ЕСОМАГ – аббревиатура от ECological Model for Applied Geophysics.

Значительный прогресс в описании масштабных эффектов в модели был достигнут во второй половине 1990-х гг., в период многолетнего сотрудничества автора модели с проф. Л. Готтшалком из Геофизического факультета Университета Осло. Совместно с ним, а также при участии норвежского аспиранта

К. Энгеланда были проведены комплексные испытания разработанных алгоритмов по учету пространственных неоднородностей в процессах формирования стока на региональном уровне на основе материалов детального междисциплинарного международного эксперимента NOPEX (NOthern hemisphere climate Processes land-surface EXperiment).

Следующий крупный этап в развитии модельного комплекса произошел в период активного внедрения модели для решения водохозяйственных задач (в частности, регулирования крупнейших каскадов водохранилищ) под руководством С. Е. Беднарука в Центре Регистра и Кадастра Росводресурсов. Значительный вклад в разработку технологического обеспечения комплекса здесь внесли к. ф. – м. н. О. О. Бородин, к. т. н. И. А. Вишневская, А. В. Матрюкова, к. т. н. Е. Ю. Рыбина (Шикунова).

И наконец, заключительный плодотворный этап в развитии комплекса ЕСОМАГ связан с возвращением его разработчика после 20-летнего периода работы в ведомственных организациях в ИВП РАН, где под руководством авторов монографии и с участием сотрудников и аспирантов лаборатории гидрологии речных бассейнов комплекс ЕСОМАГ стал активно использоваться при выполнении многих исследовательских проектов и решении водохозяйственных задач. Авторские права на комплекс ЕСОМАГ защищены Свидетельством о государственной регистрации программ для ЭВМ (правообладатель – ИВП РАН, автор – Ю. Г. Мотовилов).

## 2.1 Структура модели

При разработке гидрологических моделей для крупных масштабов задача состоит в том, чтобы расширить существующие знания гидрологических процессов, происходящих в точке или в масштабах небольших водосборов, на гидрологические явления, происходящие в макромасштабе. В конечном итоге, стоит задача применения моделей для регионов в масштабах крупнейших речных систем мира. Макромасштабные региональные гидрологические модели, совместимые с масштабом расчетной ячейки моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦА; порядка,  $10^4$  км<sup>2</sup> и более), могут обмениваться информацией с атмосферными моделями о потоках тепла и влаги на границе раздела и напрямую использовать результаты атмосферных моделей в качестве входных данных для исследования водных ресурсов крупных речных систем при климатических и антропогенных изменениях речных бассейнов. Макромасштабные региональные гидрологические модели не имеют полного комплекта данных для калибровки модельных параметров таким же образом, как это обычно делается для гидрологических моделей отдельных небольших речных бассейнов. Поэтому одна из задач макромасштабных региональных моделей заключается в моделировании процессов гидрологического цикла в неохваченных наблюдениями районах; при этом модельные параметры должны оцениваться с использованием данных по климату, почвенным характеристикам, видам растительности и другим характеристикам ландшафтов на основе физико-географического анализа этих данных с использованием эмпирических и полуэмпирических зависимостей для рассматриваемого региона.

При выборе базовой архитектуры модели ЕСОМАГ за основу был принят тип полураспределенных физико-математических моделей, когда вся территория речного бассейна покрывается сеткой нерегулярных склоновых площадок (Motovilov, Belokurov, 1997; Motovilov et al., 1999a) либо регулярной сеткой из элементов REA (Motovilov et al., 1999b), или же (в современной версии модели) нерегулярной сеткой из элементарных водосборов (Мотовилов, 2010, 2016b). Гидрологические процессы в пределах расчетных элементов описываются системой дифференциальных уравнений, большая часть которых получена путем интегрирования по пространству базисных уравнений детальных физико-математических моделей (в качестве примера в приложении 2.2 дан вывод интегральных уравнений формирования снежного покрова), путем отбрасывания второстепенных членов этих уравнений (Vehvilainen, Motovilov, 1989) либо привлечением иных упрощенных схем описания процессов, разумных в принятых пространственно-временных масштабах. Как отмечалось в главе 1 (см. обзор достижений 1990–2000-х гг.), полураспределенные модели сохраняют основные черты и преимущества физико-математических моделей с распределенными параметрами и, в то же время, являются менее требовательными к составу и полноте исходной информации, что делает их использование предпочтительным при недостаточности данных наблюдений.

Общая схема описания процессов формирования речного стока в модели ЕСОМАГ выглядит следующим образом. В летний период выпадающие жидкие осадки частично перехватываются растительностью, частично падают на поверхность почвы. Избыток воды, не поглощенный почвой, после заполнения депрессий на поверхности бассейна перемещается по уклону поверхности в речную сеть. Часть влаги, впитавшейся в почву, может перемещаться по уклону по относительно непроницаемым водоупорам. Вода, не попавшая в речную сеть, расходуется на испарение или дренаж в более глубокие горизонты почвы. В холодный период года рассматриваемая схема дополняется учетом гидротермических процессов в снежном покрове и почве, включая процессы формирования снежного покрова и снеготаяния, промерзания и оттаивания почвы, инфильтрации незамерзшей влаги в мерзлую почву.

При модельной схематизации речного бассейна его поверхность разделяется регулярной или нерегулярной (рис. 2.1) сеткой на отдельные расчетные элементы с учетом особенностей рельефа и структуры речной сети. Моделирование гидрологических процессов на каждом расчетном элементе выполняется для четырех уровней: для поверхностного слоя почвы (горизонт А), подстилающего его более глубокого слоя (горизонт В), емкости грунтовых вод и емкости в зоне формирования поверхностного стока. В холодный период добавляется емкость снежного покрова. Схема включает описание поверхностного и подземного стока воды на водосборе, движения воды по речной сети.

При описании ниже процедур генерализации алгоритмов и параметров модели рассматриваются следующие пространственные масштабы расчетных ячеек: точечный масштаб для моделирования гидрологических процессов на малых однородных участках бассейна (микромасштаб) – характер-

ный линейный размер 1–10 метров, масштаб пространственно-однородной области REA или элементарного водосбора (мезомасштаб) – характерный линейный размер 1–10 км для средних по размерам речных бассейнов, масштаб крупного расчетного водосбора, состоящего из нескольких элементарных водосборов (макромасштаб), – характерный линейный размер десятки и сотни километров для моделирования крупных речных систем.

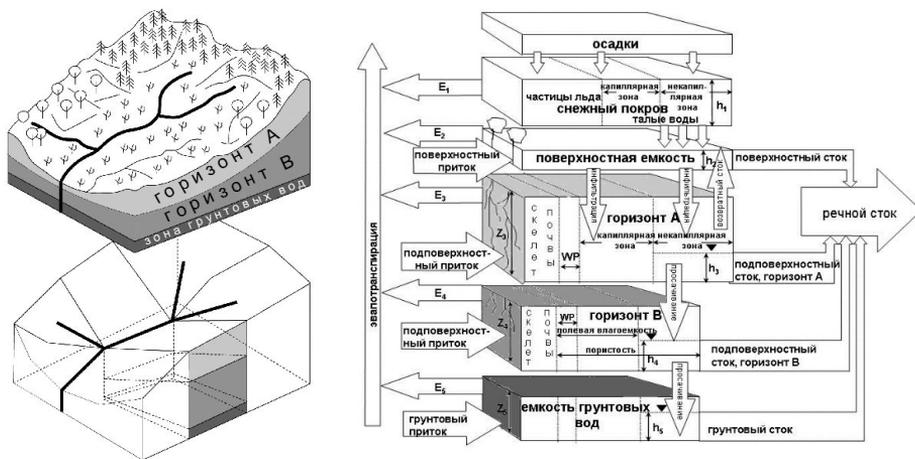


Рис. 2.1. Схематизация речного бассейна и вертикальная структура гидрологической модели для элементарной площадки

## 2.2 Базовые уравнения

Уравнение сохранения воды для единичного объема почвы может быть представлено в форме:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial v_x}{\partial x} - \frac{\partial v_y}{\partial y} - \frac{\partial v_z}{\partial z} - S, \quad (2.1)$$

где  $W$  – объемное содержание воды в единичном объеме,  $v_x$ ,  $v_y$  и  $v_z$  – объемные потоки влаги в направлении осей  $x$ ,  $y$  и  $z$  (скорость потока воды через единичную поверхность),  $S$  – интенсивность источника (стока) воды, например, в результате транспирации (объем воды в единичном объеме в единицу времени),  $t$  – время.

Рассмотрим изотропный образец почвы в форме прямоугольного параллелепипеда длиной  $L$  в направлении оси  $x$ ,  $B$  в направлении оси  $y$  и  $Z$  в направлении оси  $z$ . Проинтегрировав уравнение (2.1) по пространству для условий двумерного потока (отсутствие потока в направлении оси  $y$ ) и в предположении, что средние значения горизонтального и вертикального потоков влаги на границах почвенного параллелепипеда – известные функции времени:

$$\int_0^L \int_0^B \int_0^Z \frac{\partial W}{\partial t} dx dy dz = \int_0^L \int_0^B \int_0^Z \left( -\frac{\partial v_x}{\partial x} - \frac{\partial v_z}{\partial z} - S \right) dx dy dz \quad (2.2)$$

получаем:

$$Z \frac{dW}{dt} = \frac{Z(v_{x,0} - v_{x,L})}{L} + (v_{z,0} - v_{z,Z}) + ZS. \quad (2.3)$$

Обозначим  $Q_0 = BZv_{x,0}$ ,  $Q_L = BZv_{x,L}$ ,  $E = ZS$ ,  $V_0 = v_{z,0}$  и  $V_Z = v_{z,Z}$ . Здесь  $Q$  – расход через левое (индекс 0) и правое (индекс  $L$ ) поперечное сечение почвенного образца,  $V$  – скорость потока влаги через единичную площадь на поверхности (индекс 0) и нижней границе (индекс  $Z$ ) почвенного образца,  $E$  – интенсивность транспирации влаги из почвенного образца через единицу поверхности. Подставив эти переменные в (2.3), получим уравнение водного баланса для выделенного почвенного образца в виде:

$$Z \frac{dW}{dt} = \frac{Q_0 - Q_L}{BL} + (V_0 - V_Z) - E. \quad (2.4)$$

Структурная схема почвенного образца и водных потоков в нем, приведенная на рис. 2.2, показывает, что вода движется в почве через пористое пространство, которое занимает лишь часть почвенного образца, и способность воды к движению и водообмену отличается в порах различных размеров (капиллярная и некапиллярная пористость). Рассмотрим уравнения водного баланса для различных частей пористого пространства почвы.

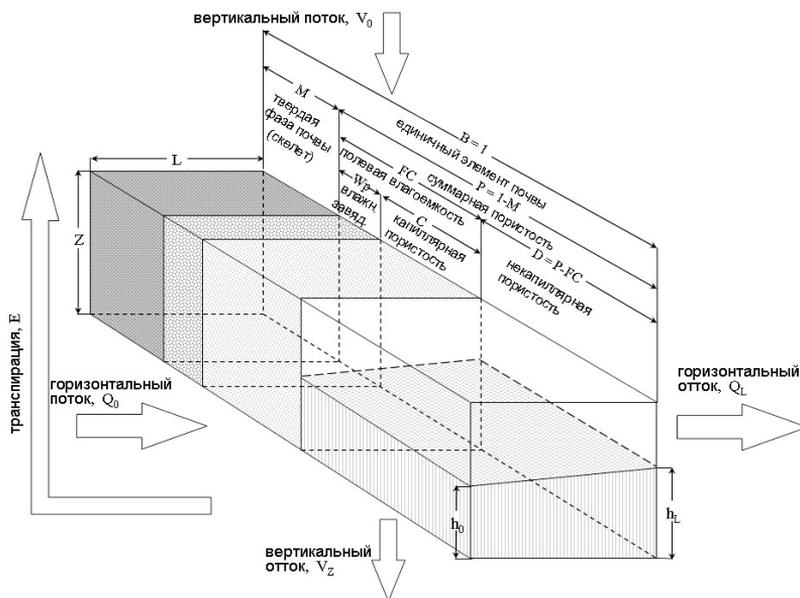


Рис. 2.2. Структурная схема процессов влагопереноса в почвенной колонке

Предполагается, что содержание подвижной влаги в почве может меняться в диапазоне от влажности насыщения (пористость  $P$ , *porosity*) до влажности завядания ( $WP$ , *wilting point*). Почвенная влага ниже влажности завядания жестко удерживается сорбционными силами почвенных частиц и не

способна к передвижению. В капиллярной зоне пористого пространства (*C*, *capillary zone*) в диапазоне от влажности завядания до наименьшей полевой влагоемкости (*FC*, *field capacity*) почвенная влага слабо мобильна, и изменения в содержании влаги обусловлены главным образом вертикальными потоками влаги в виде инфильтрации осадков или испарения, а также могут происходить под действием внутренних источников вследствие поглощения влаги корнями растений на транспирацию. Следовательно, горизонтальными потоками влаги в капиллярной зоне пористого пространства почвы можно пренебречь. Тогда уравнение водного баланса для капиллярной пористости почвенного образца может быть записано в форме (индекс *c*):

$$Z \frac{dW_c}{dt} = (V_{c,0} - V_{c,z}) - E_c. \quad (2.5)$$

Изменения в содержании влаги в некапиллярной пористости в диапазоне от состояния насыщения (пористость) до полевой влагоемкости также обусловлены главным образом вертикальными потоками. Проникающая с поверхности (впитывающаяся) в почвенный образец вода быстро дренируется в более глубокие горизонты под действием сил гравитации. Если более глубокий горизонт менее проницаем, чем выделенный слой почвы, то вода в некапиллярной зоне может накапливаться и двигаться в горизонтальном направлении по уклону по относительно непроницаемой поверхности между почвенными горизонтами. Тогда уравнение водного баланса для некапиллярной зоны (*D*) пористого пространства почвы можно записать в виде (индекс *nc*, *non-capillary*):

$$Z \frac{dW_{nc}}{dt} = \frac{Q_0 - Q_L}{BL} + (V_{nc,0} - V_{nc,z}) - E_{nc}. \quad (2.6)$$

Произведение  $ZW_{nc}$  представляет собой слой воды в почве, рассчитанный на единичную поверхность почвенного образца (колонны). В действительности вода движется через некапиллярную пористость (*D*), которая занимает лишь часть объема почвенного образца. Поэтому реальный слой воды в некапиллярной пористости почвенной колонны (высота слоя воды) может быть рассчитан как:

$$h = \frac{ZW_{nc}}{D}. \quad (2.7)$$

Подставив отсюда  $W_{nc}$  в формулу (2.6) и положив линейную форму профиля водной поверхности в направлении оси *x*, получим:

$$\frac{D}{2} \frac{d(h_0 + h_L)}{dt} = \frac{Q_0 - Q_L}{BL} + (V_{nc,0} - V_{nc,z}) - E_{nc}. \quad (2.8)$$

Тогда суммарные изменения почвенной влаги в капиллярной и некапиллярной зонах почвенной колонны могут быть получены сложением уравнений (2.5) и (2.8):

$$Z \frac{dW_c}{dt} + \frac{D}{2} \frac{d(h_0 + h_L)}{dt} = \frac{Q_0 - Q_L}{BL} + (V_{c,0} - V_{c,z}) + (V_{nc,0} - V_{nc,z}) - E_c - E_{nc}. \quad (2.9)$$

Приняв во внимание, что  $V=V_c+V_{nc}$  и  $E=E_c+E_{nc}$ , и сравнив уравнения (2.4) и (2.9) имеем:

$$Z \frac{dW}{dt} = Z \frac{dW_c}{dt} + \frac{D}{2} \frac{d(h_0 + h_L)}{dt}. \quad (2.10)$$

Уравнения, аналогичные (2.8) и (2.9), для почвенного образца, имеющего трапецеидальную форму в плане, записываются в виде:

$$\frac{D}{2} \frac{d(B_L h_L + B_0 h_0)}{dt} = \frac{Q_0 - Q_L}{L} + B_m \left[ (V_{nc,0} - V_{nc,z}) - E_{nc} \right], \quad (2.11)$$

$$B_m Z \frac{dW_c}{dt} + \frac{D}{2} \frac{d(B_L h_L + B_0 h_0)}{dt} = \frac{Q_0 - Q_L}{L} + B_m \left[ (V_0 - V_z) - E \right], \quad (2.12)$$

где  $B_m = (B_L + B_0)/2$  – средняя ширина трапецеидального элемента. В этих уравнениях предполагается, что площадь поперечного сечения водного потока ( $Bh$ ) в почвенном образце изменяется линейным образом в направлении оси  $x$ .

Уравнения водного баланса в форме (2.5), (2.8), (2.9), (2.11) и (2.12) используются в модели ЕСОМАГ для описания динамики почвенной влаги и уровня грунтовых вод. Эти же уравнения могут быть использованы и для описания водного режима снежного покрова при рассмотрении пористости снега как пространства, свободного от частиц льда. Если в уравнениях принять  $D=1$  (некапиллярная пористость занимает полностью весь объем выделенного слоя), то эти же уравнения могут использоваться в качестве водно-балансовых уравнений и для поверхностных вод.

Рассмотрим основные уравнения, используемые для расчета потоков воды в уравнениях (2.5), (2.8), (2.9), (2.11) и (2.12), для трех, введенных в предыдущем разделе, пространственных масштабов описываемых процессов (Мотовилов, 2016а). Допущения, используемые для генерализации уравнений и параметров модели при увеличении площади расчетной ячейки от микро- к макромасштабу, описаны в приложении 2.1 к этой главе.

### *Интенсивность инфильтрации воды в почву*

#### 1) Микромасштаб (точечный масштаб)

Будем полагать, что при интенсивных осадках максимально возможная интенсивность впитывания влаги на поверхности почвы (инфильтрация) равна гидравлической проводимости насыщенной почвы (коэффициенту фильтрации), т. е. влияние градиента капиллярно-сорбционного потенциала почвы на интенсивность впитывания мало. Натурные исследования инфильтрации показывают, что это влияние значительно лишь в течение небольшого периода времени (максимум, первых часов после начала эксперимента для глинистых почв), в течение которого интенсивность впитывания воды убывает и стремится к значению коэффициента фильтрации почвы. То есть, при интегрировании расчетных уравнений с временным шагом, превышающим этот период (например, сутки), влиянием начального увлажнения на интенсивность впитывания воды можно пренебречь.

Учитывая вышесказанное, будем полагать, что для каждой точки расчетной области имеют место следующие соотношения между интенсивностью осадков ( $R$ ) и инфильтрацией ( $V$ ):

$$\begin{aligned} V &= k, \text{ при } R > k, \\ V &= R, \text{ при } R < k, \end{aligned} \quad (2.13)$$

где  $k$  – коэффициент вертикальной фильтрации почвы

2) Мезомасштаб (масштаб расчетной ячейки пространственно-однородной области REA или элементарного водосбора)

Предполагается, что интегральная функция распределения ( $F(k)$ ) поверхностной гидравлической проводимости насыщенной почвы (коэффициента фильтрации)  $k$  в пределах ландшафтно-однородной области REA (или элементарного водосбора) подчиняется экспоненциальному закону:

$$F(k) = 1 - \exp(-\alpha k), \quad \alpha = \frac{1}{k_m}, \quad (2.14)$$

где  $k_m$  – среднее значение  $k$  на элементе.

Тогда для всей области REA средняя интенсивность инфильтрации в почву ( $V_I$ ) равна:

$$V = \int_0^R \exp(-\alpha k) dk = k_m [1 - \exp(-R/k_m)] \quad (2.15)$$

3) Макромасштаб (масштаб ячейки крупного расчетного водосбора)

Предположим, что на выбранном масштабе расчетной ячейки имеется  $N$  сочетаний типов почв и типов подстилающей поверхности (ландшафтов), обозначаемых далее ППВ. Выполним с формулой (2.15) для расчета интенсивности инфильтрации в почву следующие преобразования (для сокращения записи обозначим  $k$  вместо  $k_m$ ):

$$V = \sum_{i=1}^N \frac{a_i}{A} V_i = k_{av} - \sum_{i=1}^N \frac{\frac{a_i}{A} k_i}{\exp\left(\frac{R}{k_i}\right)} = k_{av} - \frac{\sum_{i=1}^N \frac{a_i}{A} k_i \exp\left(R \sum_{j=1}^N \frac{1}{k_j}\right)}{\exp\left(R \sum_{i=1}^N \frac{1}{k_i}\right)} \quad (2.16)$$

где  $a_i$  – площадь области с  $i$ -той комбинацией ППВ,  $A$  – суммарная площадь расчетного водосбора;  $av$  – индекс взвешенного осреднения (см. приложение 2.1).

Приняв во внимание формулу П2.1.3 (см. приложение 2.1 к этой главе) имеем:

$$V = k_{av} - \frac{\exp\left[\frac{R(N-1)}{k_h}\right]}{\exp\left(\frac{NR}{k_h}\right)} \sum_{i=1}^N \frac{a_i}{A} k_i \approx k_{av} \left[ 1 - \exp\left(-\frac{R}{k_h}\right) \right] \quad (2.17)$$

где  $h$  – индекс гармонического осреднения (см. приложение 2.1).

К сожалению, в данном случае такая форма осреднения не приводит к желаемому результату, т. к. структура формулы (2.15) такова, что в ней должно фигурировать одно значение осредненного коэффициента фильтрации почвы. Поскольку эффективные значения коэффициентов фильтрации для различных почв обычно находятся калибровкой, то без особых смысловых потерь вместо (2.15) можно использовать формулу:

$$V = k_{av} \left[ 1 - \exp\left(-\frac{R}{k_{av}}\right) \right] \quad (2.18)$$

где  $k_{av}$  – средневзвешенное значение коэффициента фильтрации почв из всех комбинаций «тип почвы – тип подстилающей поверхности», встречающихся на расчетном водосборе.

Следует отметить, что аналогичная формула для расчета инфильтрации в почву была получена Ю. Б. Виноградовым (1988) исходя из других предположений.

### *Впитывание воды в капиллярную и некапиллярную емкости почвы*

#### 1) Микромасштаб

Суммарная пористость ( $P$ ) в зоне аэрации почвы разделяется на две части: капиллярную зону (верхний предел влажности  $W$  почвы – полевая влагоемкость,  $FC$ ) и некапиллярную зону (разность  $D$  между  $P$  и  $FC$ ). Предполагается, что при влажности почвы, меньшей  $FC$ , вся впитавшаяся в почву вода попадает в капиллярную зону (индекс  $c$ ), а при влажности большей  $FC$  – в некапиллярную (индекс  $nc$ ), т. е.:

$$\begin{aligned} V_{1,c} &= V, & \text{при } W < FC \\ V_{1,nc} &= V, & \text{при } W > FC \end{aligned} \quad (2.19)$$

#### 2) Мезомасштаб

Разделение впитавшейся влаги между зонами в пределах ландшафтно-однородной области РЕА или элементарного водосбора производится с учетом пространственного распределения наименьшей полевой влагоемкости, которое описывается показательной функцией, следовательно:

$$V_c = V \left[ 1 - \left( \frac{W}{FC} \right)^\beta \right], \quad V_{nc} = V - V_c \quad (2.20)$$

где  $V_c$  и  $V_{nc}$  – интенсивность инфильтрации в капиллярную и некапиллярную зоны почвы, соответственно,  $b$  – параметр пространственного распределения вероятности.

#### 3) Макромасштаб

Для расчетного элемента с несколькими различными комбинациями ППВ на основе допущений 1 и 3 (формулы П2.1.3, П2.1.6 приложения 2.1) формулу (2.20) можно записать в виде:

$$V_c = \sum_{i=1}^N \frac{a_i}{A} V_{c,i} = V_{av} - \frac{\sum_{i=1}^N \frac{a_i}{A} I_i W_i^\beta \prod_{j=1}^N FC_j^\beta}{\prod_{i=1}^N FC_i^\beta} \approx V_{av} \left( 1 - \frac{W_g^\beta}{FC_g^\beta} \right) \quad (2.21)$$

т. е. в данном случае предпочтительней использовать геометрическое осреднение влажности почвы и наименьшей влагоемкости ( $g$  – индекс геометрического осреднения, см. приложение 2.1).

Суммарное испарение (эвапотранспирация)

1) Микромасштаб

Предполагается, что при влажности почвы, большей некоторого критического значения  $W_e$ , испарение из почвы равно потенциальному (испаряемости), в противном случае оно линейно убывает до нуля при уменьшении влажности почвы до влажности завядания:

$$E = \begin{cases} E_{pot}, & \text{for } W_p > W_e \\ E_{pot} \left( \frac{W_p}{W_e} \right), & \text{for } W_p \leq W_e \end{cases} \quad (2.22)$$

где  $E_{pot}$  – испаряемость,  $W_p = (W - WP)$  – объемная продуктивная влага,  $W$  – объемная влажность почвы,  $WP$  – влажность завядания,  $W_e = (FC + WP)/2$  – критическая влажность для эвапотранспирации.

2) Мезомасштаб

Ввиду отсутствия информации о совместных статистических распределениях почвенно-гидрологических констант  $FC$  и  $WP$  на мезомасштабном уровне для расчета эвапотранспирации использовалось уравнение (2.22) со средневзвешенным площадным осреднением  $FC$  и  $WP$ .

3) Макромасштаб

Для расчетного элемента с  $N$  различными комбинациями ППВ имеем:

при  $W_{p,i} > W_{e,i}$

$$E = \sum_{i=1}^N \frac{a_i}{A} E_{pot,i} = E_{pot,av} \quad (2.23)$$

при  $W_{p,i} < W_{e,i}$

$$E = \sum_{i=1}^N \frac{a_i}{A} E_{pot,i} \left( \frac{W_{p,i}}{W_{e,i}} \right) = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{a_i}{A} E_{pot,i} W_{p,i} \prod_{j=1}^N W_{e,j}}{\prod_{i=1}^N W_{e,i}} \quad (2.24)$$

Приняв во внимание допущения 1 и 3 (формулы П2.1.3 и П2.1.10 приложения 2.1) можно записать (2.24) в форме:

$$E = E_{pot,av} \frac{W_{p,g}}{W_{e,g}} \quad (2.25)$$

где  $av$  и  $g$  – индексы взвешенного и геометрического осреднений соответственно (см. приложение 2.1).

*Динамика капиллярной влажности почвы*

1) Микромасштаб и мезомасштаб

Для расчета влажности почвы в капиллярной зоне почв используется балансовое уравнение (2.5) в предположении отсутствия капиллярного оттока из почвенного слоя:

$$Z \frac{dW}{dt} = V_c - E \quad (2.26)$$

где  $Z$  – мощность (глубина) почвенного горизонта.

2) Макромасштаб

Для большого расчетного элемента с  $N$  различными комбинациями ППВ имеем:

$$\sum_{i=1}^N \frac{a_i}{A} Z_i \frac{dW_i}{dt} = \sum_{i=1}^N \frac{a_i}{A} (V_{c,i} - E_i) \quad (2.27)$$

или

$$Z_{av} \frac{dW_g}{dt} = V_{c,av} - E_{av} \quad (2.28)$$

*Подповерхностное и грунтовое стекание*

1) Микромасштаб

На основе уравнения (2.8) используется уравнение Дарси для элемента прямоугольной формы (в плане):

$$\frac{D}{2} \frac{d}{dt} (h_L + h_0) = R_{ef} - (Q_L - Q_0) / LB \quad (2.29)$$

где  $Q = iK_x Bh$ ,  $D = P - FC$ ,  $K_x$  – гидравлическая проводимость насыщенной почвы в горизонтальном направлении,  $h$  – уровень воды,  $B$  и  $L$  – ширина и длина элемента в плане,  $Q$  – приток (индекс 0) и отток (индекс L) подповерхностных или грунтовых вод,  $R_{ef}$  – интенсивность эффективного притока вод на свободную поверхность.

2) Мезомасштаб

Для проведения расчетов на областях более крупного масштаба вводятся масштабируемые переменные:

$$\eta = \frac{l_r}{a}, \quad l_s = \frac{a}{2l_r} = \frac{1}{2\eta}, \quad (2.30)$$

где  $\eta$  – плотность речной (дренажной) сети,  $l_r$  – суммарная длина всех рек на расчетном элементарном водосборе площадью  $a$ , и  $l_s$  – средняя длина склонов.

Рассматривая элементарный водосбор, можно положить в уравнении (2.29)  $B=2l_r$ ,  $L=l_s$ , и предположить отсутствие течения через верхнюю (в плане) границу склонов водосбора ( $h_0=0$  и  $Q_0=0$ ). Тогда уравнение (2.29) для элементарного водосбора можно представить в форме:

$$\frac{aD}{2} \frac{dh}{dt} = a(V - E) - Q \quad (2.31)$$

где  $Q=2l_r ikh=aikh/l_s=2\eta aikh$ ,  $R_{ef}=V-E$ ,  $V$  – интенсивность притока воды к уровню свободной поверхности,  $E$  – интенсивность испарения подповерхностных или грунтовых вод.

### 3) Макромасштаб

Рассмотрим сначала большую расчетную ячейку, состоящую из нескольких элементарных водосборов, с одной комбинацией ППВ. Среди характеристик, которые не варьируют внутри этой комбинации ППВ ( $D, k, \eta$ ), уклон  $i$  может меняться от одного элементарного водосбора к другому. Рассматривая область  $A$ , состоящую из нескольких ( $n$ ) элементарных водосборов площадью  $a_i$ , можно записать:

$$\sum_{i=1}^n \frac{a_i}{A} \frac{D}{2} \frac{dh_i}{dt} = \sum_{i=1}^n \frac{a_i}{A} (V_i - E_i) - \sum_{i=1}^n \frac{a_i}{A} \frac{i_j k h_i}{l_s} \quad (2.32)$$

или

$$\frac{D}{2} \frac{dh_{av}}{dt} = (V_{av} - E_{av}) - \frac{k}{l_s} (ih)_{av} \approx (V_{av} - E_{av}) - \frac{k}{l_s} i_g h_{av} \quad (2.33)$$

где  $av$  и  $g$  – индексы взвешенного и геометрического осреднений соответственно (см. приложение 2.1).

Рассмотрим теперь масштаб большого расчетного водосбора площадью  $\Omega$  с несколькими ( $m$ ) различными ППВ комбинациями:

$$\sum_{j=1}^m \frac{A_j}{\Omega} \frac{D_j}{2} \frac{dh_j}{dt} = \sum_{j=1}^m \frac{A_j}{\Omega} (V_j - E_j) - \sum_{j=1}^m \frac{A_j}{\Omega} \frac{i_j k_j h_j}{l_{s,j}}, \quad (2.34)$$

где все переменные – осредненные значения для ППВ комбинаций.

Запишем уравнение (19) в виде:

$$\frac{1}{2} \frac{d(Dh)_{av}}{dt} = (V_{av} - E_{av}) - \left( \frac{kih}{l_s} \right)_{av}, \quad (2.35)$$

и, приняв во внимание формулы П2.1.3 и П2.1.10 из приложения 2.1, получим:

$$\frac{D_g}{2} \frac{dh_{av}}{dt} \approx (V_{av} - E_{av}) - \left( \frac{ki}{l_s} \right)_g h_{av} \quad (2.36)$$

*Поверхностное склоновое стекание*

#### 1) Микромасштаб

Движение поверхностных вод по склонам описывается интегральным уравнением кинематической волны, которое для элемента прямоугольной формы (в плане) имеет вид:

$$\frac{1}{2} \frac{d}{dt} (h_L + h_0) = R_{ef} - (Q_L - Q_0) / LB \quad (2.37)$$

где  $Q = i^{1/2} h^{5/3} B / n$ ,  $n$  – коэффициент шероховатости склона,  $h$  – высота поверхностного потока,  $B$  и  $L$  – ширина и длина элемента в плане,  $Q$  – приток (индекс 0) и отток (индекс L) поверхностных вод на верхней и нижней границе элемента (в плане),  $R_{ef} = R - V_1 + R_r$ ,  $R_{ef}$  – интенсивность эффективного притока вод на поверхность,  $R$  – интенсивность осадков,  $V$  – интенсивность инфильтрации в почву,  $R_r$  – интенсивность возвратного стока (при выходе подповерхностных или грунтовых вод на земную поверхность).

### 2) Мезомасштаб

Используя масштабируемые переменные (2.30) и предположив отсутствие течения через верхнюю (в плане) границу склонов водосбора ( $h_0 = 0$  и  $Q_0 = 0$ ), уравнение (2.37) для элементарного водосбора можно представить в виде:

$$\frac{1}{2} \frac{dh}{dt} = R_{ef} - Q \quad (2.38)$$

где  $Q = 2l_r i^{1/2} h^{5/3} / (na) = i^{1/2} h^{5/3} / (nl) = 2\eta i^{1/2} h^5 / n$ .

### 3) Макромасштаб

Ввиду сильной нелинейности уравнения (2.38) агрегирование параметров этого уравнения для больших водосборов выполнялось с использованием процедуры определения средневзвешенных значений параметров.

### Формирование снежного покрова и снеготаяние

#### 1) Микромасштаб

Для описания формирования снежного покрова и снеготаяния используется следующая система уравнений (Мотовилов, 1993):

$$\frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{d}{dt} (I h_s) = R_s - E_s - S_T + S_f, \quad (2.39)$$

$$\frac{d}{dt} (W_s h_s) = R_r + S_T - E_l - R_w - S_f, \quad (2.40)$$

$$\frac{dh_s}{dt} = \rho_w \left[ \frac{R_s}{\rho_n} - \frac{S_T + E_s}{\rho_i I} \right] - v_s (h_s, I, W_s, T_s), \quad (2.41)$$

где  $h_s$  – высота снежного покрова;  $I$ ,  $W_s$  – объемные содержания твердой и жидкой фазы в снеге,  $R_s$  и  $R_r$  – интенсивности осадков в виде снега и дождя;  $R_w$  – интенсивность водоотдачи из снега при снеготаянии;  $T_s$  – температура поверхности снега;  $v_s$  – скорость уплотнения снега под действием собственной нагрузки;  $\rho_i$ ,  $\rho_w$  и  $\rho_n$  – плотности льда, воды и свежеснежавшего снега.

Вывод системы уравнений (2.39) – (2.41) из системы уравнений физико-математической модели формирования снежного покрова и снеготаяния с распределенными параметрами (Motovilov, 1986) дан в приложении 2.2.

Интенсивность снеготаяния  $S_T$  рассчитывается по формуле:

$$S_T = k_T(T - TM), \text{ при } (T - TM) > 0 \quad (2.42)$$

$$S_T = 0, \text{ при } (T - TM) \leq 0$$

где  $T$  – температура воздуха,  $TM$  – критическая температура для снеготаяния,  $k_T$  – температурный коэффициент таивания.

Аналогичный алгоритм используется для описания интенсивности замерзания жидкой воды в снеге при похолоданиях после периода снеготаяния,  $S_f$ :

$$S_f = k_T \sqrt{|(T - TM)|} \quad (2.43)$$

при  $W_s > 0$  и  $(T - TM) \leq 0$

Интенсивности испарения твердой ( $E_s$ ) и жидкой фазы снега ( $E_l$ ) рассчитываются по данным о дефиците влажности воздуха  $d$  как:

$$E_s = \frac{k_e d}{\left(1 + \frac{\rho_w W_s}{\rho_i I}\right)} \quad (2.44)$$

$$E_l = E_s \frac{\rho_w W_s}{\rho_i I}$$

Интенсивность водоотдачи из снега  $R_w$  рассчитывается как:

$$R_w = \begin{cases} R_r + S_T - E_l, & \text{for } W_s = WHC, \\ 0, & \text{for } W_s \leq WHC, \end{cases} \quad (2.45)$$

где  $WHC$  – водоудерживающая способность снега,  $R_r$  – интенсивность осадков в виде дождя.

## 2) Макромасштаб и мезомасштаб

Для описания изменчивости запаса воды в снежном покрове в пределах расчетной ячейки (элементарного водосбора) используется двухпараметрическое гамма-распределение. Среднее значение снегозапаса рассчитывается с помощью описанной модели, коэффициент вариации – по эмпирическим формулам, полученным на основе полевых исследований на водосборах европейской территории России (Кучмент и др., 1990). Не вдаваясь в детали алгоритмов, можно отметить, что в этом случае модель снежного покрова позволяет рассчитывать покрытость водосбора снегом при снеготаянии и таким образом существенно уточнять реальную водоотдачу снежного покрова с учетом покрытости территории (см. многочисленные примеры применения модели (2.39) – (2.45) в книге Гельфана (2007)).

### Тепловой режим снега и почвы

#### 1) Микромасштаб

В предположении, что вертикальные температурные профили в снеге, мерзлой и талой почве незначительно отличаются от линейных и перемещением влаги к фронту промерзания можно пренебречь, – динамика глубины промерзания ( $H_f$ ) и глубины оттаивания почвы ( $H_T$ ) может быть описана следующими уравнениями (Vehvilainen, Motovilov, 1989):

$$Q_f \frac{dH_f}{dt} = \frac{\lambda_f T_0}{H_f} - \frac{\lambda_T T_g}{H_g - H_f}, \quad (2.46)$$

$$H_T = \left( H_f^2 + \frac{2\lambda_T T}{Q_f} \delta t \right)^{0.5} \quad (2.47)$$

где  $H_g$  – глубина уровня грунтовых вод с температурой  $T_g$ ;  $\lambda_s$ ,  $\lambda_f$ ,  $\lambda_T$  – коэффициенты теплопроводности снега, мерзлой и талой почвы соответственно,  $T_0$  – температура на границе «почва – снег», равная  $T_0 = \frac{\lambda_s T H_f}{\lambda_s H_f + \lambda_f h_s}$ ,  $Q_f = \rho_w L_f (W - W_u)$  – количество тепла, выделяемое на фронте промерзания (или поглощаемое на фронте оттаивания),  $L_i$  – скрытая теплота плавления льда,  $W_u$  – содержание незамерзшей влаги в почве при 0°C.

В работе (Гельфан, 1989) путем сравнения результатов расчетов с расчетами по физико-математической модели промерзания почвы с распределенными параметрами, а также с данными лабораторных и натуральных измерений, показано, что допущения о линейности профилей температуры в мерзлой почве не приводят к значительным погрешностям в расчете глубины промерзания.

#### 2) Макромасштаб и мезомасштаб

Моделирование глубины промерзания и оттаивания почвы на расчетных водосборах выполняется с учетом пространственного распределения снежного покрова по площади и покрытости водосбора снегом в период снеготаяния, описанного в предыдущем подразделе.

## 2.3 Калибровка модели ЕСОМАГ и критерии качества

### 2.3.1 Процедура калибровки

До настоящего времени в мировой гидрологической практике имеются лишь единичные примеры исследований, связанных с моделированием пространственных полей характеристик гидрологического цикла суши для крупных речных бассейнов и территорий (Мотовилов, 2016б, 2017; Santhi et al., 2008; Western et al., 2002; Wrede et al., 2013). Это обусловлено как ограничениями в доступности пространственно-распределенной информации гидрометеорологического мониторинга для калибровки, так и отсутствием устоявшихся методик задания и калибровки полей модельных параметров

пространственно-распределенных гидрологических моделей. Перенос имеющегося опыта калибровки параметров гидрологических моделей по стоку в замыкающем створе водосбора в распределенных моделях неизбежно приводит к эффектам перепараметризации моделей – невозможности получения устойчивого набора значений параметров, и эквивиальности – близости результатов моделирования с различными значениями наборов модельных параметров.

В табл. 2.1 перечислены основные параметры модели ECOMAG.

Таблица 2.1

№	Параметры, зависящие от типа и механического состава почв
1	Объемная плотность почвы, кг/м <sup>3</sup>
2	Пористость, м <sup>3</sup> / м <sup>3</sup>
3	Наименьшая полевая влагоемкость, м <sup>3</sup> / м <sup>3</sup>
4	Влажность завядания, м <sup>3</sup> / м <sup>3</sup>
5	Коэффициент вертикальной фильтрации, м/с
6	Коэффициент горизонтальной фильтрации, м/с
7	Коэффициент теплопроводности, Дж/(м×с×°C)
<b>Параметры, зависящие от типа подстилающей поверхности</b>	
8	Толщина почвенного горизонта А, м
9	Температурный коэффициент стаивания снега, м/с/°C
10	Максимальное поверхностное задержание, м
11	Коэффициент шероховатости Маннинга для склонов, с/м <sup>1/3</sup>
<b>Общие параметры для водосбора</b>	
12	Критическая температура для вида осадков (снег/дождь), °C
13	Критическая температура для начала таяния снега, °C
14	Параметр потенциального испарения, м/Мб
15	Коэффициент шероховатости Маннинга для русла, с/м <sup>1/3</sup>
16	Высотный температурный градиент, °C/100м
17	Высотный градиент изменения осадков, мм/100м

Для смягчения эффектов перепараметризации и эквивиальности в модели ECOMAG реализована следующая схема калибровки параметров модели:

1. Задание большей части физически обоснованных параметров для крупных речных бассейнов производится на основе глобальных баз картографических данных региона (рельеф, типы, механический состав и водно-физические характеристики почв, типы и характеристики растительности и ландшафтов).

Из таблицы 2.1 видно, что все перечисленные параметры модели ECOMAG имеют прямой физический смысл. Часть почвенных параметров (*объемная плотность, пористость, наименьшая полевая влагоемкость, влажность завядания*) измеряется в лабораторных и полевых условиях. В России такие измерения проводятся на сети агрометеорологических станций Росгидромета. Значения этих параметров на расчетных единицах задаются из баз данных почвенных характеристик в соответствии с карто-

графическим распределением типов почв, встречающихся в речном бассейне (см. раздел 2.4.2, рис. 2.4, 2.7). При моделировании речных бассейнов, расположенных за рубежом, для определения распределенных по площади параметров модели могут быть задействованы глобальные базы данных: почвенная база Harmonized World Soil Database (HWSD) и ландшафтная база Global Land Cover Characterization (GLCC). Разработаны методы задания значений почвенно-гидрологических констант с помощью педотрансферных функций по характеристикам механического состава почв, взятым из базы HWSD (Калугин, 2015). Коэффициент теплопроводности почв может быть рассчитан на основе эмпирических зависимостей с перенесенными выше почвенными характеристиками. *Критическая температура для вида осадков (снег/дождь)* определяется на основе анализа метеорологических данных. *Высотный температурный градиент* обычно задается равным  $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Области изменения таких параметров, как *критическая температура для начала таяния снега и коэффициент шероховатости Маннинга для русла*, сосредоточены в довольно узких пределах и могут быть заданы на основе литературных и табличных данных. Модель мало чувствительна к изменению значений *коэффициента шероховатости Маннинга для склонов*, по-видимому, вследствие большого шага интегрирования по времени (1 сутки), за который вода по склонам практически полностью добежит до ручейковой сети при любых значениях параметра. Наиболее чувствительны расчеты по модели к изменению 6-ти параметров, среди которых *вертикальный и горизонтальный коэффициенты фильтрации для типов почв, температурный коэффициент стаивания снега, мощность верхнего активного почвенного слоя и максимальное поверхностное задержание для типов растительности*, а также *коэффициент испарения*. Опыт использования модели показал, что из этих шести параметров наиболее широкий диапазон изменения значений имеют *вертикальный и горизонтальный коэффициенты фильтрации почв* и их необходимо особенно тщательно калибровать.

2. Калибровка параметров выполняется не для каждой пространственной расчетной единицы речного бассейна (например, элементарного водосбора), а для типов характеристик подстилающей поверхности (почв, растительности, ландшафтов), слагающих эти элементарные водосборы.

В модели ЕСОМАГ калибруются параметры, зависящие от типов почв, растительности и подстилающей поверхности на территории речного бассейна, например, вертикальный и горизонтальный коэффициенты фильтрации для типов почв, коэффициент стаивания снега для типов растительности и т. д., а не параметры конкретных частных речных бассейнов. Своеобразие частных речных бассейнов отражается в модели сочетанием и пространственным распределением в них конкретных типов почв, растительности, рельефа, уклонов, структуры речной сети, метеорологических условий и т. п. Поэтому, моделируя большие речные бассейны, например, Волги или Лены, мы одновременно моделируем и особенности формирования стока на всех частных водосборах в пределах этих бассейнов. Последнее обстоятельство позволяет в рамках одного прогона модели рассчитать

не только сток в замыкающем створе речного бассейна, но и речной сток в любой точке модельной речной системы, включая все притоки основной реки. Такая возможность позволяет проводить проверку модели по всем имеющимся пунктам измерений расходов воды в речных бассейнах.

Помимо использования для калибровки модели данных о расходах воды в разных створах речной сети, возможности модели по воспроизведению полей гидрологических переменных позволяют привлекать для калибровки приведенные в СН 435-72 (1972) карты среднемноголетнего модуля стока для территории бывшего СССР (см. подраздел 2.4.2). Поле рассчитанных величин среднемноголетнего модуля стока конструируется средствами ГИС (см. раздел 2.4) по данным моделирования за многолетний период в узлах (центрах тяжести) элементарных водосборов среднесуточных величин эффективного водообразования за счет поверхностного, подповерхностного и грунтового стоков в локальную речную сеть. Привлечение для калибровки модели данных о полях модуля стока впервые, насколько нам известно, реализовано в гидрологической практике.

3. Калибровка и корректировка параметров моделей, ответственных за определенные процессы, проводятся по данным регионального мониторинга этих процессов (позапанная калибровка).

Позапанная калибровка предполагает последовательную калибровку отдельных параметров модели, ответственных за определенные процессы, по данным регионального гидрометеорологического мониторинга этих процессов. Например, параметры испарения и миграции почвенной влаги – по данным пространственных измерений (полей) влажности почвы, параметры подмодели снежного покрова – по данным снегомерных съемок в регионе, гидравлические характеристики русел – по данным наблюдений за стоком в различных точках речной сети речного бассейна, и т. п. Успех реализации такого подхода возможен только при наличии пространственных данных мониторинга характеристик гидрологического цикла суши в крупных речных бассейнах (влажности и промерзания почвы, уровней грунтовых вод, снежного покрова, расходов воды), а также организации доступа к этим данным. К сожалению, мониторинговые сети наземных измерений влажности и промерзания почвы, снежного покрова зачастую весьма разрежены. В России большинство пунктов измерений сосредоточено в Европейской части. За рубежом регулярно такие измерения проводятся лишь в некоторых странах. Так, например, из 1600 пунктов наземных измерений влажности почвы из международной базы данных (<http://ismn.geo.tuwien.ac.at/>) подавляющее большинство расположено в США и России. Сильно разреженные мониторинговые сети имеются также во Франции, Финляндии, Монголии и ряде других стран. Перспективные для пространственных обобщений дистанционные методы измерения влажности почвы и запасов воды в снежном покрове пока не обеспечивают необходимую точность и могут быть использованы только в совокупности с наземными измерениями для юстировки данных дистанционного зондирования.

Хотелось бы обратить внимание на задание в модели вертикальных градиентов изменения метеорологических характеристик. Для равнинных

речных бассейнов эти градиенты обычно не играют существенной роли и задаются равными нулю. Для речных бассейнов с горными участками в модели задаются вертикальный градиент понижения температуры воздуха с высотой (обычно  $-0.6 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ ) и градиент изменения осадков с высотой. Эти градиенты позволяют экстраполировать значения метеозлементов в горной местности по данным измерений на ближайших метеостанциях, находящихся, как правило, в более пониженных местах. Сложности возникают с заданием вертикального градиента осадков, который связан с ориентацией склонов по отношению к преобладающим типам ветров, а связи изменения количества осадков с высотой носят региональный характер. Калибровка высотного градиента осадков особенно важна при моделировании пространственных полей среднемноголетних модулей стока, в значительной степени определяя интенсивность изменения градиентов модулей в предгорных и горных областях.

4. Для сокращения количества калибруемых параметров калибровка выполняется не для абсолютных значений параметров характеристик подстилающей поверхности, а для множителей к абсолютным значениям, так, чтобы сохранить изначально заданные соотношения между ними.

Как уже отмечалось, пространственное распределение начальных значений параметров на водосборе задается из баз данных модели в соответствии с картографическим распределением характеристик подстилающей поверхности. Для сокращения количества калибруемых параметров процедура их калибровки организована таким образом, чтобы сохранить соотношение между начальными значениями конкретного параметра, связанного с различными типами почв или растительного покрова. Это означает, что вместо абсолютных значений параметра для каждого типа почвы или ландшафта калибруется множитель к абсолютным начальным значениям параметра для всех типов подстилающей поверхности. Поясним на конкретных примерах. Например, из литературы известны следующие типичные значения коэффициентов стаивания для различных типов растительного покрова:  $5.0 \text{ мм}/(\text{сутки} \times \text{ }^\circ\text{C})$  для открытого пространства,  $1.5 \text{ мм}/(\text{сутки} \times \text{ }^\circ\text{C})$  – для густого хвойного леса,  $3.0 \text{ мм}/(\text{сутки} \times \text{ }^\circ\text{C})$  – для лиственного леса и т. д. (см., например, Апполов и др., 1974). Предположим, что в некотором бассейне имеются только эти три типа растительности; отношение значений коэффициентов стаивания для них равно  $5,0: 1,5: 3,0$ . В процессе калибровки ищется значение множителя к значениям коэффициентов стаивания одновременно для всех типов поверхности. Например, если оптимальное значение множителя получилось равным  $1.2$ , то коэффициентам стаивания для наших типов подстилающей поверхности присваиваются соответственно значения  $6,0, 1,8, \text{ и } 3,6 \text{ мм}/(\text{сутки} \times \text{ }^\circ\text{C})$  с таким же соотношением  $5,0: 1,5: 3,0$ . Аналогичный подход применяется для калибровки и других параметров модели, например, коэффициентов фильтрации почвогрунтов, позволяющий после калибровки сохранить основные соотношения между типичными значениями коэффициентов фильтрации для различных по механическому составу (песчаных, супесчаных, суглинистых, глинистых) типов почв. Из баз данных задаются ба-

зовые значения коэффициентов фильтрации для различных типов почв, при этом абсолютные базовые значения не важны, важно задать правильное соотношение значений коэффициентов фильтрации  $K_f$  для различных почв: например, глинистая почва  $K_f=1$  см/сут, суглинок  $K_f=5$  см/сут, супесь  $K_f=10$  см/сут, песчаная почва  $K_f=20$  см/сут. Эффективные значения коэффициентов фильтрации для различных типов почв для данного бассейна находятся путем умножения этих базовых значений  $K_f$  на коэффициент, определяемый в процессе калибровки. Такой подход позволяет проводить калибровку параметров пространственно-распределенных гидрологических моделей для крупных речных бассейнов со значительным разнообразием типов почв и растительности в подстилающей поверхности. В противном случае калибровка сотен или даже тысяч абсолютных значений параметров становится нереальной задачей.

### 2.3.2 Критерии эффективности модели

Выходными переменными модели являются пространственные поля ежедневных расходов воды в речном русле, поверхностного склонового стока, подземного стока, характеристик снежного покрова, испарения, влажности почвы, уровня грунтовых вод. В силу ряда обстоятельств (в первую очередь, практическое отсутствие пространственно-распределенной расчетной информации по гидрологическим моделям для крупных территорий, трудности построения фактических полей характеристик водного баланса из-за скудости и нерегулярности поступления данных, редкой сети гидрометеорологического мониторинга и др.) до настоящего времени не выработаны определенные стандарты количественных методов сравнения гидрологических полей. Поэтому для калибровки параметров и оценки точности модели при сравнении фактических и расчетных полей характеристик гидрологического цикла будут использованы различные критерии соответствия, основанные на подходах, подобных задействованным в гидрологической практике расчетов для оценки соответствия фактических и рассчитанных скалярных величин.

Прежде чем перейти к рассмотрению использованных критериев, рассмотрим некоторые количественные характеристики полей. Пусть имеем временную динамику полей какой-либо характеристики водного баланса, например, влажности почвы (или запасов воды в снежном покрове), аппроксимированных на матрице размерностью  $NI \times NY$ , т. е. в каждом элементе этой матрицы с помощью расчетных или интерполяционных методов заданы значения поля. Обозначим значение поля в какой-либо точке матрицы в некоторый момент времени как  $X^t_{ij}$ , где  $i=1,2,\dots,NI$  и  $j=1,2,\dots,NY$  – номера элементов матрицы,  $t=1,2,\dots,NT$  – номер временного интервала. Для расчетов статистических оценок использовались следующие формулы:

- 1) оценка среднего значения  $X^t$  для поля в момент времени  $t$ :

$$X^t = \frac{1}{(NY \times NI)} \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} X^t_{ij}, \quad (2.48)$$

- 2) оценка среднего значения  $X$  для поля за  $NT$  интервалов времени:

$$X = \frac{1}{(NT \times NY \times NI)} \sum_{t=1}^{NT} \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} X^t_{ij}, \quad (2.49)$$

3) оценка среднего поля за  $NT$  интервалов времени  $X_{ij}$  (временное осреднение по каждому пространственному  $ij$  элементу):

$$X_{ij} = \frac{1}{NT} \sum_{t=1}^{NT} X^t_{ij}, \quad (2.50)$$

4) оценка  $F1^t$  квадрата отклонения поля в момент времени  $t$  относительно среднего значения  $X^t$  для поля в момент времени  $t$ :

$$F1^t = \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - X^t)^2, \quad (2.51)$$

5) оценка  $F1$  квадрата отклонения полей относительно среднего значения  $X$  для поля за  $NT$  интервалов времени:

$$F1 = \sum_{t=1}^{NT} \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - X)^2, \quad (2.52)$$

6) оценка  $F_{ij}$  квадрата отклонения полей относительно среднего поля  $X_{ij}$  за  $NT$  интервалов времени:

$$F_{ij} = \sum_{t=1}^{NT} \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - X_{ij})^2, \quad (2.53)$$

7) оценка  $FXY^t$  квадрата отклонения фактических ( $X$ ) и рассчитанных ( $Y$ ) полей в момент времени  $t$ :

$$FXY^t = \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - Y^t_{ij})^2, \quad (2.54)$$

8) оценка  $FXY$  квадрата отклонения фактических и рассчитанных полей за  $NT$  интервалов времени:

$$FXY = \sum_{t=1}^{NT} \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - Y^t_{ij})^2 \quad (2.55)$$

В гидрологической практике для оценки соответствия фактических ( $X$ ) и рассчитанных ( $Y$ ) гидрографов стока часто используется критерий Нэша-Сатклифа (Nash, Sutcliffe, 1970),  $NSE$ :

$$NSE = \frac{F_0^2 - F^2}{F_0^2}, \quad (2.56)$$

где  $F_0^2 = \sum_i (X_i - X)^2$ ,  $F^2 = \sum_i (X_i - Y_i)^2$ . Здесь  $X_i$  и  $Y_i$  – фактические и рассчитанные значения величины (расхода или др.) в момент  $i$ ,  $X$  – среднее значение фактической величины за период расчета. Чем ближе  $NSE$  к единице, тем выше точность моделирования, т. е. меньше средняя и среднеквадратическая

погрешности расчета гидрографа стока. При  $NSE \leq 0$  модель неэффективна. Ниже будем считать, что при  $NSE > 0.75$  соответствие гидрографов квалифицируется как хорошее, при  $0.35 < NSE \leq 0.75$  – как удовлетворительное. Сразу оговоримся: существуют разные предложения по назначению квалификационных границ для критериев качества модели, в частности, для  $NSE$  или рассмотренного ниже критерия  $PBIAS$ , однако все такие предложения носят субъективный характер (см., например, Krysanova et al., 2018).

При гидрологических расчетах по модели ECOMAG на каждом временном шаге выполняется моделирование характеристик стока во всех ячейках модельной речной сети, поэтому в рамках одного расчета имеется возможность сопоставления рассчитанных и измеренных гидрографов стока во всех точках модельной речной сети, соответствующих пунктам расположения мониторинговой гидрометрической сети. Критерий (2.56) показывает степень соответствия рассчитанных и фактических гидрографов для одной мониторинговой точки речной сети, например, в замыкающем створе водосбора. Для целей одновременного учета эффективности модели в нескольких мониторинговых точках существуют следующие две возможности задания целевой функции:

1. Осредненный критерий в виде  $NSE = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M NSE_i$ , где  $M$  – количество пунктов сравнения;

2. Средневзвешенный критерий в виде (2.56), в котором  $F_0^2 = \sum_k \sum_i (X_{i,k} - X)^2$ ,  $F^2 = \sum_k \sum_i (X_{i,k} - Y_{i,k})^2$ ,  $X_{i,k}$  и  $Y_{i,k}$  – фактический и рассчитанный по модели расход воды в  $i$ -е сутки в  $k$ -ом пункте сравнения,  $X = \frac{1}{MN} \sum_k \sum_i X_{i,k}$  – средневзвешенная по всем пунктам сравнения  $M$  величина фактического расхода воды за период расчета в  $N$  суток.

Для оценки соответствия рассчитанных и фактических полей характеристик водного баланса в модели ECOMAG использовалось несколько модификаций критерия Нэша-Сатклифа,  $NSE$ :

1. Критерий  $NSE_1$  оценивает ошибку расчета поля характеристики в момент времени  $t$  относительно среднего в момент времени  $t$  значения поля  $X^t$ . Тогда  $F^2 = FXY^t$  и  $F_0^2 = FI^t$ . Критерий хорошо отражает степень близости (подобия, «фотографического» сходства) фактического и расчетного полей (двух картинок) без учета временной изменчивости характеристики.

2. Критерий  $NSE_2$  оценивает ошибку расчета полей характеристики за  $NT$  интервалов времени относительно среднего за  $NT$  интервалов времени значения поля  $X$ . Тогда  $F^2 = FXY$  и  $F_0^2 = FI$ . Критерий отражает степень близости фактических и расчетных полей с учетом временной изменчивости характеристики.

3. Критерий  $NSE_3$  оценивает ошибку расчета полей характеристики за  $NT$  интервалов времени относительно среднего за  $NT$  интервалов времени поля  $X_{ij}$ . Тогда  $F^2 = FXY$  и  $F_0^2 = F_{ij}$ . Критерий хорошо отражает степень близости фактических и расчетных полей с учетом временной изменчивости характеристики в случае неоднородности пространственных полей (например, когда на среднемноголетних полях прослеживается влияние расположения по отношению к югу и северу территории и т. п.).

4. Критерий  $NSE_4$  оценивает соответствие осредненных по пространству фактических  $X$  и рассчитанных  $Y$  характеристик полей за NT интервалов времени; в этом случае  $F_0^2 = \sum_{t=1}^{NT} (X^t - X)^2$  и  $F^2 = \sum_{t=1}^{NT} (X^t - Y^t)^2$ .

Кроме того, использовались три модификации коэффициента корреляции

1. Коэффициент корреляции  $Kkor5$  между рассчитанными и фактическими полями относительно среднегололетнего значения поля:

$$Kkor5 = r_{xy} = \frac{\sum_{t=1}^{NT} \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - X)(Y^t_{ij} - Y)}{\sqrt{\sum_{t=1}^{NT} \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - X)^2 (Y^t_{ij} - Y)^2}}, \quad (2.57)$$

2. Коэффициент корреляции  $Kkor6$  между рассчитанными и фактическими полями относительно среднегололетнего поля:

$$Kkor6 = r_{xy} = \frac{\sum_{t=1}^{NT} \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - X_{ij})(Y^t_{ij} - Y_{ij})}{\sqrt{\sum_{t=1}^{NT} \sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - X_{ij})^2 (Y^t_{ij} - Y_{ij})^2}}, \quad (2.58)$$

3. Коэффициент корреляции  $Kkor7$  между рассчитанными и фактическими полями в момент времени  $t$ :

$$Kkor7 = r^t_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - X^t)(Y^t_{ij} - Y^t)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X^t_{ij} - X^t)^2 (Y^t_{ij} - Y^t)^2}}, \quad (2.59)$$

Кроме критерия  $NSE$ , для характеристики точности модельных результатов рассчитывались также значения корреляционного отношения  $R^2$  связей, рассчитанных и фактических месячных, квартальных и годовых объемов стока. При  $R^2$ , стремящемся к 1, имеется функциональная связь между переменными, а нулевое значение этого критерия свидетельствует об отсутствии корреляционной связи. Еще один критерий  $PBIAS$  характеризует относительную погрешность расчета гидрографов стока. Ниже будем считать, что при  $|PBIAS| \leq 5\%$  расчет может квалифицироваться как хороший, при  $5\% < |PBIAS| \leq 15\%$  – как удовлетворительный.

## 2.4 Информационно-моделирующий комплекс ЕСОМАГ

### 2.4.1 Структура комплекса

Для удобства проведения расчетов в рамках различных проектов информационной поддержки при управлении водными ресурсами речных бассейнов, прогнозирования водного режима, а также для научных исследований разработана компьютерная технология информационно-моделирующего комплекса (ИМК) ЕСОМАГ (Мотовилов, 2010). Комплекс включает в себя:

расчетный модуль физико-математической модели ECOMAG и средства информационной и технологической поддержки работы этого модуля для конкретного речного бассейна – тематические цифровые электронные карты различных масштабов, цифровые модели рельефа (ЦМР) различного пространственного разрешения, технологию разбиения водосборной площади на элементарные водосборы и схематизации речной сети, базы данных характеристик подстилающей поверхности, базы данных гидрометеорологической информации, средства управления базами данных и геоинформационной обработки пространственной информации и управляющую оболочку. Общая структура ИМК ECOMAG приведена на рис. 2.3.

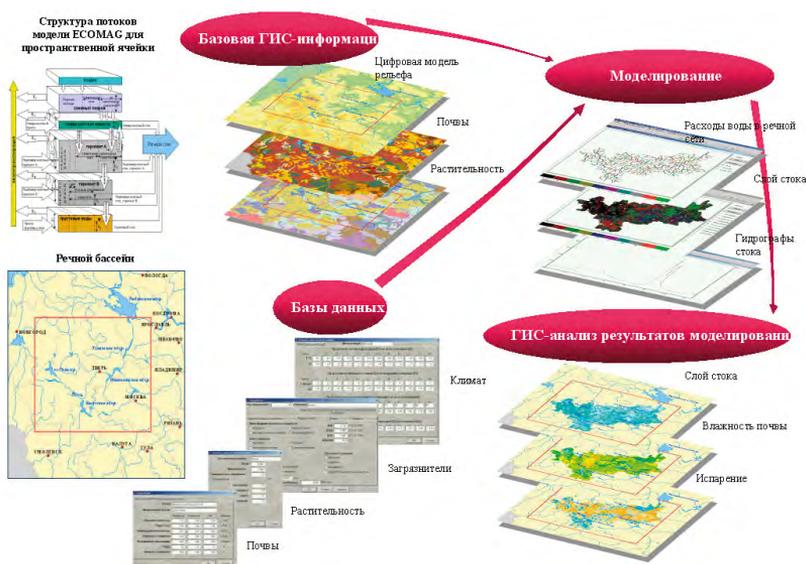


Рис. 2.3. Структура Информационно-моделирующего комплекса ECOMAG

Расчетный модуль ИМК – физико-математическая модель формирования стока описана в выше разделах 2.1–2.3.

Технология модельной схематизации речной сети и водосборной площади на основе ЦМР. Чтобы моделировать процессы гидрологического цикла и стекания воды по склонам водосбора и в русловой сети, необходимо провести модельную схематизацию речного бассейна и речной сети, информация о древообразной структуре которых (какая река впадает в какую, протяженность притока, прилегающие склоны, с которых вода попадает на данный участок реки, типы почв и землепользования на этих участках и т. д.) закладывается в модель. Для автоматизации процесса модельной схематизации речного бассейна разработан программный модуль специализированной географической информационной системы *Ecomag Extension*. Модуль позволяет на основе ЦМР в автоматическом режиме выделять модельную речную сеть с необходимым пространственным разрешением, оконтуривать водосборные площади притоков и участков русловой сети, проводить структурно-гидрографический анализ речных сетей, осуществ-

влять процедуры наложения различных полей на элементарные водосборы, вычислять статистические характеристики пространственных полей и выполнять другие математические операции с ними, необходимые для решения пространственных задач гидрологического и водохозяйственного профиля. Ядром комплекса является набор оригинальных алгоритмов, представленных в виде внешней динамически подключаемой библиотеки.

Суть методологии автоматизированного выделения элементарных речных водосборов и модельной речной сети заключается в построении полей линий тока, направлений потока и полей аккумуляции потоков на основе цифровой модели рельефа. Ячейки с высоким значением аккумуляции (накопления) образуют модельную гидрографическую сеть. После этого включается процедура «разбиения» рассматриваемого бассейна на элементарные водосборы, представляющие собой частные водосборные площади между узлами речной сети.

Иногда в некоторых местах речного бассейна построенная модельная речная сеть не соответствует реальной (векторной). Это связано с грубой аппроксимацией реального рельефа цифровой моделью рельефа с разрешением, например, 1 км. Такие места обычно приурочены к участкам территории со слабо выраженным рельефом (плоский рельеф). На холмистых и горных участках территории таких проблем обычно не возникает. Поэтому для наиболее точного приближения модельной речной сети к реальной в модуле реализован механизм корректировки рабочей ЦМР. Этот механизм включает в себя изменение значений отдельных ячеек ЦМР в диалоговом окне с последующим пересчетом полей направления и аккумуляции потоков и перестроением модельной речной сети.

Заключительным этапом моделирования речной сети является структурный анализ русловой сети. В технологии Ecomag Extension предусмотрена двойная кодировка порядка притоков. В первом случае по методу Шрива всем участкам водотоков, не имеющим притоков, присваивается порядок 1. Порядок водотоков увеличивается от истока к устью. При пересечении двух водотоков их порядки складываются и присваиваются нижнему отрезку водотока. Во втором случае, который чаще используется в России, задействован иной метод кодировки порядков рек. Главной реке присваивают 0-й порядок, впадающие в нее притоки имеют первый порядок, притоки, впадающие в притоки первого порядка, обозначают притоками 2-го порядка, и т. д. Этот порядок кодировки алгоритмически реализован в модели ЕСОМАГ для решения задачи трансформации воды в разветвленной речной системе.

В качестве выходных данных программный модуль формирует три файла. Первый описывает структуру речной сети. Второй файл описывает структуру и область аккумуляции стока элементов этой речной сети (элементарные водосборы). В третьем файле представлены характеристики подстилающей поверхности (сочетания типов почв и ландшафтов) на элементарных водосборах. Эти три файла являются результатом подготовки картографической информации для моделирования стока с использованием специализированной географической информационной системы Ecomag Extension и являются загрузочными файлами в модель ЕСОМАГ.

Базы данных бассейновых характеристик и модельных параметров ЕСОМАГ. Базы данных ИМК ЕСОМАГ содержат информацию о речных

бассейнах, параметрах типов почв и ландшафтов, метеорологических, гидрологических, гидрохимических и водохозяйственных характеристиках. База данных характеристик речных бассейнов содержит главным образом описание объектов, длительность периодов гидрометеорологического и водохозяйственного мониторинга, а также пути доступа к загрузочной информации об объектах (структуре модельной речной сети и элементарных водосборов, пространственном распределении типов почв и растительности в речном бассейне, сети станций мониторинга и т. д.) и электронным архивам рядов данных наблюдений при расчетах соответствующих речных бассейнов

Из тематических баз данных выделим базы по характеристикам почв, землепользования и загрязнителям. В базе данных «Почва» ИМК ЕСОМАГ собраны гидрофизические характеристики типов почв на территории бывшего СССР, являющиеся параметрами модели ЕСОМАГ. Это такие характеристики, как тип почвы, механический состав, объемная плотность, пористость, наименьшая влагоемкость, влажность завядания, коэффициент фильтрации и др. (рис. 2.4). Источниками информации для актуализации БД «Почва» являлись региональные справочники агрогидрологических свойств почв. Всего в базе данных хранятся характеристики по более чем 700 типам почв. Тип землепользования может значительно менять базовые характеристики почв, снеготаяния и т. д. Так, в лесу снег тает медленнее, чем в поле, коэффициенты фильтрации почвы в лесу больше, чем на целине, и т. д. Поэтому была создана база данных «Землепользование», в которую занесены параметры модели ЕСОМАГ, меняющиеся в зависимости от типа землепользования (пашня, целина, лес и т. п. – рис. 2.5). Всего в базу данных занесена информация по 32 типам ландшафтов на территории бывшего СССР. База данных «Загрязнитель» содержит информацию о физико-химических, биохимических и санитарно-гигиенических показателях различных химических соединений в водных объектах, почвах и продуктах (рис. 2.6). База содержит информацию по нескольким десяткам загрязнителей и используется для задания параметров модели при решении гидроэкологических задач.

Change Record

Физические свойства | Химические свойства

Почва: Дерново-сильнопodzolistая

Механический состав: Легкосуглинистая

	Горизонт А	Горизонт В	УГВ	Единицы
Объемная плотность	1.32	1.50	1.50	г/см <sup>3</sup>
Пористость	0.48	0.42	0.42	см <sup>3</sup> /см <sup>3</sup>
Наименьшая влагоемкость	0.30	0.28	0.28	см <sup>3</sup> /см <sup>3</sup>
Влажность завядания	0.05	0.08	0.08	см <sup>3</sup> /см <sup>3</sup>
Коэффициент фильтрации	3.00	3.00	3.00	см/день
Гумус	3.0	1.0	0.1	%
Мощность горизонта	0.50	1.00	3.00	м

OK Отмена

Рис. 2.4. Гидрофизические характеристики БД «Почвы»

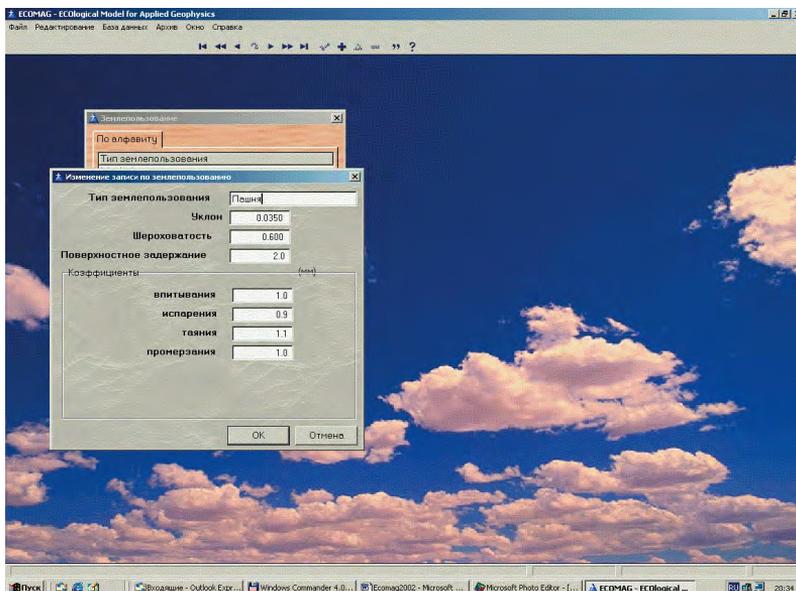


Рис. 2.5. Вид окна БД «Землепользование»

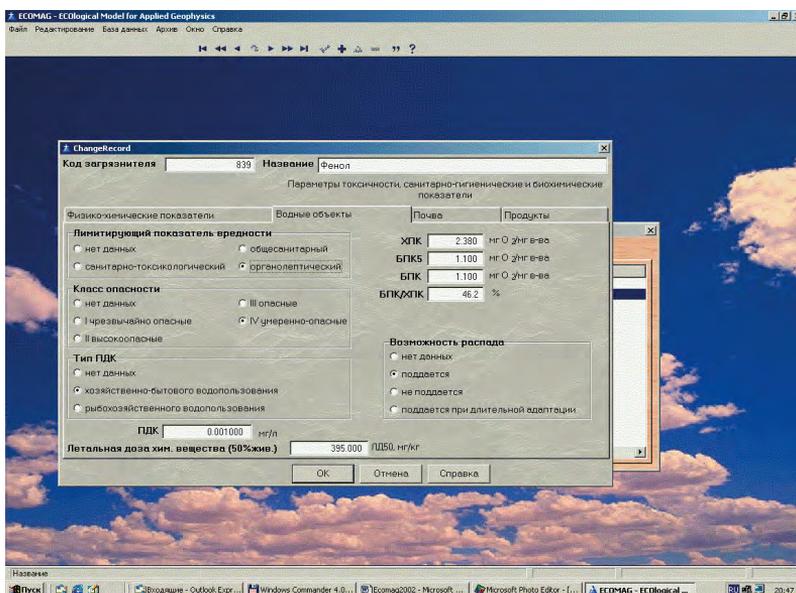


Рис. 2.6. Вид окна БД «Загрязнитель»

Компьютерная управляющая оболочка ИМК ЕСОМАГ обладает дружелюбным интерфейсом и позволяет связать картографическую информацию специализированной ГИС *Ecomag Extension* для рассматриваемого речного бассейна с информацией баз данных, сконфигурировать необходимый вариант расчета, запустить модель на счет и отобразить результаты расчетов на

экране компьютера в форме различных графиков и схематических карт территории, включающих картографическую основу и расчетные гидрологические карты в удобной для анализа и процесса принятия решений форме.

#### 2.4.2 Информационные ресурсы

##### Картографическое обеспечение речных бассейнов

В качестве основных видов информации для формирования картографических баз данных используются следующие материалы:

- цифровые топографические карты различных масштабов на территорию страны;
- цифровые модели рельефа с разрешением 1 км и 90 м;
- серии цифровых тематических карт (почвенная, ландшафтная, водных ресурсов, модулей стока и т. д.), отражающих ресурсные характеристики и состояние подстилающей поверхности;
- карты-схемы пунктов наблюдений за состоянием окружающей среды.

Географическая основа цифровых топографических карт содержит полезную для гидрологических расчетов информацию: населенные пункты, рельеф, гидрографию и гидротехнические сооружения, дорожную сеть и дорожные сооружения, растительный покров, грунты и другие элементы содержания.

Из тематических карт для задания характеристик и параметров моделей используются цифровые почвенная и ландшафтная карты, цифровые модели рельефа (рис. 2.7), карты модулей стока.

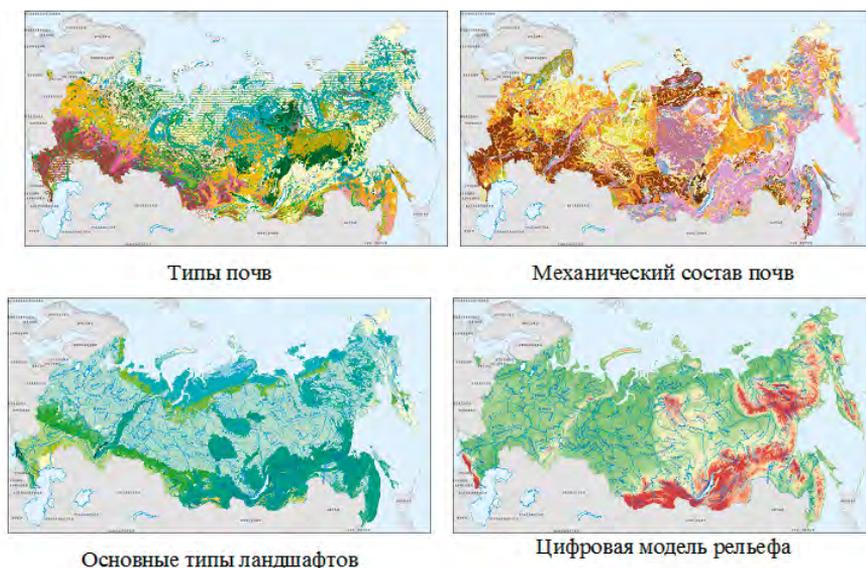


Рис. 2.7. Картографические информационные ресурсы на территорию России

*Почвенная карта России* в масштабе 1:2 500 000 разработана коллективом авторов под руководством М. А. Глазовской и представлена в электронном виде Почвенным институтом им. В. В. Докучаева (Почвенная..., 1988). Все почвы подразделяются на зональные, интразональные и горные. В рай-

онах с частым чередованием различных почв выделены ареалы с определенными сочетаниями почв. Основой для разделения почв является генетическая классификация. Для всех почв указан их механический состав, что особенно важно при задании водно-физических свойств почв (рис. 2.7).

*Ландшафтная карта* стран бывшего СССР в масштабе 1:2 500 000 составлена коллективом авторов под руководством В. А. Николаева (Ландшафтная..., 1988) и представлена в электронном виде Почвенным институтом им. В. В. Докучаева. Карта изображает природно-территориальные комплексы регионального порядка, то есть ландшафты (рис. 2.7). Для разделения ландшафтов использовалась многоступенчатая классификация, согласно которой выделяются следующие иерархические ступени: система ландшафтов (выделяется по водно-тепловому балансу на глобальном уровне), подсистема ландшафтов (по степени континентальности климата), класс ландшафтов (по рельефу – равнинные и горные), тип ландшафтов (по зональным почвенно-биоклиматическим признакам), подтип ландшафтов (по подзональным почвенно-биоклиматическим признакам), род ландшафтов (по генетическому типу рельефа), вид ландшафтов (по сходству доминирующих урочищ).

*Цифровая модель рельефа.* Информация о рельефе на территорию Земли первоначально была разработана американским агентством Defense Mapping Agency (DMA), которое подготовило эти данные в рамках проекта Global Land Base Elevation (GLOBE). GLOBE представляет собой файл, в матричной форме содержащий информацию о рельефе участка территории. Размер ячейки сетки матрицы 30х30 секунд (разрешение около 1 км) или 3 секунды (разрешение 90 м). В настоящее время аналогичные информационные продукты разработаны для территории России (рис. 2.7). За рубежом также известны различные источники ЦМР на территорию суши Земли.

*Среднегодовалые модули стока.* Карты модулей стока все чаще используются для валидации пространственно-распределенных моделей (Belldring et al., 2003; Santhi et al., 2008; Мотовилов 2017; Мотовилов, Попова, 2016). Среднегодовой модуль стока является одной из наиболее удобных для картирования характеристик водных ресурсов: он зависит от физико-географических условий и ландшафтных особенностей территории и, являясь устойчивой гидроклиматической характеристикой, отражает средний уровень баланса тепла и влаги на земной поверхности. Модуль стока является одной из важнейших характеристик речного стока, используемой в гидрологических расчетах при гидротехническом проектировании. Мы использовали карту среднегодового модуля годового стока для территории бывшего СССР, построенную на основе обработки данных наблюдений на около 6000 гидропостях (СН 435-72). Посты выбирались таким образом, чтобы представлять естественные условия формирования местного стока без воздействия на водный режим вышележащих водохранилищ. Эта карта была оцифрована нами для последующего использования в модельных приложениях с использованием ГИС-технологий.

### Гидрометеорологическое и водохозяйственное обеспечение

Информация гидрометеорологического и водохозяйственного мониторинга является одной из основ для проведения гидрологических и водохозяйствен-

ных расчетов. В ИМК ЕСОМАГ предусмотрены возможности использования как архивной (за длительные периоды наблюдений), так и оперативной мониторинговой информации, которая по каналам связи с Росгидрометом и Системным оператором Единой энергосистемы (СО ЕЭС) может передаваться ежесуточно в реальном режиме времени, раскодироваться и интегрироваться в базах данных компьютерного комплекса.

В банке гидрологических данных содержатся базы данных по уровенному и расходному режиму водных объектов, а также другим характеристикам гидрометеорологической ситуации на гидрометрических постах, расположенных на реках, озерах и водохранилищах. В банке данных по гидроузлам содержатся ежедневные данные по характеристикам водохранилищ и работе гидроузлов крупнейших ГЭС (информация по уровенному режиму в верхних и нижних бьефах гидроузлов, боковому и общему притоку к водохранилищам, сбросам из водохранилищ и т. д.). Банк метеорологических данных содержит ежедневную информацию по характеристикам приземного слоя атмосферы (температура воздуха и точка росы, количество осадков за определенное время, направление и скорость ветра, количество облаков и т. д.) на метеостанциях. В банке агрометеорологических данных содержится информация со значениями параметров поверхности земли и зоны аэрации почвогрунтов (послойные запасы продуктивной влаги в почве, глубина промерзания и оттаивания почвы, высота и плотность снежного покрова на полях, наличие ледяной корки на поверхности почвы и т. д.) на агрометеорологических станциях. Банк данных по характеристикам снежного покрова аккумулирует ежедекадные и пентадные данные о характеристиках снежного покрова по снегосъемкам на лесных и полевых участках (высота, плотность и запасы воды в снежном покрове). Расположение пунктов наблюдений представлено на рис. 2.8.

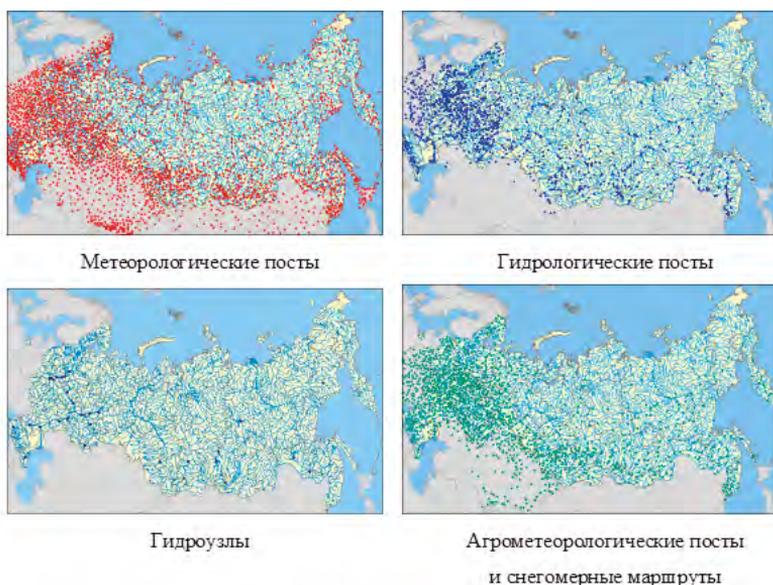


Рис. 2.8. Гидрометеорологические и водохозяйственные информационные ресурсы на территории России

Имеющиеся информационные ресурсы, привлекаемые для проведения расчетов по модели ЕСОМАГ, по объему и пространственному покрытию территории России достаточны для проведения расчетов для любых крупных речных бассейнов РФ.

#### Глобальные базы данных

Описанные выше картографические ресурсы и базы данных не могут быть использованы для моделирования формирования стока в речных бассейнах, расположенных за пределами России или на трансграничных водных объектах, ввиду ограниченного картографического покрытия территории, а также вследствие того, что в большинстве стран не проводятся измерения почвенно-гидрологических констант и ряда других характеристик подстилающей поверхности. Для схематизации водосборной площади и характеристик подстилающей поверхности на таких бассейнах могут быть адаптированы глобальные базы данных.

Почвенная база Harmonized World Soil Database (HWSD) (FAO, 2012), составленная на основе компиляции разномасштабных региональных почвенных карт, представлена растровым файлом с пространственным разрешением  $1 \times 1$  км, показывающим распределение 16 000 почвенных ареалов с кодированным идентификатором и базой данных в формате MS Access. Данные атрибутивной таблицы могут быть связаны с растровой картой для отображения следующего списка параметров для каждого типа почв (горизонтов А и В): процентное содержание гравия, песка, глины, пыли и органического вещества, объемная плотность, мощность горизонта почвы, текстурный и гранулометрический класс, а также некоторые химические показатели. Следует отметить, что распределение типов почв по данным HWSD на территории России полностью соответствует почвенной карте масштаба 1: 2 500 000, разработанной под руководством М. А. Глазовской.

Перспективы определения необходимых для расчетов по модели ЕСОМАГ почвенно-гидрологических констант связаны с возможностью нахождения их связей с измеряемыми свойствами почвы в базе HWSD (т. н. «педотрансферные функции», см. главу 1). Для ИМК ЕСОМАГ эта работа выполнена к. г. н. А. С. Калугиным (2015) на основе зависимостей, предложенных в работе (Saxton, Rawls, 2006) для расчета почвенно-гидрологических констант для типов почв в бассейне рек Амур (Калугин, Мотовилов, 2018), Селенга (Морейдо, Калугин, 2017), Маккензи (Gelfan et al., 2016).

Глобальная ландшафтная база Global Land Cover Characterization (GLCC) (Loveland et al., 2000) сформирована Геологической службой США (USGS), Университетом штата Небраска и Объединенным исследовательским центром Европейской комиссии. База земельного покрова состоит из композиции наборов данных, полученных на основе индекса различий типов растительности для каждого континента радиометром высокого разрешения (AVHRR). База GLCC представлена растровым файлом с пространственным разрешением  $1 \times 1$  км. Глобальная классификация содержит 96 типов ландшафтов. Вспомогательными источниками данных служат карты растительности регионального уровня.

## Процедуры осреднения параметров в модели ЕСОМАГ

Ниже рассмотрены различные процедуры осреднения, приближения и аппроксимации, используемые для генерализации алгоритмов и агрегирования параметров модели (Мотовилов, 2016а). При этом мы исходили из следующих соображений. Обычно в пределах относительно крупной расчетной ячейки модели формирования стока можно выделить 4–5 типов почв и 4–5 типов подстилающей поверхности (ландшафтов). Таким образом, суммарное количество уникальных комбинаций «почва – тип подстилающей поверхности» (ППВ) в пределах расчетной ячейки составляет около 20. Как правило, средние значения параметров для этих комбинаций отличаются не более, чем на 2 порядка (например, значения коэффициентов фильтрации для различных типов почв под различной растительностью на расчетном элементе).

Пусть  $k_1, k_2, \dots, k_N$  есть некоторый набор из  $N$  ранжированных положительных чисел. Запишем среднее арифметическое ( $k_{ar}$ ), геометрическое ( $k_g$ ), гармоническое ( $k_h$ ) и средневзвешенное ( $k_{av}$ ) значения этого ряда в виде:

$$k_{ar} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N k_i, \quad k_g = \sqrt[N]{\prod_{i=1}^N k_i}, \quad \frac{1}{k_h} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{k_i}, \quad k_{av} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^N a_i k_i, \quad (\text{П2.1.1})$$

где  $a_i$  – вес  $k_i$ ,  $A$  – сумма  $a_i$ . Отметим, что  $k_{ar} \geq k_g \geq k_h$ . Возьмем, например, ряд из 21 числа, максимальное и минимальное значения которых отличаются на два порядка:

$k: 1 \ 5 \ 10 \ 15 \ 20 \ 25 \ 30 \ 35 \ 40 \ 45 \ 50 \ 55 \ 60 \ 65 \ 70 \ 75 \ 80 \ 85 \ 90 \ 95 \ 100$ .

Для этого ряда  $k_{ar}=50.05$ ,  $k_g=34.77$ ,  $k_h=12.21$ ,  $k_{ar}/k_g=1.44$ ,  $k_{ar}/k_h=4.10$ . Отсюда видно, что, например, среднее арифметическое и среднее гармоническое ряда могут отличаться более чем в 4 раза. Поэтому при агрегировании и осреднении параметров моделей для больших водосборов (расчетных участков) важно использовать те или иные разумные допущения и процедуры осреднения, зависящие от конкретных алгоритмов расчета гидрологических процессов и дающие наименьшие погрешности осреднения.

Допущение 1 (Д1). Рассмотрим геометрическое среднее  $k_{j,g}$  набора  $k$  без одного из значений  $k_j$ :

$$k_{j,g} = \sqrt[N-1]{\prod_{i=1, i \neq j}^N k_i}, \quad (\text{П2.1.2})$$

где  $\prod_{i=1}^N k_i = k_1 * \dots * k_{j-1} * k_{j+1} * \dots * k_N$ .

Предположим, что для некоторого номера  $j$  от 1 до  $N$ :

$$k_g \approx k_{j,g}. \quad (\text{П2.1.3})$$

Очевидно, что максимальные ошибки (П2.1.3) будут для минимального  $k_1$  или максимального  $k_N$  значений ранжированного набора  $k$ . Можно показать, что:

$$\frac{k_{1,g}}{k_{N,g}} = \sqrt[N-1]{\frac{k_N}{k_1}}. \quad (\text{П2.1.4})$$

Например, для нашего ряда при  $N=21$  и  $k_N/k_1=100$  максимальное отношение  $k_{1,g}/k_{N,g}=1.26$ . Отношения  $k_{j,g}/k_g$  и  $k_g/k_{N,g}$  должны быть заметно меньше, чем 1.26, и для нашего ряда составляют соответственно 1.19 и 1.05. Отсюда можно заключить, что допущение 1 (формула (П2.1.3) не вносит значительной ошибки при определении среднего геометрического значения в процесс агрегирования параметров даже при отсутствии экстремальных значений ряда.

Допущение 2 (Д2). Рассмотрим гармоническое среднее  $k_{j,h}$  набора  $k$  без одного из значений  $k_j$ :

$$\frac{1}{k_{j,h}} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \frac{1}{k_i}, \quad (\text{П2.1.5})$$

где  $\sum_{i=1}^N \frac{1}{k_i} = \frac{1}{k_1} + \dots + \frac{1}{k_{j-1}} + \frac{1}{k_{j+1}} + \dots + \frac{1}{k_N}$ .

Допустим, что для некоторого номера  $j$  от 1 до  $N$ :

$$\frac{1}{k_h} \approx \frac{1}{k_{j,h}}. \quad (\text{П2.1.6})$$

Очевидно, что максимальные ошибки (П2.1.6) будут для минимального  $k_1$  или максимального  $k_N$  значений набора  $k$ . Можно показать, что для экстремальных значений отношение  $k_{1,h}$  и  $k_{N,h}$  может быть оценено по формуле:

$$\frac{k_{N,h}}{k_{1,h}} = \frac{k_1(Ak_N + 1)}{k_N(Ak_1 + 1)}, \quad (\text{П2.1.7})$$

где  $A = \sum_{i=2}^{N-1} \frac{1}{k_i}$ .

Для выбранного в качестве тестового примера ряда  $k_h=12.21$ ,  $k_{1,h}=27.79$ ,  $k_{N,h}=11.69$ ,  $k_{1,h}/k_{N,h}=2.37$ ,  $k_{1,h}/k_h=2.27$ ,  $k_h/k_{N,h}=1.04$ .

Допущение 3 (Д3). Рассмотрим среднеарифметическое значение  $(kx)_{ar}$  произведения рядов  $k$  и  $x$  (для простоты примем для набора  $x$  такую же размерность  $N$ ):

$$(kx)_{ar} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N k_i x_i. \quad (\text{П2.1.8})$$

Умножив и разделив это выражение на  $\prod_{i=1}^N k_i$ , получим:

$$(kx)_{ar} = \frac{\prod_{i=1}^N k_i}{N} \left( \frac{x_1}{\prod_{i=2}^N k_i} + \dots + \frac{x_N}{\prod_{i=1}^{N-1} k_i} \right). \quad (\text{П2.1.9})$$

Приняв во внимание 1-е допущение и формулу П2.1.3, можно получить:

$$(kx)_{ar} = \frac{k_g^N}{N k_{j,g}^{N-1}} \sum_{i=1}^N x_i \approx k_g x_{ar}$$

или

$$(kx)_{ar} \approx k_g x_{ar}. \quad (\text{П2.1.10})$$

В отличие от формул (П2.1.3) и (П2.1.6), полученных при допущениях Д1 и Д2 соответственно, формула (П2.1.10) при допущении Д3 не дает столь очевидный эффект при осреднении параметров. Так, если в качестве ряда  $x$  принять такой же ряд, как и для  $k$ , то  $(kx)_{ar} = 3417$ , если ряд  $x$  задать в обратном порядке, т. е. от 100 до 1, то  $(kx)_{ar} = 1593$ . Аппроксимация  $(kx)_{ar} = k_g * x_{ar}$  дает значение 1740, аппроксимация  $(kx)_{ar} = k_{ar} * x_{ar}$  дает величину 2504. Очевидно, что аппроксимация  $(kx)_{ar} = k_g * x_{ar}$  дает более точные результаты по сравнению с аппроксимацией  $(kx)_{ar} = k_{ar} * x_{ar}$  в тех случаях, когда между рядами  $k$  и  $x$  отмечается отрицательная корреляция. При математическом описании процессов формирования стока такие ситуации наблюдаются нередко. Например, отрицательная корреляция отмечается между значениями коэффициента фильтрации  $k$  и наименьшей влагоемкости  $FC$  для различных типов почв (в песчаных почвах большие значения  $k$  и низкие  $FC$ , а в глинистых почвах, наоборот, низкие значения  $k$  и большие  $FC$ ), при прочих равных условиях при больших значениях уклона наблюдаются меньшие значения глубины потока воды, при высоких значениях коэффициента горизонтальной фильтрации отмечаются меньшие значения высоты уровня грунтовых вод над водоупором, и т. д.

## Приложение 2.2

### Модели снежного покрова различной детализации

Ниже рассматриваются точечные модели формирования снежного покрова и снеготаяния, причем сначала приводятся уравнения детальных физико-математических моделей с распределенными по вертикали параметрами, а затем – описание интегральных моделей с сосредоточенными по вертикали параметрами, полученных на основе осреднения уравнений детальных моделей и учета главных факторов формирования снежного покрова и снеготаяния.

*Физико-математическая модель снежного покрова с распределенными параметрами*

При построении модели учитываются следующие процессы тепло- и массообмена, протекающие в период формирования снежного покрова

и снеготаяния. Высота снежного покрова изменяется в результате выпадения осадков в виде снега, испарения и снеготаяния. С течением времени снег уплотняется и оседает под действием собственного веса. Таяние снежного покрова начинается преимущественно на его поверхности. Первые порции талой воды задерживаются в верхних слоях снега под действием сорбционных и капиллярных сил, причем некоторая часть воды может замерзнуть при контакте с холодными, не смоченными слоями снега. После смачивания всей толщи снега талая вода поступает на поверхность почвогрунта и начинается водоотдача снежного покрова.

Термический режим снежного покрова обусловлен радиационным балансом и потоками тепла из атмосферы и почвы. Теплообмен внутри снежного покрова осуществляется главным образом путем кондуктивного теплопереноса и поглощения проникающей в снег коротковолновой радиации, а также вследствие фазовых переходов вода-лед. В связи с тем, что большая часть коротковолновой радиации сорбируется в поверхностном 5–10-сантиметровом слое снега, в моделях часто принимают допущение, что вся коротковолновая радиация поглощается на поверхности снежного покрова.

Если снег рассматривать как деформируемую дисперсную пористую среду, состоящую из кристаллов льда и жидкой воды, то для описания процессов тепло- и массообмена в снежном покрове можно использовать следующую систему уравнений (Motovilov, 1986):

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_i I) = -\frac{\partial}{\partial z}(\rho_i IV_i) + S, \quad (\text{П2.2.1})$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_w \theta) = -\frac{\partial}{\partial z}(\rho_w \theta V_w) - S, \quad (\text{П2.2.2})$$

$$c_v \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(\lambda \frac{\partial T}{\partial z}) + LS, \quad (\text{П2.2.3})$$

где  $c_v = c_w \rho_w \theta + c_i \rho_i \theta$ ;  $I$ ,  $\theta$  – соответственно объемное содержание льда и жидкой воды в единичном объеме снега;  $T$  – температура;  $V$  – вертикальная скорость;  $\rho$  – плотность;  $c$  – удельная теплоемкость;  $c_v$  – объемная теплоемкость;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности;  $S$  – интенсивность фазовых переходов вода-лед;  $L$  – удельная теплота плавления льда;  $t$  – время;  $z$  – вертикальная координата, направленная вверх от поверхности почвогрунта; индексами  $i$  и  $w$  обозначены соответствующие характеристики для льда и воды.

Интенсивность фазовых переходов  $S$  обычно определяется как:

$$S = \begin{cases} -\frac{\partial}{\partial z}(\rho_w \theta V_w), & \text{при } T < 0, \quad \theta = 0, \\ -\frac{1}{L} \frac{\partial}{\partial z}(\lambda \frac{\partial T}{\partial z}), & \text{при } T = 0, \quad \theta > 0. \end{cases} \quad (\text{П.2.2.4a})$$

$$(\text{П.2.2.4б})$$

При этом предполагается, что пока снег имеет отрицательную температуру, вся вода, поступающая в него, замерзает (П2.2.4а). Температура

влажного снега считается равной  $0^{\circ}\text{C}$ , а имеющаяся в нем вода может замерзнуть за счет отрицательных потоков тепла из соседних не смоченных холодных слоев снега (П2.2.4б).

Изменение высоты снежного покрова  $H(t)$  можно описать уравнением:

$$\frac{dH}{dt} = \rho_w \left[ \frac{R_s}{\rho_n} - \frac{S_T + E_s}{\rho_i I} \right] + v_s(H, I, \theta), \quad (\text{П2.2.5})$$

где  $\rho_n$  – плотность свежевыпавшего снега;  $R_s$ ,  $E_s$  и  $S_T$  – интенсивности выпадения твердых осадков, испарения снега и снеготаяния, соответственно. Отметим, что значение скорости движения твердой фазы снега  $v_s$  положительно при движении вверх и отрицательно при движении вниз.

Для решения системы уравнений (П2.2.1) – (П2.2.5) на верхней границе  $Z=H$  используем следующие граничные условия:

$$\rho_i IV_i = \rho_w(R_s - S_T - E_s), \quad (\text{П2.2.6})$$

$$\rho_w \theta V_w = \rho_w(R_r + S_T - E_l), \quad (\text{П2.2.7})$$

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = \begin{cases} Q_a, & \text{при } Q_a < q_{T=0}, \\ q_T, & \text{при } Q_a \geq q_{T=0}, \end{cases} \quad (\text{П2.2.8a})$$

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = \begin{cases} Q_a, & \text{при } Q_a < q_{T=0}, \\ q_T, & \text{при } Q_a \geq q_{T=0}, \end{cases} \quad (\text{П2.2.8б})$$

где  $R_r$  и  $E_l$  – интенсивности жидких осадков и испарения воды;  $Q_a$  – поток тепла на поверхности снежного покрова, включающий потоки радиации, турбулентного тепла (в том числе при испарении снега) и конвективного тепла с осадками;  $q_{T=0}$  – возможный поток тепла с поверхности  $H$  внутрь снежного покрова, когда температура поверхности равна  $0^{\circ}\text{C}$ .

При выполнении условия (П2.2.8а) весь поток тепла из атмосферы проникает через верхнюю границу снежного покрова. Это условие реализуется для периодов устойчивой зимы либо заморозков после снеготаяния. Условие (П2.2.8б) характерно для периода снеготаяния. Поскольку температура снега не может превышать  $0^{\circ}\text{C}$ , часть потока тепла из атмосферы идет на таяние снежного покрова. Интенсивность снеготаяния в этом случае определяется следующим образом:

$$S_T = \frac{Q_a - q_{T=0}}{\rho_w L}. \quad (\text{П2.2.9})$$

В случае (П2.2.8а)  $S_T = 0$  условия (П2.2.8а) и (П2.2.8б) запишем в виде:

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = Q_a - \rho_w L S_T. \quad (\text{П2.2.10})$$

На нижней границе  $Z=0$  имеем:

$$IV_i = 0, \quad (\text{П2.2.11})$$

$$-\theta V_w = R_w, \quad (\text{П2.2.12})$$

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = Q_a - \rho_w L S_T, \quad (\text{П2.2.13})$$

где  $R_w$  – интенсивность водоотдачи из снега;  $Q_s$  – поток тепла из снега в почву. В данном случае при формулировке условия (П2.2.13) не рассматривается условие, аналогичное (П2.2.8б), поскольку снежный покров обычно лежит на мерзлой почве и снеготаяние снизу осуществляется редко.

Начальные условия задаются в виде вертикальных профилей льдистости, влажности и температуры на момент начала расчетов, т. е.:

$$\begin{aligned} I(Z, 0) &= f_i(Z), \\ \theta(Z, 0) &= f_\theta(Z), \\ T(Z, 0) &= f_T(Z). \end{aligned} \quad (\text{П2.2.14})$$

Кроме того, для решения системы уравнений необходимо задать выражения, определяющие скорости  $V_i$  и  $V_w$ . Вид этих зависимостей будет определен ниже.

*Интегральная физико-математическая модель снежного покрова с средоточенными по вертикали параметрами (по (Мотовилов, 1993))*

Проинтегрировав уравнения (П2.2.1) и (П2.2.2) почленно по вертикали  $Z$  от 0 до  $H$  с учетом граничных условий (П2.2.6), (П2.2.7), (П2.2.11), (П2.2.12), получим:

$$\frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{d}{dt} (\bar{I} H) = R_s - E_s - S_T + \bar{S} H, \quad (\text{П2.2.15})$$

$$\frac{d}{dt} (\bar{\theta} H) = R_r + S_T - E_l - R_w - \bar{S} H, \quad (\text{П2.2.16})$$

где  $\bar{X} = \frac{1}{H} \int_0^H x dz$  – среднее значение характеристики  $x$  в слое  $H$ .

Сложив (П2.2.15) и (П2.2.16) и учитывая, что  $\rho_s = \rho_i I + \rho_w \theta$  – плотность снега, получим:

$$\frac{d}{dt} (\bar{\rho}_s H) = \rho_w (R - E - R_w), \quad (\text{П2.2.17})$$

где  $R = R_r + R_s$ ,  $E = E_s + E_l$  – соответственно интенсивности суммарных осадков и испарения снега.

Интегрирование уравнения теплопроводности (1.3) с учетом (1.10) и (1.13) дает

$$\frac{d}{dt} (\bar{c}_v T H) = Q_a - Q_s - \rho_w L S_T + L \bar{S} H, \quad (\text{П2.2.18})$$

при  $T = 0$  и  $Q_a - Q_s > 0$  с учетом того, что  $\bar{S} = 0$ , интенсивность снеготаяния равна

$$S_T = \frac{Q_a - Q_s}{\rho_w L}. \quad (\text{П2.2.19})$$

Фазовый источник  $S$  определим, исходя из следующих соображений. В ситуации, когда жидкие осадки попадают в сухой холодный снег, они замерзают при взаимодействии с твердой фазой снега, отогревая его; при этом  $S$  определяется условием (П2.2.4а). Интегрируя данное условие по  $Z$  и учитывая, что  $\theta = 0$ ,  $E_l = 0$ ,  $S_T = 0$ ,  $R_w = 0$ , получим:

$$\bar{S}H = \rho_w R_l, \quad T < 0, \quad \theta = 0. \quad (\text{П2.2.20a})$$

Выполняя аналогичную операцию интегрирования для условия (П2.2.4б), характеризующего ситуацию замерзания талой воды в снеге за счет отрицательных тепловых потоков ( $Q_a - Q_s < 0$ ) и учитывая, что  $S_T = 0$ , находим:

$$\bar{S}H = \frac{Q_a - Q_s}{L}, \quad T = 0, \quad \theta > 0. \quad (\text{П2.2.20б})$$

При определении водоотдачи снежного покрова в емкостных моделях обычно делается допущение, что при снеготаянии под действием капиллярно-сорбционных сил снег сначала насыщается до некоторой критической влажности  $\theta_r$  (водоудерживающая способность снега), затем талая вода стекает к поверхности почвогрунта. В соответствии с этим, из уравнения (П2.2.16) имеем

$$R_w = \begin{cases} R_0, & \text{при } \theta = \theta_r, \quad R_0 > 0, \\ 0, & \text{при } \theta < \theta_r, \end{cases} \quad (\text{П2.2.21})$$

где  $R_0 = R_r + S_T - E_l - \theta_r$ .

В заключение отметим, что для характерных периодов залегания снежного покрова система уравнений емкостных моделей может быть упрощена. В частности, в период аккумуляции для сухого снежного покрова имеем  $S_T = 0$ ,  $\theta = 0$ ,  $\bar{S} = 0$ ,  $R_r = 0$ ,  $E_l = 0$ ,  $R_w = 0$ , и тогда

$$\frac{d}{dt}(\rho_i \bar{I} H) = \frac{d}{dt}(\rho_s H) = \rho_w(R_s - E_s), \quad (\text{П2.2.22})$$

$$\frac{d}{dt}(\bar{c}_v \bar{T} H) = Q_a - Q_s.$$

В период устойчивого снеготаяния  $T=0$ ,  $S=0$ , следовательно

$$\frac{d}{dt}(\rho_i \bar{I} H) = \rho_w(R_s - E_s - S_T), \quad (\text{П2.2.23})$$

$$\frac{d}{dt}(\rho_w \bar{\theta} H) = \rho_w(R_r - E_l + S_T - R_w), \quad (\text{П2.2.24})$$

$$S_T = \frac{Q_a - Q_s}{\rho_w L}. \quad (\text{П2.2.25})$$

Напомним, что рассмотренные системы уравнений дополняются уравнением динамики высоты снежного покрова (П2.2.5).

Приведенные емкостные модели могут быть использованы как для оценки высоты и осредненных характеристик снежного покрова, так и для определения потока тепла из почвы в снег при расчетах промерзания почвогрунтов. В тех случаях, когда последняя задача не представляет интереса (например, в горной гидрологии), применяются еще более простые модели, где термический режим и динамика высоты снега не учитываются, а расчеты проводятся относительно величины снегозапасов:

$$W = \bar{\rho}_s H, \quad W_i = \rho_i \bar{I} H, \quad W_\theta = \rho_w \bar{\theta} H, \quad \text{и} \quad W_s = \bar{S} H. \quad (\text{П2.2.26})$$

Тогда для приближенных расчетов используются уравнения:

$$\frac{dW_i}{dt} \approx \rho_w (R_s - S_T) + W_s, \quad (\text{П2.2.26})$$

$$\frac{dW_\theta}{dt} \approx \rho_w (R_r + S_T - R_w) - W_s, \quad (\text{П2.2.27})$$

$$\frac{dW}{dt} \approx \rho_w (R - R_w). \quad (\text{П2.2.28})$$

где

$$R_w = \begin{cases} R_0, & \text{при } W_\theta = \gamma W, \quad R_0 > 0, \\ 0, & \text{при } W_\theta < \gamma W, \end{cases} \quad (\text{П2.2.29})$$

$$R_0 = R_r + S_T(1 + \gamma),$$

$$S_T = \begin{cases} \frac{Q_a}{\rho_w L} \approx k_{st} T_a, & T_a > 0 \\ 0 & T_a \leq 0, \end{cases} \quad (\text{П2.2.30})$$

$$W_s = \begin{cases} 0, & T_a > 0 \quad \vee \quad W_\theta = 0, \\ k_{st} \sqrt{|T_a|}, & T_a < 0 \quad \wedge \quad W_\theta > 0, \end{cases} \quad (\text{П2.2.31})$$

где  $k_{st}$ ,  $ks$ ,  $\gamma$  – эмпирические константы,  $T_a$  – температура воздуха.

*Параметризация потоков тепла и влаги на границах снежного покрова в интегральных моделях*

Поток тепла  $Q_a$ . Основными составляющими потока тепла на поверхности снежного покрова являются: прямая и рассеянная коротковолновая радиация, эффективное длинноволновое излучение, турбулентный тепло-

обмен, теплообмен при испарении-конденсации, поступление тепла вместе с осадками. Для корректного задания этих потоков тепла необходимо привлечение теории динамических процессов, происходящих в приземном слое атмосферы. Однако, как показал имеющийся опыт, во многих случаях можно ограничиться использованием данных стандартных метеорологических наблюдений и простых формул эмпирического и полуэмпирического характера (см. ссылки в Мотовилов, 1993).

Поток тепла в почву  $Q_g$  может быть задан по измерениям температуры почвы либо рассчитан с помощью одной из моделей гидротермического режима почвы. При расчетах снеготаяния ввиду малости потока  $Q_g$  его часто не учитывают.

Скорость движения твердой фазы снега  $V_i$ . Относительная скорость уплотнения и оседания снега  $V_0$  (скорость оседания на единицу высоты снега) под действием нагрузки может быть описана эмпирическим уравнением:

$$V_0 = \sigma / \eta, \quad (\text{П2.2.32})$$

где  $\sigma$  – давление (нагрузка) на элемент снега,  $\eta$  – коэффициент компрессионной вязкости снега, зависящий от температуры и плотности снега. Скорость движения твердой фазы снега при оседании снежного покрова на высоте  $Z_0$  может быть рассчитана с учетом уплотнения нижележащих слоев снега по формуле:

$$V_i(z_0) = - \int_0^{z_0} \frac{\sigma(z)}{\eta(\rho_s, T)} dz. \quad (\text{П2.2.33})$$

Нагрузку вышележащих слоев снега на глубине  $z$  определим как:

$$\sigma(z) = c_\sigma \int_z^H \rho_s d\xi, \quad (\text{П2.2.34})$$

а коэффициент компрессионной вязкости аппроксимируем выражением:

$$\eta(\rho_s, T) = c_\eta f(\rho_s, T), \quad (\text{П2.2.35})$$

где  $f(\rho_s, T) = \exp(-0.08T + 21\rho_s)$ ,  $c_\sigma$  и  $c_\eta$  – константы.

Тогда:

$$V_i(z_0) = c_v - \int_0^{z_0} f^{-1}(\rho_s, T) \int_z^H \rho_s d\xi dz, \quad (\text{П2.2.36})$$

где  $c_\sigma = -c_\sigma / c_\eta$ .

Если задаться осредненными по  $Z$  значениями  $\bar{\rho}_s$  и  $\bar{T}$ , то:

$$V_i(H) = c_v \bar{\rho}_s f^{-1}(\bar{\rho}_s, \bar{T}) (Hz_0 - z_0^2 / 2), \quad (\text{П2.2.37})$$

а скорость оседания поверхности снежного покрова равна:

$$V_i(H) = \frac{c_v}{2} \bar{\rho}_s f^{-1}(\bar{\rho}_s, \bar{T}) H^2. \quad (\text{П2.2.38})$$

В результате калибровки параметра  $C_v$  по наилучшему совпадению с данными измерений высоты и плотности снега значение константы  $C_v$  составило  $0,012 \text{ см}^2\text{-ч}^{-1} \text{ г}^{-1}$ .

Поток воды в снеге. При допущении, что в период снеготаяния скоростью движения твердой фазы снега по сравнению со скоростью перемещения воды можно пренебречь, для описания потока воды в снеге используем закон Дарси:

$$\theta V_w = -k - k \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad (\text{П2.2.39})$$

где  $k(\theta, I)$  – гидравлическая проводимость снега,  $\psi(\theta, I)$  – капиллярно-сорбционный потенциал воды в снеге. К сожалению, гидрофизические характеристики снега  $k$  и  $\psi$  изучены слабо. Анализ немногочисленных экспериментальных данных показал, что общий вид этих зависимостей аналогичен таковым в песчаных почвогрунтах и хорошо аппроксимируется выражениями:

$$k(\theta, I) = k_0 \left( \frac{\theta - \theta_r}{P - \theta_r} \right)^n, \quad (\text{П2.2.40})$$

$$\psi(\theta, I) = \psi_0 \left( \frac{P - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^m, \quad (\text{П2.2.41})$$

где  $P = I - I$  – пористость снега;  $\theta_r$  – неподвижная, связанная под действием капиллярно-сорбционных сил вода;  $n \approx 3.3$ ;  $m \approx 0.25$ ;  $\psi_0$  – потенциал барботирования;  $k_0$  – коэффициент фильтрации снега, который можно рассчитать по эмпирической формуле:

$$k_0 = 42 d^2 \exp(-7.8 \rho_s / \rho_w), \quad \text{см/с}, \quad (\text{П2.2.42})$$

где  $d$  – средний диаметр зерен снега, см.

По результатам экспериментальных исследований в промоченной толще снега можно принять  $\frac{\partial \psi}{\partial z} \ll 1$  и считать, что влагоперенос осуществляется под действием сил гравитации, т. е.:

$$\theta V_w = \begin{cases} -k(\theta, I) & \text{при } \theta > \theta_r \\ 0, & \text{при } \theta < \theta_r \end{cases}. \quad (\text{П2.2.43})$$

Если, как в емкостных моделях, предположить, что при снеготаянии верхние слои снега насыщаются до его водоудерживающей способности  $\theta_r$ , а остальная влага стекает в нижележащие слои, то интенсивность потока влаги на глубине  $z_0$  может быть рассчитана по балансовому уравнению

$$\theta V_w(z_0) = - \left[ R_r + S_T - E_l - \int_{z_0}^H \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{S}{\rho_w} \right) dz \right], \quad \text{при } \theta \leq \theta_r. \quad (\text{П2.2.44})$$

Влияние движения частиц льда при оседании снега на влагоперенос приближенно можно учесть, приняв во внимание то обстоятельство, что вода в снеге покрывает пленкой кристаллы льда и движется вместе с ними. Тогда суммарная скорость потока влаги определяется как:

$$\theta V_w = \theta V_i + (\theta V_w)_{V_i=0}, \quad (\text{П}2.2.45)$$

где  $(\theta V_w)_{V_i=0}$  – интенсивность потока вода без учета оседания снега, которая рассчитывается по одному из уравнений (П2.2.43) – (П2.2.45).

Другие характеристики, необходимые для задания параметров моделей (водоудерживающая способность, коэффициент теплопроводности снега, альbedo, плотность свежевыпавшего снега) задаются на основе эмпирических зависимостей от обуславливающих факторов.

#### *Сравнение результатов расчетов по моделям*

В работе (Мотовилов, 1993) были рассмотрены варианты численной реализации физико-математической модели гидротермического режима снежного покрова с распределенными параметрами в периоды его формирования и таяния, а также интегральной модели с сосредоточенными параметрами. Исследование проводилось на примере данных о гидротермическом режиме снежного покрова на ст. Ледник Абрамова (Памиро-Алай, высота станции 3850 м абс.) для зимне-весенних периодов 1972 и 1976 гг., когда на снегомерной площадке ледника проводились детальные послойные измерения характеристик снежного покрова. На метеоплощадке осуществлялся комплекс наблюдений за метеоэлементами.

Показано, что расчеты интегральных характеристик снежного покрова (высоты снега, его плотности, водоотдачи) по обеим моделям дают близкие результаты. Результаты моделирования по физико-математической модели динамики температуры и плотности снега на различных горизонтах от поверхности снежного покрова также находятся в удовлетворительном соответствии с измерениями, что иллюстрирует возможности использования модели для гляциологических задач и в лавиноведении, где на основе динамики вертикальных профилей температуры и плотности снега могут быть сделаны оценки риска схода лавин. Интегральная модель рассчитывает только средние по высоте снега характеристики, но в большинстве случаев этого достаточно для гидрологических расчетов. Кроме того, численная реализация интегральной модели намного проще по сравнению с реализацией физико-математической модели, и для первой модели не требуются детальные специализированные измерения характеристик снежного покрова, подобные тем, которые проводились на Леднике Абрамова: достаточно обычных режимных мониторинговых наблюдений за высотой, интегральной плотностью и запасами воды в снежном покрове.

## Глава 3. Моделирование гидрологических процессов на малых речных бассейнах (по материалам международного эксперимента NOPEX)

Разработка методов задания и калибровки параметров модели ECOMAG, а также первые исследования ее возможностей по учету пространственных неоднородностей проводились (Motovilov et al., 1999a, b) на основе данных детальных полевых и экспериментальных исследований в рамках междисциплинарного международного эксперимента NOPEX (Northern hemisphere climate Processes land-surface EXperiment), одна из целей которого заключалась в построении и валидации гидрологических и метеорологических моделей в различных пространственно-временных масштабах.

Регион проведения эксперимента был расположен в типичной для европейской лесной зоны области распространения бореальных лесов, играющих важную роль в глобальных гидрологических и биогеохимических циклах.

Комплексные испытания региональной гидрологической модели ECOMAG проводились по следующим этапам:

- Уточнение (корректировка) почвенных параметров модели по данным наблюдений за динамикой влажности почвы и уровней грунтовых вод в экспериментальных бассейнах в периоды полевых кампаний NOPEX;
- Калибровка параметров и валидация модели по данным многолетних наблюдений за речным стоком в 3-х речных бассейнах области NOPEX с единым, общим для всех водосборов, набором параметров;
- Проверка модели по данным многолетних наблюдений за речным стоком в 6-ти речных бассейнах области NOPEX, не использовавшихся для калибровки, с единым набором параметров;
- Проверка модели по данным синоптических наблюдений речного стока в периоды полевых кампаний NOPEX;
- Проверка модели по региональным оценкам составляющих водного баланса как отдельных речных бассейнов, так и для всей области NOPEX.

### 3.1 Исходные данные

Исследовавшаяся в рамках проекта NOPEX территория расположена в южной Швеции к северу от города Упсала (рис. 3.1) и имеет размеры 80×100 км.

Годовое количество осадков в области NOPEX колеблется от 600 до 800 мм. Минимальное количество осадков выпадает в августе, максимальное – феврале и марте. От 20 до 30 процентов от общего годового количества осадков выпадает в виде снега. Снежный покров обычно устанавливается в середине ноября, средняя продолжительность залегания снежного покрова составляет от 100 до 110 дней. Среднегодовая температура воздуха за период 1961–1990 г на станции Упсала составила +6°C с максимумом в июле (+17°C) и минимальными значениями в феврале (-5°C). Вегетационный период длится около 180 дней.

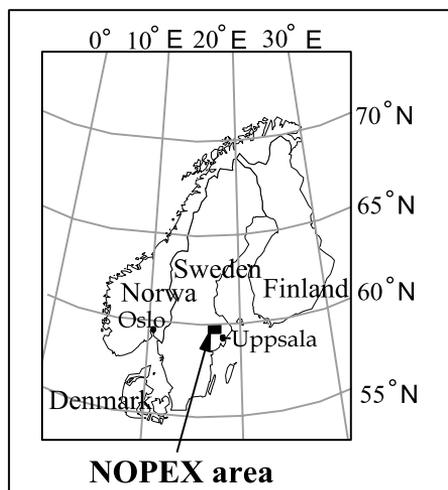


Рис. 3.1. Расположение области NOPEX (из Motovilov et al., 1999a)

Значительная часть поверхности экспериментальной области занята хвойными и смешанными лесами (57 %) и открытыми участками – в основном сельскохозяйственными землями (35.8 %), болотами занято 2.6 %, озерами – 2.6 % и урбанизированными территориями – 2.0 %. Лесистость увеличивается с юга на север. Большая часть лесов представлена хвойными породами. С позиций физической географии экспериментальная область NOPEX является типичной и репрезентативной для изучения пространственной изменчивости процессов энерго- и массообмена, а также гидрологических процессов на региональном уровне в бореальной зоне (Halldin et al., 1999; Thomas, Rowntree, 1992).

Для всестороннего тестирования моделей во время двух интенсивных полевых циклов наблюдений (Concentrated Field Efforts, CFE) в рамках проекта NOPEX – CFE1 с 27 мая по 23 июня 1994 г. и CFE2 с 18 апреля по 14 июля 1995 г. было собрано (с участием вклада первого автора монографии) большое количество комплексных географических, гидрометеорологических и других данных.

Географические данные включали цифровые модели рельефа с разрешением 50 м, цифровые карты растительного покрова и землепользования с разрешением 25 м, а также цифровую почвенную карту с разрешением 2 км (Seibert, 1994). Все географические данные с детальным разрешением были агрегированы на сетку с разрешением 2x2 км, покрывающую область NOPEX. В пределах области NOPEX были выделены 9 речных бассейнов с площадями водосборов от 6.6 км<sup>2</sup> до 950 км<sup>2</sup> (рис. 3.2), различающиеся характеристиками почв и подстилающей поверхности. На основании почвенной карты региона было выделено 5 основных типов почв: торфяники, глинистые, песчаные, почвы на тилле<sup>10</sup> и на моренных породах. На кар-

<sup>10</sup> Тилль – ледниковые образования, покрывающие известковые пласты. Состоит, главным образом из песчанистой глины с включениями кристаллических валунов и галек (из книги В. В. Докучаева «Русский чернозем»).

те типов подстилающей поверхности также было выделено 5 классов: леса, озера, болота, открытые участки и урбанизированные территории (рис. 3.3).

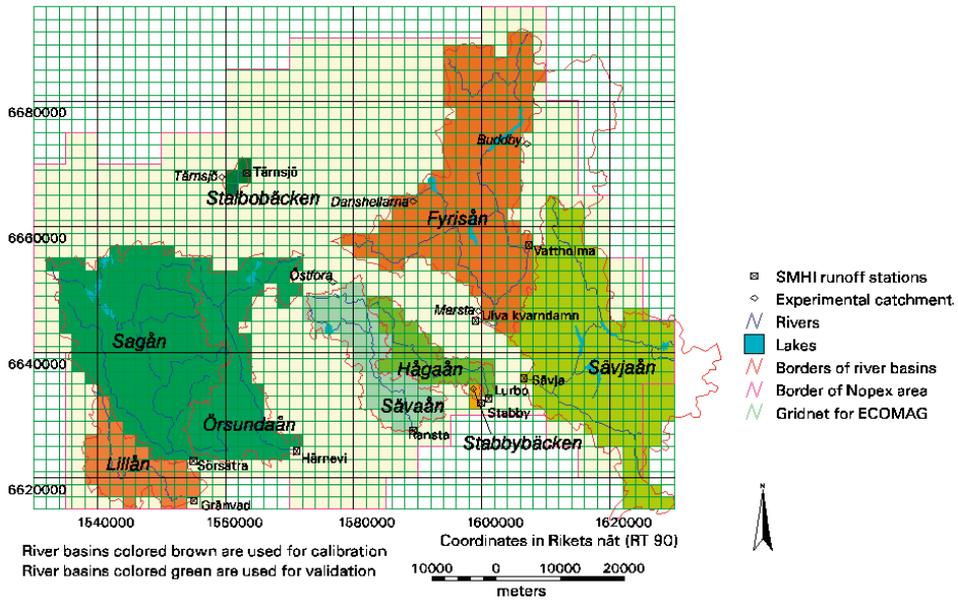


Рис. 3.2. Расположение 9-ти речных бассейнов в области NOPEX (из Motovilov et al., 1999a, b)

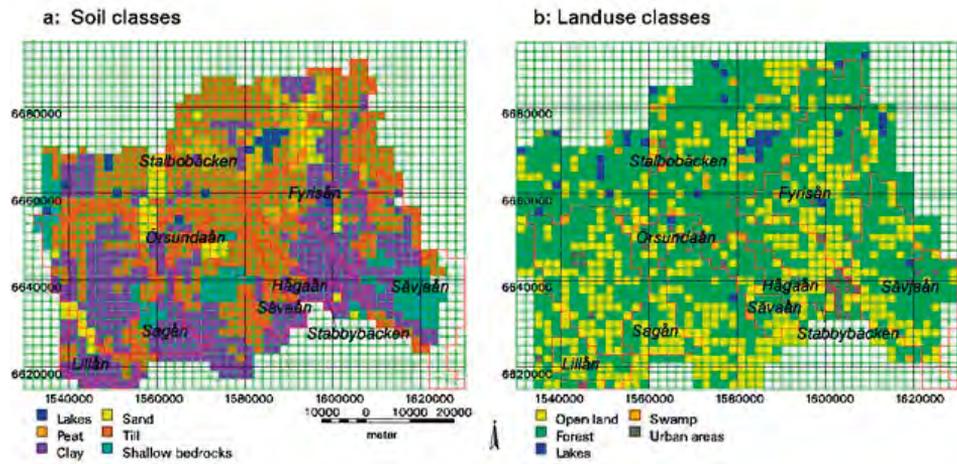


Рис. 3.3. Типы почв и подстилающей поверхности в области NOPEX (из Motovilov et al., 1999a)

Гидрометеорологические данные включали информацию режимной гидрологической сети наблюдений, которая была представлена Шведским ин-

ститутом метеорологии и гидрологии (SMHI) и содержала среднесуточные данные по стоку на 10-ти гидрометрических постах в речных бассейнах, охватывающих основную часть области NOPEX (рис. 3.2, табл. 3.1) за период 1981–1995 гг. Кроме режимных, в рамках эксперимента проводились единовременные (т. н. «синоптические») измерения расходов воды в 38 точках русловой сети реки Fyrisån в четырех сессиях наблюдений во время спада волн половодья в 1994 и 1995 гг. Методика этих измерений изложена И. Красовской (Krasovskaia, 1988).

Среднесуточные осадки по 25 осадкомерным пунктам, достаточно равномерно распределенным в пределах области NOPEX и на прилегающих территориях, 7 станциям, измеряющим температуру воздуха, и 5 станциям с измерениями влажности воздуха за тот же период 1981–1995 гг. были представлены SMHI. Кроме того, на одной из этих метеостанций (Аэропорт Упсала) проводились измерения высоты снежного покрова.

Таблица 3.1

**Гидрологические посты**

Пост	Река	Площадь водосбора (км <sup>2</sup> )	Высота (м абс.)	
			min	max
Gränvad	Lillån	168.0	15	75
Härnevi	Örsundaån	305.0	15	105
Lurbo	Hågaån	124.0	15	75
Ransta	Sävaån	198.0	15	105
Sävja	Sävjaån	727.0	5	75
Sörsåtra	Sagån	612.0	35	145
Stabby	Stabbybäcken	6.6	18	55
Tärnsjö	Stalbobäcken	14.0	55	105
Ulva Kvarndam	Fyrisån	950.0	5	95
Vattholma	Vattholmaån	284.0	25	65

Одна из целей проекта NOPEX заключалась в исследовании масштабных эффектов в процессах взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью. Проведенные с этой целью комплексные полевые исследования включали параллельные измерения на трех уровнях: наземные наблюдения (измерения расходов воды, уровней грунтовых вод, влажности почвы, испарения, а также стандартные метеорологические измерения), наблюдения на высотных мачтах и зондирование с самолетов.

Данные о влажности почвы и грунтовых водах были получены на измерительных площадках, выбранных с учетом репрезентативного представления различных геоморфологических форм (пологие участки, склоны, вершины гребней и т. д.) с различными типами почв и растительного покрова в экспериментальных бассейнах (табл. 3.2). Наборы данных содержат в общей сложности около 2000 измерений уровней грунтовых вод и около 16 000 измерений влажности почв. Внутри каждого из экспериментальных бассейнов измерения влажности почвы проводились на квадратной сетке 10x10 м с пространственным разрешением точек измерений через 2 м.

Таблица 3.2

**Количество одновременных точек наблюдений влажности почвы и уровней грунтовых вод в экспериментальных бассейнах**

Бассейн	Количество точек наблюдений		Тип почвы	Поверхность
	<i>Влажность почвы</i>	<i>Грунтовые воды</i>		
Buddby	151	16	тиль	лес
Dansarhellarna	75	16	тиль	лес
Ostfora	50	19	тиль/песчан.	лес
Marsta	25	–	глинистые	открытый участ.
Tärnsjö	50	–	песчаные	лес

Данные по интенсивности испарения получены на основе градиентных метеорологических измерений потоков скрытого и явного тепла. Мачтовые градиентные установки были расположены на двух лесных участках (Norunda, Siggefora) и трех сельскохозяйственных полях (Tisby, Marsta и Lövsta). Кроме того, микрометеорологические исследования испарения проводились на двух озерах (Tämnaren, Reksjön). Эти данные локальных измерений тепловых и водных потоков в пределах области NOPEX были задействованы для оценки средневзвешенных региональных потоков испарения с использованием данных землепользования в качестве основы для получения весовых коэффициентов при пространственном осреднении. В дополнение к этим измерениям оценки регионального потока испарения проводились также с использованием самолетного зондирования атмосферы и подстилающей поверхности во время нескольких трансирующих полетов аэролабораторий над областью NOPEX в периоды CFE (Samuelsson, Tjernstrom, 1999).

## 3.2 Адаптация модели ECOMAG на полигоне NOPEX

### 3.2.1 Оценка масштаба расчетной ячейки

Возможность идентификации характерного масштаба репрезентативной элементарной площади (REA), которая определяет минимальные размеры территории, содержащей существенные черты микромасштабной неоднородности ландшафтных характеристик, имела определяющее значение для адаптации модели ECOMAG на полигоне NOPEX.

Процедура выделения REA была основана на оценке пространственного масштаба, для которого стабилизируется дисперсия средних значений измеренных переменных при увеличении площади их осреднения. Были проанализированы пространственные географические данные (цифровые модели рельефа, карты землепользования и типов почв, данные дистанционного зондирования), получены статистические характеристики однородности и изменчивости географических полей и оценено влияние пространственного агрегирования (масштабирования) этих данных на отмеченные выше свойства географических полей (Sulebakk, 1997). Многочисленные данные по влажности почвы, уровням грунтовых вод и расходам в речной системе при синоптических гидрологических измерениях

также были привлечены для анализа с целью выявления характерных размеров пространственных масштабов однородных структур (Beldring et al., 1999).

Из рис. 3.4 видно, что изменчивость средних значений влажности почвы и уровней грунтовых вод в области NOPEX стабилизируется при увеличении площади осреднения этих характеристик от масштаба точки до масштаба участков с характерными линейными размерами 1–2 км. Т. е. можно сделать предварительный вывод, что для данного типа местности основная часть пространственной изменчивости флуктуаций влажности почвы и уровней грунтовых вод содержится в ячейках REA с линейным размером 2 км (Beldring et al., 1999). Полученный масштаб находится внутри диапазона оценок линейных размеров REA (1 – 10 км), выполненных для других речных бассейнов (среди немногочисленных работ на эту тему см. Beldring et al., 1999; Blöschl, Sivapalan, 1995; Gottschalk et al., 2001).

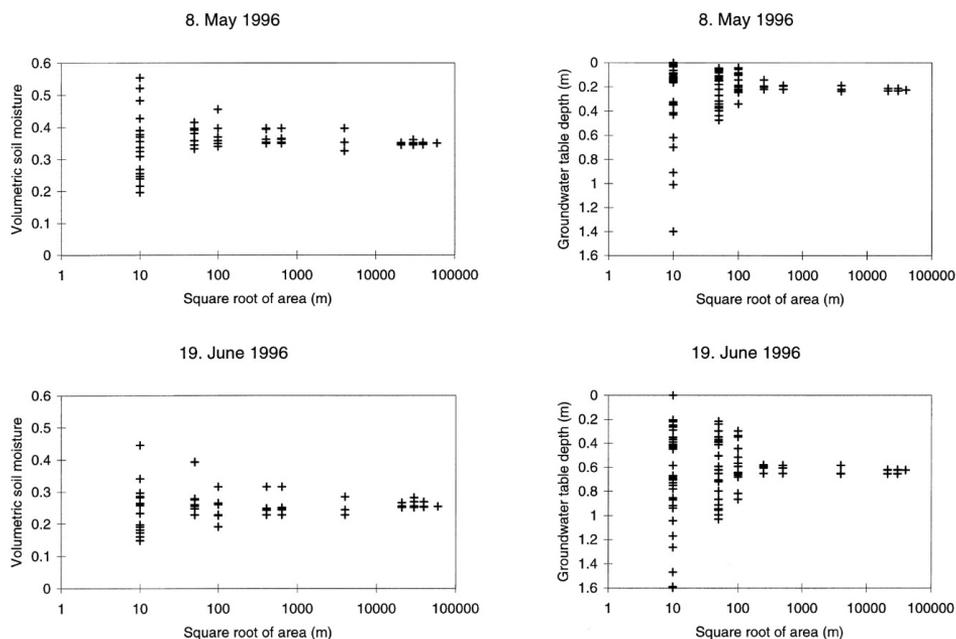


Рис. 3.4. Пространственная изменчивость влажности почвы и уровней грунтовых вод как функция масштаба агрегирования (осреднения) – по Beldring et al., 1999

В соответствии с результатами проведенного анализа при моделировании гидрологических процессов в области NOPEX вся исследуемая территория покрывалась расчетной сеткой с квадратными ячейками 2x2 км. Предполагалось, что с ячейки указанного размера поверхностный и подземный компоненты склонового стока разгружаются в речную сеть, т. е. горизонтальный водообмен между такими расчетными ячейками осуществляется только через речную сеть, а подземный водообмен пренебрежимо мал вследствие незначительных горизонтальных градиентов.

На основе ЦМР на территории полигона NOPEX были выделены границы 9-ти речных бассейнов (рис. 3.2, табл. 3.1). Каждой выделенной ячейке REA размером 2x2 км из почвенной и ландшафтной карт, агрегированных на такую же сетку (рис. 3.3), назначались один из пяти типов почв и один из пяти типов подстилающей поверхности. Уклон площадок с разрешением 2x2 км рассчитывался как средний уклон ячеек сетки на основе ЦМР с разрешением 50 м. Таким образом, все выделенные 9 речных бассейнов различались уклонами, типами, процентным содержанием и пространственным расположением характеристик почв и подстилающей поверхности (табл. 3.3).

Таблица 3.3

**Характеристики подстилающей поверхности (%) речных бассейнов в области NOPEX**

Характеристика поверхности	Бассейн									
	Fyr	Hag	Lil	Ors	Sbo	Sby	Sav	Svj	Vat	Sag
Лес	0.61	0.777	0.41	0.55	0.845	0.87	0.661	0.64	0.71	0.612
Озеро	0.03	0.003	0	0.01	0.015	0	0.009	0.02	0.048	0.019
Торф	0.088	0	0	0.012	0	0	0.061	0	0.06	0.04
Глина	0.342	0.467	0.683	0.519	0	0.7	0.347	0.324	0.342	0.387
Тиль	0.494	0.5	0.22	0.346	0.499	0.3	0.49	0.426	0.494	0.437
Песок	0.064	0.033	0.098	0.037	0.501	0	0.061	0	0.064	0.045
Морена	0	0	0	0.074	0	0	0.041	0.243	0	0.083
Уклон	0.021	0.035	0.023	0.034	0.023	0.031	0.032	0.033	0.022	0.028
Площадь, км <sup>2</sup>	950	124	168	305	14	6.6	198	727	284	612

Расчеты по модели ECOMAG проводятся по метеорологическим данным с суточным шагом по времени. Поля метеоданных (суточных осадков, среднесуточной температуры и дефицита влажности воздуха) на территории полигона NOPEX являются входом в модель. Интерполяция данных наблюдений на метеостанциях в ячейки сетки 2x2 км выполнялась с использованием метода IDW (веса обратно пропорциональны квадрату расстояния до метеостанции). К наблюдаемым значениям суточных осадков на метеостанциях вводился поправочный коэффициент 1.2, учитывающий ветровое выдувание и смачивание осадкомеров.

Модель в непрерывном режиме рассчитывает поля снежного покрова, снеготаяния, увлажнения и промерзания почвы, испарения, генетических составляющих речного стока. Детальные пространственно-распределенные многоуровневые данные эксперимента NOPEX использовались для калибровки и всесторонней проверки модели. Определение единого (регионального) набора параметров модели ECOMAG для всей области NOPEX проводилось в соответствии с методикой поэтапной калибровки, описанной в главе 2.

### 3.2.2 Результаты калибровки и проверки модели по данным о речном стоке

Калибровка параметров модели по данным наблюдений речного стока на сети режимных гидрометрических станций проводилась для трех речных бассейнов: бассейна р. Fyrisån (г/с Ulva Kvarndam) площадью 950 км<sup>2</sup> преимущественно на тилль почвах с лесистостью 61 %, р. Lillån (г/с Gränvad) – площадь водосбора 168 км<sup>2</sup> на глинистых почвах с лесистостью 41 %, и водосбора р. Stabbybäcken (г/с Stabby) площадью 6.2 км<sup>2</sup> на глинистых и тилль почвах с лесистостью 87 %.

Для калибровки параметров модели были использованы данные о среднесуточных расходах воды в замыкающих створах рек исследуемой территории за семь лет наблюдений (1986–1993 гг.). Соответствие рассчитанных и фактических гидрографов стока оценивалось по критерию *NSE* Нэша-Сатклиффа (формула 2.56). В плане моделирования среди других лет эти годы выделялись наиболее сложными условиями формирования зимнего и весеннего стока с ярко выраженными нестабильными (с многочисленными оттепелями) зимами. Остальные семь лет наблюдений были использованы для проверки модели. В целом, было получено удовлетворительное соответствие между наблюдаемыми и рассчитанными гидрографами стока (табл. 3.4).

В случае, когда региональный набор калибруемых параметров ищется для нескольких речных бассейнов с разными условиями формирования стока, вероятность нахождения «правильного» набора значений параметров, которые могут быть разумными в физическом смысле, возрастает. Доказательством этого тезиса являются результаты гидрологического моделирования с использованием того же набора параметров для других речных бассейнов в области NOPEX, не входивших в калибровочную сессию (табл. 3.4). В качестве иллюстрации на рис. 3.5 показаны гидрографы стока для всех девяти бассейнов в области NOPEX для одного гидрологического года. Здесь хотелось бы отметить широкий диапазон моделируемых региональной моделью изменений речного стока для различных бассейнов: при максимальных расходах от 50 м<sup>3</sup>/с для водосборов рек Fyrisån и Sagån до максимальных расходов, не превышающих 1 м<sup>3</sup>/с, – для водосборов рек Stalbobäcken и Stabbybäcken.

В соответствии со сложившейся системой оценки результатов моделирования по критерию Нэша-Сатклиффа *NSE*, хорошие результаты моделирования суточных гидрографов стока были получены для речных бассейнов Fyrisån, Sävaån, а также для суммарного стока со всех речных бассейнов области NOPEX. Для остальных речных бассейнов соответствие можно оценить как удовлетворительное. Значения *NSE* для месячных гидрографов стока были хорошими для всех бассейнов, за исключением Sagån и Stalbobäcken, где они были удовлетворительными. Следует также отметить, что задействованная здесь схема градации оценок *NSE*, как правило, применяется в отношении речных бассейнов с индивидуальной калибровкой параметров модели, в то время как в этом исследовании мы имеем дело с региональными гидрологическими расчетами с единым набором параметров для всей области NOPEX, включая так называемые «неизученные» водосборы, которые не входили в калибровочную серию расчетов.

Таблица 3.4

Значения критерия соответствия NSE суточных и месячных гидрографов стока для речных бассейнов области NOPEX (числитель – NSE суточных гидрографов, знаменатель – NSE месячных гидрографов; жирным шрифтом выделены бассейны и годы, используемые для калибровки, а также соответствующие значения NSE )

Годы	Бассейн									Вся территория
	Fyrisån	Sagån	Lillån	Örsundaån	Hågaån	Sävaån	Sävjaån	Stalbobäcken	Stabbybäcken	
1981/82	<u>0.73</u> 0.76	<u>0.60</u> 0.64	<u>0.72</u> 0.72	<u>0.83</u> 0.88	<u>0.64</u> 0.75	<u>0.76</u> 0.83	<u>0.65</u> 0.73	<u>0.14</u> 0.29	<u>0.58</u> 0.72	<u>0.79</u> 0.81
1982/83	<u>0.81</u> 0.84	<u>0.56</u> 0.60	<u>0.62</u> 0.70	<u>0.52</u> 0.73	<u>0.43</u> 0.83	<u>0.62</u> 0.80	<u>0.53</u> 0.61	<u>0.70</u> 0.72	<u>0.59</u> 0.60	<u>0.76</u> 0.80
1983/84	<u>0.72</u> 0.78	<u>0.57</u> 0.61	<u>0.65</u> 0.81	<u>0.64</u> 0.72	<u>0.56</u> 0.82	<u>0.69</u> 0.75	<u>0.50</u> 0.63	<u>0.84</u> 0.83	<u>0.61</u> 0.66	<u>0.74</u> 0.78
1984/85	<u>0.78</u> 0.84	<u>0.83</u> 0.86	<u>0.75</u> 0.90	<u>0.84</u> 0.94	<u>0.77</u> 0.96	<u>0.90</u> 0.96	<u>0.82</u> 0.93	<u>0.75</u> 0.88	<u>0.68</u> 0.93	<u>0.90</u> 0.95
1985/86	<u>0.83</u> 0.88	<u>0.50</u> 0.28	<u>0.69</u> 0.74	<u>0.80</u> 0.81	<u>0.76</u> 0.81	<u>0.82</u> 0.91	<u>0.86</u> 0.90	<u>0.30</u> 0.20	<u>0.57</u> 0.81	<u>0.88</u> 0.90
1986/87	<u>0.88</u> 0.94	<u>0.48</u> 0.46	<u>0.57</u> 0.71	<u>0.69</u> 0.72	<u>0.53</u> 0.71	<u>0.73</u> 0.84	<u>0.69</u> 0.77	<u>0.45</u> 0.54	<u>0.54</u> 0.75	<u>0.77</u> 0.79
<b>1987/88</b>	<b><u>0.86</u></b> <b>0.91</b>	<u>0.48</u> 0.51	<b><u>0.72</u></b> <b>0.85</b>	<u>0.76</u> 0.85	<u>0.56</u> 0.66	<u>0.75</u> 0.80	<u>0.66</u> 0.77	<u>0.75</u> 0.83	<b><u>0.57</u></b> <b>0.77</b>	<u>0.77</u> 0.83
<b>1988/89</b>	<b><u>0.70</u></b> <b>0.84</b>	<u>0.25</u> 0.33	<b><u>0.32</u></b> <b>0.46</b>	<u>0.22</u> 0.60	<u>0.26</u> 0.64	<u>0.27</u> 0.64	<u>0.19</u> 0.58	<u>0.62</u> 0.76	<b><u>0.26</u></b> <b>0.44</b>	<u>0.48</u> 0.68
<b>1989/90</b>	<b><u>0.91</u></b> <b>0.93</b>	<u>0.69</u> 0.76	<b><u>0.66</u></b> <b>0.77</b>	<u>0.77</u> 0.85	<u>0.70</u> 0.92	<u>0.80</u> 0.89	<u>0.83</u> 0.88	<u>0.85</u> 0.90	<b><u>0.75</u></b> <b>0.91</b>	<u>0.86</u> 0.90
<b>1990/91</b>	<b><u>0.77</u></b> <b>0.92</b>	<u>0.35</u> 0.19	<b><u>0.62</u></b> <b>0.84</b>	<u>0.62</u> 0.74	<u>0.53</u> 0.62	<u>0.71</u> 0.78	<u>0.60</u> 0.65	<u>0.60</u> 0.68	<b><u>0.71</u></b> <b>0.85</b>	<u>0.72</u> 0.75
<b>1991/92</b>	<b><u>0.80</u></b> <b>0.87</b>	- -	<b><u>0.60</u></b> <b>0.77</b>	<u>0.52</u> 0.70	<u>0.19</u> 0.44	<u>0.57</u> 0.80	<u>0.63</u> 0.77	<u>0.57</u> 0.58	<b><u>0.44</u></b> <b>0.70</b>	<u>0.81</u> 0.91
<b>1992/93</b>	<b><u>0.90</u></b> <b>0.94</b>	- -	<b><u>0.74</u></b> <b>0.78</b>	<u>0.71</u> 0.73	<u>0.64</u> 0.78	<u>0.65</u> 0.72	<u>0.78</u> 0.85	<u>0.73</u> 0.79	<b><u>0.76</u></b> <b>0.85</b>	<u>0.84</u> 0.87
1993/94	<u>0.70</u> 0.87	- -	<u>0.40</u> 0.76	<u>0.39</u> 0.71	<u>0.59</u> 0.74	<u>0.55</u> 0.75	<u>0.61</u> 0.80	<u>0.46</u> 0.50	<u>0.54</u> 0.75	<u>0.67</u> 0.88
1994/95	<u>0.72</u> 0.78	- -	<u>0.61</u> 0.78	<u>0.53</u> 0.91	<u>0.24</u> 0.70	<u>0.69</u> 0.91	<u>0.69</u> 0.84	<u>0.67</u> 0.66	<u>0.65</u> 0.95	<u>0.80</u> 0.92
1981–95	<u>0.81</u> 0.87	- -	<u>0.67</u> 0.80	<u>0.71</u> 0.83	<u>0.60</u> 0.80	<u>0.76</u> 0.85	<u>0.71</u> 0.81	<u>0.59</u> 0.68	<u>0.62</u> 0.79	<u>0.82</u> 0.88

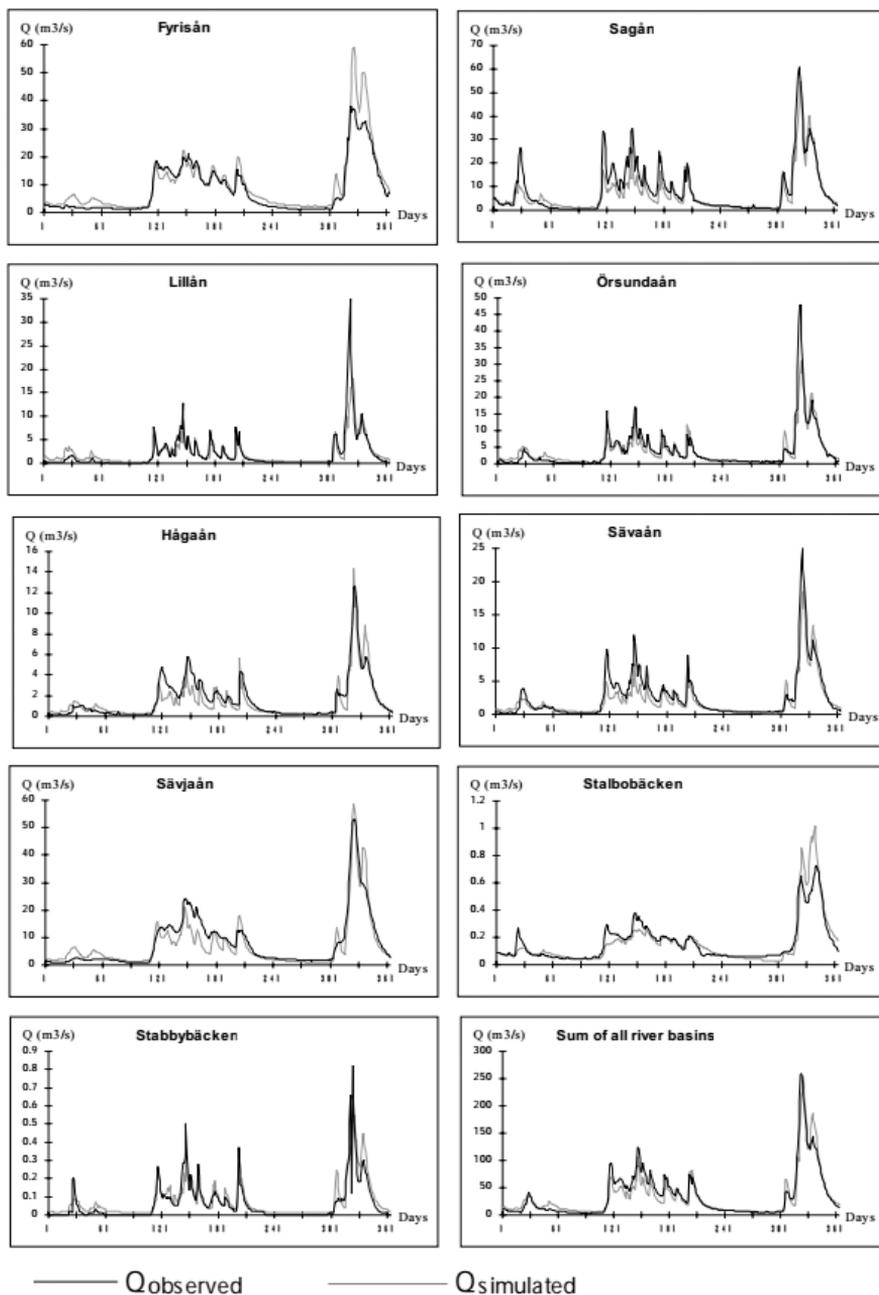


Рис. 3.5. Наблюдаемые и рассчитанные гидрографы стока для всех речных бассейнов в области NOPEX для сезона 1984-1985 гг.

В табл. 3.5 приведены результаты тестирования модели в соответствии с иерархической схемой испытаний моделей Клемеша (Klemes, 1986), которые показали, что:

- оценки точности калибровочной и проверочной серий расчетов стока для трех речных бассейнов, задействованных при калибровке параметров модели (*Split-sample test*), незначительно отличаются между собой;
- оценки точности расчетов стока для трех речных бассейнов, задействованных при калибровке параметров модели, и шести бассейнов, не задействованных для калибровки, для одного и того же периода расчета оказались близкими (*Proxi-basin test*);
- оценки точности расчетов стока для трех речных бассейнов, задействованных при калибровке параметров модели для одного периода расчета, и шести бассейнов, не задействованных для калибровки, для другого периода расчета близки между собой (*Proxi-basin differential split-sample test*).

Таким образом, результаты испытаний по схеме Клемеша показали, что гидрологическая модель ECOMAG может быть использована для расчетов стока на региональном уровне на изученных и «неизученных» речных бассейнах в условиях меняющегося климата и при антропогенных изменениях речных бассейнов.

Таблица 3.5

**Значения критерия NS для месячных гидрографов стока в речных бассейнах области NOPEX (бассейн Sagån был исключен из таблицы из-за отсутствия данных для некоторых лет)**

Годы	Бассейн								
	Fyrisån	Lillån	Stabbybäcken	Örsundaån	Hågaån	Sävaån	Sävyjaån	Stalbobäcken	Total gauged area
	<i>Калибровка</i>			<i>Proxi-basin test</i>					
1986/87–1992/93	0.92	0.79	0.79	0.79	0.73	0.82	0.79	0.78	0.88
	<i>Split-sample test</i>			<i>Proxi-basin differential split-sample test</i>					
1981/82–1985/86	0.84	0.81	0.77	0.84	0.85	0.87	0.81	0.60	0.87
1993/94–1994/95	0.81	0.78	0.89	0.82	0.73	0.87	0.84	0.65	0.91
	<i>Полный период расчетов</i>								
1981/82–1994/95	0.87	0.80	0.79	0.83	0.80	0.85	0.81	0.68	0.88

Помимо сопоставления рассчитанных гидрографов стока с фактическими для разных речных бассейнов, качество расчетов речного стока по модели ECOMAG было оценено также путем сравнения с данными одномоментных измерений расходов воды в различных точках одной речной системы (синоптические измерения стока) – Krasovskaia, 1988. В бассейне реки Fyrisån были проведены четыре серии измерений расходов воды в 38 точках русловой сети во время спада волны весеннего половодья: две серии измерений для влажных условий в бассейне и две – для относительно сухих. На модельной схематизации речной сети реки Fyrisån можно было идентифицировать 12 из этих 38-и точек речной сети, которые рассчитываются в модели (рис. 3.6), остальные точки расположены на более мелких притоках (ручьях), не выделяемых при модельной схематизации речного бассейна. На правой части рис. 3.6 выполнено сравнение рассчитанных

по модели и измеренных расходов воды в этих 12 точках для 4-х серий измерений. В целом, получено хорошее соответствие результатов, особенно если учесть, что синоптические данные по стоку не были задействованы в процессе калибровки параметров модели. Диапазон изменения и дисперсия значений фактических и рассчитанных расходов также близки между собой. Кроме адекватности гидрологической модели, основными причинами расхождений могут являться неточности в модельной схематизации речной сети, особенно в области формирования малых притоков, и погрешности пространственной интерполяции метеорологических характеристик, в частности, осадков при недостаточной плотности метеорологической сети. Кроме того, следует отметить, что синоптические измерения стока, описывающие мгновенные значения расходов в различных точках речной сети, на самом деле проводились в течение одного-двух дней. С другой стороны, результаты моделирования стока принимались на определенный день. Это также может служить одной из причин полученных расхождений.

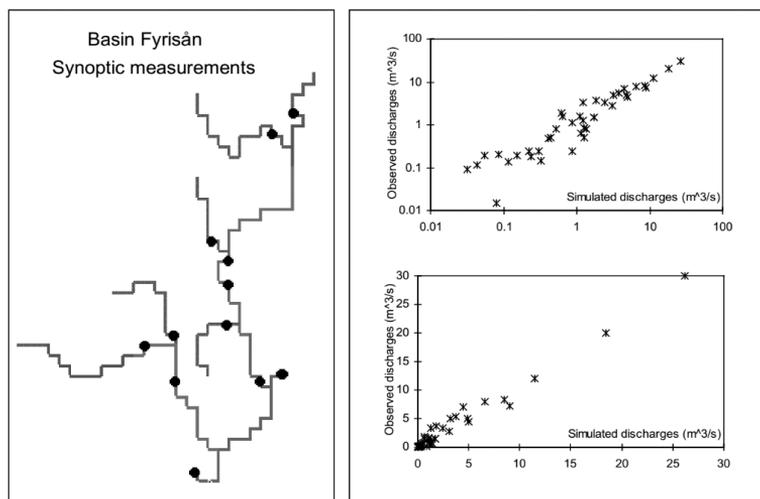


Рис. 3.6. Расположение точек измерений стока на р. Fyrisån (слева) и сравнение измеренных и рассчитанных расходов воды для 4-х серий синоптических измерений (справа) – из Motovilov et al., 1999a, b.

### 3.2.3 Результаты калибровки и проверки модели по данным о влажности почвы и уровне грунтовых вод

Наблюдения за динамикой влажности почвы и уровней грунтовых вод проводились в ряде небольших экспериментальных бассейнов с различными типами почв (тиль, глина, песок) и землепользования (целина, лес, болото) в периоды интенсивных полевых исследовательских кампаний CFE1 и CFE2. В экспериментальных бассейнах проводились одновременные измерения влажности почвы (от 25 до 150 точек одномоментных измерений в каждом из экспериментальных бассейнов) и уровней грунтовых вод (от 16 до 19 точек измерений). Одномоментные данные наблюдений, полученные в пределах каждого такого бассейна, были усреднены и приняты как ха-

рактические характеристики влажности почвы или уровня грунтовых вод для пространственного расчетного элемента REA. Эти данные были использованы для корректировки (уточнения) почвенных параметров на стадии поэтапной калибровки модели.

На рис. 3.7 показана динамика смоделированных и осредненных по площади экспериментальных площадок наблюдаемых значений содержания влаги в почве и уровней грунтовых вод.

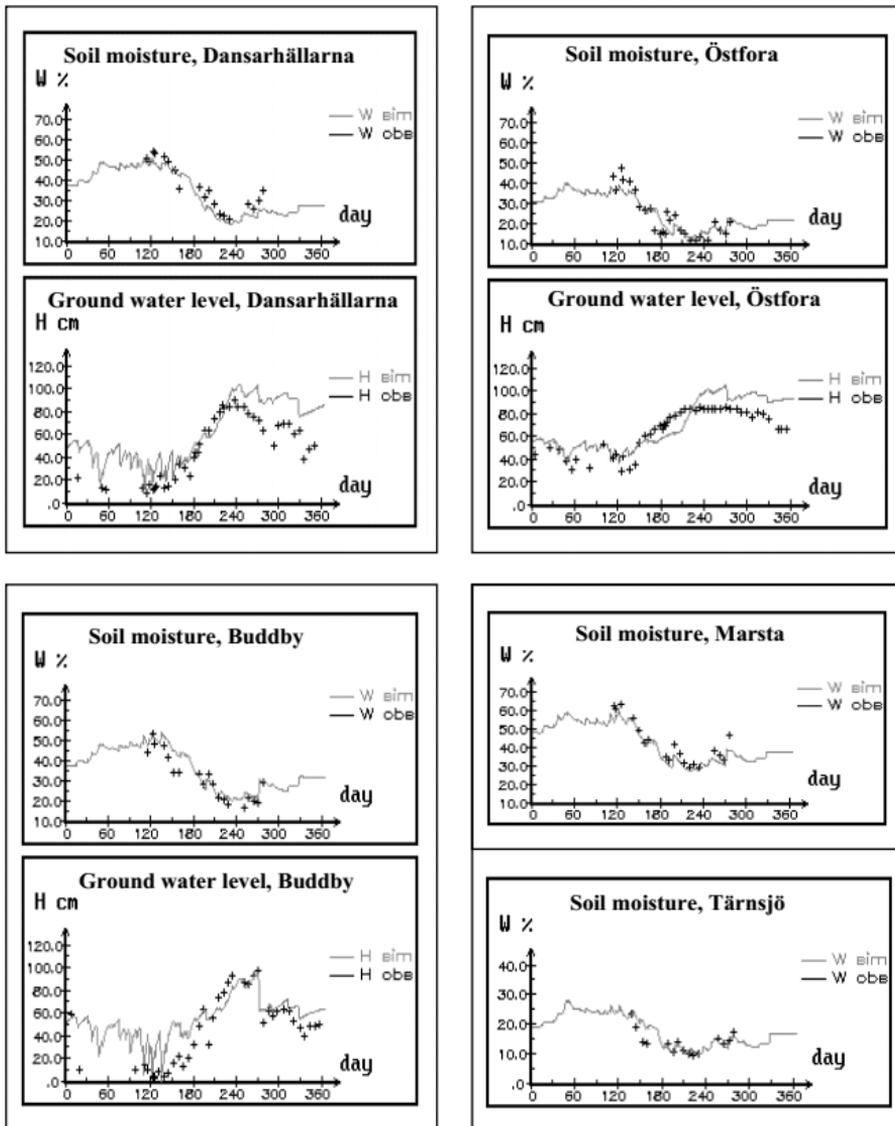


Рис. 3.7. Сравнение величин осредненной по площади экспериментальных участков измеренной (+) и осредненной для участков REA рассчитанной по модели (линии) влажности почвы и уровня грунтовых вод в 1995 году (из Motovilov et al., 1999a, b)

Следует отметить, что измерения влажности почвы проводились в верхнем слое почвы на глубину 15–20 см, в то время как рассчитанное содержание влаги в почве на элементе REA относится к верхнему 40–60 см слою почвы (горизонт А). Эта разница может способствовать тому, что динамика измеренной влажности почвы оказывается более чувствительна к внешним факторам (дождь, испарение), чем результаты моделирования для более мощной почвенной колонки и, соответственно, с более сглаженной динамикой, в результате чего отмечаются некоторые расхождения между кривыми. Однако в целом получено удовлетворительное соответствие осредненных по экспериментальным площадкам значений влажности почвы с рассчитанными значениями для ячейки REA. Значения критерия *NSE* для 4-х площадок получились больше 0.83 (табл. 3.6) и оцениваются как хорошие. Для одной экспериментальной площадки (Tärnsjö) получилось удовлетворительное соответствие ( $NSE=0.42$ ), что в значительной степени можно объяснить малой естественной вариацией измеренной влажности на песчаных почвах.

Таблица 3.6

**Значения критерия соответствия *NSE* для динамики влажности почвы и уровней грунтовых вод**

Бассейн	NSE	
	Влажность почвы	Грунтовые воды
Buddby	0.87	0.55
Dansarhellarna	0.83	0.52
Östfora	0.83	0.48
Marsta	0.84	–
Tärnsjö	0.42	–

Динамика моделируемых уровней грунтовых вод на экспериментальных площадках также в целом повторяет ход осредненных значений измеренных уровней (рис. 3.7). Соответствие, однако, не такое хорошее, как для влажности почвы. Отчасти это объясняется тем, что количество точек измерений уровней подземных вод не является репрезентативным настолько, чтобы отразить изменчивость этой характеристики в масштабе REA. Кроме того, на точность определения усредненных значений уровней грунтовых вод оказывает влияние ряд технических проблем, в частности, связанных с установкой измерительных труб. Так, во время длительных бездождных периодов некоторые трубы пересыхали и этим вносились систематические ошибки в расчеты средней глубины грунтовых вод на элементарной площадке.

### 3.2.4 Поля характеристик гидрологического цикла в области NOPEX

В данном разделе приведены результаты численных экспериментов по моделированию полей характеристик гидрологического цикла за периоды CFE1 и CFE2 для всей области NOPEX (рис. 3.8а и 3.8б). Можно отметить в целом достаточно большую изменчивость водно-балансовых компонентов по территории. Относительно плавные изменения по пространству полей

осадков обусловлены разреженной сетью осадкомерных пунктов и методом интерполяции этих данных (IDW). Оценки полей осадков для данной территории, выполненные с использованием метеорологических радиолокаторов, дают более неоднородные в пространстве результаты (Crochet, 1999). Из рисунков видно, что в течение обоих периодов CFE зоны пониженного количества осадков находятся в юго-западной части области NOPEX, в то время как более увлажненные участки располагаются в северной части для CFE1 и северо-восточной части области для периода CFE2.

Что касается полей испарения, то наиболее высокие значения в течение обоих полевых сезонов моделируются в северо-восточной части области, покрытой лесом на тилль почвах, в то время как зоны с низкими значениями испарения находятся в юго-восточной части области NOPEX на преимущественно глинистых и моренных почвах. При более детальном рассмотрении видно, что увеличение испарения прослеживается также над заозеренными и болотистыми территориями.

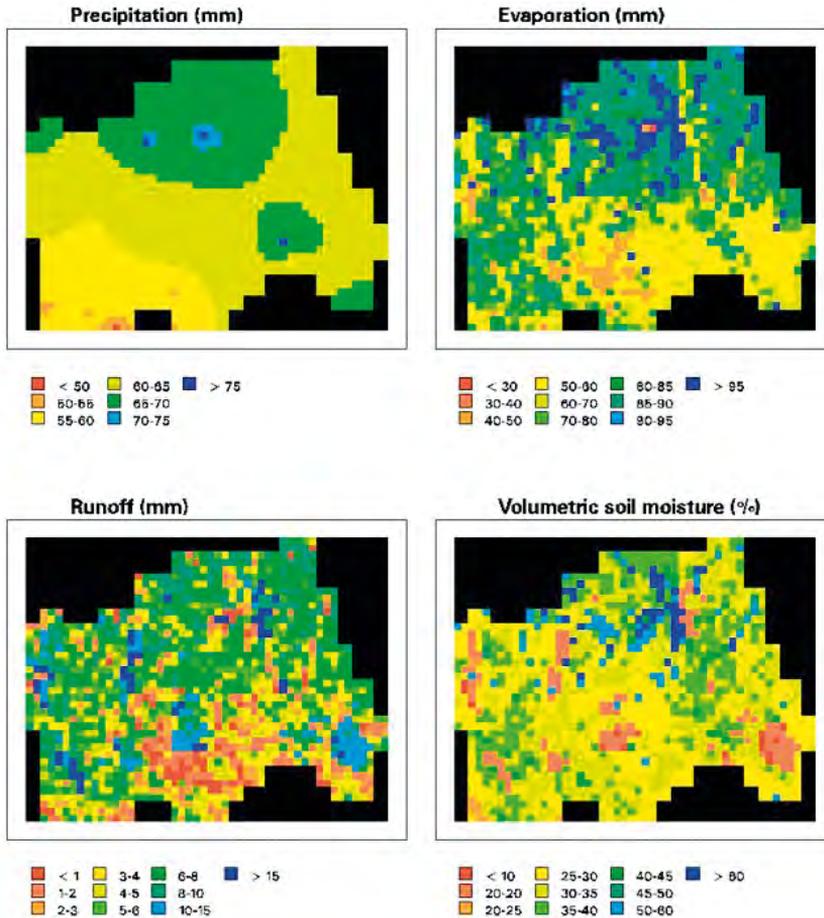


Рис. 3.8а. Поля характеристик гидрологического цикла для области NOPEX за период CFE1

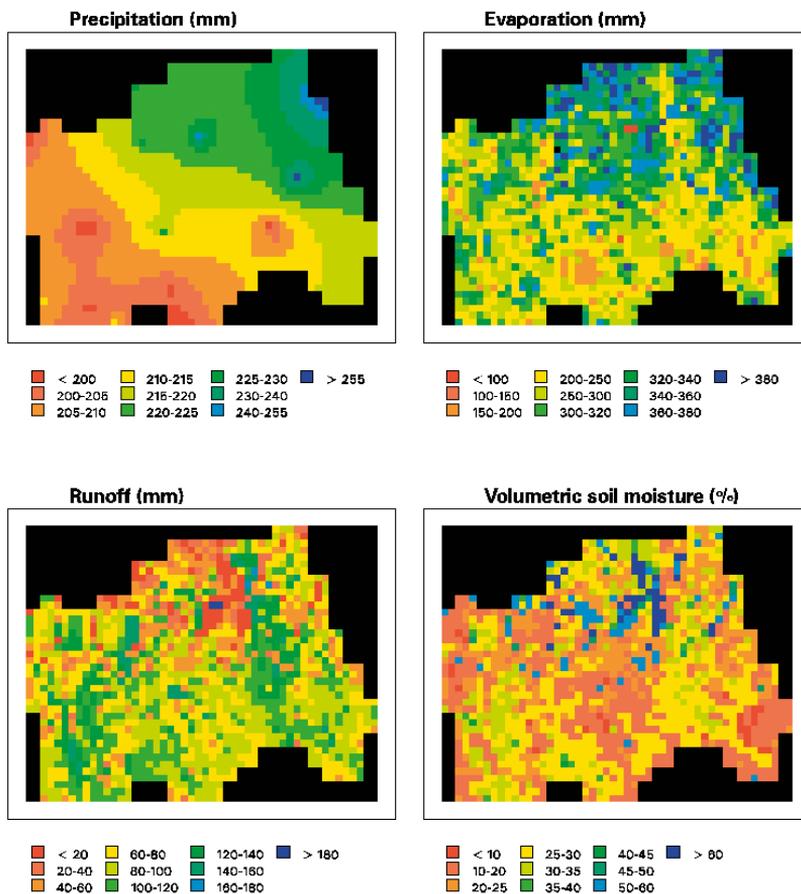


Рис. 3.86. Поля характеристик гидрологического цикла для области NOPEX за период CFE2

Необходимо отметить ряд проблем, связанных с масштабными эффектами, возникающими при попытках сравнения модельных потоков испарения с данными измерений. Нужно четко представлять, что в модели испарение рассчитывается для масштаба ячейки REA, т. е. в данном случае для ячейки размером 2x2 км. Измеренные потоки испарения можно ассоциировать с точечными данными или же с испарением с площадок под конкретными типами подстилающей поверхности (лес, поле, озера и т. п.), т. е. с репрезентативными участками. Предварительные результаты сравнения модельных (в масштабе REA) и измеренных интенсивностей испарения с суточным разрешением в целом дают хорошее соответствие, хотя и отмечаются некоторые расхождения (см. раздел 3.2.5). Вместе с тем, показанная на рисунках 3.8 изменчивость рассчитанных по модели пространственных полей испарения нуждается в дополнительной проверке и подтверждении независимыми измерениями.

Распределение влажности почвы по площади исследуемой территории кроме климатических факторов в значительной степени обусловлено про-

странственным распределением типов почвы. Повышенное содержание влаги в почве связано с районами распространения торфянистых и глинистых почв, в то время как низкое содержание влаги в почве сосредоточено в районах распространения песчаных почв и горных обломочных (моренных) пород.

Модельные поля слоев стока в периоды CFE1 и CFE2 являются существенно неоднородными из-за нелинейности процессов формирования стока, обусловленных пространственной изменчивостью метеорологических полей, а также полей характеристик почв, землепользования, рельефа и т. д. Наиболее высокие значения слоев стока связаны с районами распространения моренных пород и песчаных почв. Эти почвогрунты, как правило, имеют низкие запасы влаги в зоне аэрации, умеренное испарение, активно пополняют запасы грунтовых вод, что обуславливает высокий базисный меженный сток. Низкие значения стока в течение относительно коротких периодов CFE1 и CFE2 находятся в районах распространения торфяников и болот, хотя в контексте более длительного периода времени (например, года) результаты моделирования показывает, что болота действуют как регуляторы стока.

### 3.2.5 Водный баланс области NOPEX

В данном разделе приведены интегральные оценки составляющих водного баланса для всей области NOPEX и отдельных ее частей за периоды CFE1 и CFE2. Модельные оценки получены путем пространственного интегрирования по границам речных бассейнов или по всей области NOPEX модельных полей соответствующих элементов водного баланса.

**Речной сток.** В табл. 3.7 приведены измеренные и рассчитанные по модели значения поверхностного стока в речных бассейнах области NOPEX для периодов CFE1 и CFE2. Из таблицы видно, что результаты сравнения в целом находятся в хорошем соответствии (за исключением бассейна Lillån), как для суммарного за рассматриваемые периоды слоя стока, так и для значений максимальных суточных расходов.

Таблица 3.7

**Измеренные (индекс °) и рассчитанные (индекс °) характеристики стока в речных бассейнах области NOPEX для периодов CFE1 и CFE2**  
( $Q$  – слой стока,  $Q_{max}$  – максимальный суточный расход)

Бассейн	CFE1, 27 мая – 23 июня 1994				CFE2, 18 апреля – 14 июля 1995			
	$Q^{\circ}$ (мм)	$Q^{\circ}$ (мм)	$Q_{max}^{\circ}$ (м <sup>3</sup> /с)	$Q_{max}^{\circ}$ (м <sup>3</sup> /с)	$Q^{\circ}$ (мм)	$Q^{\circ}$ (мм)	$Q_{max}^{\circ}$ (м <sup>3</sup> /с)	$Q_{max}^{\circ}$ (м <sup>3</sup> /с)
Fyrisån	4	6	3.0	3.0	100	105	29	29
Sagån	–	6	–	2.0	112	95	31	32
Lillån	3	6	0.2	0.5	64	103	9.6	11
Örsundaån	3	5	0.7	0.8	75	90	12	20
Hågaån	4	3	0.4	0.3	94	89	5.9	9.2
Sävaån	5	5	0.5	0.5	99	89	10	11
Sävjaån	5	6	1.8	2.3	98	92	24	28
Stalbobäcken	9	10	0.09	0.07	90	104	0.4	0.4
Stabbyäcken	2	3	0.01	0.01	73	83	0.5	0.3

**Испарение.** В периоды интенсивных полевых кампаний CFE1 и CFE2 проекта NOPEX в 1994 и 1995 гг. были проведены детальные исследования вертикальных потоков явного и скрытого тепла и испарения. Измерения проводились на различных пространственно-временных масштабах – на земле, а также с использованием данных самолетного зондирования. Во многих случаях оценки потоков нельзя напрямую сравнивать из-за различий в пространственных и временных масштабах. Локальные измерения на мачтах позволяют получить «точечные» оценки тепловых потоков над озерами и земной поверхностью (лесами, болотами, сельскохозяйственными землями). Во время самолетного радиозондирования оценки потоков доступны по трассам полета. Региональные оценки потоков тепла и испарения для всей области NOPEX получены на основе:

- использования данных наземных наблюдений на мачтах над различными типами подстилающей поверхности и взвешивания этих данных в соответствии с распределениями этих типов на детальной карте региона;
- использования данных самолетного радиозондирования по аналогичной методике взвешивания в соответствии с распределением типов подстилающей поверхности на карте региона по трассе полета;
- моделирования региональных потоков по мезомасштабной метеорологической модели MIUU;
- моделирования региональных потоков по региональной гидрологической модели ECOMAG.

Критический анализ сравнения различных оценок испарения выполнен в работах (Gottschalk et al., 1999; Motovilov et al., 1999 а, б). На рис. 3.9 показан график связи суточных интенсивностей испарения со всей области NOPEX, оцененных на основе измерений на мачтах и по модели ECOMAG. Коэффициент детерминации этой связи равен 0.67. Региональная оценка интегрального суммарного испарения на основе измерений для всей области NOPEX составила для периода CFE1 67 мм, а для CFE2 – 335 мм. Соответствующие оценки, рассчитанные по модели ECOMAG, равны 74 мм и 289 мм.

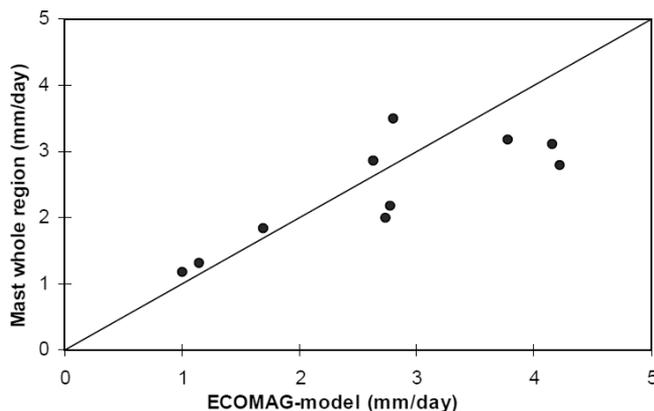


Рис. 3.9. Связь суточных интенсивностей испарения со всей области NOPEX, оцененных на основе измерений на мачтах и по модели ECOMAG

**Водный баланс.** В табл. 3.8 приведены значения компонентов водного баланса территории NOPEX, оцененные с помощью модели ECOMAG для периодов CFE1 и CFE2. Расчеты показывают, что за время относительно короткого периода CFE1 рассчитанное испарение на 10 мм превышало слой выпавших наблюдаемых осадков, и слой стока составлял всего 6 мм. В течение более продолжительного периода интенсивных полевых исследований CFE2 в следующем году расходная часть водного баланса территории (испарение и речной сток) была на 156 мм больше выпавших осадков. Эта разница между количеством осадков, с одной стороны, и испарением и стоком – с другой, в течение обоих периодов CFE уравнивается снижением запасов влаги в почве и подземных водах, накопленных в период снеготаяния и дождей в весенний период.

Таблица 3.8

**Расчитанный по модели ECOMAG водный баланс всей области NOPEX  
для периодов CFE1 и CFE2**

Период	Осадки (мм)	Испарение (мм)	Сток (мм)	$\Delta$
CFE1, 27 мая – 23 июня 1994	64	74	6	-16
CFE2, 18 апреля – 14 июля 1995	215	289	82	-156

$\Delta W$  – изменение запасов влаги в зоне аэрации почвогрунтов и грунтовых водах.

Таким образом, комплексные испытания модели ECOMAG по данным детального междисциплинарного международного эксперимента NOPEX позволяют сделать следующие выводы:

1. Физико-математическая модель ECOMAG с удовлетворительной точностью описывает пространственную динамику речного стока, влажности почвы и уровня грунтовых вод внутри области площадью порядка  $10^4$  км<sup>2</sup> с пространственным разрешением, равным масштабу репрезентативной элементарной площади REA, определенной по данным детальных измерений на полигоне NOPEX.

2. Имеющиеся данные о видах подстилающей поверхности, характеристиках рельефа, почвы, растительности, а также примененная процедура калибровки нескольких наиболее важных параметров модели по нескольким гидрологическим переменным позволили найти единый набор региональных параметров для всей исследуемой области. Конкретные значения параметров для каждой расчетной ячейки зависят от сочетания характеристик подстилающей поверхности внутри ячейки.

3. Тестирование модели по данным контрастных в климатическом отношении периодов показало ее применимость для расчетов стока и составляющих гидрологического цикла при возможном изменении климата (экстраполяция результатов моделирования во времени)

4. Тестирование модели по данным наблюдений на водосборах, не использовавшихся для ее калибровки, показало ее применимость для расчетов стока и составляющих гидрологического цикла на неизученных в гидрологическом отношении водосборах (экстраполяция результатов моделирования в пространстве).

## **Глава 4. Моделирование формирования речного стока и полей гидрологических процессов в крупнейших речных бассейнах**

Разработка физико-математической модели формирования стока для речного бассейна субконтинентального масштаба, адекватно описывающей пространственную неоднородность физико-географических и климатических условий, разнообразие физических механизмов стокообразования на огромной территории, антропогенные изменения водного режима рек, – сложнейшая проблема гидрологии суши, возможности решения которой расширились за последние годы с развитием методов математического моделирования и численных методов, технологий измерения, хранения и обработки исходных данных, их усвоения моделями, а также с развитием вычислительных ресурсов. Значимость этой проблемы для гидрологии как геофизической дисциплины определяется той ролью, которую играет гидрологический цикл крупнейших речных бассейнов в глобальном водообмене и динамике климатической системы, во взаимодействии вод суши с океаном. Для крупных речных бассейнов России построение модели формирования речного стока нередко усложняется вследствие дефицита исходных данных о характеристиках почв, рельефа, растительности, результатов гидрометеорологических наблюдений, водохозяйственной информации.

В последующих разделах будет рассмотрен опыт применения модели ЕСОМАГ для моделирования полей характеристик гидрологического цикла в ряде крупнейших речных бассейнов северного полушария: Волги, Лены, Амура и Маккензи.

### **4.1 Модель формирования речного стока в бассейне Волги: разработка, результаты испытаний, анализ полей гидрологических процессов**

На примере гидрологического моделирования бассейна Волги, где сосредоточена наиболее густая сеть гидрометеорологического мониторинга среди других регионов России, ставились следующие основные исследовательские задачи:

1. Проиллюстрировать возможности модели для расчетов полей характеристик гидрологического цикла (запасов воды в снежном покрове, влажности почвы, стока) на крупных речных бассейнах с использованием стандартной гидрометеорологической информации;

2. Оценить эффекты масштабирования при использовании различных размеров расчетных сеток модели на результаты моделирования гидрологических характеристик и установить минимальные и максимальные размеры расчетных ячеек для моделирования процессов формирования стока в крупных речных бассейнах ЕТР.

#### 4.1.1 Краткая характеристика бассейна

Бассейн Волги, крупнейшей реки Европы, имеет площадь 1 360 000 км<sup>2</sup>; длина реки составляет 3530 км. Бассейн Волги занимает значительную часть Европейской территории России и простирается от Валдайской возвышенности на западе до Уральских гор на востоке. Питание реки осуществляется снеговыми (60 % годового стока), грунтовыми (30 %) и дождевыми (10 %) водами. Естественный режим характеризуется весенним половодьем (апрель — июнь), малой водностью в период летней и зимней межени, осенними дождевыми паводками. Среднегодовое водное хозяйство бассейна Волги составляет: осадки – 662 мм (900 км<sup>3</sup> в год), речной сток – 187 мм (254 км<sup>3</sup> в год), испарение – 475 мм (646 км<sup>3</sup> в год).

На территории бассейна частично или полностью расположено 39 субъектов Российской Федерации. На площади, составляющей 8 % территории страны, сосредоточено около 45 % промышленного и 50 % сельскохозяйственного производства России, поэтому водные объекты испытывают огромную антропогенную нагрузку. Для улучшения водообеспеченности регионов в период 30–80-х годов прошлого века на Волге было построено 11 водохранилищ с гидроэлектростанциями, являющихся частью Волжско-Камского каскада – уникальной, одной из крупнейших в мире водохозяйственной системой комплексного назначения.

#### 4.1.2 Информационное обеспечение модели

В состав картографических материалов, использованных для схематизации речного бассейна и задания параметров модели, входили:

- цифровая топографическая карта миллионного масштаба;
- цифровая модель рельефа с разрешением 1 км;
- цифровые тематические карты характеристик подстилающей поверхности: почвенная и ландшафтная карты масштаба 1:2 500 000, разработанные, соответственно, под руководством М. А. Глазовской и В. А. Николаева;
- карта среднегодового модуля стока на территорию СССР по СН 435-72 (1972) ;
- карты-схемы пунктов наблюдений за состоянием окружающей среды.

В состав гидрометеорологического и водохозяйственного обеспечения модели ECOMAG для проведения гидрологических расчетов в бассейне Волги были задействованы следующие данные:

- ежесуточная метеорологическая информация по 350 метеостанциям за период 1966–2016 гг.;
- общий и боковой приток воды к водохранилищам Волжско-Камского каскада (ВКК) с суточным разрешением;
- ежесуточные расходы воды в точках речной сети на гидрометрических постах;
- ежедекадные данные по характеристикам снежного покрова на 370 пунктах маршрутных снегомерных наблюдений;
- ежедекадные данные на 230 агрометеостанциях с измерениями влажности почвы.

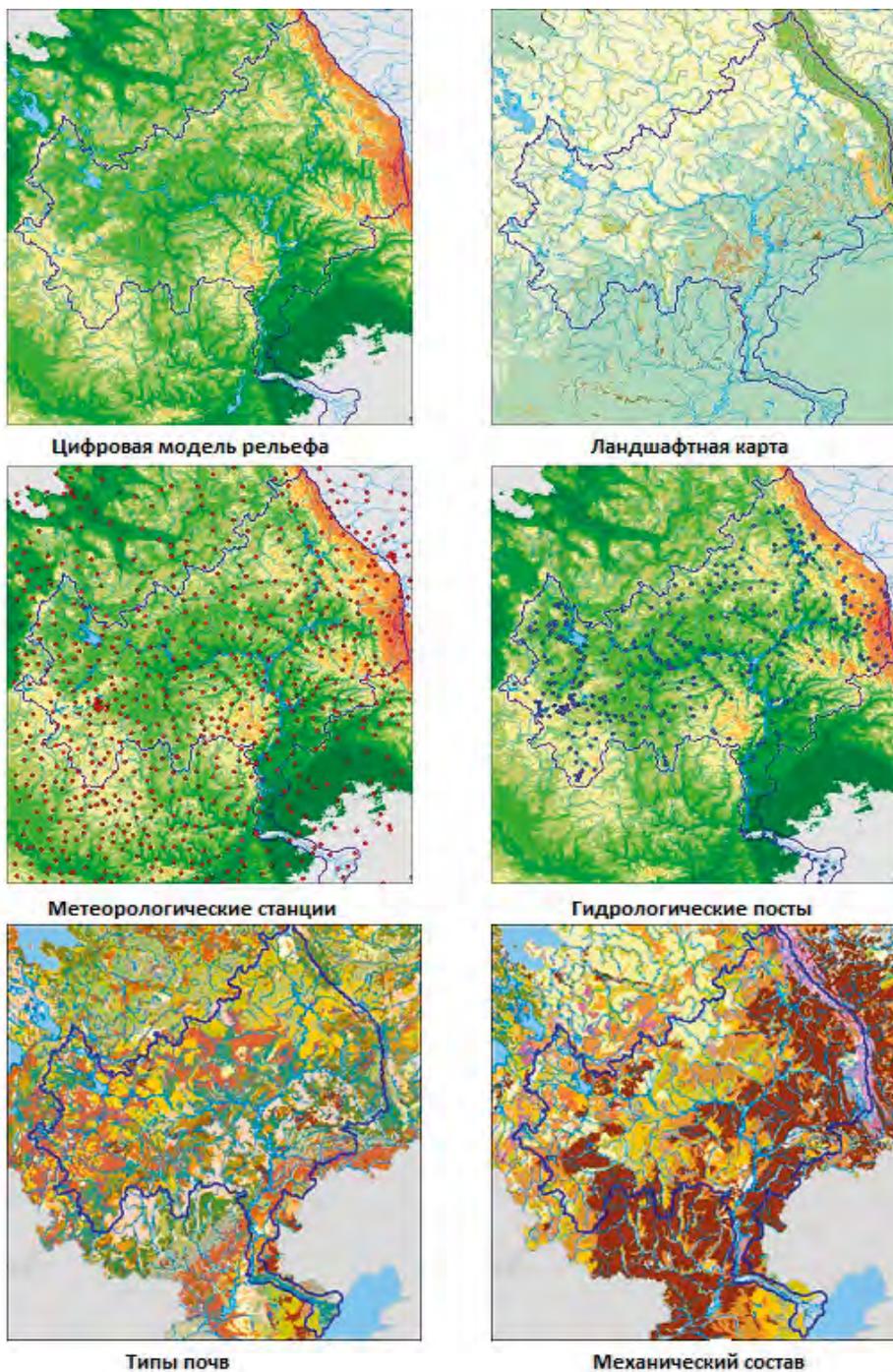


Рис. 4.1. Базовая информация по бассейну Волги для проведения расчетов с помощью модели ECOMAG

На рис. 4.1 приведены основные картографические ресурсы и расположение пунктов гидрометеорологического и водохозяйственного мониторинга в бассейне Волги.

#### 4.1.3 Модельная схематизация бассейна и речной сети

В отличие от относительно небольшой области NOPEX с расчетными пространственными ячейками модели масштаба REA (2x2 км), при моделировании огромного бассейна Волги используются расчетные ячейки гораздо больших размеров. В качестве основной расчетной пространственной единицы для моделирования крупных речных бассейнов в современной версии модели ЕСОМАГ принимается водосбор малой реки (расчетный элементарный водосбор). Ввиду условности понятия «водосбор малой реки», размеры таких расчетных ячеек могут меняться в широких пределах в зависимости от масштабов речного бассейна главной реки и необходимой степени детальности его представления. Описанный в главе 2 специализированный ГИС-комплекс Ecomag Extension позволяет на основе ЦМР и анализа линий тока в автоматическом режиме построить структуру речной сети и выделить расчетные водосборы с различной степенью детальности в зависимости от заданного параметра – критического числа ( $K_{кр}$ ) ячеек сетки ЦМР, при «слиянии» которых образуется модельная речная сеть. Например, в случае, если моделируется крупный речной бассейн при исходной ЦМР с разрешением 2x2 км, то, задав значение критического числа  $K_{кр}=100$ , получим минимальные размеры расчетных водосборов равными 400 км<sup>2</sup> (100 ячеек×4 км<sup>2</sup> = 400 км<sup>2</sup> водосборной площади). Используя различные значения  $K_{кр}$ , можно воспроизводить модельную речную сеть различных масштабов и соответствующие этим масштабам расчетные водосборы. По-видимому, различную степень детализации пространственной схематизации речных бассейнов целесообразно использовать и для различных задач. Например, если ставится задача моделирования формирования стока в замыкающем створе крупной реки, можно использовать крупные расчетные ячейки и большие значения  $K_{кр}$ . В случае необходимости одновременного моделирования как всего бассейна реки, включая замыкающий створ, так и стока на мелких притоках, необходимо задавать небольшие значения  $K_{кр}$ , т. к. в противном случае мелкие притоки могут не воспроизводиться при модельной схематизации. Конечно, при уменьшении  $K_{кр}$  требуемые для расчетов вычислительные ресурсы существенно увеличиваются.

Модельная схематизация речной сети и водосборной площади бассейна р. Волги была выполнена на основе ЦМР с разрешением 2x2 км для 6-ти различных значений критического числа  $K_{кр} = 100, 500, 1000, 2000, 4000$  и 8000 (рис. 4.2, 4.3). Ниже каждой из 6-ти карт на рис. 4.2 приведены по 3 числа: первое число указывает значение  $K_{кр}$ , второе – количество выделенных расчетных водосборов и третье – среднюю площадь расчетных водосборов в км<sup>2</sup>. Из рисунков видно, что по мере увеличения значений  $K_{кр}$  детальность воспроизведения речной сети и пространственных неоднородностей подстилающей поверхности в бассейне Волги снижается.

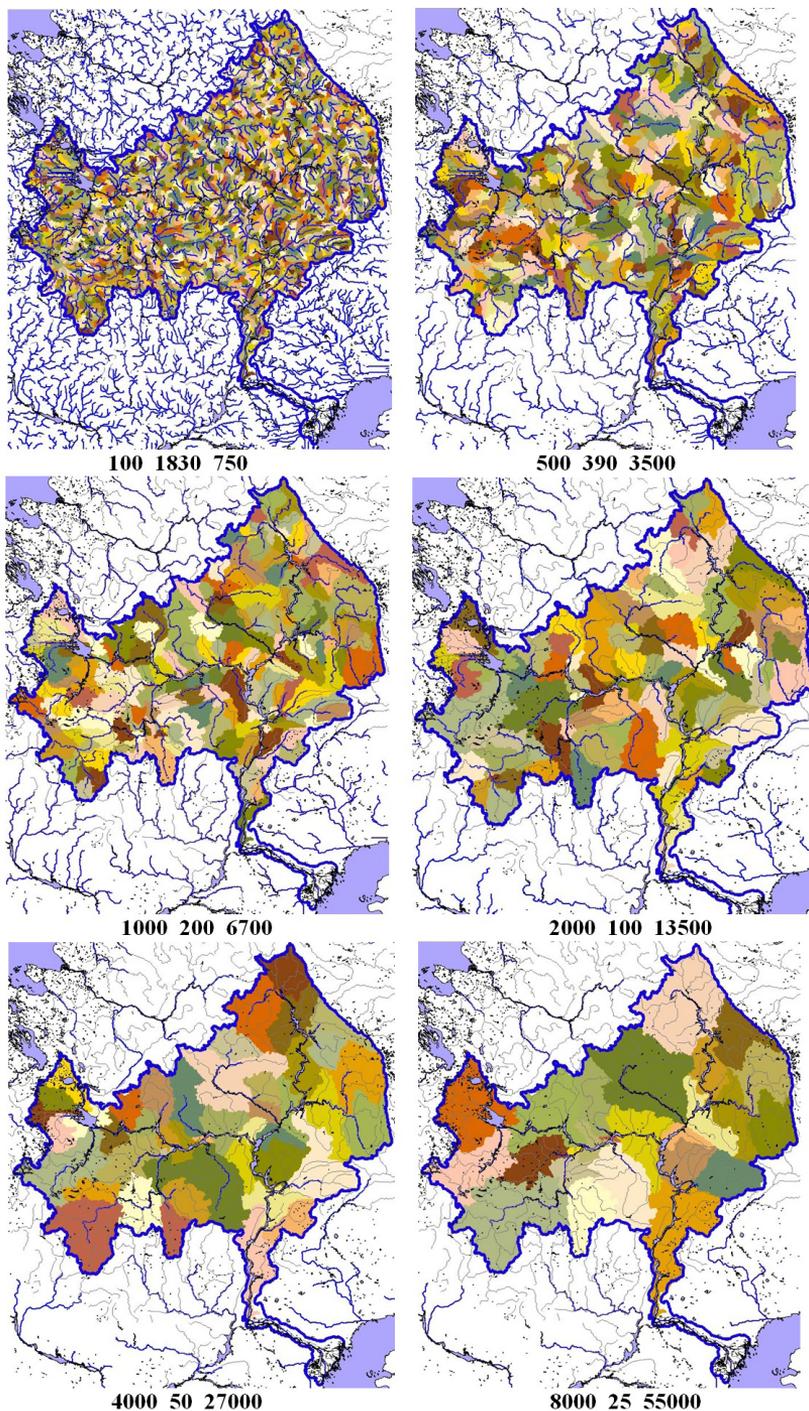


Рис. 4.2. Фактическая (тонкие линии) и модельная (жирные линии) речная сеть и расчетные водосборы при различных значениях  $K_{кр}$

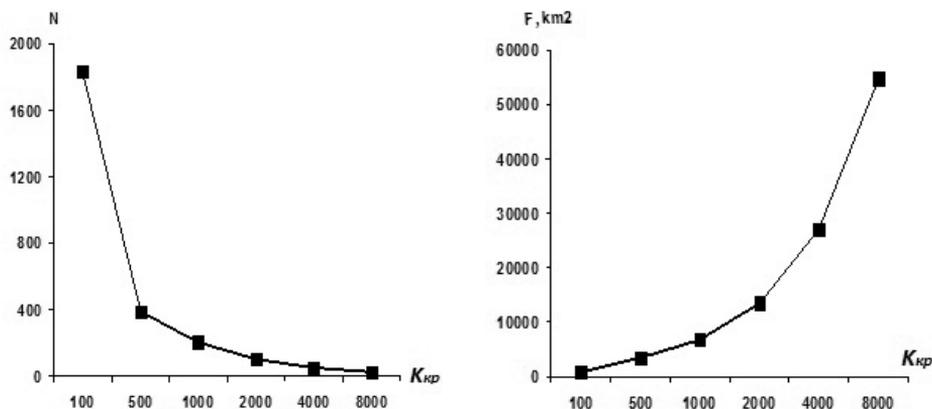


Рис. 4.3. Количество расчетных участков  $N$  (слева) и средняя площадь расчетных участков (справа) для различных схематизаций бассейна Волги в зависимости от критического числа  $K_{кр}$

Так, при  $K_{кр} = 100$  модельная речная сеть близка к фактической на картах масштаба 1:2 000 000, а при  $K_{кр} = 8000$  – на картах масштаба 1:18 000 000. Соответственно, значительно различаются и средние площади расчетных элементов: если в первом случае она составляет 750 км<sup>2</sup>, то во втором – 55 000 км<sup>2</sup>. Фактически, в последнем случае расчетными элементами модели являются водосборы крупных рек: при такой схематизации воспроизводятся только наиболее крупные притоки Волги – Ока, Вятка, Кама, Белая и другие (нижняя правая карта на рис. 4.2).

Расчеты по модели проводятся по метеорологическим данным с суточным шагом по времени. Ежедневные поля метеохарактеристик на территории речного бассейна являются входом в модель. Модель в непрерывном режиме рассчитывает поля снежного покрова, увлажнения и промерзания почвы, речного стока в русловой сети. Гидрографы стока на гидропостах, поля снежного покрова по данным снегосъемок, поля влажности и глубины промерзания почвы по данным измерений на агрометеорологических станциях могут использоваться в модели для калибровки ее параметров и проверки точности модели.

Испытания технологии моделирующего комплекса ECOMAG проиллюстрируем на примере моделирования динамики пространственных полей запасов воды в снежном покрове, влажности почвы и поверхностного стока в бассейне Волги (Мотовилов, 2016б) – важнейших характеристик кругооборота тепла и влаги в атмосфере и на суше.

#### 4.1.4 Моделирование динамики полей запасов воды в снежном покрове и влажности почвы

В процессе поэтапной калибровки параметров и моделирования полей снежного покрова и влажности почвы в бассейне Волги фактические поля этих характеристик строились соответственно по данным маршрутных снегомерных наблюдений и измерений продуктивной влаги на агрометеорологических станциях в конкретные даты (раз в декаду) путем интерполяции

значений в узлы пространственной километровой сетки с помощью ГИС-технологии. Кроме того, фактические поля влажности почвы сглаживались, чтобы с одной стороны, исключить локальные неоднородности, связанные с мелкомасштабной изменчивостью почвенных и ландшафтных характеристик, а с другой – чтобы снизить ошибки интерполяции экстремальных значений при редкой сети наблюдений (230 агрометстанций на весь бассейн). Сглаживание осуществлялось путем интерполяции в узлы пространственной километровой сетки средних значений влажности почвы от трех ближайших к узлу сетки пунктов измерений. Рассчитанные по модели величины снегозапасов и влажности почвы внутри каждого из расчетных элементов модели задавались равными рассчитанным значениям в центре тяжести этих элементов.

В соответствии с процедурой поэтапной калибровки параметров, описанной в главе 2, калибровка параметров проводилась последовательно сначала для полей снегозапасов, а затем для влажности почвы по данным регионального гидрометеорологического мониторинга этих процессов. При моделировании полей запасов воды в снежном покрове калибровались два параметра модели: температурный коэффициент таяния снега для различных типов ландшафтов и критическая температура фазового состояния выпадающих атмосферных осадков (снег или дождь). Калибровка подмодели снежного покрова проводилась по данным снегомерных наблюдений за период 2001–2003 гг. Проверка модели осуществлялась для периода 2004–2011 гг.

При расчетах полей влажности почвы в бассейне Волги калибровались два параметра модели в формуле испарения из почвы. Испаряемость считалась пропорциональной дефициту влажности воздуха. Константа пропорциональности являлась одним калибровочным параметром модели. Предполагалось, что при низкой влажности почвы испарение линейно убывает до нуля при уменьшении влажности почвы от некоего критического значения (доли наименьшей влагоемкости) до влажности завядания. Это критическое значение было другим калибровочным параметром. Калибровка подмодели влажности почвы проводилась по полям запасов продуктивной влаги в верхнем 50-см слое почвы в бассейне Волги за период вегетации 2007 года – близкого к среднему по увлажнению. Проверка модели выполнялась для периодов вегетации экстремально засушливого 2010 года и более увлажненного 2011 года.

Калибровка параметров и испытания модели при расчетах динамики полей запасов воды в снежном покрове и влажности почвы выполнялись на самой подробной из рассматриваемых схематизаций водосборной площади и речной сети бассейна Волги при значении  $K_{кр.} = 100$  (см. рис. 4.2, верхняя левая карта).

На рис. 4.4 приведено сравнение фактических и рассчитанных полей запасов воды в снежном покрове в моменты максимального снегонакопления (20 марта) для 2009–2011 гг., а на рис. 4.5 – полей запасов продуктивной влаги в верхнем 50-см слое почвы для засушливого 2010 года (начала периода вегетации, его середины во время засухи и в конце периода вегетации). Динамика осредненных по площади бассейна Волги значений снегозапасов и запасов влаги в почве по конкретным датам приведена соответственно на рис. 4.6 и 4.7. В табл. 4.1 даны значения критериев соответствия, рассмотренных выше в разделе 2.3.2.

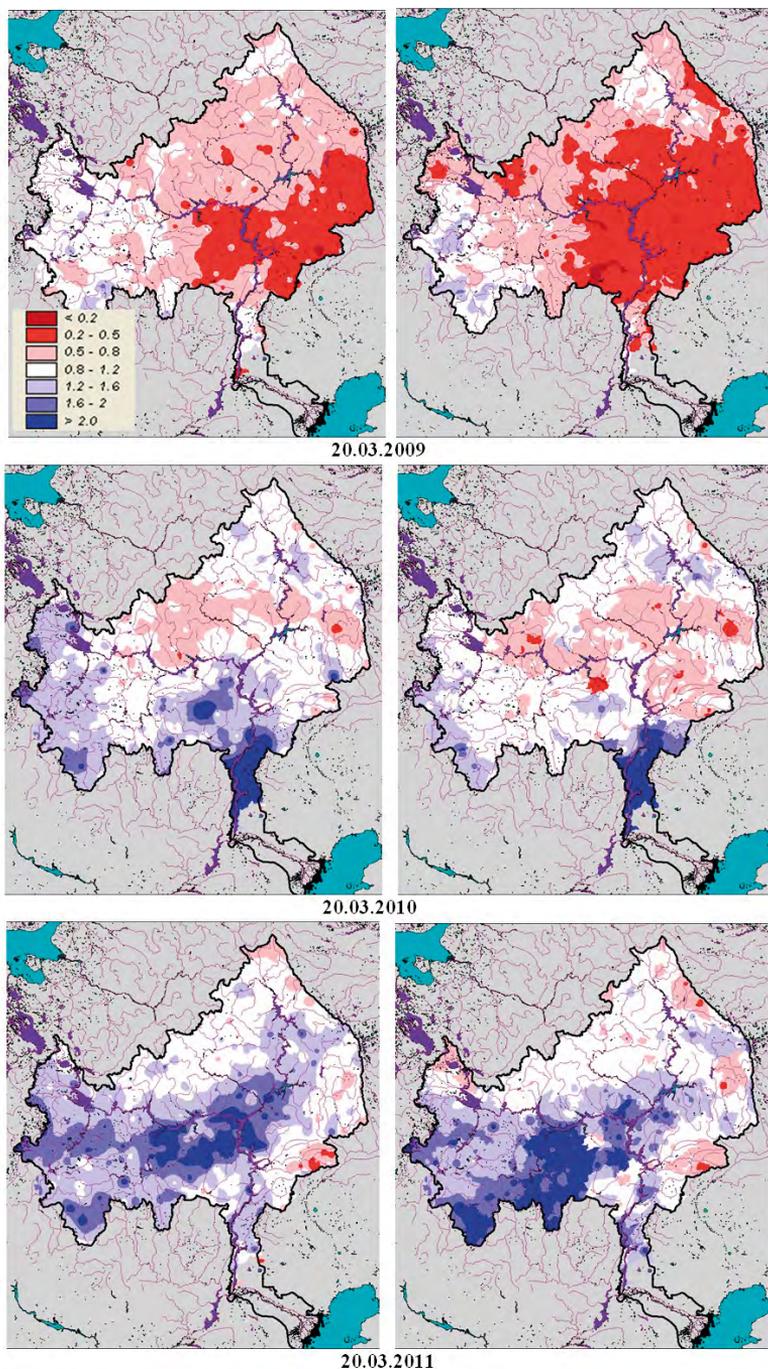


Рис. 4.4. Фактические (слева) и смоделированные (справа) поля нормированных запасов воды в снежном покрове в бассейне Волги на 20 марта 2009–2011 гг. Градациями цвета обозначено разное отношение снегозапаса к его среднемноголетней норме: от величин меньше 0.2 до величин больше 2

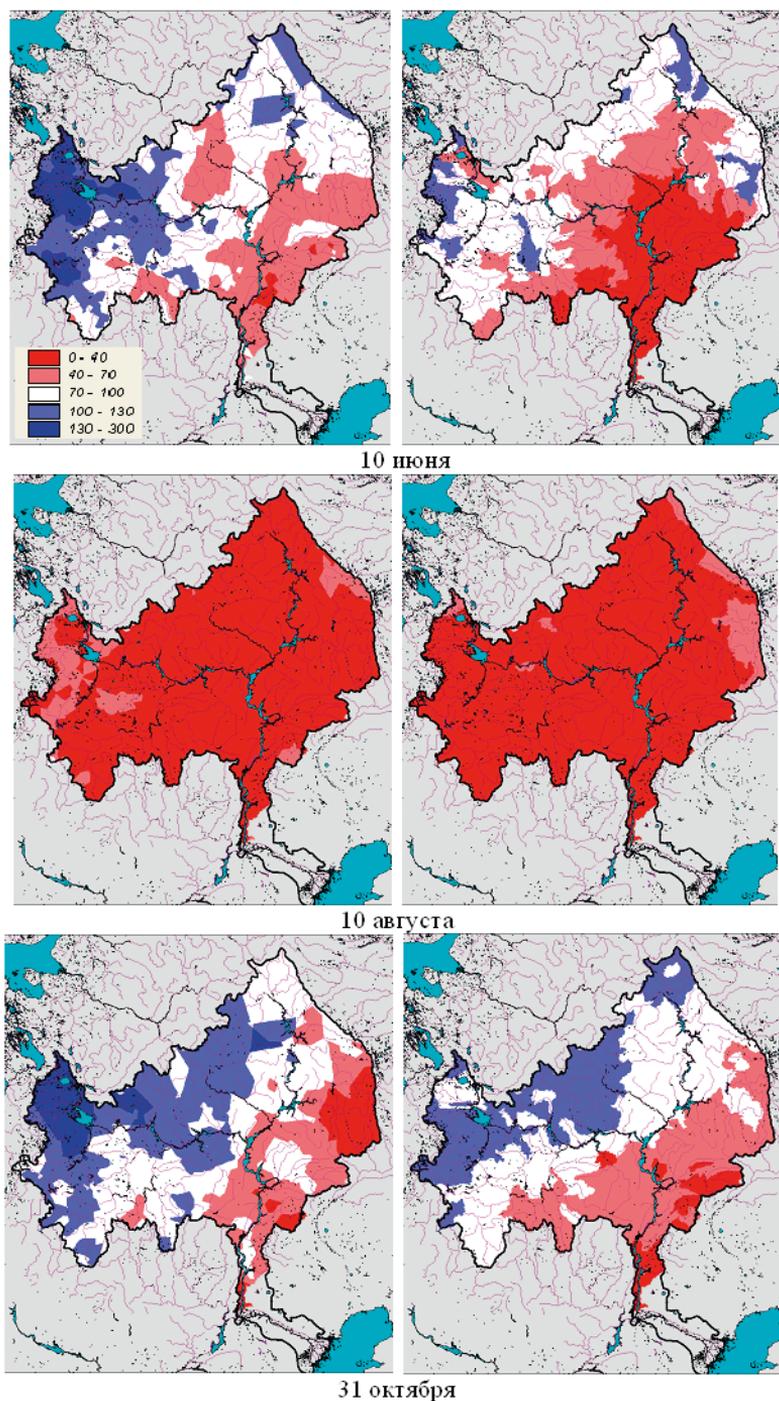


Рис. 4.5. Фактические (слева) и смоделированные (справа) поля продуктивной влаги в 50-сантиметровом слое почвы в бассейне Волги в 2010 году. Градациями цвета обозначен диапазон влагозапаса от 0-40 мм до 300 мм

Из рисунков 4.4 и 4.5 видно, что фактические и рассчитанные поля снегозапасов и влажности почвы в различных частях бассейна Волги, как правило, отличаются не более чем на одну градацию легенды рисунков. Хорошее соответствие временной динамики рассчитанных и фактических суммарных снегозапасов за период 2001–2011 гг. (рис. 4.6,  $NSE_d=0.93$ ) и осредненной по бассейну Волги влажности почвы (рис. 4.7,  $NSE_d=0.90$ ) свидетельствует как о высоком качестве модели, так и о надежности определения этих интегральных характеристик в бассейне Волги по данным снегомерных съемок и агрометеорологических измерений. Среднегодовое значение запасов воды в снежном покрове в бассейне Волги на дату максимального снегонакопления по данным измерений и расчетам по модели за рассматриваемый период составили соответственно 112.8 и 112.7 км<sup>3</sup>, а среднегодовое значение запасов продуктивной влаги в верхнем 50-см слое почвы за периоды вегетации – соответственно 66 и 63 мм.

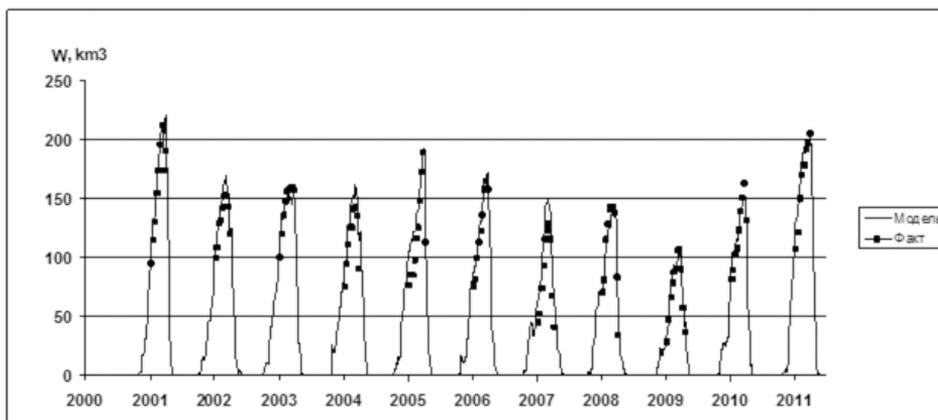


Рис. 4.6. Динамика осредненных по бассейну Волги фактических и смоделированных запасов воды в снежном покрове за период 2001–2011 гг.

Анализ результатов расчетов показал, что предложенный подход к моделированию пространственных полей характеристик речных бассейнов на больших территориях по многим критериям из приведенных в разделе 2.3.2 дает удовлетворительные результаты (табл. 4.1). Так, отмечаются достаточно высокие коэффициенты корреляции между рассчитанными и фактическими полями, в особенности для вариантов с учетом временной изменчивости полей ( $Kkor5$ ,  $Kkor6$  – формулы 2.57 и 2.58 соответственно). Удовлетворительные результаты соответствия полей получаются и по более жесткому критерию Нэша-Сатклифа с учетом временной изменчивости полей ( $NSE_2$ ,  $NSE_3$ ). Лишь в одном случае оценки по критерию  $NSE_1$ , не учитывающему временной изменчивости, получились неудовлетворительными для полей влажности почвы. Наиболее вероятными причинами являются редкая сеть агрометеорологических станций, нерегулярность поступления данных измерений со станций и, в связи с этим, низкая точность восстановления фактических полей влажности почвы. Для полей снежного покрова с

более густой сетью снегомерных наблюдений результаты соответствия полей по критерию  $NSE_1$  получились удовлетворительными.

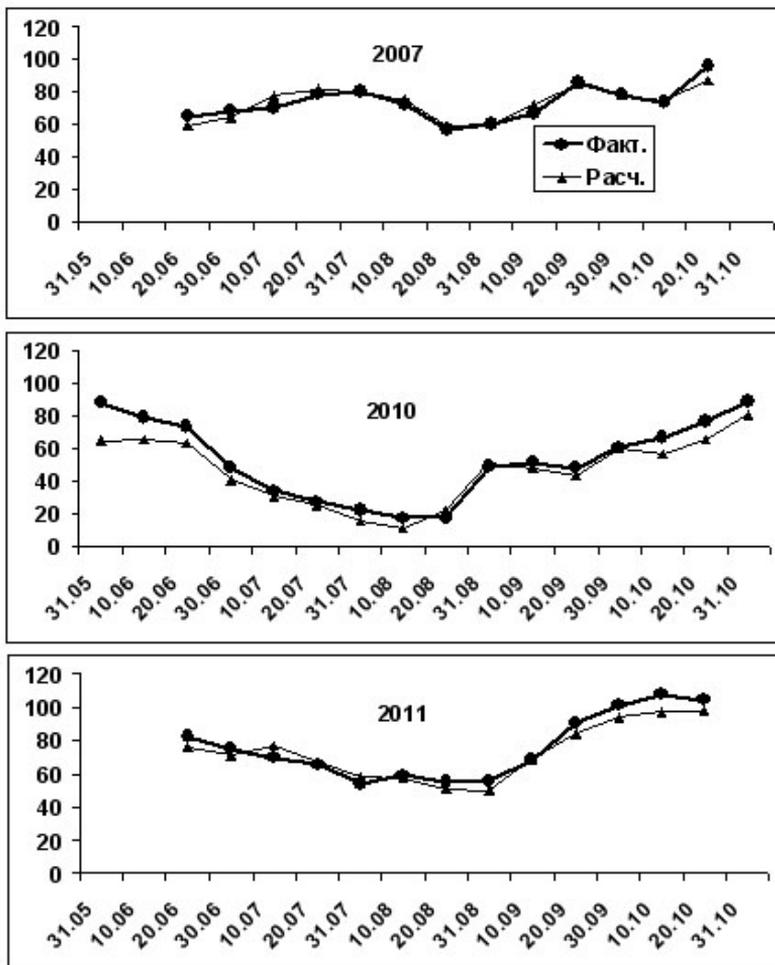


Рис. 4.7. Динамика осредненных по бассейну Волги фактических и смоделированных запасов продуктивной влаги в 50-см слое почвы за периоды вегетации 2007, 2010 и 2011 гг.

Таблица 4.1

**Значения критериев соответствия рассчитанных и фактических полей**

Критерии	$NSE_1$	$NSE_2$	$NSE_3$	$NSE_4$	$Kkor_5$	$Kkor_6$	$Kkor_7$
Запасы воды в снежном покрове	0.43	0.65	0.49	0.93	0.87	0.91	0.80
Запасы продуктивной влаги в верхнем 50-сантиметровом слое почвы	-0.01	0.51	0.35	0.90	0.78	0.83	0.60

#### 4.1.5 Моделирование динамики полей запасов воды в снежном покрове в различных пространственных масштабах

Проведена серия численных экспериментов по выявлению влияния размеров (масштабов) расчетных ячеек и предложенных алгоритмов генерализации параметров модели на точность результатов расчетов. По сути дела, речь идет о нахождении максимальных размеров расчетных ячеек, целесообразных к использованию для определенных задач без существенной потери точности относительно расчетов по более мелким пространственным расчетным ячейкам. Смысл проведенных ниже численных экспериментов заключается в эмпирическом установлении максимальных размеров расчетных ячеек, приемлемых с точки зрения точности расчетов.

На рис. 4.8–4.10 приведены поля нормированных (по отношению к среднегодовой величине) запасов воды в снежном покрове в бассейне Волги на дату максимального снегонакопления (20 марта) для 2009–2011 гг., рассчитанные для 6-ти различных схематизаций, показанных на рис. 4.2 (числа под картами показывают значения масштабируемого критического числа  $K_{кр}$ ). Визуальный анализ полей позволяет заключить, что заметные различия в расчетных полях (относительно поля при  $K_{кр} = 100$ ) проявляются при значениях  $K_{кр}$ , равных 4000 и 8000. Более объективные оценки с помощью критериев из раздела 2.3.2, приведенные на рис. 4.11, также свидетельствуют о резком снижении значений ряда статистических критериев при увеличении значений  $K_{кр}$  более 2000, или же, другими словами, при увеличении среднего размера расчетных ячеек более 13 500 км<sup>2</sup>. Таким образом, проведенные численные эксперименты показали, что при моделировании полей запасов воды в снежном покрове на равнинных территориях ЕТР максимальные размеры расчетных ячеек модели не должны превышать 13 500 км<sup>2</sup>. Какими физическими факторами обусловлены эти размеры? Думается, что в первую очередь следует обратить внимание на поиск связей максимальных размеров расчетных ячеек с плотностью сети метеорологического и снегомерного мониторинга. Кроме того, на таких размерах водосборов рек (до 13 500 км<sup>2</sup>) еще не так сильно проявляется зональная пространственная изменчивость почвенных, ландшафтных и климатических характеристик, на более крупных размерах бассейнов рек эти факторы уже начинают проявляться. Наконец, по данным Е. П. Чемеренко (1968), линейные размеры порядка 100–150 км близки к радиусу пространственной корреляции снегозапасов на ЕТР, т. е. полученный для бассейна Волги размер расчетной ячейки может определяться расстоянием, на котором становится незначимой статистическая связь между величинами снегозапасов и, соответственно, стабилизируется зависимость дисперсии осредненных величин снегозапасов от площади осреднения (см. рис. 3.1 по определению репрезентативной элементарной площади для региона NOPEX).

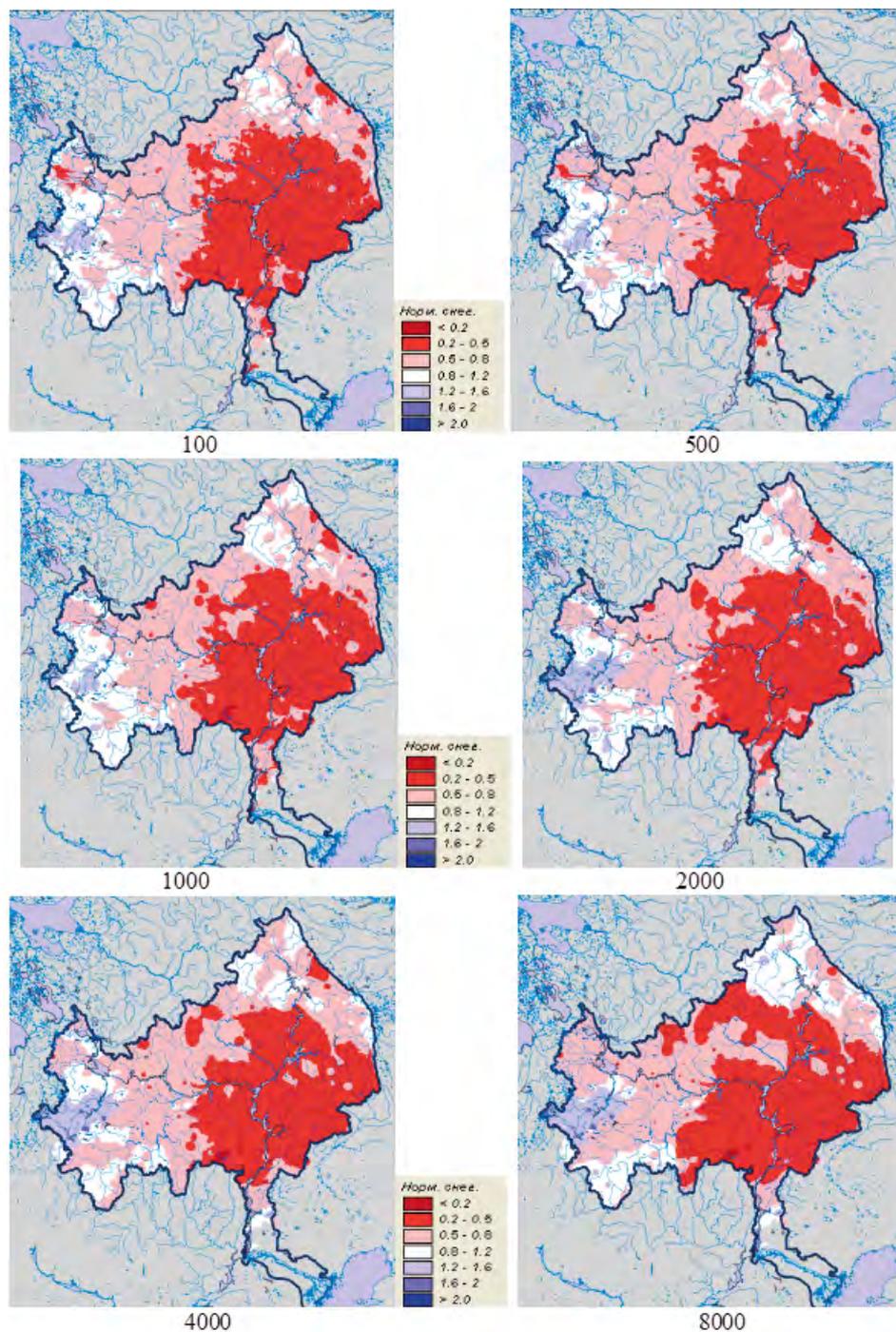


Рис. 4.8. Рассчитанные поля запасов воды в снежном покрове для 2009 г. при различной детальности схематизации бассейна Волги

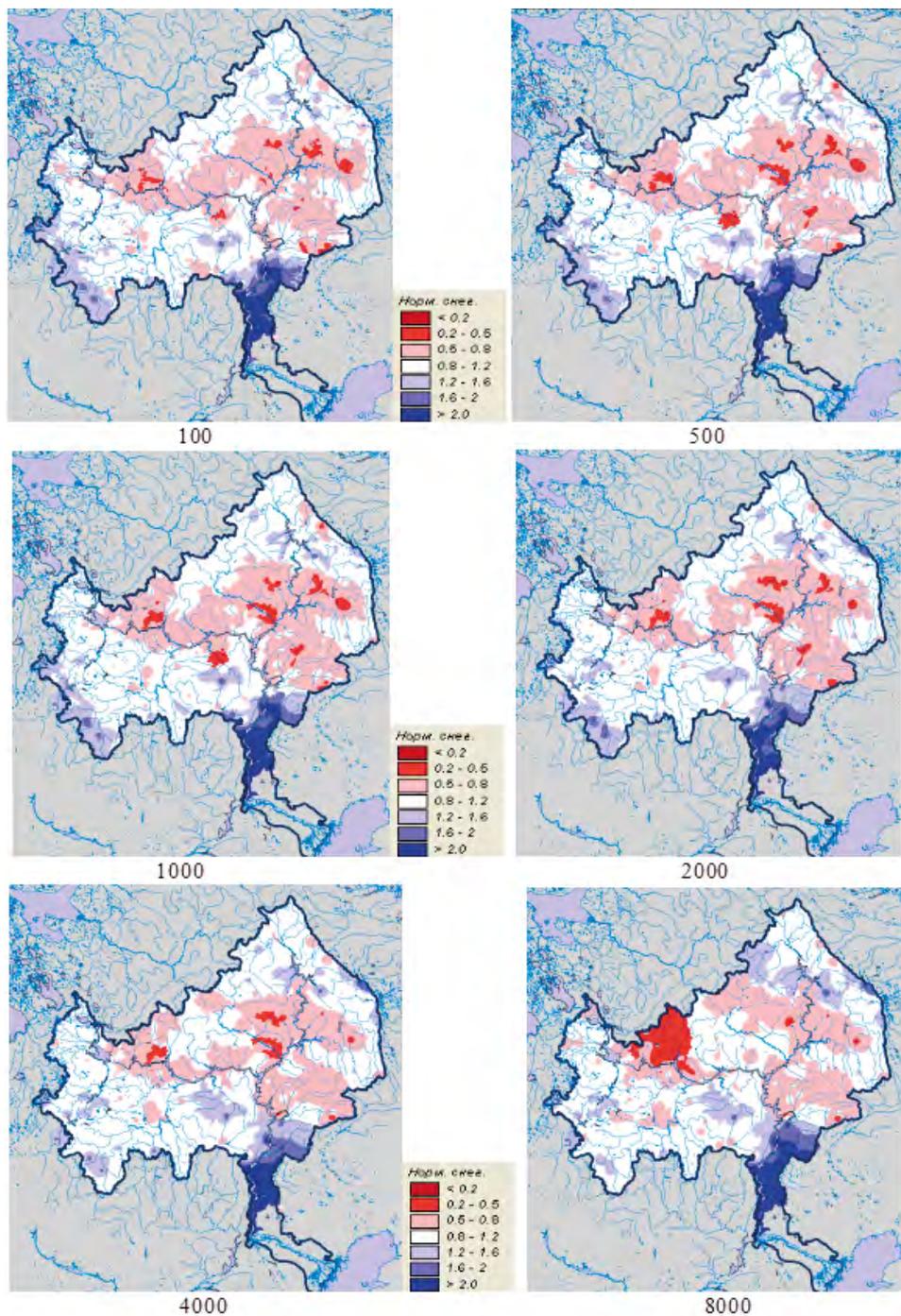


Рис. 4.9. Рассчитанные поля запасов воды в снежном покрове для 2010 г. при различной детальности схематизации бассейна Волги

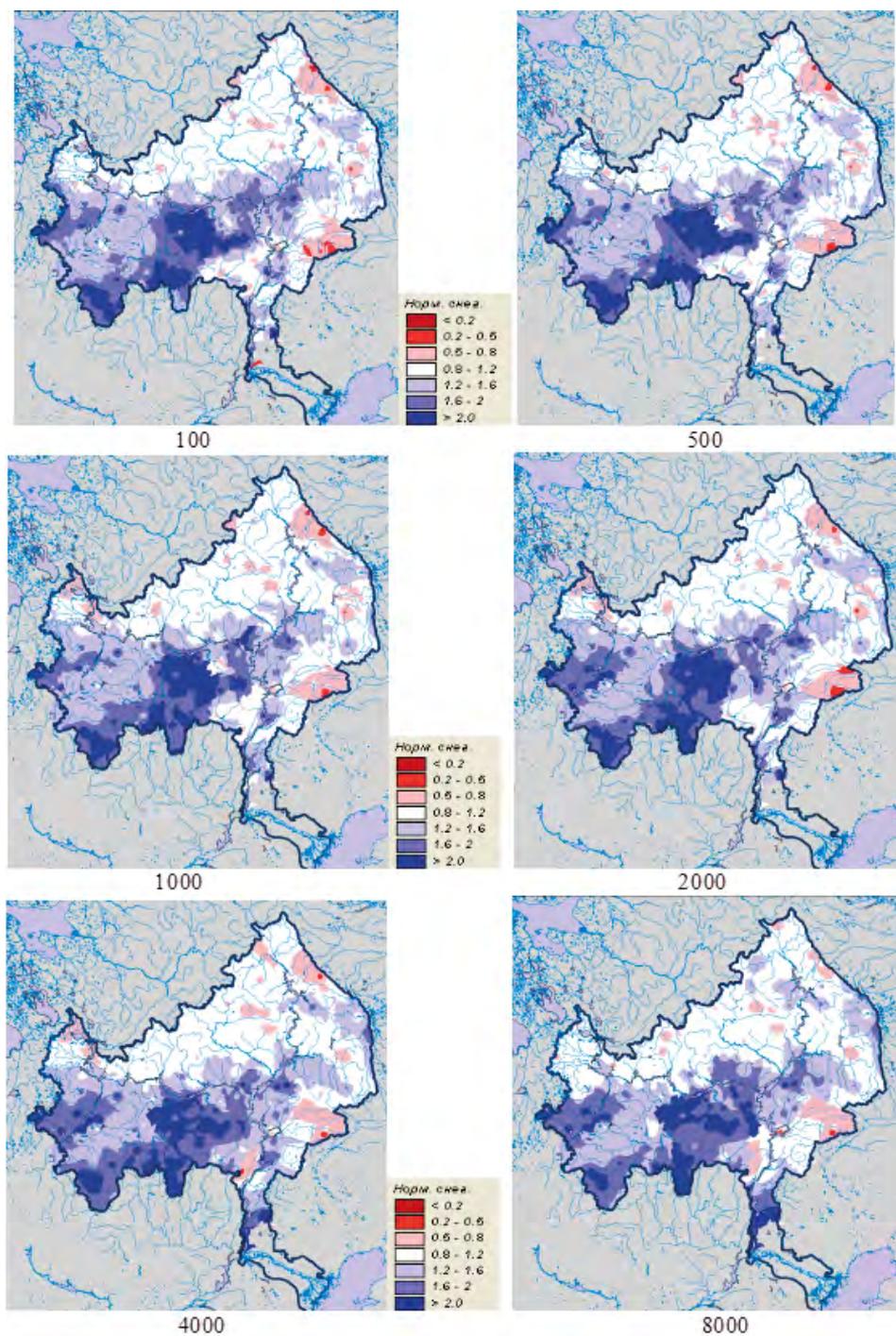


Рис. 4.10. Рассчитанные поля запасов воды в снежном покрове для 2011 года при различной детальности схематизации бассейна Волги

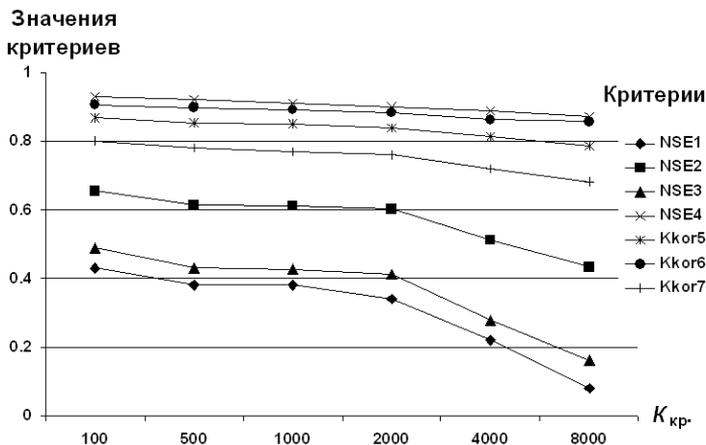


Рис. 4.11. Изменение статистических критериев соответствия рассчитанных полей запасов воды в снежном покрове для различных схематизаций бассейна Волги в зависимости от критического числа  $K_{кр}$  (детальности схематизации бассейна Волги)

#### 4.1.6 Моделирование гидрографов стока в различных пространственных масштабах

На заключительном этапе моделирования формирования стока в речных бассейнах осуществляется расчет трансформации эффективного поступления воды в речную сеть по русловой системе. Основная проблема корректного расчета трансформации стока при изменении масштабов моделирования заключается в генерализации речной сети и потере так называемой первопорядковой речной сети. Суть проблемы хорошо видна из рис. 4.2. При схематизации речного бассейна с малыми значениями масштабируемого критического числа  $K_{кр}$  (левая верхняя карта на рис. 4.2) поступление воды со склонов (поверхностный, подповерхностный и грунтовый склоновый приток) осуществляется в детальную модельную речную сеть, по которой производится моделирование трансформации паводковых волн и гидрографов стока во всех точках модельной речной сети. При использовании больших значений  $K_{кр}$  (правая нижняя карта на рис. 4.2) воспроизводится сильно агрегированная модельная речная сеть с наиболее крупными притоками реки. Все притоки более мелкого порядка (первопорядковая речная сеть) отфильтровываются. На таких масштабах получается, что склоновое поступление воды, минуя первопорядковую речную сеть, осуществляется непосредственно в наиболее крупные притоки реки. Таким образом, на крупных масштабах в явном виде не учитываются процессы трансформации склонового поступления в первопорядковой речной сети до попадания воды в наиболее крупные притоки.

Для приближенного учета трансформации склонового стока в «потерянной» первопорядковой речной сети воспользуемся теорией подобия и приближенными аппроксимациями так называемого геоморфологического единичного гидрографа (Rodriguez-Iturbe, 1993). Согласно этой теории, форму геоморфологического единичного гидрографа приближенно можно аппроксимировать в виде треугольника, причем время пика единичного гидрографа ( $t_p$ , час) и его величину ( $q_p$ , 1/час) можно аппроксимировать формулами:

$$q_p = 1.31 R_L^{0.43} v L_\omega^{-1}, \quad (4.1)$$

$$t_p = 0.44 \left( \frac{R_B}{R_A} \right)^{0.55} R_L^{-0.38} v^{-1} L_\omega, \quad (4.2)$$

где  $v$  – средняя скорость руслового потока (м/с),  $R_L$ ,  $R_A$ ,  $R_B$  – хортоновские масштабные коэффициенты, касающиеся соответственно отношений средних длин потоков, площадей их водосборов и количества потоков для двух соседних порядков притоков речной системы,  $L_\omega$  – средняя длина потоков высшего (по системе Штраллера) порядка  $\omega$  (км). Многочисленные определения хортоновских масштабных коэффициентов для равнинных речных систем показали (Rodriguez-Iturbe, 1993), что значения  $R_A = A_\omega / A_{\omega-1}$  обычно находятся в диапазоне от 3 до 6, значения  $R_B = N_\omega / N_{\omega-1}$  – в диапазоне от 3 до 5, а  $R_L = L_\omega / L_{\omega-1}$  – от 1.5 до 3.5. Здесь  $A_\omega$  – средняя площадь водосбора притоков порядка  $\omega$ ,  $N$  – количество притоков порядка  $\omega$ ,  $L_\omega$  – средняя длина притоков порядка  $\omega$ .

В связи с тем, что во многих справочных изданиях приводятся сведения о длине главной реки  $L$ , а средняя длина притоков  $L_\omega$  порядка  $\omega$  даже при наличии подробного картографического материала определяется с меньшей точностью, то целесообразно в формулах (4.1) – (4.2) в качестве масштабированного фактора использовать длину главной реки  $L$ , а не  $L_\omega$ . С этой целью выполним следующие преобразования. Учитывая, что в системе Штраллера длина главной реки приближенно равна сумме средних длин притоков всех порядков, т. е.  $L \approx \sum_{i=1}^{\omega} L_i$ , а также принимая во внимание, что  $L_{\omega-1} = L_\omega / R_L$  и  $R_L > 1$ , можно записать:

$$L \approx \sum_{i=1}^{\omega} L_i = L_\omega \sum_{i=0}^{\omega-1} 1 / R_L^i \approx L_\omega R_L / (R_L - 1). \quad (4.3)$$

Подставив из формулы (4.3) выражение для  $L_\omega$  в формулы (4.1) – (4.2), получим:

$$q_p = 1.31 R_L^{0.43} v \left[ L \left( 1 - \frac{1}{R_L} \right) \right]^{-1}, \quad (4.4)$$

$$t_p = 0.44 \left( \frac{R_B}{R_A} \right)^{0.55} R_L^{-0.38} v^{-1} L \left( 1 - \frac{1}{R_L} \right). \quad (4.5)$$

С использованием наиболее характерных значений хортоновских масштабных коэффициентов для равнинных рек по приближенным формулам геоморфологического единичного гидрографа (4.4) – (4.5) для различных масштабов схематизации речного бассейна осуществлялся расчет трансформации стока в «потерянной» первопорядковой речной сети до поступления воды в агрегированную «явную» русловую сеть.

Испытания предложенных алгоритмов проиллюстрируем на результатах численных экспериментов по моделированию гидрографов стока в бассейне Волги. Поскольку вся Волга зарегулирована каскадом водохранилищ, при

моделировании стока был задействован гипотетический сценарий отсутствия водохранилищ на реке. На рис. 4.12 показаны гипотетические гидрографы стока в замыкающем створе Волги для различных вариантов схематизации речного бассейна для метеоусловий 2013 года. В качестве ориентира на этом рисунке показан также фактический суммарный гидрограф притока воды ко всем водохранилищам Волжско-Камского каскада (левый гидрограф). В какой-то степени его можно отождествить с гидрографом притока воды в речную сеть Волги. Анализ кривых на рис. 4.12 показывает, что при различных схематизациях и масштабах расчетных ячеек гипотетические гидрографы стока в замыкающем створе Волги оказываются близкими. Только гидрограф со схематизацией бассейна с  $K_{кр} = 8\ 000$  (самые крупные расчетные ячейки) существенно отличается от гидрографов с более низкими значениями  $K_{кр}$ . На рис. 4.13 показана зависимость критерия Нэша-Сатклифа  $NSE$  (формула 2.56) соответствия гидрографов стока относительно гидрографа при  $K_{кр} = 100$ . Из этого графика видно, что заметные различия гидрографов начинают проявляться при  $K_{кр} > 2000$ . Здесь могут быть упомянуты две причины: (1) с укрупнением расчетной сетки ( $K_{кр} > 2000$ ) процедуры агрегирования и осреднения модельных параметров вносят значительные погрешности при расчетах процессов стокообразования; (2) погрешности в расчетах гидрографов стока с увеличением размеров расчетной сетки и агрегированием модельной речной сети вносятся за счет некорректного учета времени добегания воды по «потерянной» первопорядковой речной сети. Более детальный анализ и дополнительные численные эксперименты показали, что в данном случае основным источником погрешностей является первая из вышеупомянутых причин. Эффекты добегания воды по первопорядковой сети играют второстепенную роль и могут сдвинуть расчетные гидрографы на 1–2 дня, что при длительном времени прохождения половодья (несколько месяцев) слабо влияет на различные критериальные оценки соответствия гидрографов.

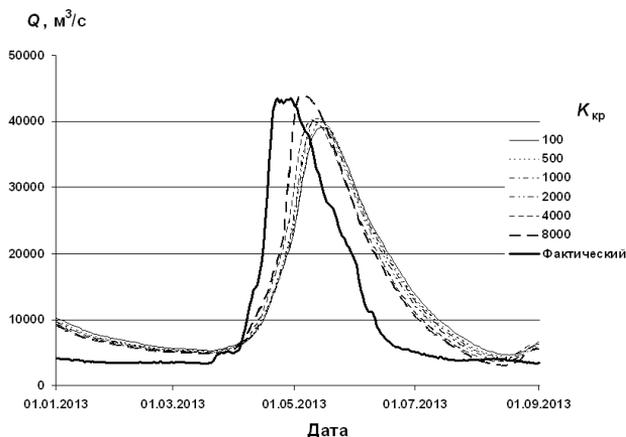


Рис. 4.12. Рассчитанные гидрографы стока у г. Волгограда для гипотетического сценария отсутствия водохранилищ на Волге для различных схематизаций бассейна и фактический гидрограф притока ко всем водохранилищам Волжско-Камского каскада в 2013 году ( $\Phi_{факт}$  — рассчитанный суммарный гидрограф притока воды ко всем водохранилищам Волжско-Камского каскада)

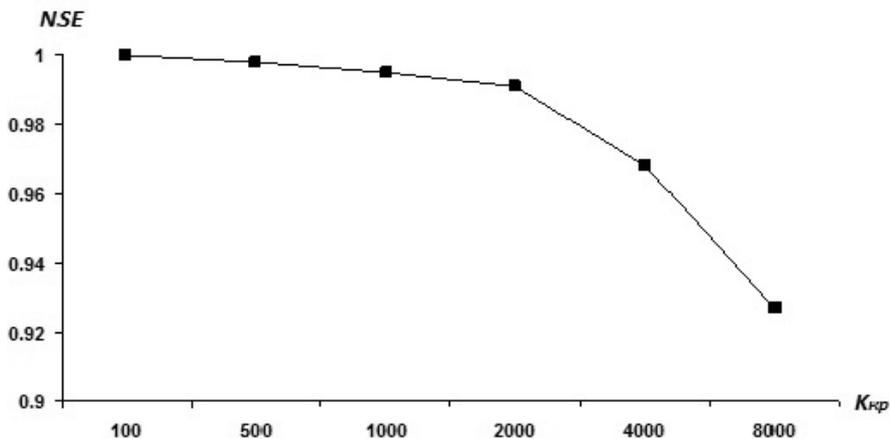


Рис. 4.13. Зависимость критерия Нэша-Сатклифа (формула 2.56) соответствия рассчитанных гидрографов стока при различных схематизациях речного бассейна относительно гидрографа при  $K_{кр} = 100$

#### 4.1.7 Модели формирования стока на водосборах водохранилищ Волжско-Камского каскада

Разработка региональной модели формирования стока с единым набором параметров для всего бассейна Волги, позволяющей примерно с одинаковой точностью моделировать режим стока в различных частях водосбора, затруднительна из-за многообразия природных условий и особенностей формирования стока на территории бассейна. Кроме того, сток Волги в значительной степени зарегулирован водохранилищами Волжско-Камского каскада, поэтому естественный сток в пределах бассейна можно оценить либо по данным гидрометрических наблюдений на притоках Волги, либо по оценкам бокового притока в водохранилища с частных водосборных площадей этих водохранилищ. Учитывая важность и ответственность прикладных приложений информационного гидрологического обеспечения задач водохозяйственной и прогностической направленности, для повышения точности моделирования режима стока в различных частях водосбора Волги целесообразно построение, помимо единой модели для всего бассейна, отдельных моделей формирования стока для частных водосборных площадей каждого из водохранилищ Волжско-Камского каскада. Такой подход был реализован при создании компьютерной технологии, которая с 2004 г. используется в целях информационного обеспечения поддержки принятия оптимальных управленческих решений по регулированию режимов работы ВКК в оперативной практике Федерального агентства водных ресурсов (Беднарук, Мотовилов, 2017) – см. раздел 6.2. В последние годы модели формирования стока для отдельных водохранилищ ВКК были существенно усовершенствованы как в плане расширения возможностей расчетов полей стока (для водосборов Камского водохранилища (Мотовилов, Попова, 2017) и Нижнекамского водохранилища (Мотовилов, Фащевская, 2018), так и в плане усовершенствования методов

прогноза притока воды к водохранилищу (на примере Чебоксарского водохранилища (Gelfan et al., 2018)).

В последующих разделах будут представлены результаты моделирования формирования стока для вышеупомянутых 3-х водохранилищ ВКК (Чебоксарского, Камского и Нижнекамского).

Информационные ресурсы (картографические, гидрометеорологические, водохозяйственные), привлекаемые для моделирования конкретных водосборов, являются частью описанных выше в подразделе 4.1.2 ресурсов для всего бассейна Волги. Модельная схематизация водосборных площадей и речной сети для каждого из водохранилищ ВКК выполнялась с использованием модуля *Ecomag extension*. Ряд параметров модели формирования стока для каждой водосборной площади из рассматриваемых водохранилищ ВКК (в первую очередь, вертикальный и горизонтальный коэффициенты фильтрации для типов почв и грунтов, мощность верхнего почвенного горизонта А, и др.) калибровался отдельно, при этом в качестве начальных значений параметров отдельных процессов принимались таковые, полученные путем поэтапной калибровки для полей влажности почвы и запасов воды в снежном покрове для всего бассейна Волги (подраздел 4.1.4).

#### Бассейн Чебоксарского водохранилища

Чебоксарское водохранилище, образованное плотиной Чебоксарской ГЭС на р. Волге в г. Новочебоксарске, было заполнено в 1980–1982 гг. Общая площадь бассейна Чебоксарского водохранилища составляет 604 000 км<sup>2</sup>, частная площадь водосбора бокового притока в водохранилище между створами Горьковской и Чебоксарской ГЭС – 373 800 км<sup>2</sup>. Это самый большой по площади из всех частных бассейнов водохранилищ ВКК. Основные притоки водохранилища – реки Ока, Сура, Ветлуга. Боковой приток этих рек составляет в среднегодовом разрезе около 80–90 % от всего бокового притока к водохранилищу.

Рельеф бассейна слабо выражен и представляет собой чередование низменных равнин и возвышенностей с колебанием абсолютных отметок в пределах 100–300 м. Большая часть территории расположена в лесостепной зоне. Лесистость уменьшается от 80 % на севере до 2–10 % на юге бассейна.

Территория водосбора Чебоксарского водохранилища расположена в зоне умеренно-континентального климата с холодной зимой и умеренно-теплым летом. Средняя годовая температура воздуха изменяется от 1,4°C на севере до 4,6 – 4,8°C на юге и юго-западе. Территория бассейна относится к зоне достаточного увлажнения. Средняя многолетняя сумма осадков изменяется по территории от 800 до 600 мм и уменьшается с северо-запада на юго-восток.

Водный режим рек бассейна Чебоксарского водохранилища характеризуется четко выраженным высоким весенним половодьем, низкой летней меженью, прерываемой дождевыми паводками и устойчиво продолжительной зимней меженью. Зимние паводки, вызванные таянием снега, проходят достаточно редко.

При модельной схематизации бассейна были выделены частные водосборные площади 1045 расчетных элементов (рис. 4.14), их средняя площадь составляет около 350 км<sup>2</sup>, модельная речная сеть кроме главной реки (Волги) включает притоки 6 порядков, из них 21 приток 1-го порядка, впадающий в главную реку, 123 – 2-го порядка, 199 – 3-го, и т. д.

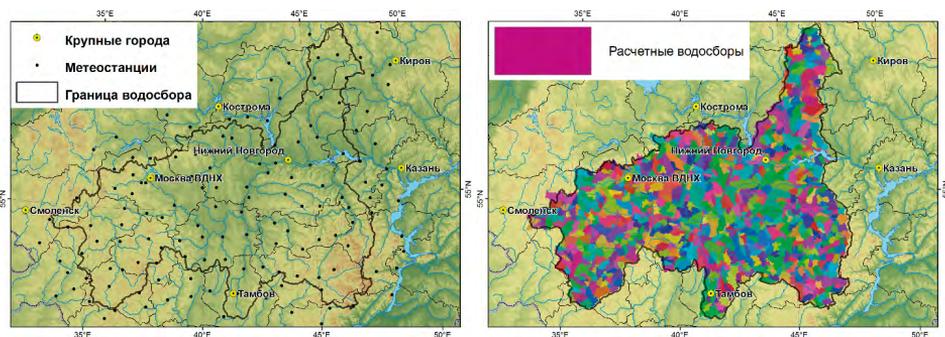


Рис. 4.14. Расположение метеорологических станций (слева), данные измерений которых использованы для построения модели, и схематизация водосбора водохранилища (справа)

Модель калибровалась и проверялась по данным о боковом притоке воды к Чебоксарскому водохранилищу за 35 лет – с начала его функционирования в 1982 г. по 2016 г. Калибровка параметров модели производилась по данным о притоке воды за период с 2000 по 2014 г.; проверка модели на независимых данных производилась для периода 1982–1999 г., а также за 2015 и 2016 г. На рис. 4.15 показано сравнение рассчитанных ежедневных расходов воды с фактическими за весь 35-летний период. Получены следующие оценки критериев качества расчетов притока –  $NSE=0.84$ , средняя относительная ошибка  $BIAS=5\%$ . Значения корреляционного отношения  $R^2$  связей рассчитанных и фактических объемов притока к водохранилищу составили 0.89 и 0.86 для квартальных и месячных периодов осреднения соответственно, что свидетельствует об удовлетворительном соответствии результатов моделирования фактическим данным.

Поскольку в рамках единого прогона модель рассчитывает гидрографы стока во всех точках модельной речной сети, то в качестве дополнительной валидации модели на рис. 4.16 показано сопоставление фактических и рассчитанных гидрографов для крупнейшего притока в Чебоксарское водохранилище – р. Оки с замыкающим створом в г/п Горбатов (площадь водосбора 240 000 км<sup>3</sup>) за период наблюдений с 1966 по 2013 гг. ( $NSE=0.73$ ,  $BIAS=2\%$ ). Для р. Оки у г. Мурома получены оценки  $NSE=0.71$ ,  $BIAS=8\%$ .

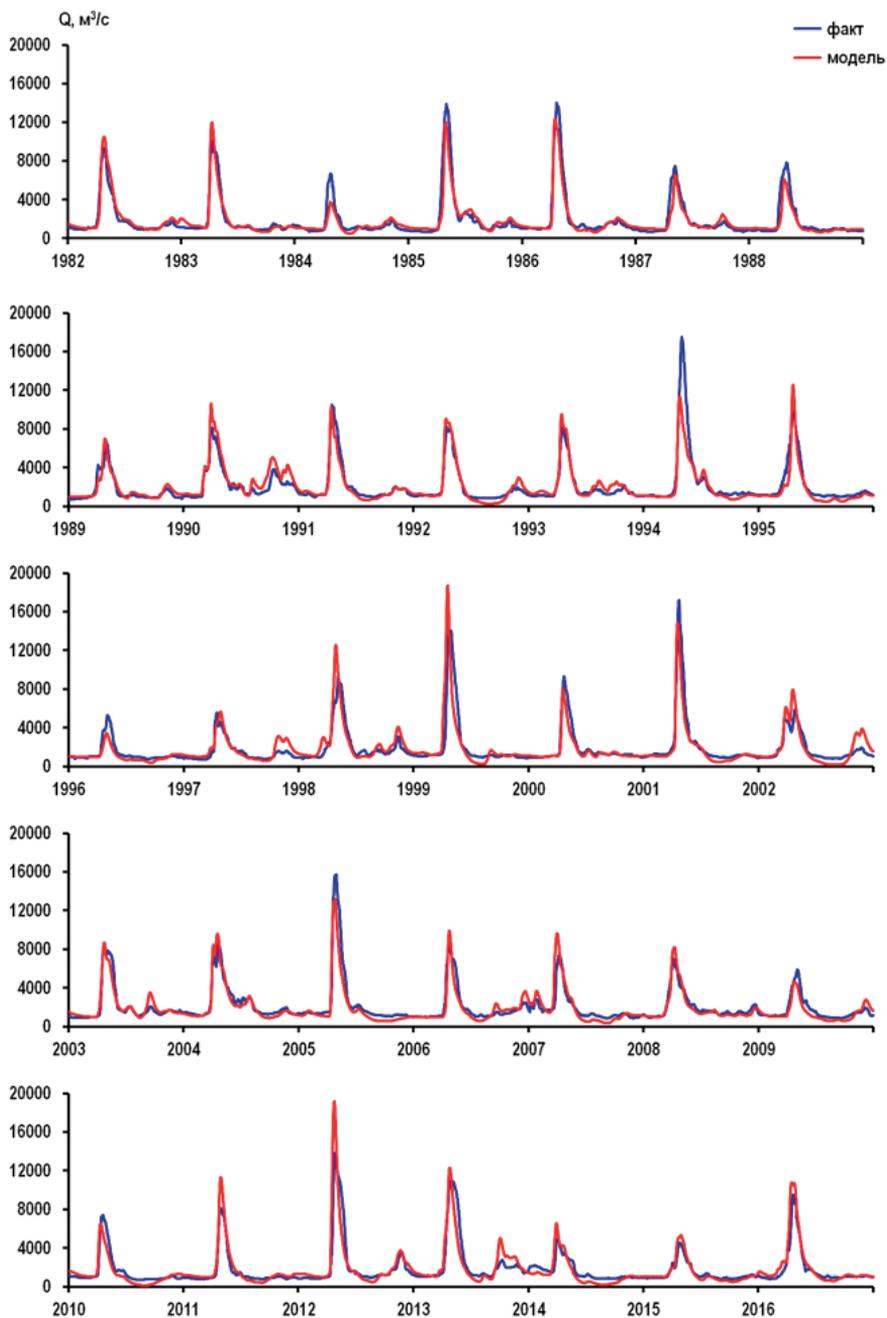


Рис. 4.15. Фактический (синий) и рассчитанный (красный) гидрографы притока воды к Чебоксарскому водохранилищу

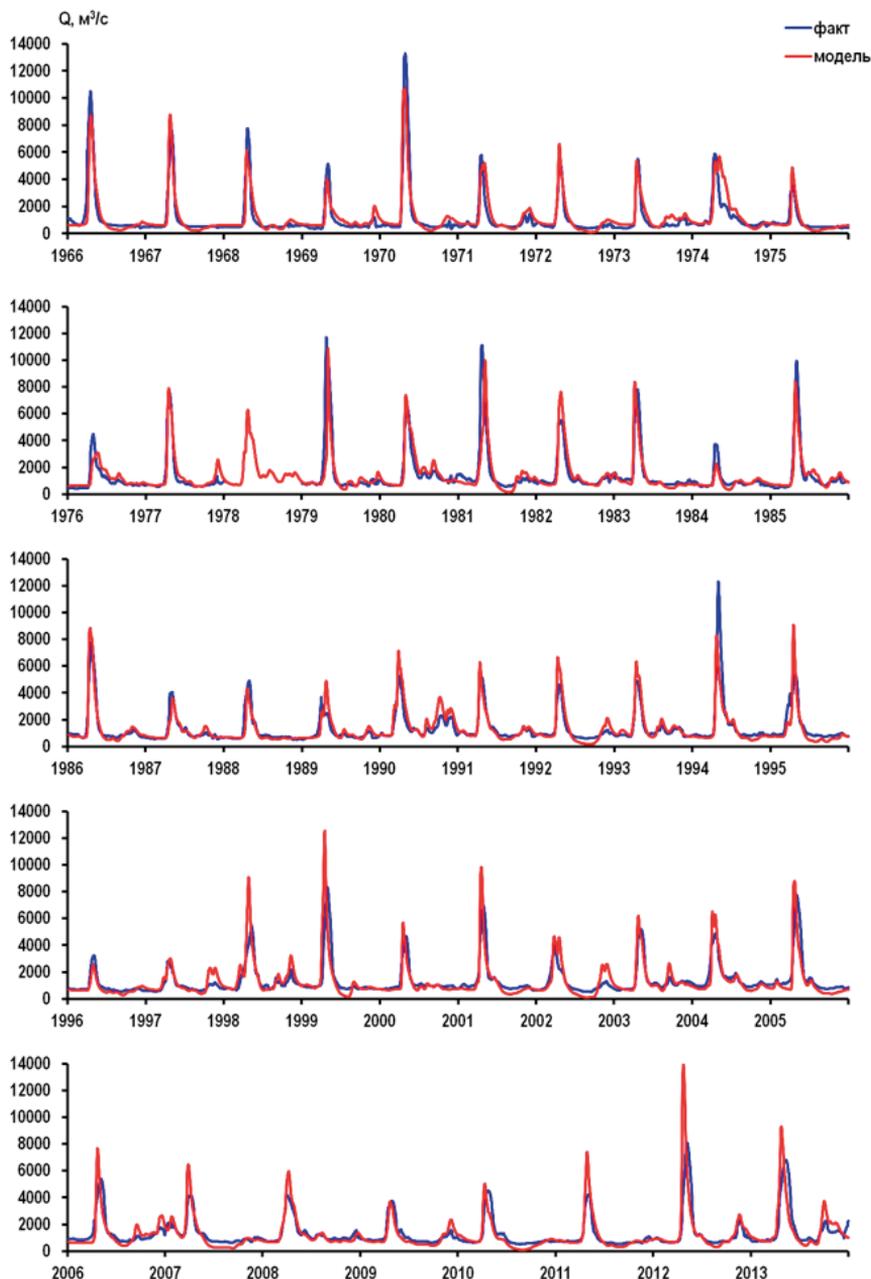


Рис. 4.16. Фактический (синий) и рассчитанный (красный) гидрографы стока на р. Оке – г/п Горбатов

В качестве одной из иллюстраций на рис. 4.17 представлена карта распределения рассчитанных расходов воды в речной системе бассейна Оки на конкретную дату (для примера, на пике весеннего половодья 20.04.2002).

Толщина линии указывает на величину расхода воды в русловой сети в соответствии с легендой. С помощью курсора на ГИС легко можно проследить расходы воды в любой точке речной сети. Такие карты могут быть построены в динамике по датам как для целей гидрологического мониторинга, так и для анализа прогностической ситуации.

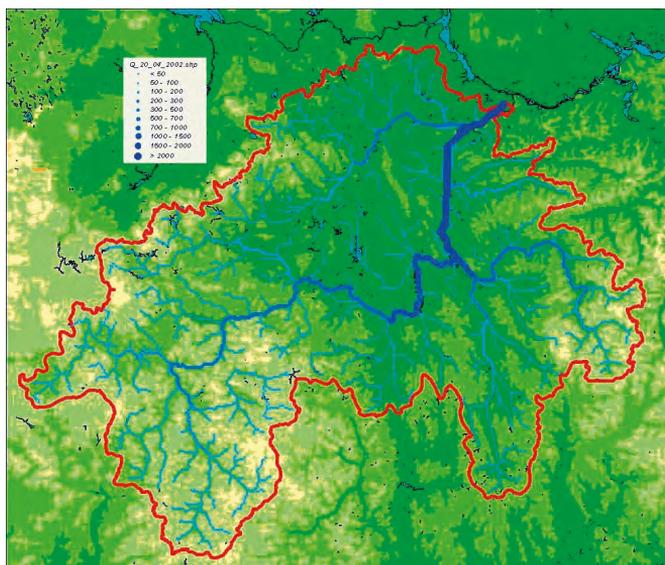


Рис. 4.17 Распределение рассчитанных расходов воды в речной сети бассейна Оки на 20.04.2002

#### Бассейн Камского водохранилища<sup>11</sup>

Камское водохранилище вступило в строй в 1964 г. Площадь водосбора р. Камы до створа Камского гидроузла у г. Пермь – 168 000 км<sup>2</sup>. Основные правобережные притоки – Обва, Кондас, Иньва – равнинные реки; впадающие в Камское водохранилище левобережные притоки Вишера, Яйва, Косьва, Чусовая берут начало в Уральских горах и имеют черты горных рек. Среднегодовой расход воды у Камской ГЭС составляет 1630 м<sup>3</sup>/с.

Климат бассейна умеренно-континентальный. Среднегодовые температуры воздуха держатся выше 0°С, и только на крайнем севере проходит средняя годовая изотерма 0°С. Большую роль в формировании климата Камского бассейна играют Уральские горы, которые задерживают влажные массы воздуха, приходящие с Атлантического океана. Из общего количества осадков около 60–70 % выпадает в теплый период года. Годовое количество осадков составляет 600–750 мм на равнинной части бассейна и повышается до 1000 мм в районах предгорий Урала, обуславливая значительные контрасты в пространственном распределении модуля годового стока.

При модельной схематизации бассейна были выделены частные водосборные площади 453 расчетных элементов (рис. 4.18а), их средняя площадь

<sup>11</sup> Расчеты гидрографов стока и полей гидрологических характеристик для бассейна Камского водохранилища проводились с участием аспирантки ИВП РАН Н. О. Поповой.

составляет около 370 км<sup>2</sup>, модельная речная сеть кроме главной реки включает 46 притоков 1-го порядка, впадающих в главную реку, 102 – 2-го порядка, 64 – 3-го, 14 – 4-го и 1 приток 5-го порядка (рис. 4.18б).

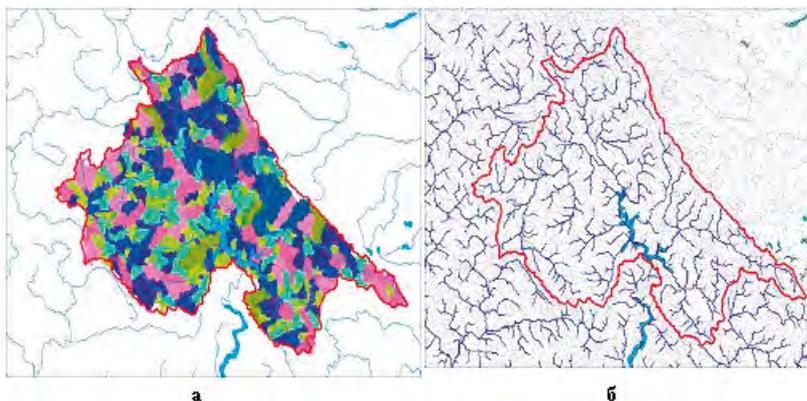


Рис. 4.18. Модельная схематизация водосборной площади (а) и речной сети (б) в бассейне Камского водохранилища

Калибровка части параметров проводилась по суточным гидрографам стока на 9-ти гидропостах и гидрографам притока в Камское водохранилище для периода 2002–2011 гг., валидация – по гидрографам притока в Камское водохранилище для периода 1966–2001 гг. (табл. 4.2).

Таблица 4.2

**Значения критериев соответствия фактических и рассчитанных гидрографов**

Река – Гидрометрический створ	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Период сравнения	NSE	R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup>
			сутки	месяц	квартал
Приток к Камскому вдхр – плотина	168 000	1966–2011	0.90	0.94	0.96
Кама – Бондюг	46 300	2002–2011	0.69	0.95	0.94
Вишера – Рябино	30 900	2002–2011	0.46	0.79	0.51
Яйва – Усть-Игум	5 320	2002–2011	0.59	0.93	0.89
Иньва – Слудка	5 210	2002–2011	0.18	0.80	0.91
Обва – Карагай	4 310	2002–2011	0.21	0.81	0.91
Косьва – Пермское	6 220	2002–2011	0.49	0.88	0.83
Усьва – Усьва	2 170	2002–2011	0.59	0.87	0.80
Чусовая – Лямино	21 500	2002–2011	0.74	0.92	0.93
Велва – Ошиб	836	2002–2011	0.46	0.82	0.91

Для замыкающего створа у плотины Камской ГЭС соответствие фактических и рассчитанных гидрографов притока в водохранилище можно признать хорошим, для двух постов (р. Иньва – Слудка, р. Обва – Карагай) расчеты по модели оказались малоэффективными, для остальных гидропостов – результаты удовлетворительные. Таким образом, можно заключить, что в целом модель позволяет с удовлетворительной точностью воспроизводить гидрографы стока в различных створах мониторинговой сети р. Камы. В качестве примера на рис. 4.19 приведены результаты расчетов притока в Камское водохранилище и гидрографов стока на реках в бассейне Камы за период 2003–2009 гг. Из рисунка

видно, что модель в состоянии описать гидрологический режим как крупных водных объектов (приток к Камскому водохранилищу, р. Кама – г/п Бондюг) с максимальными расходами в несколько тысяч  $\text{м}^3/\text{с}$ , так и мелкие водотоки с максимальными расходами до  $100 \text{ м}^3/\text{с}$ , хотя и с меньшей точностью.

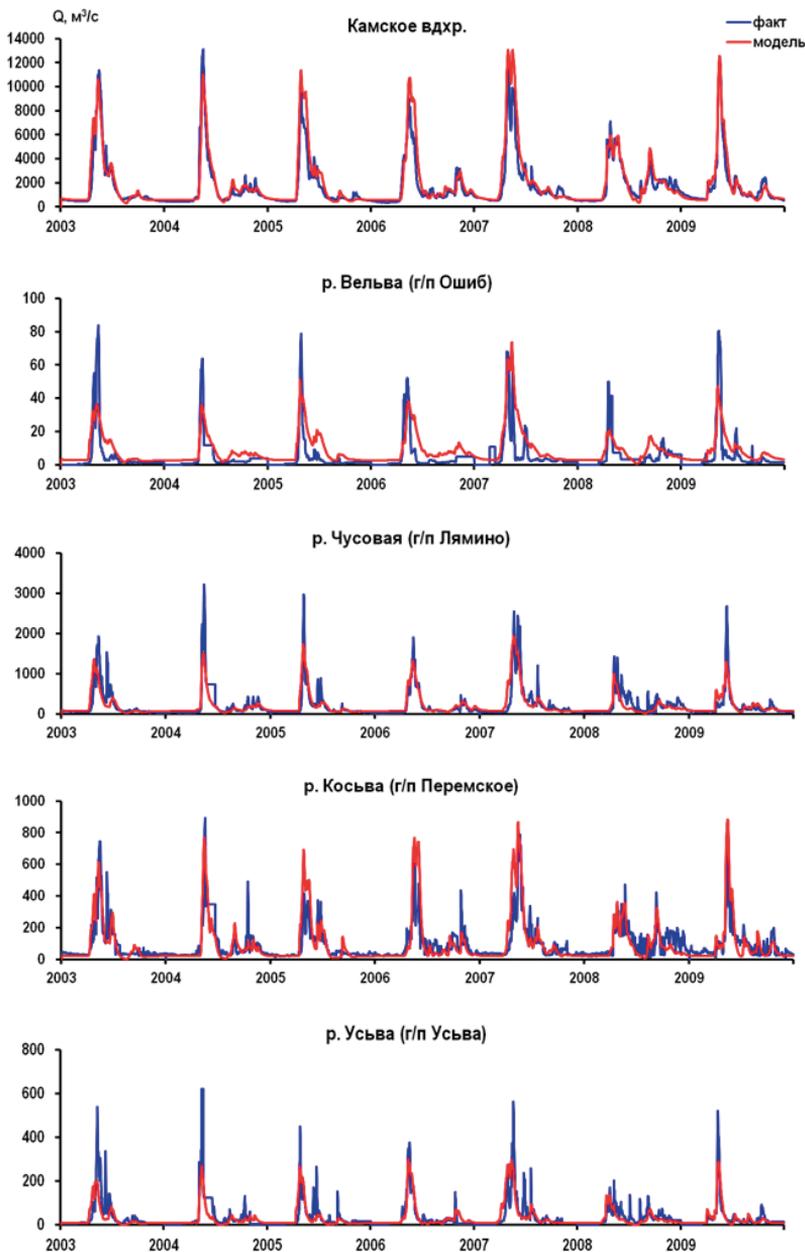


Рис. 4.19. Фактический (синий) и рассчитанный (красный) гидрографы на водных объектах в бассейне Камского водохранилища

На рис. 4.20а представлена приведенная в СН 435-72 карта среднемноголетнего модуля стока, построенная интерполяцией данных гидрометрических наблюдений, а на рис. 4.20б – рассчитанная по модели (методика построения – см. подраздел 2.3.1). Сравнивая визуально эти картосхемы, можно отметить подобие пространственного распределения фактического и модельного полей модуля стока: в северо-восточной части бассейна выделяется область чрезвычайно высокого модуля стока, в центральной и южной частях бассейна отмечаются области пониженного стока. Диапазон фактических значений модуля стока в бассейне Камы колеблется в пределах от 4 до 19 л/(с×км<sup>2</sup>), диапазон расчетных значений – от 5 до 26 л/(с×км<sup>2</sup>). Осредненные по площади бассейна Камы значения фактического и рассчитанного модуля стока составили соответственно 10.6 и 9.6 л/(с×км<sup>2</sup>), а объемы среднегодового стока Камы (интеграл по площади от поля среднемноголетнего модуля стока) – соответственно 56.2 и 50.9 км<sup>3</sup>. Фактический среднегодовой приток в Камское водохранилище за период 1966–2002 гг. составил 53.3 км<sup>3</sup>. Таким образом, погрешность в расчетах объемов среднегодового стока Камы не превышает 5 %.

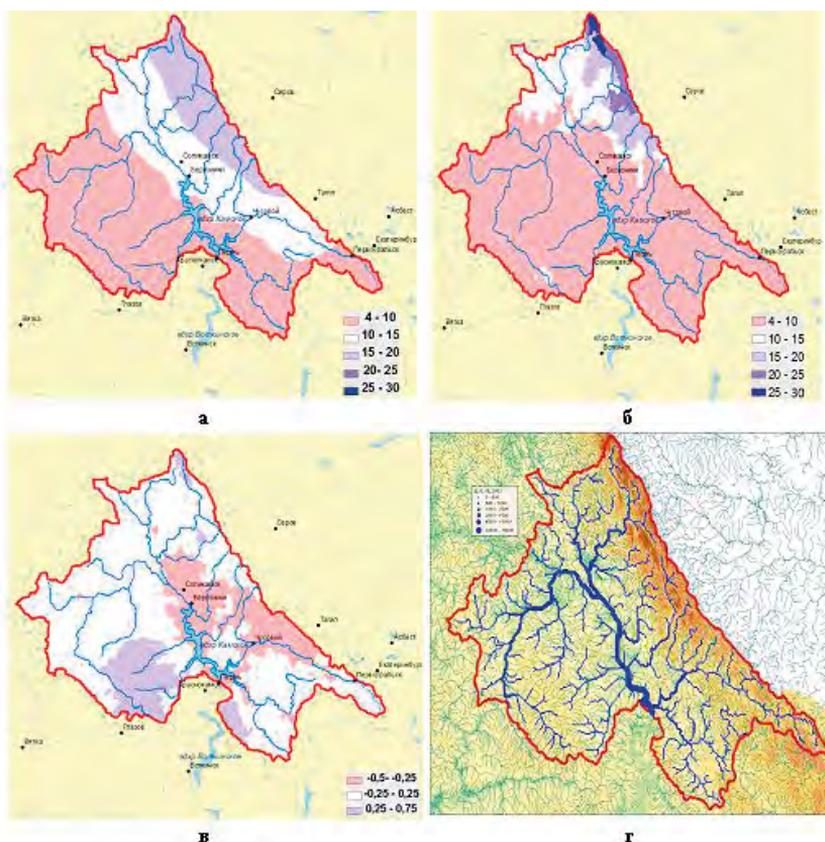


Рис. 4.20. Фактическая (а) и рассчитанная (б) карты модуля стока (л/(с×км<sup>2</sup>)), относительные ошибки расчета (в) и распределение рассчитанных среднемноголетних расходов воды (м<sup>3</sup>/с) в речной системе (г) бассейна р. Камы

На рис. 4.20в приведено поле относительных ошибок расчета модуля стока, оцененных в каждой ячейке километровой сетки речного бассейна путем деления разности между фактическим и рассчитанным значениями модуля на его фактическое значение. Из этой картосхемы видно, что на большей части речного бассейна относительные ошибки находятся в пределах от -0.25 до 0.25. Среднее значение по контуру водосбора составило -0.07.

Дополнительный гидрологический анализ результатов расчетов может быть проведен средствами ГИС-технологий. На рис. 4.20г представлена карта распределения рассчитанных среднемноголетних расходов воды в речной системе бассейна Камы за период 1966–2011 гг. Толщина линии указывает на величину расхода воды в русловой сети в соответствии с легендой. Точность определения среднемноголетних расходов в различных точках речной сети должна быть сопоставима с точностью определения характеристик стока, представленной в табл. 4.2.

#### Бассейн Нижнекамского водохранилища

Нижнекамское водохранилище было создано в долине реки Камы в 1979 г. Площадь частного водосбора Нижнекамского водохранилища (НКВ) между Нижнекамским (г. Набережные Челны) и Воткинским (г. Чайковский) гидроузлами составляет 186 000 км<sup>2</sup>, большую его часть (142 000 км<sup>2</sup>) занимает бассейн р. Белой – главной реки Южного Урала. Около 2/3 площади региона в его западной и центральной частях – равнинные территории, восточная часть – Уральская складчатая горная область. Средняя высота бассейна 392 м, наибольшая – 1654 м (гора Яман-Тау). Залесенность составляет около 50 % территории. Почвы (черноземы, дерново-подзолистые, серые лесные) характеризуются высоким содержанием гумуса и тяжелым механическим составом. На востоке области распространены хорошо дренируемые горные почвы.

Положение водосбора на рубеже между двумя материками, Европой и Азией, вдали от морей и океанов и вблизи полупустынь Казахстана и Прикаспийской низменности определяет его континентальный климат. Уральские горы ставят бассейн, с одной стороны, под влияние проникающих сюда теплых и насыщенных влагой воздушных масс Атлантического океана, с другой – под воздействие сурового континентального климата Сибири. Поэтому здесь наблюдается целый ряд переходов от климата степных районов, где годовое количество осадков колеблется в пределах 300–400 мм, а средняя годовая температура воздуха составляет почти 3°, к более увлажненным районам (северо-восточным и восточным горно-лесным), где годовое количество осадков превышает 600 мм, а средняя годовая температура воздуха менее 1°. Климатические различия на территории водосбора обуславливают выраженную широтную зональность растительности (степная, лесостепная и лесная зоны), усложненную явлениями вертикальной поясности в районе Уральских гор.

Питание рек в регионе, главным образом, снеговое. За период весеннего половодья во втором квартале проходит свыше 60 % объема годового стока. Среднегодовая боковая приточность в НКВ составляет 36.5 км<sup>3</sup>. Поверх-

ностные водные объекты являются основными источниками водоснабжения отраслей экономики и населения. Однако удельная водоносность рек центральных и западных районов, где проживает большая часть населения, в 3–5 раз меньше водоносности восточных районов. В связи с этим в отдельных районах в маловодные годы нередко возникает дефицит водных ресурсов. Поэтому в настоящее время в бассейне эксплуатируется около 400 водохранилищ и прудов объемом более 100 000 м<sup>3</sup>, а также множество более мелких прудов. Наиболее крупными водохранилищами являются Павловское на р. Уфе, Нугушское на р. Нугуш и Юмагузинское на р. Белой.

При модельной схематизации водосборной площади и речной сети в бассейне НКВ было выделено 503 расчетных элемента (рис. 4.21б), их средняя площадь составляет около 400 км<sup>2</sup>, модельная речная сеть кроме главной реки включает 50 впадающих в нее притоков 1-го порядка, 131 приток 2-го порядка, 63 – 3-го и 8 притоков 4-го порядка (рис. 4.21а).

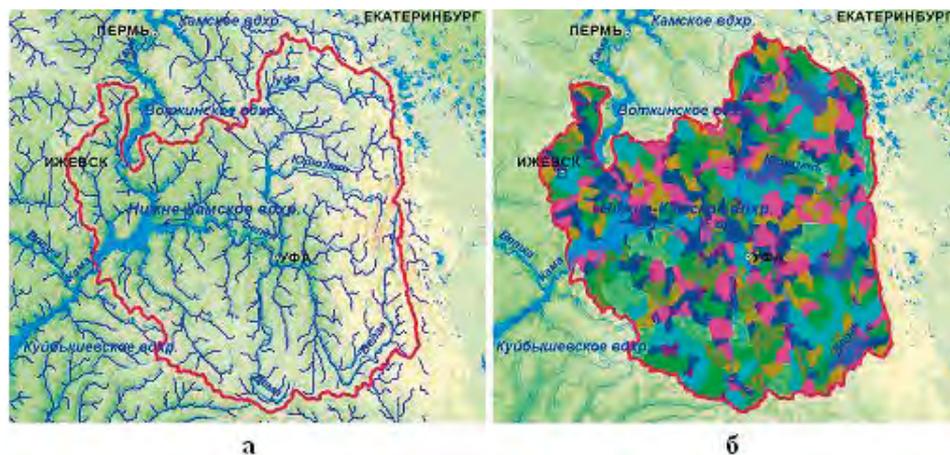


Рис. 4.21. Модельная схематизация речной сети (а) и водосборной площади (б) Нижнекамского водохранилища

Боковой приток в НКВ зарегулирован вышележащими Павловским, Нугушским и Юмагузинским водохранилищами на р. Белой и ее притоках. Поэтому в качестве граничных условий для моделирования расходов в речной сети в пунктах гидроузлов задавались сбросы из этих водохранилищ. Уточнение параметров гидрологического блока модели выполнялось по гидрографам стока для пяти гидрометрических постов за период 2001–2007 гг., валидация – за период 2008–2013 гг. Кроме этого, проверка гидрологического блока модели выполнялась по данным о гидрографах бокового притока в НКВ за период 1978–2000 гг. Результаты испытаний за весь период расчета представлены в табл. 4.3, из которой видно, что в целом получено хорошее соответствие рассчитанных и фактических значений характеристик стока. На рис. 4.22 в качестве примера приведены результаты расчетов гидрографов для всех пяти створов в бассейне Нижнекамского водохранилища за период 2001–2010 гг.

Таблица 4.3

**Значения критериев соответствия ежесуточного, месячного и квартального стока  
в бассейне Нижнекамского водохранилища.**

Водный объект – гидрометрический пост	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	NSE	R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup>
		сутки	месяц	квартал
Нугушское водохранилище – плотина	2 870	0.70	0.73	0.94
Павловское водохранилище – плотина	46 500	0.82	0.87	0.91
Белая – г/п Уфа	100 000	0.91	0.96	0.97
Белая – г/п Бирск	121 000	0.88	0.91	0.98
Нижнекамское водохранилище – плотина	184 400	0.81	0.88	0.93

Для того, чтобы оценить регулирующее влияние вышерасположенных водохранилищ на р. Белой, на гидрограф бокового притока воды к НКВ был проделан следующий численный эксперимент. Моделирование стока проводилось в предположении, что вышележащие гидроузлы в бассейне р. Белой отсутствуют и, соответственно, отсутствует регулирующее влияние образованных ими водохранилищ. Результаты этого эксперимента показали, что значение *NSE* для притока в Нижнекамское водохранилище в этом случае понизилось до 0.75, а значения корреляционного отношения *R*<sup>2</sup> для месячных и квартальных объемов притока в НКВ уменьшились соответственно до 0.85 и 0.89, что в целом свидетельствует об удовлетворительном соответствии результатов моделирования фактическим данным. Незначительное ухудшение статистических оценок соответствия рассчитанных и фактических характеристик стока позволяет сделать вывод о том, что регулирующее влияние вышележащих водохранилищ слабо сказывается на внутригодовом режиме притока в НКВ, в особенности при осреднении за длительные интервалы времени (месяц, квартал).

Как и для бассейна Камского водохранилища, для оценки характеристик стока на неохваченных гидрометрическими наблюдениями участках рек для водосбора Нижнекамского водохранилища были рассчитаны карты среднемноголетнего модуля стока. На рис. 4.23а и 4.23б представлены карта среднемноголетнего модуля стока, построенная интерполяцией данных гидрометрических наблюдений, и карта, рассчитанная по модели. Сравнение рассчитанной и приведенной в СН 435-72 карт показывает подобие пространственного распределения полей модуля стока: в юго-западной части бассейна выделяется область низкого модуля стока, на его восточной половине – высокого модуля стока. Диапазон фактических значений модуля стока в бассейне НКВ колеблется в пределах от 3.8 до 14.0 л/(с × км<sup>2</sup>), диапазон расчетных значений – от 2.8 до 15.5 л/(с × км<sup>2</sup>). Осредненные по площади бассейна значения фактического и рассчитанного модуля стока составили соответственно 6.88 и 6.95 л/(с × км<sup>2</sup>), а объемы среднегодового притока в НКВ (интеграл по площади от поля среднемноголетнего модуля стока) – соответственно 40.4 и 40.7 км<sup>3</sup>. Разница этих полученных картографическим способом значений с оценкой объема приточности в НКВ на основе гидрометрических данных составляет 11 %, что укладывается в рамки допустимых погрешностей.

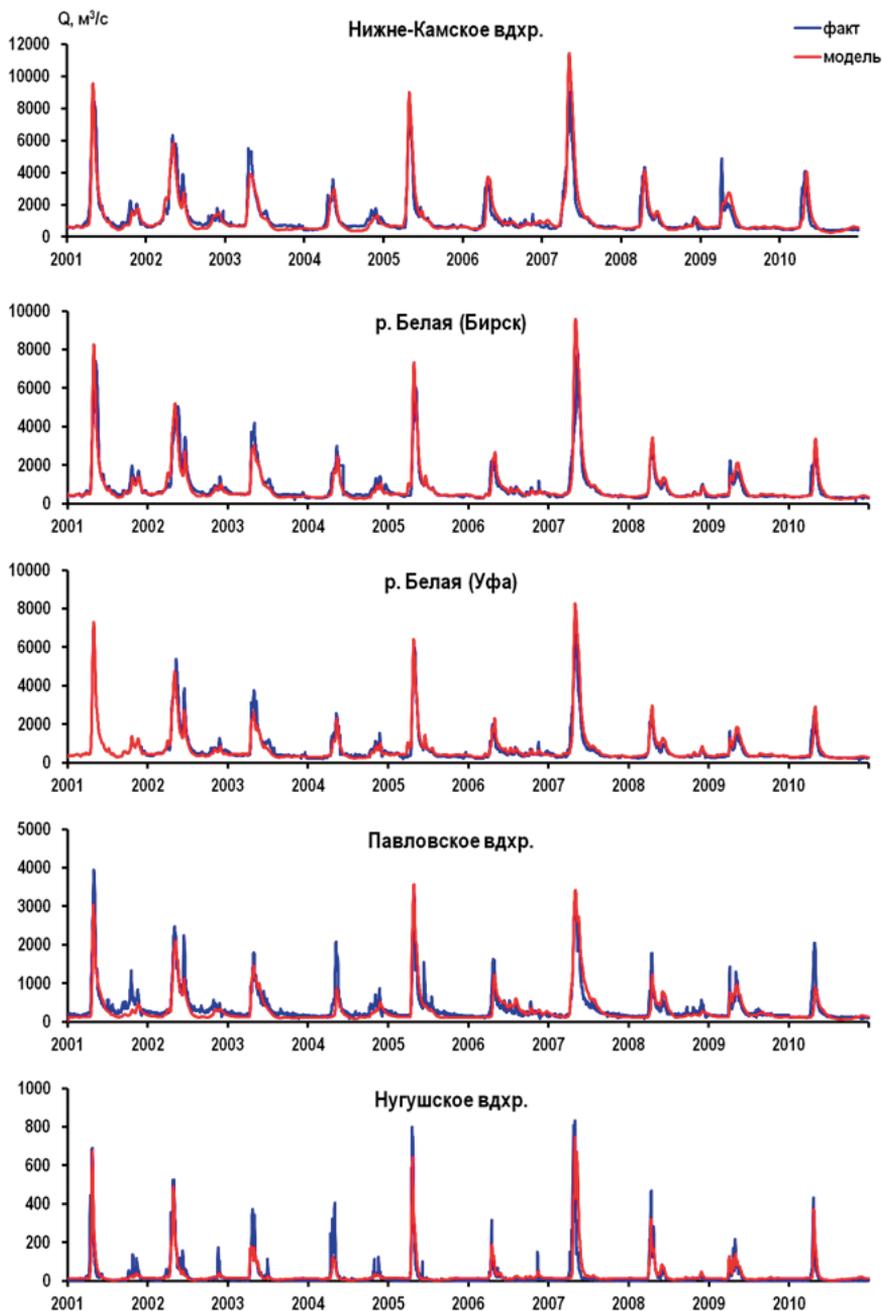


Рис. 4.22. Фактический (синий) и рассчитанный (красный) гидрографы р. Белой и притока к водохранилищам в бассейне Нижнекамского водохранилища

Для более детальной оценки погрешностей расчетов поля среднегодового модуля стока на рис. 4.23в приведено поле относительных оши-

бок расчета. Из рисунка видно, что на подавляющей части речного бассейна относительные ошибки находятся в пределах от -0.5 до 0.5.

На рис. 4.23г представлена карта распределения рассчитанных среднесуточных расходов воды в речной системе бассейна НКВ за период 1978–2013 гг. Толщина линии указывает на величину расхода воды в русловой сети в соответствии с легендой.

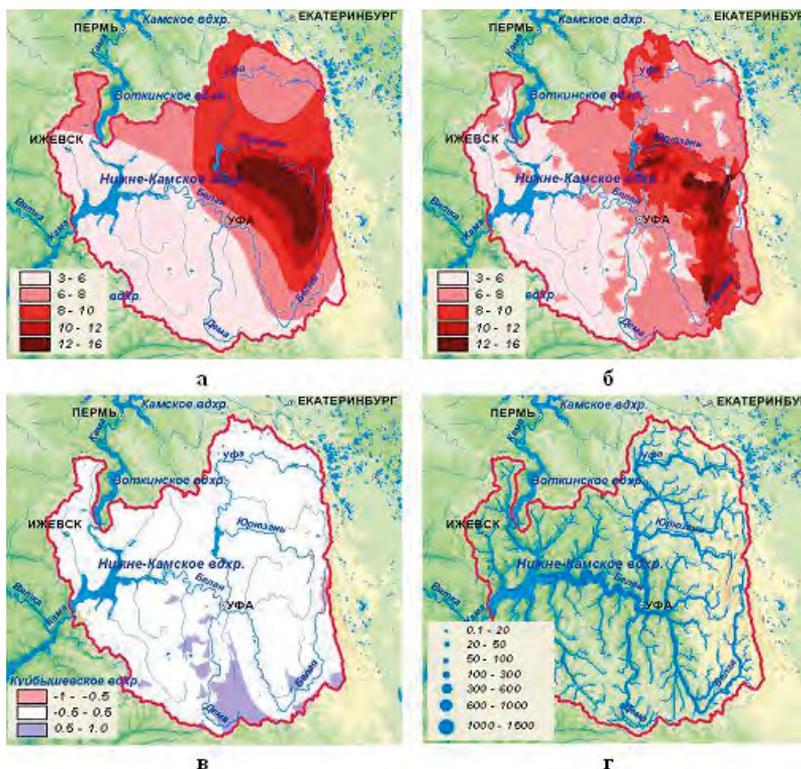


Рис. 4.23. Поля характеристик речного стока в бассейне Нижнекамского водохранилища: фактическая (а) и рассчитанная (б) карты среднесуточного модуля стока,  $л/(с\ км^2)$ ; относительные ошибки расчета модуля стока (в); распределение рассчитанных среднесуточных расходов воды в речной системе (г),  $м^3/с$

#### 4.1.8 Основные результаты моделирования полей гидрологических процессов в бассейне Волги

На примере бассейна Волги проиллюстрированы возможности модели ECOMAG и разработанных алгоритмов генерализации и осреднения параметров для моделирования полей характеристик гидрологического цикла (влажности почвы, запасов воды в снежном покрове, гидрографов стока, модулей стока) для крупных речных бассейнов с использованием стандартной гидрометеорологической информации, цифровых карт и баз данных водно-физических характеристик почв и ландшафтов. Таким образом, показано, что модель удовлетворяет основному критерию регионального моделирования – применению гидрологической модели всюду в пределах большой

пространственной области крупного речного бассейна. Исследованы эффекты масштабирования расчетных сеток модели на результаты моделирования гидрологических характеристик. Установлены минимальные и максимальные размеры расчетных ячеек для моделирования процессов формирования стока в крупных равнинных речных бассейнах ЕТР, не противоречащих основным идеям формулировки модели ЕСОМАГ и приемлемых с точки зрения точности расчетов. Получены следующие основные результаты:

- Рассмотрены модели формирования стока на частных водосборах трех водохранилищ ВКК (Чебоксарского, Камского и Нижнекамского), позволяющие рассчитывать гидрографы бокового притока к этим водохранилищам и проводить расчеты гидрологического режима на реках в пределах территорий этих бассейнов.
- Разработана и апробирована схема поэтапной калибровки параметров модели формирования стока в бассейне Волги.
- Приведены примеры тестирования моделей по расчетам притока воды в водохранилища и гидрографов стока на притоках за многолетний период, а также даны статистические оценки соответствия рассчитанных и фактических величин.
- Разработана и апробирована методика расчета и построения карт модуля стока и распределения расходов воды в речной системе бассейна. Методика позволяет оценить характеристики стока на неохваченных гидрометрическими наблюдениями участках рек.

Полученные результаты могут быть полезны в методическом плане для решения широкого круга гидрологических задач, связанных с управлением водными ресурсами в бассейне Волги, прогнозированием водного режима, а также в научных исследованиях при оценках влияния антропогенной деятельности и климата на водные ресурсы бассейна крупнейшей реки Европейской части России.

## **4.2 Модель формирования речного стока в бассейне р. Лены: разработка, результаты испытаний, анализ полей гидрологических процессов**

### *4.2.1 Краткая характеристика бассейна*

Лена является крупнейшей рекой Восточной Сибири, ее длина – 4 260 км, площадь бассейна – 2 490 000 км<sup>2</sup>. Основные притоки Лены имеют длину более 1 000 км (Витим, Олекма, Алдан, Мая, Амга, Виллой, Марха, Тунг). Физико-географические условия бассейна Лены весьма разнообразны и включают участки как равнинных, так и горных территорий, что обуславливает значительную пространственно-временную изменчивость водного режима водотоков. Некоторое представление об этом можно получить из рис. 4.25, на котором изображена базовая ГИС-информация, используемая для схематизации водосборной площади р. Лены и задания параметров модели ЕСОМАГ.

Рассматриваемая территория принадлежит двум крупнейшим тектоническим структурам Восточной Сибири – Байкальской горноскладчатой об-

ласти и Сибирской платформе, на которой преимущественно развиты плоскогорья, плато и равнины, и только в пределах Алданского щита находится нагорье с интенсивно расчлененным рельефом (рис. 4.24а).

Резко континентальный климат территории характеризуется очень низкими зимними (до  $-50\dots-65^{\circ}\text{C}$ ) и высокими летними (до  $+20\dots+35^{\circ}\text{C}$ ) температурами воздуха. Наибольшие величины разностей температур самого холодного и самого теплого месяцев свойственны долинам и котловинам, а распределение их по территории позволяет сделать вывод о возрастании континентальности с запада на восток.

Годовое количество осадков по территории изменяется от 200–250 мм в приустьевой области до 1000 мм в горах юга бассейна. Большое количество осадков выпадает на западных склонах Верхоянского хребта. В Центральноякутской низменности выпадает 250–300 мм осадков. Осадки выпадают в основном в теплый период года.

Практически вся территория бассейна р. Лены расположена в области распространения мощных толщ многолетнемерзлых горных пород. Сцементированные льдом горные породы и рыхлые грунты имеют значительную прочность и водонепроницаемость. В бассейне Лены мощность многолетнемерзлой толщи изменяется от 100 до 600 м, однако зачастую мерзлота не является непрерывной. Талики, участки с тальми породами, пронизывающие мерзлые толщи, встречаются на всей территории.

Глубина сезонного протаивания почвы в центральной части территории и в западных приленских районах изменяется в пределах 1–2 м. В северной части Якутии с тундровой и лесотундровой растительностью сезонное протаивание не превышает 0.3–0.8 м. В южной и юго-западной частях Якутии, где выпадает больше атмосферных осадков, протаивание песчаных грунтов достигает глубины 2.5–4.0 м.

Речной сток на рассматриваемой территории в основном проходит в теплую часть года (75–95 %) преимущественно в период весеннего половодья (до 70–90 %). Пространственное распределение среднего годового стока в значительной мере повторяет распределение осадков, причем в пределах относительно равнинной части оно в основном следует широтной зональности, а в горных районах – высотной поясности. Наименьшие значения годового модуля стока (менее  $1,0 \text{ л/сек}\times\text{км}^2$ ) наблюдаются в пределах Центральноякутской низменности, где малый сток обусловлен небольшим количеством осадков, большими их потерями на испарение и зимним перемерзанием малых рек. От Центральноякутской низменности сток увеличивается во всех направлениях с наибольшими градиентами в горных областях.

#### 4.2.2 Информационное обеспечение модели

В состав картографических материалов, использованных для формирования пространственно распределенных баз данных и адаптации моделирующей системы ECOMAG для бассейна р. Лены (Мотовилов, 2017), входят следующие картографические и цифровые информационные ресурсы на территорию России: цифровая топографическая карта миллионного масштаба; цифровая модель рельефа с разрешением 1 км (рис. 4.24а); цифровые тематические карты характеристик подстилающей поверхности:

почвенная (рис. 4.24в, г) и ландшафтная (рис. 4.24б) карты масштаба 1:2 500 000, разработанные, соответственно, под руководством М. А. Глазовской и В. А. Николаева; карта среднемноголетнего модуля стока на территорию СССР, приведенная в СН 435-72 (1972); карты-схемы пунктов наблюдений за состоянием окружающей среды (рис. 4.24д, е).

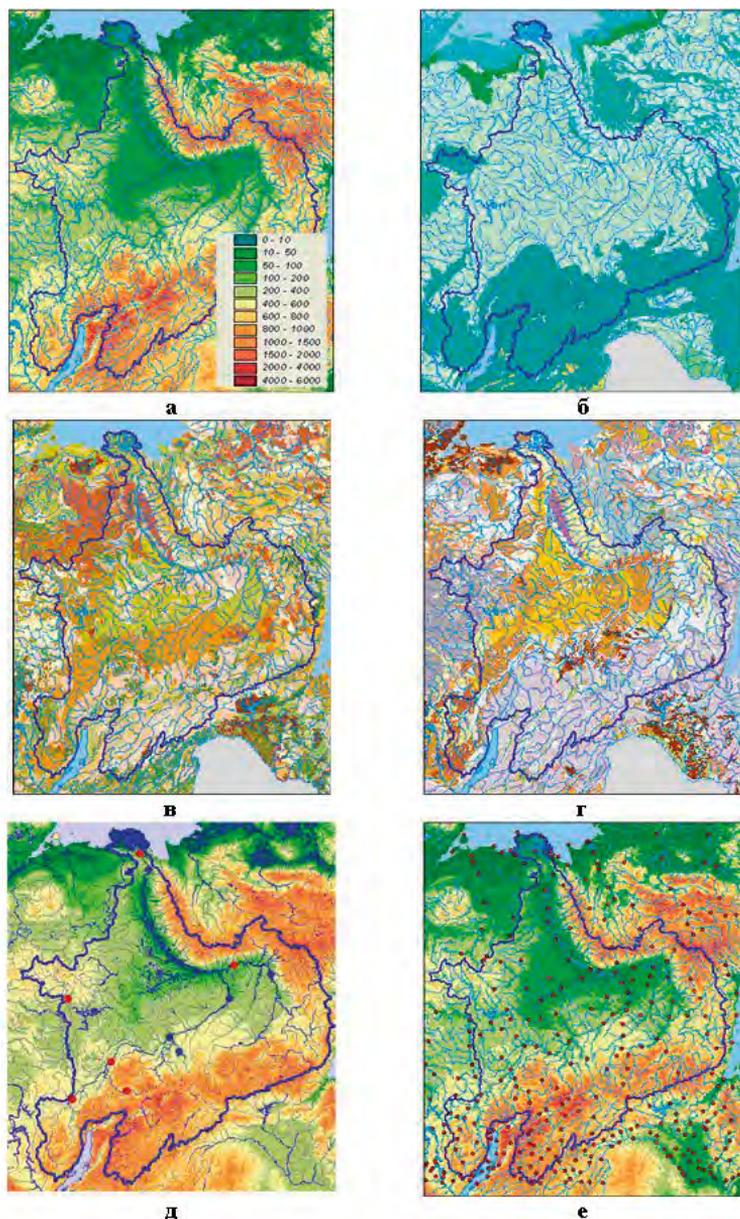


Рис. 4.24. Базовая информация в бассейне реки Лены: а – цифровая модель рельефа, б – типы основных ландшафтов, в – механический состав почв, г – типы почв, д – речная сеть и гидропосты, е – метеостанции

В состав гидрометеорологического и водохозяйственного обеспечения для проведения гидрологических расчетов в бассейне Лены задействованы следующие ежедневные данные за период 1966–2009 гг:

- метеорологическая информация по 170 метеостанциям (рис. 4.24е),
- расходы воды на 11 гидрометрических постах на р. Лене и ее притоках (рис. 4.24д),
- приток воды и сбросы из Вилуйского водохранилища.

#### 4.2.3 Модельная схематизация речного бассейна и русловой сети

При модельной схематизации водосборной площади и речной сети в бассейне Лены выделялись частные водосборные площади притоков с площадью не менее 2 000 км<sup>2</sup>. Всего в бассейне Лены было выделено 668 расчетных элементов (рис. 4.25), их средняя площадь составляет около 3 600 км<sup>2</sup>, модельная речная сеть кроме основной реки включает 75 притоков 1-го порядка, 147 притоков 2-го порядка, 86 – 3-го и 26 притоков 4-го порядка (рис. 4.25).

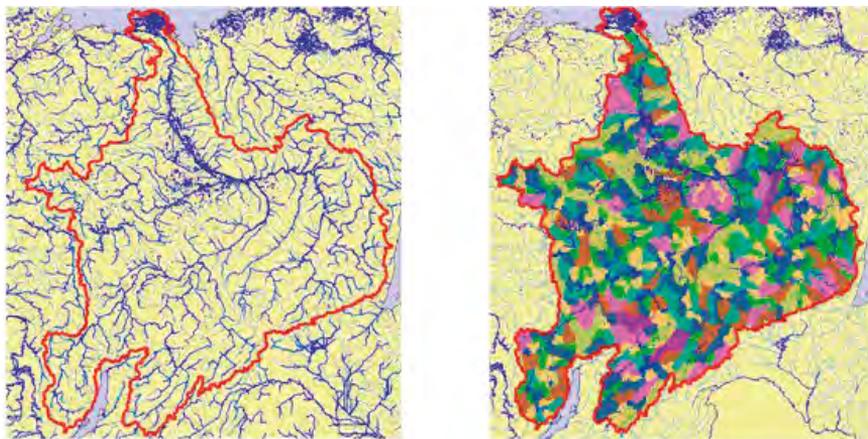


Рис. 4.25. Схематизация водосборной площади и речной сети в бассейне Лены: модельная речная сеть и расчетные водосборы

#### 4.2.4 Калибровка параметров

Процедура поэтапной калибровки параметров модели ECOMAG, показавшая эффективность для бассейна Волги (см. раздел 4.1), неприменима для бассейна Лены, где регулярные измерения влажности почвы осуществляются только в районе его южной границы в зоне потенциального земледелия, а мониторинговая сеть снегомерных маршрутов весьма разрежена. Поэтому здесь калибровка ключевых параметров модели производилась по данным наблюдений речного стока в различных точках русловой сети реки Лены и ее притоков на ряде гидропостов за период 2000–2009 гг., валидация модели на независимом материале выполнялась по гидрографам стока за период 1966–1999 годов, в том числе для гидропостов, которые не были включены в калибровочную серию. Для более точной оценки характеристик стока на неохваченных гидрометрическими наблюдениями участ-

ках горных рек осуществлялась калибровка параметра высотного градиента осадков путем итерационного цикла поиска компромиссного решения, доставляющего максимальную эффективность расчетов как для гидрографов стока, так и для поля среднемноголетнего модуля стока.

#### 4.2.5 Результаты расчета гидрографов стока в различных створах речной сети

Результаты расчетов представлены в табл. 4.4. Гидрометрические посты здесь приведены в порядке их расположения от устья р. Лены к ее верховьям. Жирным шрифтом выделены гидропосты, информация о стоке по которым использовалась при калибровке параметров модели (на рис. 4.24 они показаны синим цветом; гидропосты, которые не использовались при калибровке параметров, показаны красным цветом).

Таблица 4.4

#### Пункты сопоставления и значения критериев соответствия фактических и рассчитанных гидрографов стока в бассейне р. Лены

Река – гидрометрический створ	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Период сравнения	<i>NSE</i> сутки	<i>R</i> <sup>2</sup> месяц	<i>R</i> <sup>2</sup> квартал	<i>R</i> <sup>2</sup> год	<i>PBIAS</i> % год
Лена – Столб	2 460 000	1966–2002	0.87	0.96	0.97	0.72	6.0
<b>Лена – Кюсюр</b>	<b>2 430 000</b>	<b>1966–2009</b>	0.87	0.96	0.96	0.80	-3.0
<b>Лена – Табага</b>	<b>897 000</b>	<b>1966–2009</b>	0.84	0.92	0.91	0.78	-1.7
<b>Лена – Солянка</b>	<b>770 000</b>	<b>1966–2009</b>	0.85	0.94	0.95	0.86	-3.9
Лена – Крестовский	440 000	1966–2002	0.80	0.93	0.94	0.88	-4.9
Лена – Змеиново	140 000	1966–1988	0.66	0.73	0.69	0.71	-4.4
<b>Вилой – Вилойская ГЭС</b>	<b>136 000</b>	<b>1986–2009</b>	0.63	0.75	0.85	0.81	-8.9
Вилой – Усть-Амбардах	57 300	2001–2009	0.64	0.82	0.88	0.73	-25.5
Алдан – Верхоянский Перевоз	696 000	1966–2009	0.76	0.93	0.96	0.75	5.1
<b>Алдан – Охотский Перевоз</b>	<b>514 000</b>	<b>2001–2009</b>	0.79	0.92	0.95	0.89	1.9
<b>Олекма – Куду-Кель</b>	<b>115 000</b>	<b>2001–2009</b>	0.70	0.87	0.87	0.84	18.2
Витим – Бодайбо	186 000	1966–1988	0.73	0.90	0.97	0.92	3.9

Анализ этой таблицы показывает, что более высокие оценки соответствия фактического и рассчитанного стока по критериям *NSE* и *R*<sup>2</sup> получаются для гидропостов на р. Лене и ее притоках с большими площадями водосборной площади. Для этих постов результаты расчетов могут считаться хорошими (*NSE*>0.80). Для гидропостов с относительно небольшими водосборами (в верховьях Лены, на Вилое, Олекме, Витиме) оценки получаются немного хуже, но, тем не менее, могут быть признаны удовлетворительными (минимальное значение *NSE*=0.63).

На рис. 4.26 в качестве примера приведены рассчитанные и фактические гидрографы стока для восьми гидропостов в бассейне Лены за 6-летний период валидации с 1975 по 1980 гг. Из рисунка следует, что модель удовлетворительно воспроизводит особенности внутригодового режима рек в различных частях бассейна как в регионах с ярко выраженным весенним половодьем, так и в районах с преимущественным чередованием весенне-летних паводков.

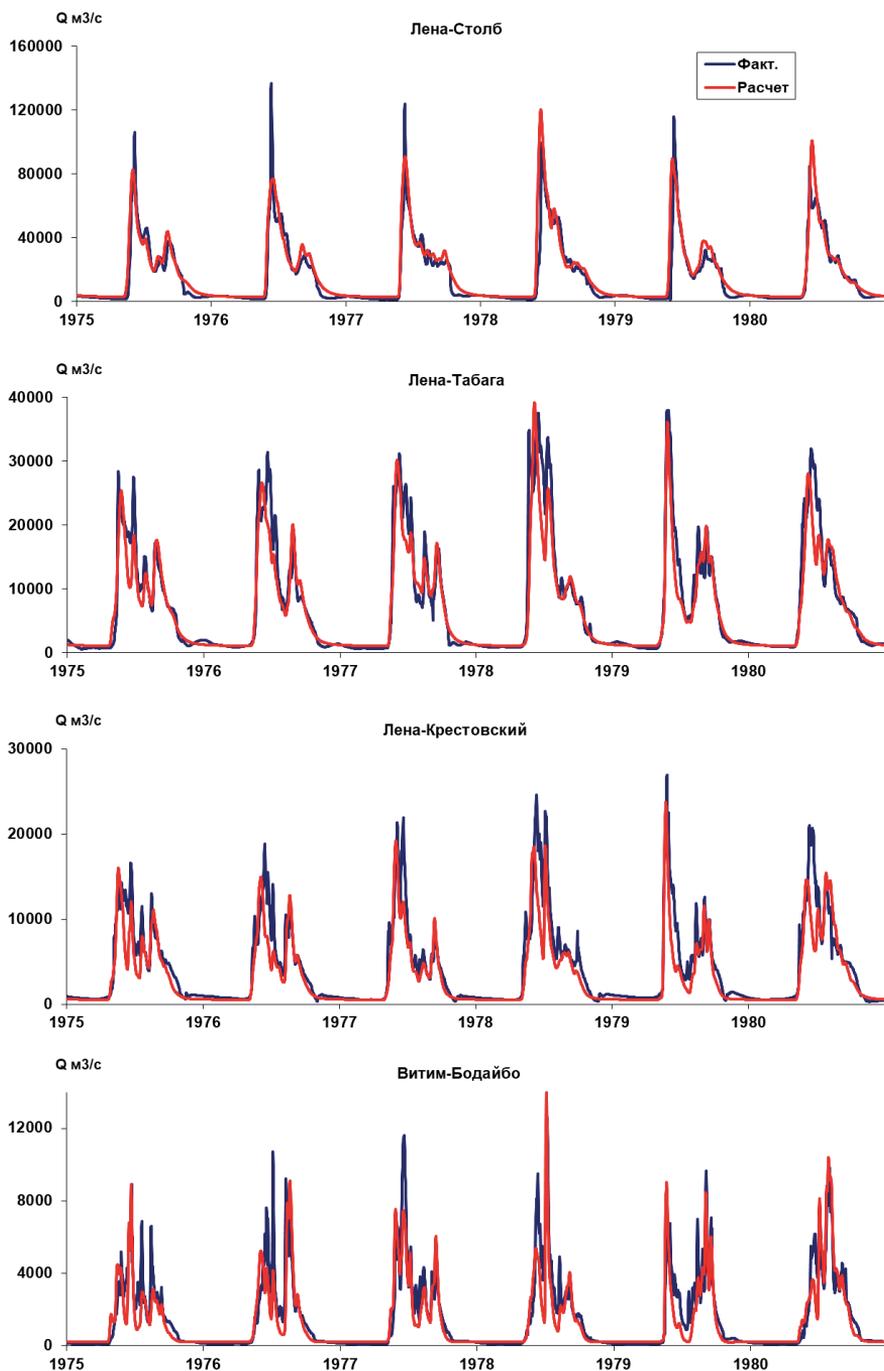


Рис. 4.26. Фактические и рассчитанные гидрографы стока в бассейне Лены (начало)

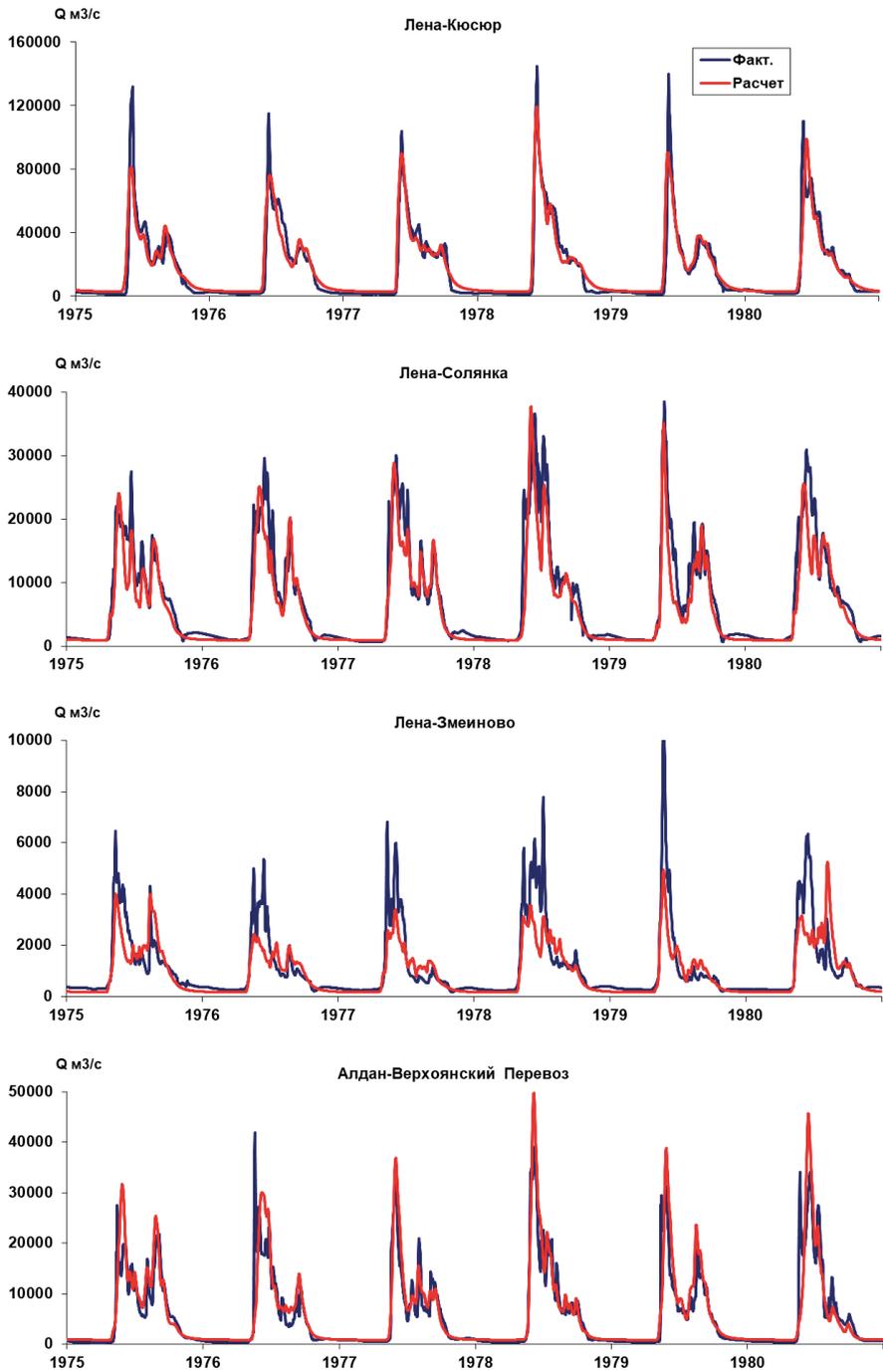


Рис. 4.26. Фактические и рассчитанные гидрографы стока в бассейне Лены (продолжение)

Кроме погрешностей структуры самой гидрологической модели (никакая модель не в состоянии точно воспроизводить природные процессы), можно выделить следующие основные причины полученных отклонений фактических гидрографов от рассчитанных:

1. Невысокая и неравномерная степень освещенности метеорологическими данными территории бассейна. Например, на территорию водосборной площади Вилюйского водохранилища приходится 2 метеостанции, расположенные в низовьях водосбора, в то время как в верховьях и средней части бассейна нет метеорологических станций, оперативно передающих информацию. Слабая освещенность водосборной площади метеорологической информацией может служить одной из причин ухудшения оценок соответствия гидрографов на р. Вилюй.

2. Для относительно небольших водосборов важную роль начинают играть местные особенности формирования стока, которые в модели учитываются сочетаниями типов почв и растительности и их распределением по территории. Использование для этих водосборов имеющихся в наличии электронных карт типов почв и ландшафтов на территорию России масштаба 1:2 500 000, по-видимому, недостаточно по пространственному разрешению. Опыт моделирования стока для малых водохранилищ Москворецкой системы показал (Антохина, Жук, 2011), что использование для моделирования процессов формирования стока электронных карт масштаба 1:100 000, отражающих особенности высотного, почвенного и ландшафтного строения речных бассейнов, может привести к заметному улучшению результатов моделирования стока на малых водосборах.

3. Невысокая точность определения фактических расходов воды, в особенности в зимний период и в период весеннего половодья.

Последнее положение покажем на конкретном примере. Гидропосты Кюсюр и Столб расположены на приустьевом участке реки Лены. Площадь водосборов гидропостов составляет соответственно 2 430 000 и 2 460 000 км<sup>2</sup>, т. е. отличается примерно на 1 %, что находится в пределах точности ее определения. Расстояние между гидропостами около 200 км при общей длине реки 4400 км. Т.е. можно сказать, что в масштабе всего бассейна гидропосты находятся практически рядом. Поэтому гидрографы стока на этих двух постах должны быть практически идентичными, а их значительные расхождения могут свидетельствовать о неточности определения расходов воды.

На рис. 4.27а сопоставлены среднеголетние гидрографы для гидропостов Кюсюр и Столб. Как видно из рисунка, максимальные расходы половодья на г/п Кюсюр получились значительно выше таковых на г/п Столб. На рис. 4.27б приведена динамика годовых расходов на этих постах за период с 1966 по 2002 гг. Оценки показывают, что среднеголетний годовой сток на г/п Кюсюр на 10 % превышает сток на нижележащем по течению г/п Столб (соответственно 539 и 490 км<sup>3</sup>). Корреляция рядов годового стока на этих гидропостах также получилась не такой тесной, как можно было бы ожидать (рис. 4.28). Более детальный анализ при-

чин существенных различий в оценках стока можно провести на основании рис. 4.29а, где приведены фактические суточные гидрографы для этих постов за период 1986–1989 гг. Видно, что пики половодья на г/п Кюсюр за эти четыре года были существенно выше, чем на г/п Столб. Так, например, в 1989 году максимальный расход на г/п Кюсюр составил 215 000 м<sup>3</sup>/с, а на г/п Столб – 132 000 м<sup>3</sup>/с. Разница в 83 000 м<sup>3</sup>/с характеризует точность определения расходов воды в период половодья по наблюдениям за уровнями воды на гидропостах, которая для рассмотренного случая составила 63 %. По-видимому, гидрографы в периоды подъема и пика половодья за эти четыре года на г/п Кюсюр ошибочны и получены либо по подпорным уровням в результате заторных явлений, либо с использованием неверных кривых  $Q=f(H)$ . Так, например, при оценке максимального расхода 1989 г. на г/п Кюсюр в 215 000 м<sup>3</sup>/с максимальные расходы половодья на р. Лене в створе г/п Табага ( $F=897\,000$  км<sup>2</sup>) и на основном притоке Алдане (г/п Верхоянский Перевоз,  $F=696\,000$  км<sup>2</sup>), впадающем в Лену ниже г/п Табага, составили соответственно 36 600 м<sup>3</sup>/с и 28 400 м<sup>3</sup>/с, т. е. сток с 2/3 площади бассейна Лены в сумме дает максимальный расход 65 000 м<sup>3</sup>/с. Нереально, чтобы сток с оставшейся 1/3 площади бассейна дал дополнительно к максимальному расходу (215 000 минус 65 000) 150 000 м<sup>3</sup>/с. Об ошибочности данных на г/п Кюсюр свидетельствует и тот факт, что результаты расчетов по модели ЕСОМАГ за эти годы практически идеально совпадают с фактическими гидрографами на г/п Столб и, соответственно, значительно отличаются для г/п Кюсюр. Следует отметить, что параллельные данные по гидрографам стока на рассмотренных гидропостах за последующие годы (до 2002 г.) с приемлемой точностью совпадают. Необходимо отметить также низкую точность определения зимних меженных расходов на гидропостах (рис. 4.29б). С учетом проведенного анализа можно заключить, что даже для среднемноголетних характеристик стока точность их определения для замыкающего створа составляет около 10 %, в период весеннего половодья ошибки в определении максимальных расходов могут превышать 50 %, а в период зимней межени – 100 %. В таких обстоятельствах оценки изменения различных характеристик стока, например, зимнего стока при климатических изменениях за последние десятилетия, сделанные на основании данных многолетнего гидрологического мониторинга, могут оказаться ненадежными. В то же время, на основании имеющегося опыта работы со многими речными системами (Мотовилов, 2010) хотелось бы отметить, что на фоне других бассейнов, на наш взгляд, сеть гидрологического мониторинга в бассейне Лены по степени освещенности территории и качеству гидрологических данных является одной из лучших в России.

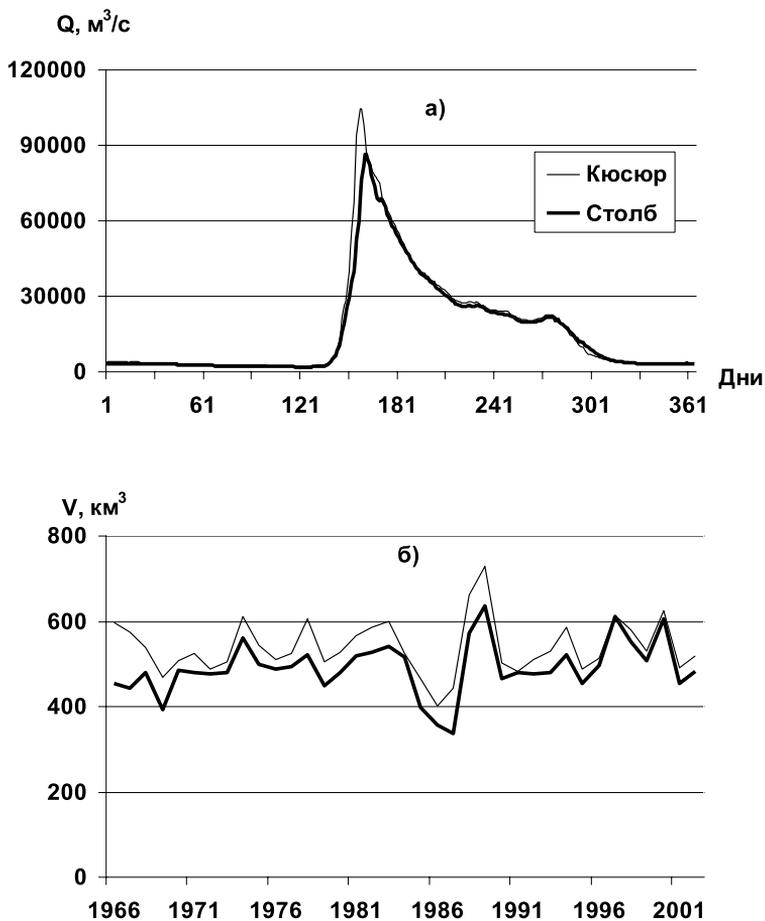


Рис. 4.27. Среднемноголетние гидрографы (а) и годовые объемы стока (б) р. Лены на г/п Кюсюр и г/п Столб за период 1966–2002 гг.

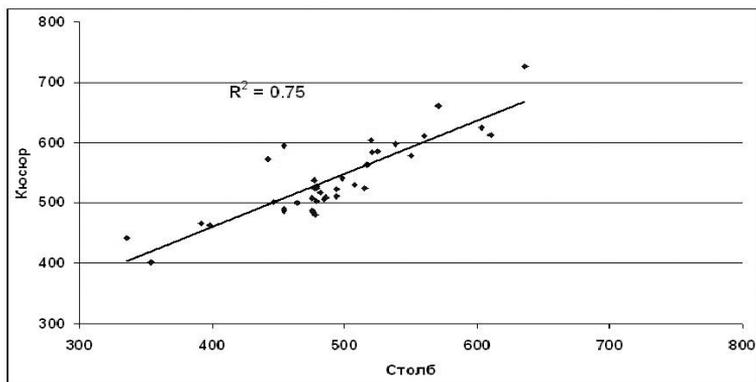


Рис. 4.28. Графики связи фактических годовых объемов стока на гидропостах Столб и Кюсюр за 1966–2002 гг.

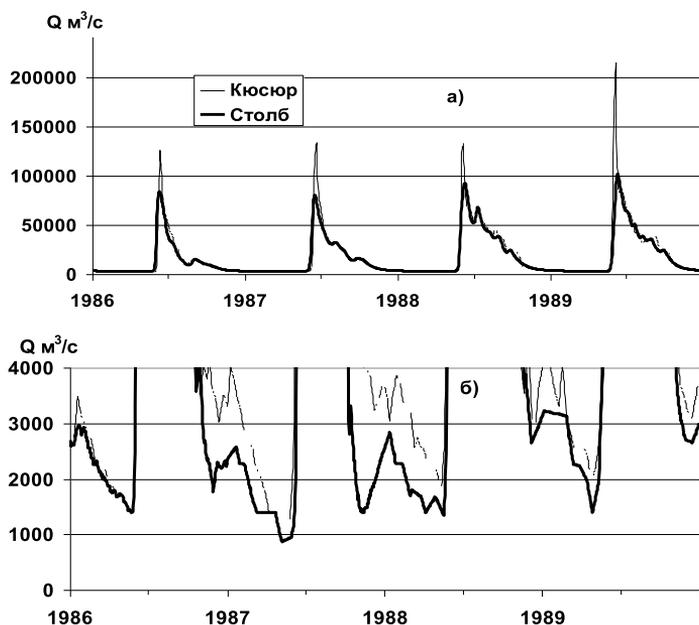


Рис. 4.29. Годовые (а) и зимние межгодовые (б) гидрографы стока р. Лены на г/п Кюсюр и г/п Столб за период 1986–1989 гг.

#### 4.2.6 Расчеты поля среднемноголетнего модуля стока

На рис. 4.30а и 4.30б представлены оцифрованная нами приведенная в СН 435-72 карта среднемноголетнего модуля стока и рассчитанная по модели. Необходимо отметить, что более сглаженное поле фактического модуля стока получено путем интерполяции и проведения изолиний между пунктами измерений стока в бассейне Лены, в то время как рассчитанные модули стока для каждого из пространственных расчетных элементов модели в узлах километровой сетки в пределах расчетного водосбора задавались равными моделируемому значениям в центре тяжести этих расчетных единиц.

Сравнивая визуально карты на рис. 4.30а и 4.30б, можно отметить подобие пространственного распределения фактического и модельного полей модуля стока: в центральной части бассейна выделяется область чрезвычайно низкого модуля стока, по северо-восточной и восточной окраине бассейна, а также в северной части граничащей с бассейном озера Байкал территории отмечаются высокие значения модуля стока, на самых южных окраинах бассейна Лены опять выделяются области пониженного стока. Из анализируемых рисунков видно, что фактические и рассчитанные поля среднемноголетнего модуля стока в различных частях бассейна Лены, как правило, отличаются не более чем на одну градацию легенды рисунков. Диапазон фактических значений модуля стока в бассейне Лены колеблется в пределах от 0.5 до 25 л/(с × км²), диапазон расчетных значений – от 1.5 до 31 л/(с × км²). Осредненные по площади бассейна Лены значения фактического и рассчитанного модуля стока составили соответственно

6.95 и 6.84 л/(с× км<sup>2</sup>), а объемы среднегодового стока Лены (интеграл по площади от поля среднемноголетнего модуля стока) – соответственно 539 и 531 км<sup>3</sup>. Интересно отметить, что по нашим расчетам фактический (по данным гидрометрических измерений) среднегодовой сток реки за период 1966–2002 гг. в створах Кюсюр и Столб, расположенных на приустьевом участке Лены, составлял соответственно 539 и 490 км<sup>3</sup>, т. е. отличался на 10 %, что в целом характеризует точность определения «фактического» годового стока в бассейне Лены.

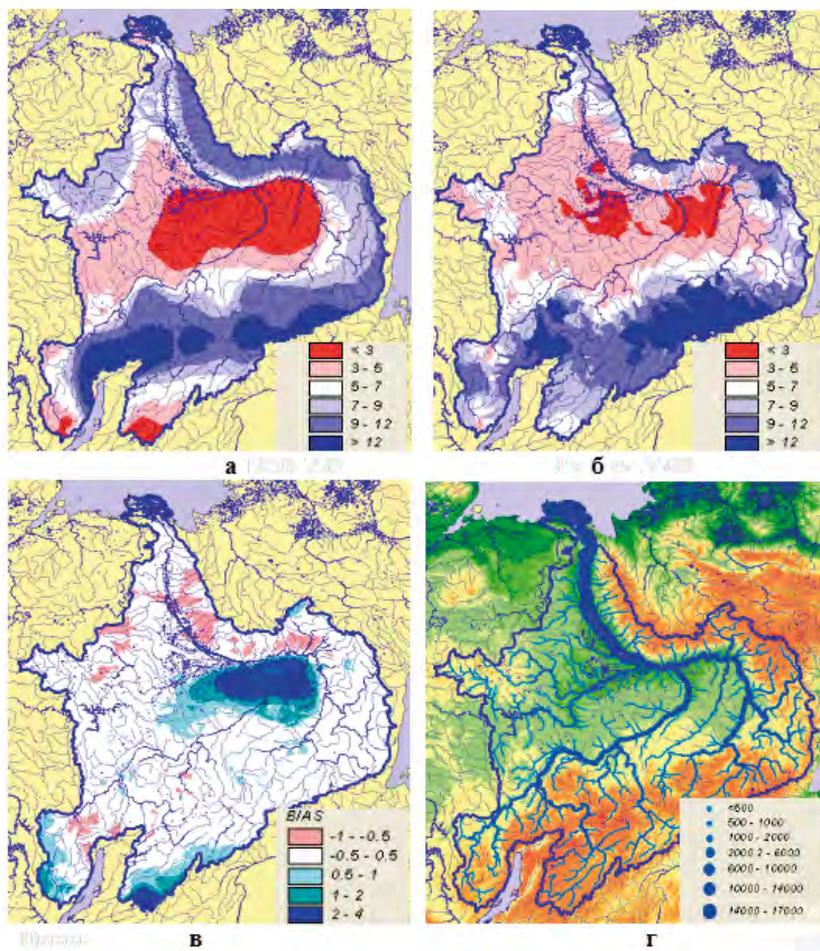


Рис. 4.30. Фактическая (а) и рассчитанная (б) карты модуля стока (л/(с× км<sup>2</sup>)), относительные ошибки расчета (в) и распределение рассчитанных среднемноголетних расходов воды (М<sup>3</sup>/с) в речной системе (г) в бассейне р. Лены

Для более детальной оценки погрешностей расчетов поля среднемноголетнего модуля стока на рис. 4.30в приведено поле относительных ошибок расчета модуля стока, оцененных в каждой ячейке километровой сетки речного бассейна путем деления разности между фактическим и рассчитан-

ным значениями модуля на его фактическое значение. Из этой картосхемы видно, что на большей части речного бассейна относительные ошибки находятся в пределах от -0.5 до 0.5. Средняя относительная ошибка расчета стока в ячейках километровой сетки на территории водосбора составляет 0.24, а среднеквадратическая ошибка – 0.88. Эти ошибки обусловлены, главным образом, наибольшими относительными погрешностями расчета в центральной части бассейна Лены с чрезвычайно низкими фактическими значениями модуля стока на этой территории, так что даже незначительные погрешности расчета обуславливают большую относительную погрешность. Многие небольшие реки в этом регионе зимой перемерзают, что и обуславливает низкие значения модулей стока. Эффект перемерзания моделью не учитывается.

Следует также отметить еще один возможный источник ошибок, связанный с недостатком надежных данных гидрометрических наблюдений при построении карты распределения фактического среднесноголетнего модуля стока. Так, при разработке одной из наиболее подробных карт модуля стока для территории СССР К.П. Воскресенским (1962) были использованы данные по 5690 постам, причем около половины из них имели продолжительность наблюдений до пяти лет, что явно недостаточно для получения надежных среднесноголетних характеристик стока.

### *4.2.7 Основные результаты моделирования полей речного стока в бассейне Лены*

Показаны результаты модельного подхода для построения карты среднесноголетнего модуля стока в бассейне Лены, рассчитанной по метеоданным с помощью модели ЕСОМАГ. По различным статистическим критериям соответствие рассчитанных и фактических характеристик стока в отдельных створах мониторинговой сети на р. Лене в целом получилось удовлетворительное, причем более высокая точность расчетов получилась для гидропостов с большими водосборными площадями. В качестве причин этого факта можно назвать слабую освещенность территории небольших водосборов метеорологическими наблюдениями, недостаточные по пространственному разрешению цифровые тематические карты, используемые для задания параметров модели, а также в целом относительно невысокую точность определения «фактических» гидрографов стока.

Визуальный анализ фактического и модельного полей среднесноголетнего модуля стока в бассейне Лены показал их внешнее подобие с сохранением пространственного распределения тенденций изменения модуля по территории. Получены близкие значения диапазонов изменения модуля стока, осредненных по площади бассейна величин фактического и рассчитанного модуля стока, а также объемов среднегодового стока Лены. На большей части территории бассейна относительные ошибки расчета модуля стока находятся в пределах 50 %. Зона с наибольшими погрешностями приурочена к центральной части бассейна Лены с чрезвычайно низкими фактическими значениями модуля стока.

### 4.3 Модель формирования речного стока в бассейне р. Амур и ее применение для анализа условий формирования катастрофического наводнения 2013 года<sup>12</sup>

Бассейн реки Амур, одной из крупнейших рек земного шара – располагается на территории трех государств, что существенно усложняет проблему построения региональной гидрологической модели и обеспечения ее однородными данными гидрометеорологического и водохозяйственного мониторинга. Эти трудности в значительной степени стали причиной того, что накопленный за последние годы опыт гидрологического моделирования формирования речного стока в бассейне Амура ограничивается разработкой моделей частных водосборов (Борщ и др., 2016; Бугаец, 2011; Гарцман, 2008; Мотовилов и др., 2015; Фалько, 2002). В Центре регистра и кадастра была создана первая версия гидрологической модели бассейна р. Амур на основе гидрометеоинформации по ограниченному количеству метеостанций для зарубежной части бассейна (Мотовилов, 2009). Проблема разработки региональной гидрологической модели бассейна Амура стала особенно актуальной после экстраординарного наводнения 2013 года, формирование которого явилось результатом масштабных гидрометеорологических процессов, охвативших практически весь бассейн. Катастрофические последствия этого наводнения обострили необходимость анализа взаимосвязанных гидрометеорологических процессов на огромной территории бассейна Амура в связи с недостатком или отсутствием данных наблюдений за стокообразующими факторами и режимом стока рек, с оценкой влияния климатических изменений на перестройку атмосферных процессов и возможный рост повторяемости выдающихся дождевых паводков в этом регионе, с необходимостью создания надежных инструментов оценки противопаводковой роли действующих водохранилищ, а также анализа эффективности планируемых мероприятий по защите населения и объектов экономики от будущих наводнений в бассейне Амура. Перспективы эффективного решения соответствующих научных и практических задач заключаются, в значительной мере, в возможности построения модели формирования речного стока для всего бассейна р. Амур (Калугин, Мотовилов, 2018).

#### 4.3.1 Краткая характеристика речного бассейна

Амур – одна из крупнейших рек мира. Общая площадь водосбора р. Амур составляет 1855 тыс. км<sup>2</sup> (десятый по размеру речной бассейн в мире), в том числе в пределах Российской Федерации – 1003 тыс. км<sup>2</sup>, КНР – 820 тыс. км<sup>2</sup> и Монголии – 32 тыс. км<sup>2</sup>. Амур образуется слиянием рек Шилки и Аргуни, протекает преимущественно в широтном направлении с запада на восток и впадает в Амурский лиман Татарского пролива. Длина р. Амур от слияния Шилки и Аргуни составляет 2824 км, от истока р. Аргунь – 4444 км.

Исходя из орографии долины и водоносности реки, выделяют три основных участка реки: Верхний Амур – от слияния Шилки и Аргуни до впадения р. Зеи протяженностью 883 км, Средний Амур – от Благовещенска

<sup>12</sup> Модель формирования стока р. Амур разработана совместно с научным сотрудником ИВП РАН к. г. н. А. С. Калугиным. Им же проведены расчеты по модели и численные эксперименты по анализу условий формирования наводнения 2013 года.

до Хабаровска (975 км), Нижний Амур – от Хабаровска до устья (966 км). На участке Среднего Амура впадают основные притоки: левые – Зея и Бурея, правые – Сунгари и Уссури.

Среднегодовое количество стока р. Амур равно  $6.1 \text{ л}/(\text{с} \times \text{км}^2)$ , что соответствует расходу воды в устье  $11330 \text{ м}^3/\text{с}$ , или  $357 \text{ км}^3/\text{год}$ . Объем стока с территории сопредельных стран (КНР и Монголии) в сумме составляет 28 %. При этом годовой сток Амура в 2013 г. был наибольшим –  $445 \text{ км}^3$ , а в экстремально маловодье 2008 г. – самым низким за период инструментальных наблюдений ( $131 \text{ км}^3$ ). Таким образом, межгодовая амплитуда годовых объемов стока Амура составила  $314 \text{ км}^3$ .

Бассейн Амура расположен в зоне умеренного климата с ярко выраженным муссонным характером циркуляции атмосферы и циклонической деятельностью. Характерная черта муссонного климата: преобладание летних осадков, смягчающих континентальность климата в направлении с запада на восток от верхнего течения реки к нижнему. Муссонные летние осадки охватывают обширные площади ( $100\text{--}200 \text{ тыс. км}^2$  и более), продолжительность их составляет 20–30 суток, а количество за отдельные дожди нередко превышает месячные нормы в 2–3 раза ( $200\text{--}400 \text{ мм}$ ). Суточные максимумы осадков могут превышать 100 мм. Горный характер течения рек, а также наличие многолетнемерзлых и водонепроницаемых горных пород создают благоприятные условия для быстрого поверхностного стока поступающих обильных муссонных осадков, что приводит к интенсивному ( $1\text{--}3 \text{ м}/\text{сут}$ ) подъему уровня воды в реках и образованию мощных дождевых паводков. Значительные возможности для снижения риска наводнений и смягчения их последствий связаны с регулированием речного стока водохранилищами. В бассейне Амура расположено несколько крупных водохранилищ: Зейское и Бурейское на территории РФ и Фэнмань, Байшань, Лианхуа, Ниэрцзы на территории КНР в бассейне р. Сунгари.

#### *4.3.2 Информационное обеспечение модели*

В описанных в предыдущих разделах этой главы исследованиях по применению ИМК ЕСОМАГ для моделирования речного стока крупных речных бассейнов РФ характеристики почв, растительности и ландшафтов, необходимые для оценки параметров, задавались на основе почвенной карты СССР, разработанной под руководством М. А. Глазовской, и ландшафтной карты СССР, разработанной под руководством В. А. Николаева. Источниками информации для задания почвенно-гидрологических характеристик разных типов почв, определяемых по почвенной карте, являлись региональные справочники агрогидрологических свойств почв. Указанные карты и базы данных не могут быть использованы для моделирования формирования стока на всем водосборе р. Амур, поскольку около 46 % площади бассейна Амура приходится на территорию КНР и Монголии. В этой связи для определения параметров модели, распределенных по площади всего бассейна, вместо тематических карт, указанных выше, были адаптированы глобальные базы данных: почвенная база Harmonized World Soil Database (HWSD) и ландшафтная база Global Land Cover Characterization (GLCC) – см. описание в 2.4.2.

Информация о рельефе задействована из базы данных HYDRO1k с размером ячейки сетки матрицы  $30 \times 30 \text{ сек}$  (разрешение  $1 \times 1 \text{ км}$ )

(<https://lta.cr.usgs.gov/HYDRO1K>). База исходной метеорологической информации, необходимой для задания входных данных в модели, была подготовлена на основе данных ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru/>), а также данных, любезно предоставленных коллегами из КНР. База включает временные ряды среднесуточных величин температуры и влажности воздуха, суточных сумм осадков, измеренных на 232 метеорологических станциях, расположенных в бассейне Амура или в непосредственной близости от него, причем 169 из них приходятся на российскую часть бассейна (Калугин, 2015). Для проведения гидрологических расчетов по модели ECOMAG была подготовлена база данных гидрологических характеристик, которая включает информацию о суточных расходах воды на различных гидрометрических постах в бассейне Амура (рис. 4.31), а также данные о сбросах воды из Зейского и Бурейского водохранилищ.

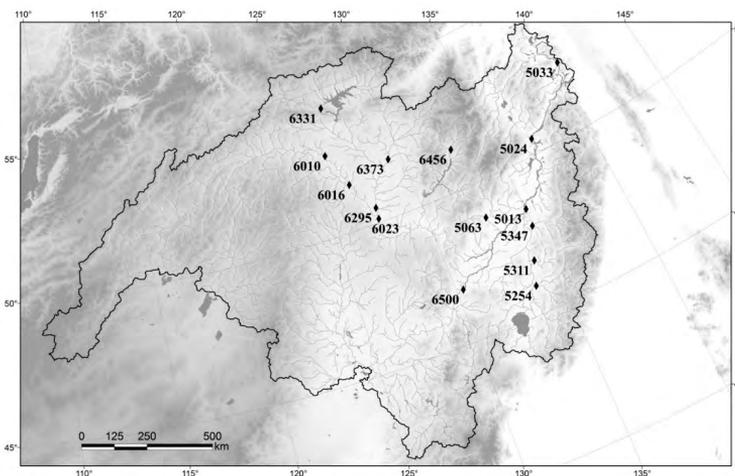


Рис. 4.31. Схема бассейна р. Амур с расположением гидрометрических постов, данные которых использовались при калибровке модели формирования стока (табл. 4.5)

Многолетние ряды расходов воды, необходимые для калибровки модели, получены из ежегодных данных о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Ряды данных по притоку и сбросам воды из Зейского и Бурейского водохранилищ составлены на основе данных Росводресурсов.

#### 4.3.3 Модельная схематизация речного бассейна и русловой сети, оценка гидрофизических параметров почв

Схематизация бассейна Амура проводилась на основе ЦМР HYDRO1k с использованием специализированного модуля *Ecomag Extension* (описание модуля см. раздел 2.4). При схематизации водосбора Амура оптимальным минимальным количеством расчетных ячеек ЦМР, сток с которых начинает формировать речную сеть, было принято 500. Речная сеть, построенная по ЦМР HYDRO1k, сравнивается с фактической речной сетью на рисунке 4.32, из которого видно, что выбранное пространственное разрешение позволило с хорошей точностью описать структуру и конфигурацию речной сети бассейна р. Амур.

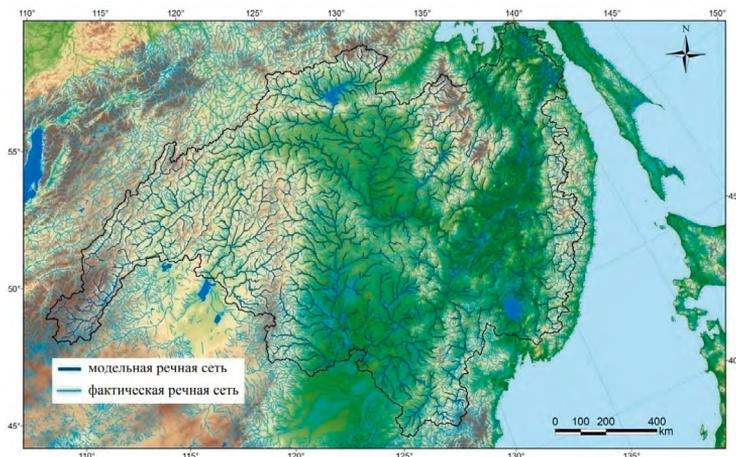


Рис. 4.32. Модельная и фактическая речная сеть бассейна Амура

Площадь водосбора р. Амур, рассчитанная по модельной структуре речной сети, составила 1 837 000 км<sup>2</sup>. Погрешность определения площади водосбора оказалась менее 1 % по сравнению с данными, приведенными в (Многолетние данные о режиме..., 1986), где площадь бассейна за вычетом бессточных областей в районе озера Далайнор оценивается как 1 855 000 км<sup>2</sup>. Средняя площадь построенных элементарных речных водосборов в бассейне Амура составила 944 км<sup>2</sup>. Интерполяция метеорологических характеристик для каждого элементарного водосбора была организована с использованием ближайших пяти метеостанций.

Поскольку данные измерений гидрофизических характеристик почв для российской части бассейна Амура скудны, а для его китайской части отсутствуют, для нахождения характеристик почв по легко измеряемым показателям гранулометрического состава были применены соотношения – педотрансферные функции. Расчеты гидрофизических характеристик 70 типов почв, выделенных в бассейне Амура, выполнялись по данным глобальной почвенной базы HWSD. По величинам процентного содержания песка, глины, гравия и органического вещества с применением педотрансферных функций, предложенных в работе (Saxton, Rawls, 2006), для каждого типа почв рассчитывались следующие почвенно-гидрологические характеристики, задаваемые как параметры модели: объемная плотность, пористость, наименьшая полевая влагоемкость, влажность завядания, коэффициент фильтрации. Часть параметров модели задана по данным глобальной базы типов ландшафтов GLCC (Loveland et al., 2000). Для каждого из 22 выделенных типов ландшафтов в бассейне Амура определялись следующие параметры модели: коэффициенты стока, испарения почвенной влаги и промерзания почвы.

### 4.3.4 Калибровка параметров и проверка модели

Калибровка параметров модели для бассейна р. Амур проводилась для периода с 1994 по 2003 гг. на 15 гидропостах (из них 6 на Амуре и 9 на притоках) с площадями водосборов от 8 до 1790 тыс. км<sup>2</sup> (табл. 4.5). Для ка-

либровки модели необходима информация по суточным расходам воды. Сбросы из водохранилищ задавались следующим образом. Сбросы Зейского и Бурейского гидроузлов задавались по данным Росводресурсов. Ввиду отсутствия данных по сбросам из китайских водохранилищ в бассейне р. Сунгари, водохранилища описаны подобно озерам моделью линейных емкостей. Аналогично в модели учтен сток воды из оз. Ханка. Рассчитанные расходы воды в р. Сунгари проверялись по имеющимся данным за летний период в створе Цзямусы, расположенном в приустьевой области. Выше г. Хабаровск ведутся измерения только уровней воды р. Амур, поэтому для проверки расчетов стока Верхнего и Среднего Амура данные по расходам воды были восстановлены по зависимостям  $Q=f(H)$  на гидрометрических постах Черняево, Кумара и Гродеково. На рис. 4.33 представлены фактические и рассчитанные суточные гидрографы для нескольких гидропостов в бассейне р. Амур.

В процессе ручной калибровки минимизировались усредненные (по рассматриваемым створам речной сети) значения критерия *BIAS* и максимизировались значения критерия *NSE*. При усреднении больший вес придавался створам с большей площадью водосбора.

Таблица 4.5

Значения критериев качества расчета суточного и месячного стока в бассейне р. Амур

Индекс гидропоста	Река – гидрометрический пост	F, тыс. км <sup>2</sup>	Период калибровки 1994–			Период верификации 2004–		
			сутки		месяц	сутки		месяц
			NSE	BIAS,%	R <sup>2</sup>	NSE	BIAS,%	R <sup>2</sup>
6010	Амур – с. Черняево	440	0.54	-7.7	0.80	0.52	-0.4	0.76
6016	Амур – с. Кумара	478	0.60	4.6	0.78	0.65	4.6	0.76
6023	Амур – с. Гродеково	726	0.61	11.3	0.80	0.78	14.6	0.88
5013	Амур – г. Хабаровск	1630	0.86	1.5	0.89	0.89	0.3	0.89
5024	Амур – г. Комсомольск	1730	0.85	-1.6	0.90	0.84	0.1	0.91
5033	Амур – с. Богородское	1790	0.85	-5.5	0.91	0.84	0.7	0.91
6295	Зея – с. Белогорье	229	0.70	-5.0	0.78	0.86	-0.3	0.89
6373	Селемджа – Усть-Ульма	67	0.73	-17.5	0.83	0.75	-17.5	0.84
6331	Гилой – с. У перевоза	21.1	0.59	8.8	0.82	0.61	12.4	0.88
6500	Сунгари – г. Цзямусы	528	0.83	14.3	0.80	0.63	13.5	0.66
6456	Буряя – с. Усть-Ниман	26.5	0.77	-13.6	0.94	0.80	-6.4	0.93
5063	Б. Бира – г. Биробиджан	7.56	0.54	-10.6	0.74	0.67	-12.3	0.80
5254	Б. Уссурка – п. Вагунтон	23	0.62	13.2	0.84	0.73	10.6	0.88
5311	Бикин – ст. Звеньевой	21.4	0.70	14.6	0.82	0.65	10.8	0.80
5347	Хор – пгт Хор	24.5	0.74	-19.7	0.86	0.70	-26.2	0.87

Для 13-ти из 15-ти створов гидрометрических постов получены хорошие или удовлетворительные результаты расчета суточных гидрографов, при этом лучшие результаты получены для Нижнего Амура. Для рек Хор и Селемджа результаты расчетов попали в разряд неудовлетворительных по критерию *BIAS*, однако по критерию *NSE* результаты относятся к хорошим и удовлетворительным. В целом качество расчетов оказывалось хуже для створов с малой площадью водосбора либо створов, где фактические расходы воды восстанавливались по зависимостям  $Q=f(H)$ .

Кроме того, для каждого гидрометрического поста была оценена степень тесноты связи рассчитанных и фактических объемов стока за месяцы с помощью корреляционного отношения  $R^2$ .

Проверка модели для бассейна р. Амур проводилась для тех же створов на независимых данных измерений за период с 2004 по 2013 гг. Следует отметить малую чувствительность критериев качества по отдельным гидропостам при переходе от калибровочного к проверочному периоду, что свидетельствует о высокой робастности модели.

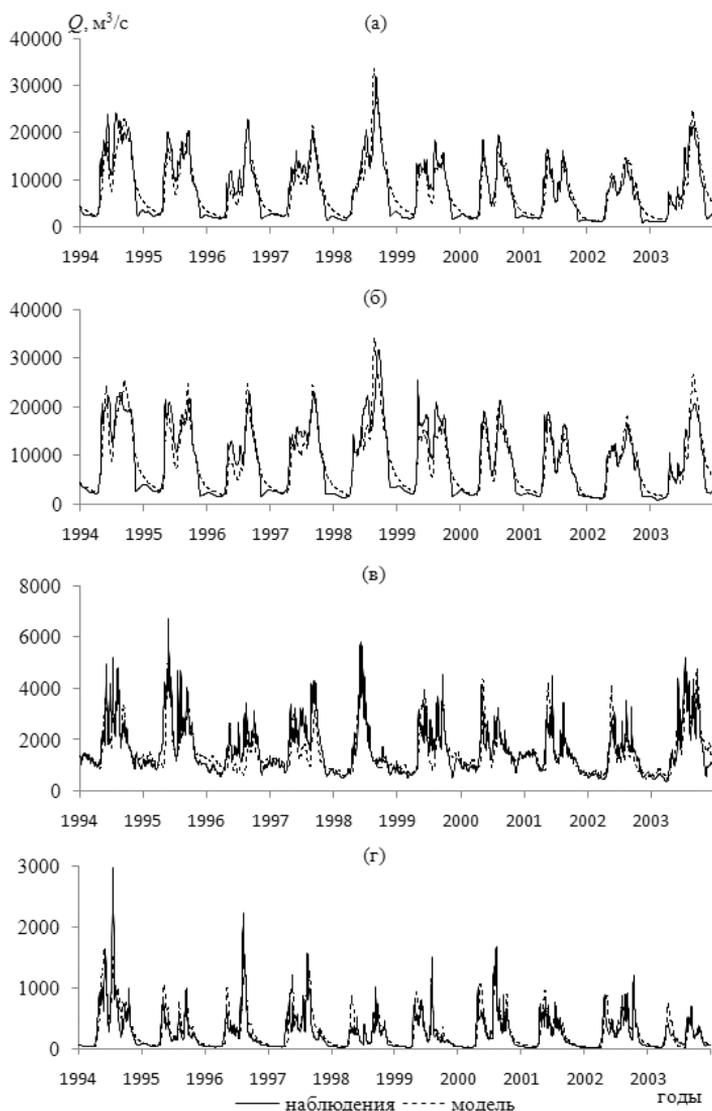


Рис. 4.33. Фактические и рассчитанные суточные гидрографы в различных створах речной сети в бассейне Амура за период калибровки модели. Гидропосты: а – р. Амур, г. Хабаровск; б – р. Амур, г. Комсомольск; в – р. Зея, с. Белогорье; г – р. Бикин, ст. Звеневой

Для Нижнего Амура качество расчета не зависит от водности года: с высокой точностью рассчитывается гидрограф как экстремально высокого по водности 2013 г., так и маловодного 2008 г. Дополнительно проведена оценка качества расчета максимальных расходов воды и объемов стока за паводковый период в течение июля–сентября в створе г. Хабаровск за период 1994–2013 гг. Коэффициент детерминации для максимальных расходов воды составил 0,91, а для объемов стока за июль–сентябрь – 0,93.

Подчеркнем, что была выбрана жесткая оценка качества модельных расчетов, т. е. модель настраивалась не по отдельным речным бассейнам притоков Амура, а для всего бассейна р. Амур с одним набором параметров. Условия формирования стока в разных частях бассейна р. Амур существенно отличаются, однако разработанная модель позволила учесть эту неоднородность.

#### *4.3.5 Моделирование полей гидрометеорологических условий формирования наводнения 2013 г. в бассейне р. Амур*

Дождевой паводок, сформировавшийся в июле–сентябре 2013 г. на реках бассейна р. Амур, вызвал наводнение, которое охватило огромные территории российского Дальнего Востока и северо-востока Китая и стало одним из наиболее масштабных стихийных бедствий XXI века. Исследованию причин и факторов, приведших к формированию этого катастрофического явления, посвящено много публикаций, но выводы большей части этих работ основаны на анализе данных гидрометеорологических измерений в бассейне за период прохождения паводка (Калугин, 2015; Крыжов, Вильфанд, 2014; Махинов и др., 2014; Семенов и др., 2014). Доля стока р. Сунгари в объеме паводка за июль–сентябрь 2013 г. составила 29 % стока Амура в створе Хабаровска, р. Зеи – 26 %, Верхнего Амура – 20 %, р. Усури – 16 %, р. Буреи – 6 %. Всего величина стока Амура у Хабаровска в 2013 г. составила 445 км<sup>3</sup>, а объем дождевого паводка в июле–сентябре – 230 км<sup>3</sup>. Максимальный за период наблюдений расход воды, измеренный специалистами Государственного гидрологического института и Дальневосточного УГМС при прохождении пика паводка в створе Хабаровска 4 сентября, составил 46 000 м<sup>3</sup>/с. Повторяемость такого расхода оценивается как один раз в 200–250 лет (Фролов, Георгиевский, 2014).

Первая попытка анализа особенностей экстраординарного наводнения 2013 г. на основе модели его формирования была предпринята в работе (Данилов-Данильян и др., 2014). С помощью модели формирования речного стока в бассейне р. Зеи и одномерной гидродинамической модели 850-километрового участка Среднего Амура были показаны возможности воспроизведения хода расходов и уровней воды в период прохождения паводка 2013 г., а также проведена оценка противопаводковой роли Зейского водохранилища.

Ниже рассмотрены результаты применения описанной в предыдущем разделе модели для воспроизведения условий формирования паводка 2013 г. и расчета гидрографов паводкового стока на всем водосборе р. Амур. Моделирование паводка 2013 г. осуществлялось при тех же значениях параметров модели, которые были определены при ее калибровке. По результатам моделирования получено хорошее соответствие рассчитанных и фактиче-

ских суточных гидрографов стока 2013 г. Значения критерия NSE для отдельных створов составили: г. Хабаровск – 0.92, г. Комсомольск – 0.77, с. Богородское – 0.72, с. Кумара – 0.79, с. Гродеково – 0.82, с. Белогорье – 0.89, с. Усть-Ульма – 0.78, с. У перевоза – 0.83, с. Усть-Ниман – 0.75, г. Цзямусы – 0.76, пгт Хор – 0.64, п. Вагутон – 0.85, ст. Звеньевой – 0.79, приток к Зейскому водохранилищу – 0.90, приток к Бурейскому водохранилищу – 0.87.

С помощью разработанной модели формирования стока Амура появляется возможность более детального анализа условий формирования паводка 2013 г., по сравнению с тем, который может быть сделан по имеющимся данным наблюдений за стокообразующими факторами, поскольку на большей части бассейна эти наблюдения не проводятся. По результатам моделирования были построены карты пространственного распределения рассчитанных значений запасов воды в снежном покрове и влажности почвы, а также распределения речного стока в бассейне Амура на разные даты в период формирования паводка 2013 г. На основе этих карт, а также карты измеренных осадков было оценено влияние трех основных природных факторов на формирование критического состояния водосбора к началу паводка и экстремального стока в период его прохождения. Первый фактор – высокая насыщенность почвогрунтов водой на большей части бассейна осенью 2012 г. в результате значительного количества осадков. Для демонстрации этого по состоянию на первое число каждого месяца были построены карты отношения рассчитанных запасов воды в верхнем полуметровом слое почвы к влагозапасам при наименьшей полевой влагоемкости каждого типа почв, характеризующего степень насыщения водой почвогрунтов (рис. 4.34).

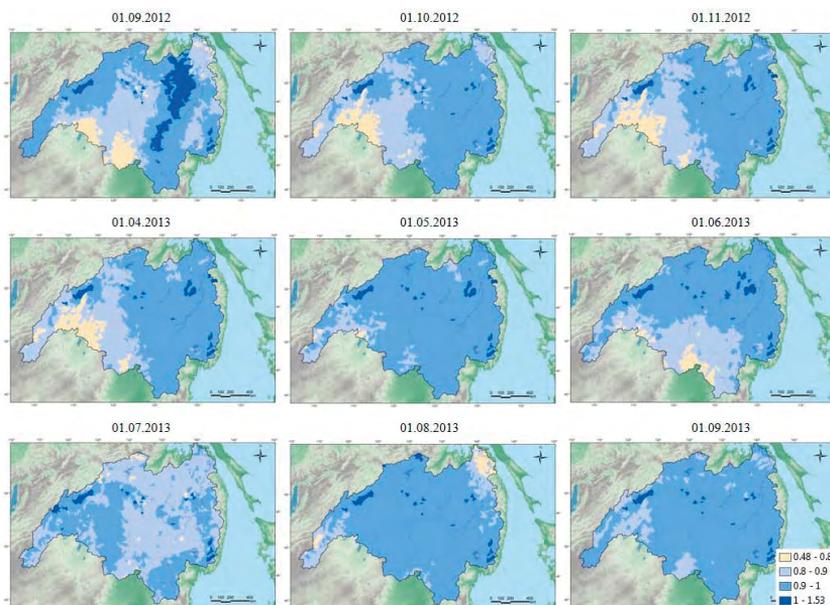


Рис. 4.34. Отношение рассчитанных запасов воды в верхнем полуметровом слое почвы к наименьшей полевой влагоемкости почв в бассейне р. Амур на 1-ое число каждого месяца 2013 г.

Результаты расчетов показали, что на большей части водосбора почвогрунты в период весеннего половодья были близки к насыщению, а их максимальное увлажнение сформировалось к началу мая 2013 г. Во многом это стало результатом снежной зимы 2012–2013 гг., приведшей к формированию максимума запасов воды в снежном покрове к началу апреля 2013 г. – второй фактор (рис. 4.35).

Кроме того, для весны 2013 г. был характерен более поздний переход средней по бассейну среднесуточной температуры воздуха через 0°C. Если в среднем за последние 20 лет это наблюдалось 3 апреля, то в 2013 г. – 20 апреля. Соответственно, впитывающая способность насыщенных водой почвогрунтов была затруднена, что привело к формированию на водосборе позднего и довольно мощного половодья, а также уменьшению естественной регулирующей емкости бассейна Амура перед началом летнего дождливого периода.

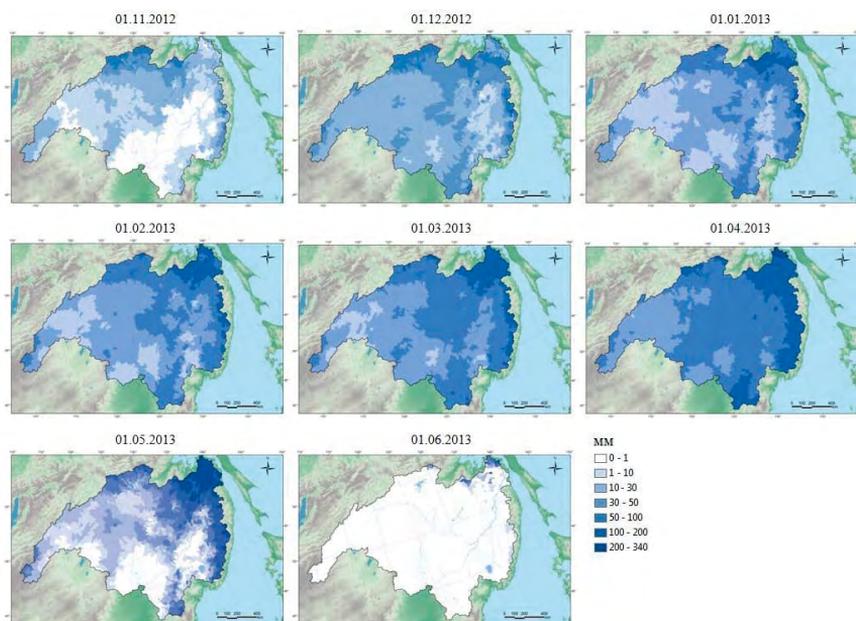


Рис. 4.35. Распределение рассчитанных запасов воды (мм) в снежном покрове в бассейне р. Амур на 1-ое число каждого месяца 2013 г.

Главный фактор, обусловивший катастрофическое наводнение, – уникальная синоптическая обстановка, которая сложилась над территориями российского Дальнего Востока и северо-востока Китая. Обильные летние осадки стали следствием серии мощных полярно-фронтовых циклонов, начиная уже со второй половины июня. Это объясняется аномальным углублением муссонной депрессии над сушей и смещением на северо-запад Тихого океана отрога блокирующего гавайского антициклона на 10–15° (Семенов и др., 2014). В результате на многих метеостанциях месячные нормы осадков (по данным Гидрометцентра за 1961–1990 гг.) были пре-

вышены в несколько раз. Провести аналогичные оценки для зарубежной части бассейна не было возможности ввиду отсутствия официальных данных по нормам осадков за указанный период. По результатам анализа распределения выпавших осадков в бассейне Амура по месяцам отмечено, что в июне максимальные по бассейну осадки наблюдались в бассейне Сунгари, Аргуни и верховьях Буреи; в июле – в бассейне Зеи и особенно Зейского водохранилища; в августе – в нижнем течении Зеи и Буреи и на притоках Усури; в сентябре также для бассейнов Зеи и Буреи, но при этом наблюдавшаяся сумма осадков в несколько раз меньше по сравнению с выпавшей в июле-августе.

Наибольшее количество осадков за период с июня по сентябрь в бассейне р. Амур выпало в июле-августе. За этот период максимальные значения сумм осадков для всего бассейна Амура приурочены к Нижне-Зейской равнине.

В результате обильных осадков, выпавших на увлажненную почву, фаза летней межени, которая на Амуре наблюдается в июне – первой половине июля, практически не была выражена, и дождевая вода с минимальными потерями на впитывание в почву стекала в речную сеть, что привело к резкому росту расходов и уровней воды в реках бассейна. Максимумы месячного слоя стока, конечно, соответствуют горным территориям и распределению осадков: июнь – верхнее течение Буреи и Амгуни, июль – бассейн Зеи и притоки Усури, август – бассейны Зеи и Буреи, притоки Усури. В сентябре, по сути, наблюдалось добегание воды по русловой сети (рис. 4.36).

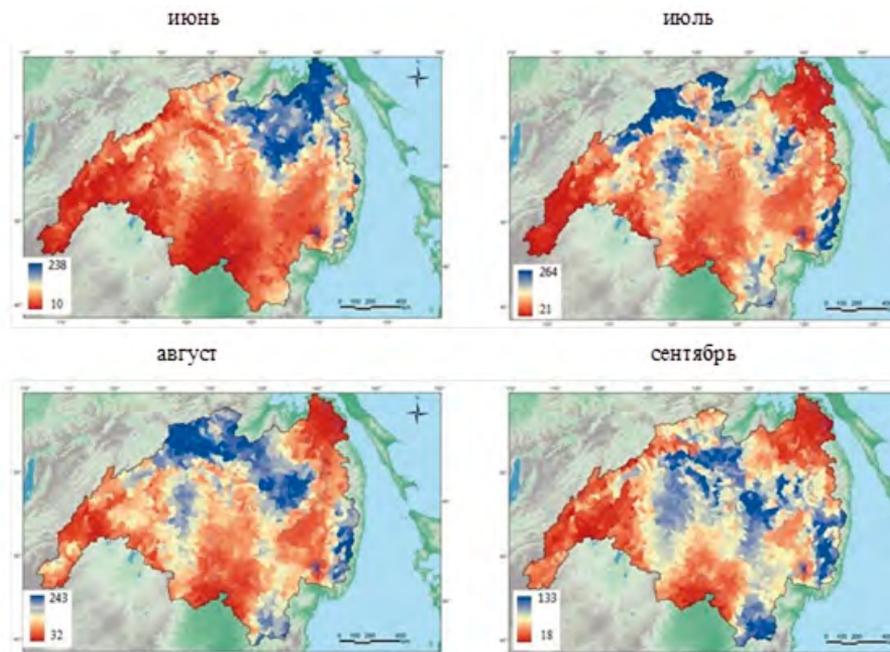


Рис. 4.36. Пространственное распределение рассчитанного среднемесячного слоя стока (мм) в бассейне р. Амур в 2013 г.

Помимо комплекса природных факторов, на формирование катастрофического наводнения 2013 г. оказала влияние антропогенная деятельность, например, существенное снижение пропускной способности русла в районе Хабаровска в результате искусственного перераспределения стока между рукавами, что способствовало повышению уровней воды в 2013 г. до экстремальных значений (Болгов и др., 2015). В результате на многих участках речной сети уровень воды превысил максимальные величины, зарегистрированные за период инструментальных наблюдений. На протяжении Среднего и Нижнего Амура уровень затопления на 1–2.5 м превысил опасные отметки подтопления жилых строений, а продолжительность стояния воды над этими отметками достигала почти 1.5 месяцев.

#### *4.3.6 Основные результаты моделирования формирования речного стока в бассейне р. Амур*

Разработана и апробирована по многолетним данным наблюдений региональная модель формирования речного стока для всего бассейна р. Амур, учитывающая пространственную неоднородность характеристик водосбора, влияние водохранилищ и позволяющая рассчитать среднесуточные расходы воды в основном русле и на притоках за многолетний период, моделировать с суточным разрешением пространственное распределение характеристик снежного покрова, влажности почвы, испарения и других составляющих гидрологического цикла речного бассейна в целом и его частных водосборов по стандартным данным метеорологического и водохозяйственного мониторинга. Впервые апробированы методы определения параметров применяемой модели формирования стока на основе глобальных баз данных о характеристиках почв и ландшафтов. Проведена калибровка параметров модели и верификация на независимом материале.

Разработанная модель формирования речного стока позволила с удовлетворительной точностью воспроизвести наблюдаемые гидрографы суточного стока на 15 гидрологических постах (из них 6 на основном русле р. Амур и 9 на притоках). Показаны возможности региональной гидрологической модели в бассейне р. Амур для более детального анализа условий формирования экстраординарного паводка 2013 г., чем это может быть сделано на основе данных довольно редкой сети гидрометеорологических наблюдений.

## **4.4 Модель формирования речного стока в бассейне р. Маккензи: разработка, результаты испытаний, анализ полей гидрологических процессов**

### *4.4.1 Краткая характеристика объекта*

Маккензи – крупнейшая река Арктического бассейна в западном полушарии – «северная Амазонка» ("Cold Amazon"). Началом реки Маккензи считается исток из Большого Невольничьего озера; длина реки составляет 1700 км, но вместе с притоком Атабаска река простирается на 4240 км. Пло-

щадь водосбора составляет 1800 тыс. км<sup>2</sup>. К бассейну реки относятся крупнейшие канадские озера – Большое Медвежье (площадь зеркала 31 300 км<sup>2</sup>), Большое Невольничье (28 570 км<sup>2</sup>), Атабаска (7 850 км<sup>2</sup>), а также крупное водохранилище Вулластон. Процессы гидрологического цикла, происходящие в огромном бассейне этой реки, занимающем почти десятую часть площади континентальной Северной Америки, оказывают существенное влияние на глобальный водообмен и динамику климатической системы Земли. Сток р. Маккензи составляет по разным оценкам от 5 до 10 % от общего притока пресных вод в Северный ледовитый океан (GRDC, 2014) и играет значительную роль в энерго- и массообмене вод суши с океаном.

Пространственная неоднородность климатических условий, сложный рельеф от горных массивов Западных Кордильер до обширных озерных и заболоченных пространств Внутренних равнин (Interior Plains), наличие ледников и снежников на горных хребтах, широкое распространение многолетнемерзлых пород, пестрота типов почв и растительности, от бореальных лесов до арктических и альпийских тундр, – все это обуславливает разнообразие механизмов стокообразования на огромной территории бассейна, что проявляется в различиях типов водного режима рек. По существу, для рек бассейна Маккензи характерны все типы водного режима, выделяемые (Church, 1974) для арктических территорий – от нивального (nival – Ogilvie River) и ледникового (proglacial – Athabasca River) до озерного (prolacustrine – Lesser Slave River) и болотного (wetland – Little Buffalo River) режимов (Woo, Thorne, 2003). На естественный водный режим притоков в верхней части бассейна накладывается влияние водохранилища.

Пространственная неоднородность процессов гидрологического цикла делает разработку процессно-ориентированной пространственно распределенной модели формирования речного стока чрезвычайно сложной задачей. Гидрологическое моделирование бассейна осложняется проблемой нехватки данных, особенно в высокогорьях и на севере Канады (Pietroniro, Soulis, 2003). Существенный прогресс в развитии методов регионального гидрологического моделирования в бассейне Маккензи связан с проектом Mackenzie GEWEX Study (MAGS). MAGS, являясь Канадским вкладом в эксперименты континентального масштаба GEWEX, был разработан для понимания и моделирования высокоширотных водных и энергетических циклов в бассейне реки Маккензи (Woo et al., 2008). Гидрологические исследования в рамках этого проекта были направлены на улучшение параметризации процессов гидрологического цикла суши в Канадской модели CLASS (Canadian Land Surface Scheme) взаимодействия суши с атмосферой – части Канадской глобальной модели климата (CGCM). Реализация этого проекта позволила углубить и систематизировать представления об особенностях процессов формирования речного стока в бассейне Маккензи. Имеющийся опыт гидрологического моделирования в бассейне Маккензи связан, в большей степени, с разработкой моделей частных водосборов: Scotty Creek (Quinton, Baltzer, 2013), Wolf Creek (Pomeroy et al., 2007), Liard River (Thorne, 2011), Peace River, Athabasca River (Toth et al., 2006), Smoky River (Kamali, 2013).

В данном разделе изложен опыт построения региональной гидрологической модели с распределенными параметрами на базе ИМК ECOMAG, описывающей динамику полей гидрологических процессов в бассейне р. Маккензи с суточным временным разрешением в течение многолетнего периода.

#### 4.4.2 Информационное обеспечение модели

В состав картографических материалов, использованных для схематизации речного бассейна и задания модельных параметров при разработке модели гидрологического цикла и формирования стока в бассейне Маккензи, входили: цифровая топографическая карта 10-миллионного масштаба; описанные в разделе 2.4.2 глобальные картографические и цифровые информационные ресурсы на территорию суши, пространственное распределение которых отражено в виде гридов (матриц) с разрешением 1×1 км: цифровая модель рельефа HYDRO1k, почвенная база HWSD, ландшафтная база GLCC; карты пространственных полей характеристик гидрологического цикла в бассейне р. Маккензи масштаба 1:10 000 000 из гидрологического атласа Канады (Hydrological Atlas of Canada, 1978); карты-схемы пунктов гидрометрических наблюдений.

В состав гидрометеорологического обеспечения модели ECOMAG для проведения гидрологических расчетов в бассейне Маккензи были задействованы следующие ресурсы:

- метеорологические поля реанализа WATCH (Weedon et al., 2011), представляющие собой синтез данных реанализа ERA-40 с пространственным разрешением 2.5°× 2.5° и суточным временным разрешением, разработанного Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), и данных Climate Research Unit TS2.1 (CRU) с пространственным разрешением 0.5°× 0.5° и месячным временным разрешением для устранения систематических погрешностей в среднемесячных значениях. Кроме того, для реанализа WATCH среднемесячные величины осадков корректируются в соответствии с набором данных Глобального центра климатологии (GPCC). В итоге подготовленная для модели формирования стока база включает временные ряды среднесуточных величин температуры и влажности воздуха, суточных сумм осадков, привязанных к регулярной расчетной сетке на территорию бассейна за период 1971–2001 гг.;
- ежесуточные расходы воды на гидрометрических постах р. Маккензи и ее притоков за период 1971–2002 гг. из глобальной базы данных GRDC (Global Runoff Data Center) и базы данных HYDAT, сформированной Водной службой Канады (Water Survey of Canada – <https://wateroffice.ec.gc.ca/>).

#### 4.4.3 Модельная схематизация речного бассейна и русловой сети

При модельной схематизации территории бассейна р. Маккензи с использованием технологии *Ecomag Extension* на основе цифровой модели рельефа HYDRO1k с разрешением 1x1 км (рис. 4.37 а) выделялись частные водосборные площади притоков (рис. 4.37б) с площадью не менее 2000 км<sup>2</sup>.

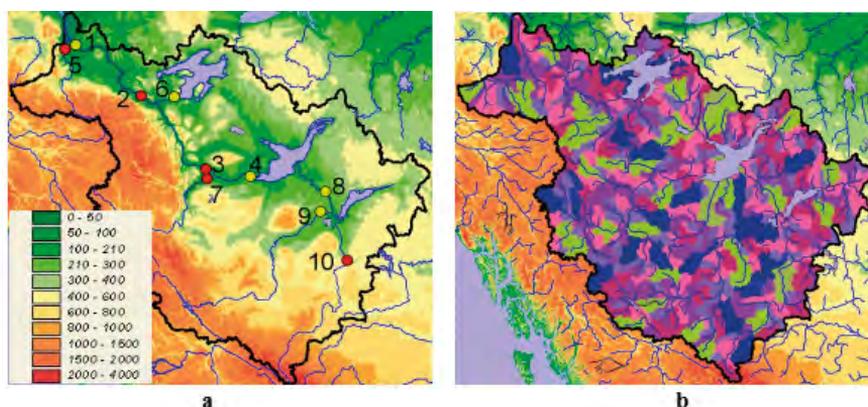


Рис. 4.37. Цифровая модель рельефа и гидрометрические посты (а), модельная речная сеть и расчетные водосборы (б) в бассейне р. Маккензи

Всего в бассейне Макензи было выделено 492 расчетных элемента (рис. 4.37б), их средняя площадь составляет около  $3600 \text{ км}^2$ , модельная речная сеть кроме основной реки включала 54 впадающих в главную реку притока 1-го порядка, 112 притоков 2-го порядка, 71 – 3-го и 9 притоков 4-го порядка (рис. 4.37б). Из баз данных HWSO и GLCC каждому расчетному элементу назначались соответствующие модельные параметры (типы почв и растительности, механический состав и т. д.). Для назначения почвенных параметров использовались педотрансферные функции, позволяющие рассчитать почвенно-гидрологические константы, задаваемые как параметры модели: пористость, наименьшая полевая влагоемкость, влажность завядания, коэффициент фильтрации (Калугин, 2015). Часть параметров модели (коэффициенты стока, испарения почвенной влаги и промерзания почвы) задавались на основе данных глобальной базы типов ландшафтов GLCC для каждого из 32 выделенных типов ландшафтов в бассейне Маккензи.

#### 4.4.4 Учет региональных особенностей формирования стока при разработке модели

Особенности генезиса формирования стока в бассейне р. Маккензи обусловили необходимость расширения оригинальной версии модели ЕСОМАГ за счет включения двух дополнительных блоков модели. Первый из них описывает регулирование речного стока имеющимися в бассейне крупными озерами в виде линейных емкостей с учетом нарастания и таяния ледяного покрова на этих озерах:

$$\frac{dW}{dt} \pm \frac{dW_{ice}}{dt} = Q_{in} - k_1 W, \quad (4.6)$$

$$W_{ice} = Ak_2 \sum_i -T_a,$$

где  $W$  – емкость озера,  $\text{км}^3$ ;  $W_{ice}$  – емкость ледяного покрова,  $\text{км}^3$ ;  $Q_{in}$  – приток воды в озеро,  $\text{км}^3/\text{сут}$ ;  $T_a$  – среднесуточная температура воздуха,  $^\circ\text{C}$ ;

$A$  – площадь водной поверхности озера, км<sup>2</sup>;  $k_1$  – константа истечения из озера, 1/сут;  $k_2$  – эмпирическая константа нарастания льда, км/°С.

Во втором дополнительном блоке модели учитывается летнее питание правобережных притоков р. Маккензи за счет таяния ледников и снежников в высокогорных областях. Площади и местоположение ледников и снежников определялись с использованием ГИС-технологий на основе цифровой модели рельефа в зависимости от высоты и широты местности (Котляков, 1984). При расчетах летнего снеготаяния запасы воды в снеге на этих участках не лимитировались.

#### 4.4.5 Калибровка параметров и проверка модели

Калибровка ключевых параметров модели производилась по данным о стоке на пяти гидропостах р. Макензи и ее притоков за период 1991–2001 гг., валидация модели на независимом материале на этих гидропостах выполнялась по гидрографам стока за период 1971–1990 гг., для других пяти гидропостов, которые не были включены в калибровочную серию, валидация проводилась для периода 1971–2001 гг. На рис. 4.37а гидропосты, включенные в калибровочную серию расчетов, окрашены желтым цветом, а в табл. 4.6 – выделены жирным шрифтом; гидропосты, не участвовавшие в калибровке, окрашены на рисунке красным цветом, а в таблице набраны обычным шрифтом. Выбор гидропостов для калибровочной серии расчетов был не случаен. В этот список был включен гидропост Arctic Red River на приустьевом участке р. Маккензи и четыре гидропоста на реках, вытекающих из крупных озер. В последнем случае важно было подобрать константу истечения из озерных котловин, аппроксимированных в модели линейными емкостями (4.6), для учета их регулирующего влияния на гидрографы стока на нижележащих участках рек.

Статистические оценки соответствия рассчитанных и фактических величин стока для периодов калибровки и валидации модели оказались близкими. Результаты за весь период расчетов приведены в табл. 4.6. Гидрометрические посты здесь приведены в порядке их расположения от устья р. Маккензи к ее верховьям. На рис. 4.38 показаны гидрографы стока за период 10 лет (1980–1989) по всем створам сравнения.

Таблица 4.6

**Значения критериев соответствия фактических и рассчитанных гидрографов стока в бассейне р. Маккензи**

	Река и пункт наблюдения	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	<i>NSE</i> (сутки)	<i>NSE</i> (месяц)	<i>R</i> <sup>2</sup> месяц)	<i>R</i> <sup>2</sup> (год)	<i>BIAS</i> , %
<b>1</b>	<b>Mackenzie River at Arctic Red River</b>	<b>1660</b>	<b>0.87</b>	<b>0.93</b>	<b>0.93</b>	<b>0.56</b>	<b>-0.6</b>
2	Mackenzie River at Norman Wells	1570	0.86	0.93	0.93	0.59	0.7
3	Mackenzie River at Fort Simpson	1270	0.86	0.93	0.93	0.56	3.2
<b>4</b>	<b>Mackenzie River near Fort Providence</b>	<b>970</b>	<b>0.72</b>	<b>0.77</b>	<b>0.80</b>	<b>0.47</b>	<b>3.8</b>
5	Peel River above Fort Mopherson	70.6	0.60	0.70	0.83	0.12	-28.1
<b>6</b>	<b>Great Bear River at outlet of Great Bear Lake</b>	<b>145</b>	<b>-15.2</b>	<b>-14.4</b>	<b>0.30</b>	<b>0.05</b>	<b>-28.7</b>
7	Liard River near the Mouth	275	0.71	0.87	0.87	0.54	-5.5
<b>8</b>	<b>Slave River at Fitzgerald</b>	<b>606</b>	<b>0.66</b>	<b>0.72</b>	<b>0.76</b>	<b>0.60</b>	<b>-2.0</b>
<b>9</b>	<b>Peace River at Peace Point</b>	<b>293</b>	<b>0.40</b>	<b>0.48</b>	<b>0.55</b>	<b>0.54</b>	<b>-14.8</b>
10	Athabasca River below McMurray	133	0.71	0.80	0.80	0.62	6.4

Анализ таблицы 4.6 показывает, что наилучшие оценки соответствия фактических и рассчитанных гидрографов стока по всем статистическим критериям ( $NS > 0.70$ ,  $BIAS < 10\%$ ) получаются для четырех гидропостов на р. Маккензи и на двух не зарегулированных озерами притоках (Liard River и Athabasca River).

Вместе с тем на гидрографе стока в створе Mackenzie River near Fort Providence, расположенном ниже Большого Невольничьего озера (Great Slave Lake) заметны систематические завышения модельных расходов в период весеннего половодья (рис. 4.38). Необходимо отметить, что на гидрографах стока рек, вытекающих из крупных озер, сказывается, во-первых, непосредственное регулирующее влияние крупных емкостей, и, во-вторых, влияние изменения объемов этих емкостей вследствие заморзания-таяния ледяного покрова на озерах. Влияние регулирующих емкостей обуславливает более плавные внутригодовые изменения гидрографов стока: пики половодий и паводков снижаются, меженные расходы увеличиваются, подъемы и спады гидрографов стока становятся более пологими. В результате изменения толщины ледяного покрова меняется регулирующая емкость озер. Осенью, в период нарастания ледяного покрова, происходит уменьшение емкости озер, что обуславливает более резкий спад гидрографов по сравнению с аналогичной ситуацией при отсутствии ледяного покрова. Весной, в период таяния ледяного покрова, емкость озер увеличивается и обуславливает более резкие подъемы и более высокие пики гидрографов. Возможности адекватной алгоритмизации и моделирования этого чрезвычайно сложного механизма регулирования стока северными озерами на данном этапе ограничены. Тем не менее, для трех гидропостов на зарегулированных реках (Mackenzie River near Fort Providence, Slave River at Fitzgerald, Peace River at Peace Point) оценки соответствия гидрографов могут быть признаны удовлетворительными ( $NS > 0.40$  и  $|BIAS| < 15\%$ ). И лишь для одного гидропоста, расположенного на р. Большой Медвежьей (Great Bear River), вытекающей из Большого Медвежьего озера (Great Bear Lake), результаты моделирования стока на выходе из озера оказались неудовлетворительными. Из рис. 4.38 видно, что расчетная амплитуда внутригодовых колебаний стока получилась существенно большей по сравнению с фактическими колебаниями. С использованием территориально общих для всего бассейна значений модельных параметров нам не удалось получить и правильные среднемноголетние расчетные значения стока (нормы) в этом створе: по факту среднемноголетний расход составил  $509 \text{ м}^3/\text{с}$ , расчетное значение получилось равным  $363 \text{ м}^3/\text{с}$ . По-видимому, представление такого большого озера как Большое Медвежье (площадь поверхности озера –  $31\,300 \text{ км}^2$ ), в виде линейной емкости является слишком упрощенным описанием процесса регулирования стока озером и требует дальнейшего совершенствования. Поскольку годовой сток р. Большой Медвежьей составляет около 6 % от годового стока в замыкающем створе реки Маккензи, то погрешности в расчетах стока в первом из упомянутых створов слабо сказываются на точности расчетов в замыкающем створе р. Маккензи.

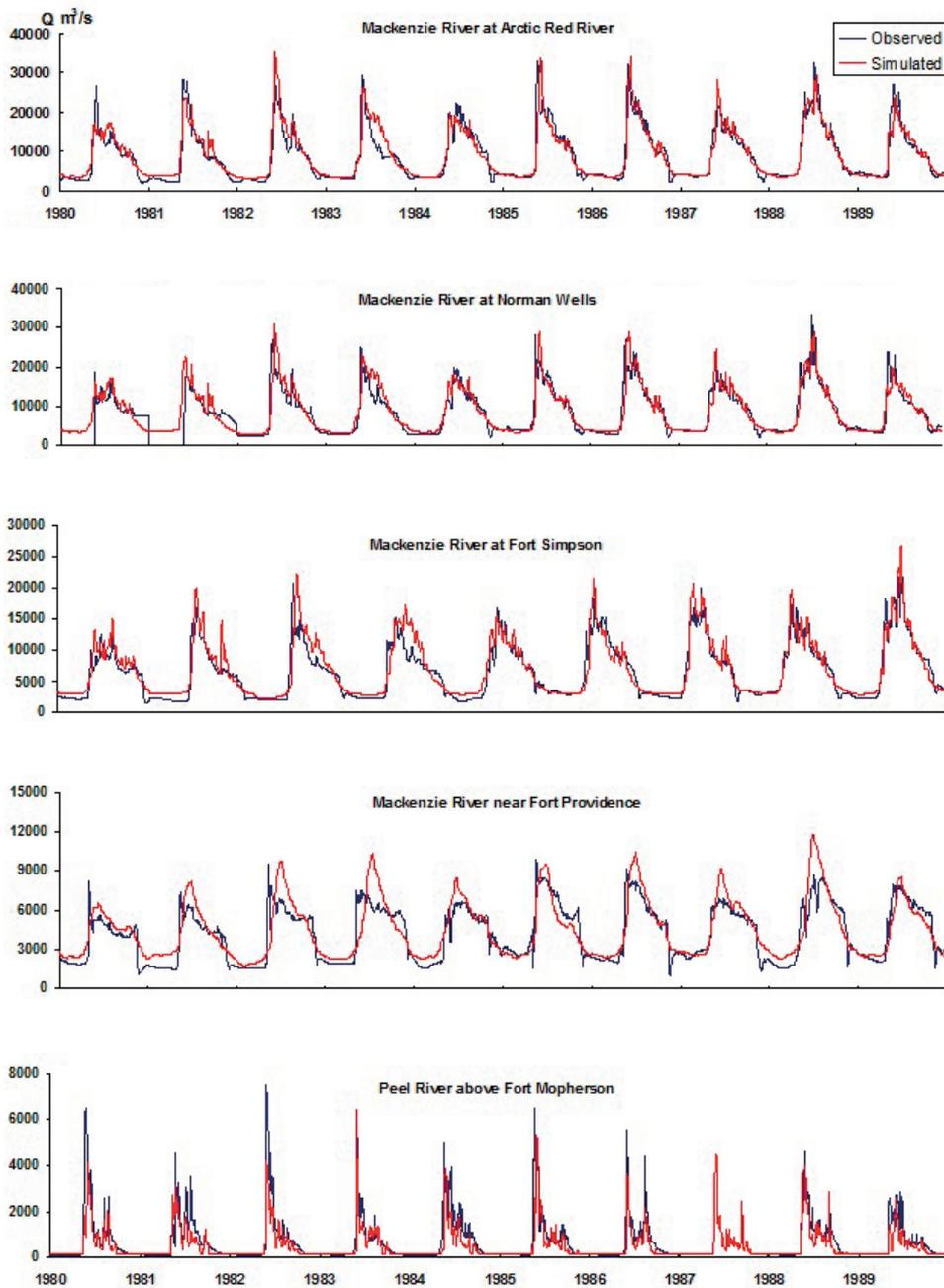


Рис. 4.38. Фактический (синий) и рассчитанный (красный) гидрографы стока в бассейне р. Маккензи за период 1980–1989 гг. (начало)

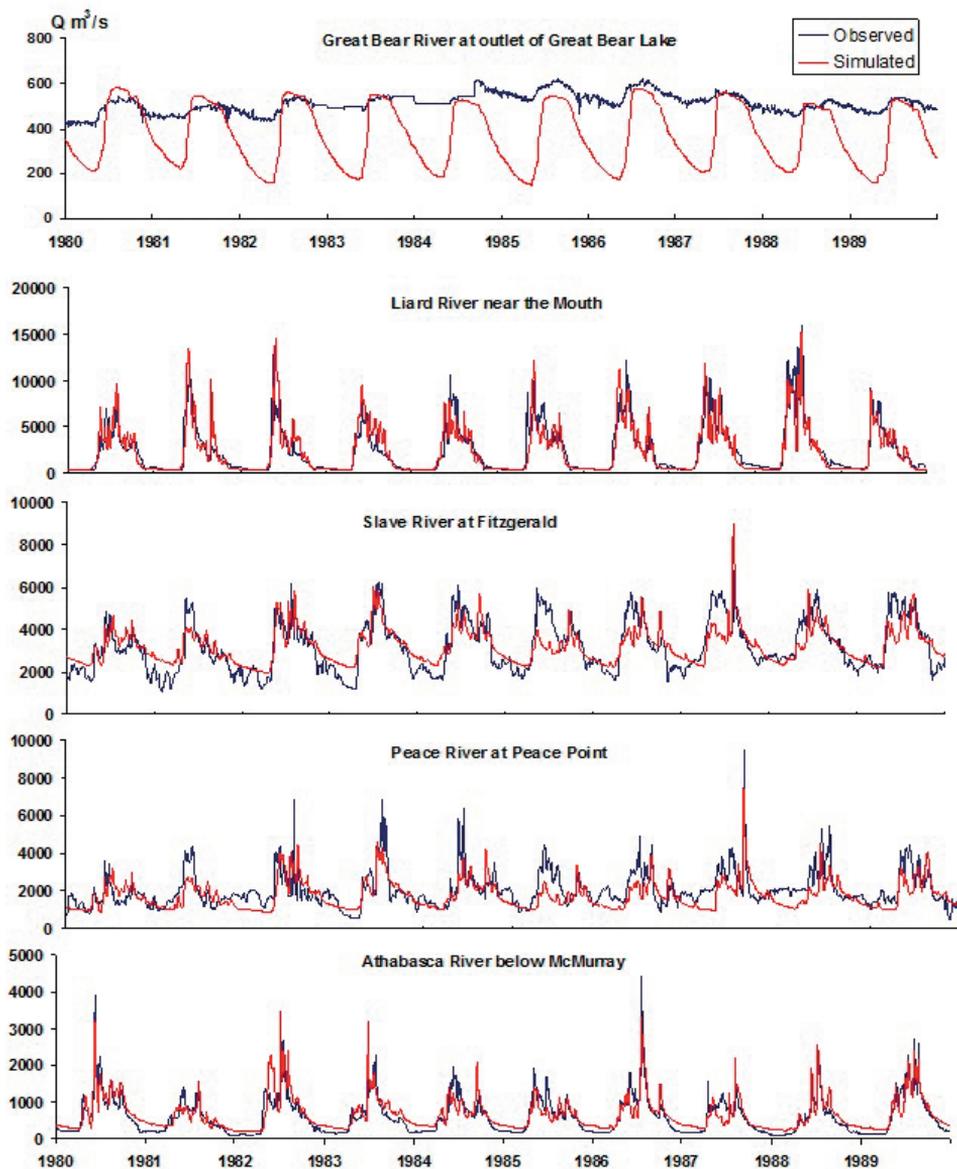


Рис. 4.38. Фактический (синий) и рассчитанный (красный) гидрографы стока в бассейне р. Маккензи за период 1980–1989 гг. (продолжение)

И, наконец, еще один створ – Peel River above Fort Mopherson на самом северном притоке р. Маккензи. По большинству статистических критериев получаются удовлетворительные оценки соответствия гидрографов, т. е. модель неплохо воспроизводит внутригодовую динамику стока. Однако по критерию BIAS результат получился неудовлетворительным: среднегодовой модельный сток получился почти на 30 % ниже фактического. Ос-

новная причина расхождений кроется, на наш взгляд, в неточности задания площади снежников в бассейне этого притока по зависимости от высоты и широты местности (Котляков, 1984). На многих правобережных притоках р. Маккензи, берущих начало в Западных Кордильерах, за счет таяния ледников и снежников в летний период отмечается высокий сток. Численные эксперименты показали, что результаты моделирования стока на этих притоках могут существенно улучшиться при уточнении и коррекции в модели площади ледников и снежников в бассейнах этих рек.

Резюмируя анализ сравнения рассчитанных гидрографов стока в бассейне р. Маккензи с данными наблюдений, можно отметить следующее:

1. Для большинства гидрометрических створов по статистическим критериям получено хорошее и удовлетворительное соответствие результатов. Исключение составляет лишь один створ на Bear River at outlet of Great Bear Lake, для которого результаты моделирования стока получились неудовлетворительными, однако вклад этого притока в суммарный сток реки Маккензи незначителен (около 6 %), поэтому погрешности моделирования для этого водосбора слабо сказываются на точности моделирования реки ниже его впадения в главную реку.

2. Целесообразно совершенствование алгоритмов блока модели по регулированию стока крупными озерами с учетом изменения ледяного покрова на них. По некоторым оценкам (Prowse, Carter, 2002), возможные изменения регулирующих емкостей водоемов за счет нарастания и таяния ледяного покрова могут составлять 15–19 % от объема весеннего половодья.

3. Результаты моделирования стока на правобережных притоках р. Маккензи, берущих начало в горах, могут быть улучшены при уточнении площади оледенения и снежников в бассейнах этих рек, возможно, с привлечением данных ДЗЗ.

4. Одним из источников расхождений гидрографов могут быть неточности в определении фактических гидрографов стока, в особенности в периоды стояния и разрушения ледяного покрова на реках (Prowse, Carter, 2002).

#### *4.4.6 Моделирование среднемноголетних полей слоя осадков, стока и испарения*

Построение карт рассчитанных по модели среднемноголетних полей характеристик гидрологического цикла (осадков, стока и испарения) для бассейна р. Маккензи проводилось по той же методике, что и для бассейнов рек Волги и Лены. В узлах (центрах тяжести) расчетных водосборов (рис. 4.37б) за многолетний период с суточным шагом по времени выполнялись расчеты слоев осадков по реанализу WATCH, эффективного водообразования за счет поверхностного, подповерхностного и грунтового стока, и суммарного испарения. Эти поля затем осреднялись, и с помощью ГИС-технологии строились карты среднемноголетних слоев этих характеристик.

На рис. 4.39 приведены среднемноголетние поля слоя осадков, стока и испарения в бассейне р. Маккензи: на левых панелях показаны фактические поля, оцифрованные нами и построенные на основе приведенных в Гидрологическом атласе Канады (Hydrological Atlas of Canada, 1978) карт, а справа показаны поля, рассчитанные по модели ECOMAG.

При сравнении фактического и рассчитанного на основе данных метеорологического реанализа полей осадков на верхних панелях рис. 4.39а и 4.39б видно, что в целом структура пространственного распределения осадков по территории бассейна сохраняется: на северо-востоке территории отмечаются пониженные осадки, на юге и в особенности на юго-западе прослеживаются более влажные области, обусловленные главным образом орографическими факторами, – наличием горных массивов. В то же время, на картах можно выделить и существенные различия. В частности, на западной окраине бассейна по данным реанализа получаются менее увлажненные области по сравнению с фактическими полями. Осредненный по всему бассейну р. Маккензи с помощью ГИС-технологии среднемноголетний слой осадков для поля, построенного на основании (Hydrological Atlas of Canada, 1978) на рис. 4.39а, составил 471 мм, для поля реанализа на рис. 4.39б – 372 мм. По данным различных авторов приводятся следующие цифры для средних по бассейну осадков: 410 мм (Mackenzie..., 2003), 422 мм (Louie et al., 2002), 480 мм (Данилов-Данильян, 2012). Отсюда можно сделать вывод о том, что поля осадков, построенные по данным метеорологического реанализа, в целом по бассейну дают заниженные значения осадков, и это занижение особенно заметно для западной гористой его части. В то же время цифровое поле осадков, построенное на основании малоградиентной карты Атласа (Hydrological Atlas of Canada, 1978), по-видимому, несколько переоценивает среднемноголетние осадки в этой области.

На средних панелях рис. 4.39с и 4.39д представлены соответственно карта среднемноголетнего слоя стока, построенная по данным гидрометрических наблюдений за 30-летний период 1941–1970 гг. в Атласе (Hydrological Atlas of Canada, 1978), и рассчитанная карта слоя стока по модели с использованием метеорологического реанализа за 32-летний период 1971–2002 гг. Необходимо отметить, что большинство гидрометрических створов в бассейне Маккензи расположены в его южной части, в то время как в северной половине бассейна и его восточной части плотность станций измерений стока гораздо ниже.

При визуальном сравнении этих карт можно отметить некоторое подобие пространственного распределения фактического и модельного полей стока: в центральной зоне и восточной части бассейна выделяются области пониженного стока, по западной окраине бассейна отмечаются более высокие значения слоя стока. Из анализируемых рисунков видно, что фактические и рассчитанные поля среднемноголетнего слоя стока на большей части территории бассейна р. Маккензи, за исключением его юго-западной гористой окраины, отличаются не более чем на одну градацию легенды рисунков. Диапазон фактических значений слоя стока в бассейне р. Маккензи колеблется в пределах от 63 мм в южной части бассейна в зоне прерий до более чем 1000 мм в юго-западной горной части. Диапазон рассчитанных по модели значений – от 25 до 850 мм. Осредненные по площади бассейна Маккензи значения фактического и рассчитанного слоя стока составили соответственно 220 и 170 мм, а объемы среднегодового стока р. Маккензи (интеграл по площади бассейна от поля среднемноголетнего слоя стока) – соответственно 396 и 306 км<sup>3</sup>. По нашим оценкам, фактический среднегодо-

вой сток реки по гидрометрическим данным за период 1971–2002 гг. в устье реки составил  $9900 \text{ м}^3/\text{с}$  ( $312 \text{ км}^3$ ), а рассчитанный по модели –  $9700 \text{ м}^3/\text{с}$  ( $306 \text{ км}^3$ ), т. е. отличается на 2 %. Фактический среднегодовой объем стока р. Маккензи по данным различных авторов приводится в диапазоне от  $300 \text{ км}^3$  (Woo, Thorne, 2014) до  $350 \text{ км}^3$  (Данилов-Данильян, 2012) при средних значениях  $325 \text{ км}^3$  (Yang et al., 2015) и  $316 \text{ км}^3$  (Louie et al., 2002). Из этих оценок становится очевидным, что оцифрованная нами карта фактического среднееголетнего слоя стока (Hydrological Atlas of Canada, 1978) содержит погрешности и переоценивает средний слой стока примерно на 25 %.

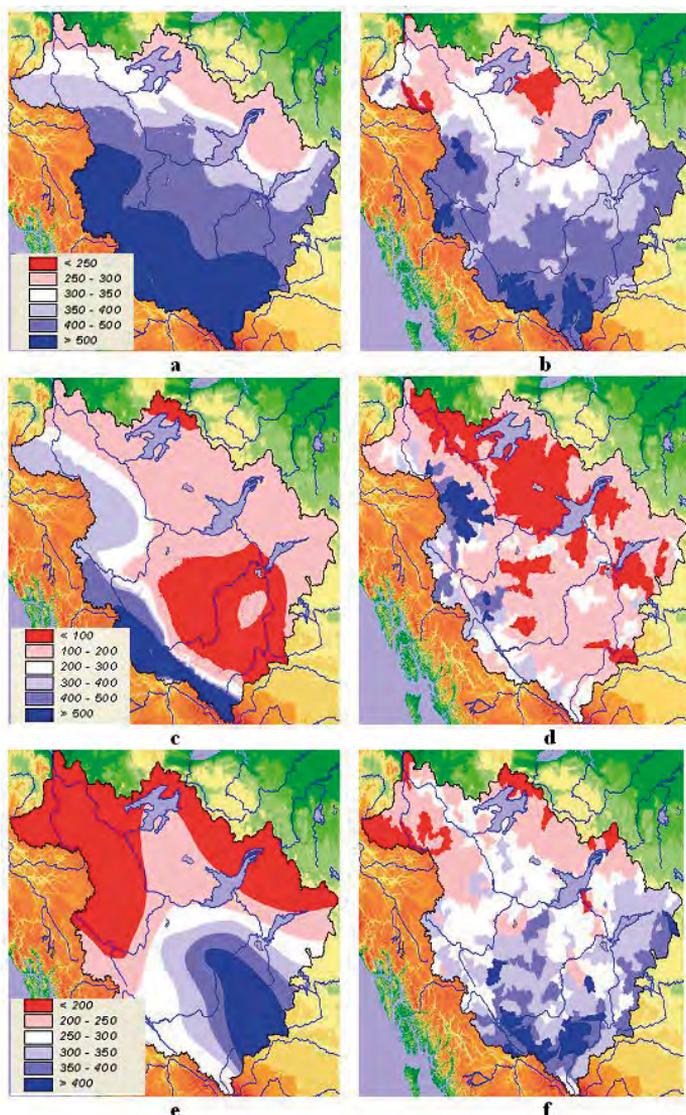


Рис. 4.39. Фактические и рассчитанные среднееголетние поля слоя осадков (соответственно, а и б), стока (с и d) и испарения (е и f) в бассейне р. Маккензи (мм)

На нижних панелях рис. 4.39 показаны поля слоя суммарного испарения. Видно, что в пространственной структуре рассчитанного и фактического полей отмечается некоторое подобие. По окраинам бассейна в его северной части отмечаются низкие значения суммарного испарения, которые вырастают в южном направлении через центральную часть бассейна с максимумами на его южной окраине. Вместе с тем, на анализируемых картах имеются и существенные различия. Так, приведенное в Атласе (Hydrological Atlas of Canada, 1978) фактическое поле испарения получено путем разности между приведенными там же полями слоев осадков и стока. Поэтому все отмеченные выше расхождения между фактическими и рассчитанными полями осадков и стока на рис. 4.39 автоматически выплывают и на полях суммарного испарения. Диапазон изменения фактических значений на карте слоя суммарного испарения – от 100 до 450 мм при среднем по бассейну значении 250 мм, рассчитанный по модели диапазон составляет от 120 до 590 мм при средней по бассейну норме 290 мм. По оценкам различных авторов среднегодовой слой эвапотранспирации в бассейне р. Маккензи, оцененный по разности между слоями осадков и стока, находится в диапазоне от 246 мм (Louie et al., 2002) до 286 мм (Данилов-Данильян, 2012).

Одними из наиболее вероятных причин расхождений фактических и рассчитанных полей характеристик гидрологического цикла бассейна р. Маккензи можно назвать следующие:

1. Содержащиеся в (Hydrological Atlas of Canada, 1978) карты фактических среднемноголетних слоев осадков и стока содержат значительные погрешности, главным образом, вследствие низкой плотности пунктов гидрометеорологических наблюдений, особенно в горах и арктических областях. Косвенным подтверждением этого тезиса является значительный разброс средних по бассейну значений этих характеристик, приведенных в работах различных авторов.

2. Содержащаяся в (Hydrological Atlas of Canada, 1978) карта фактического среднемноголетнего слоя испарения, полученная как разность между картами осадков и стока, несет в себе погрешности построения обеих карт.

3. Оцифрованные нами карты фактических среднемноголетних слоев осадков, стока и испарения (Hydrological Atlas of Canada, 1978) содержат погрешности, связанные с неопределенностью пространственной интерполяции в малоградиентных полях характеристик гидрологического цикла (главным образом, вследствие низкой плотности станций наблюдений).

4. Поля осадков, построенные по данным метеорологического реанализа ERA-40, по-видимому, дают заниженные значения осадков, особенно для западной гористой его части, что сказывается на результатах моделирования других полей гидрологического цикла.

5. Разные периоды осреднения данных наблюдений за осадками и стоком и рассчитанных результатов также могут оказывать влияние на расхождения между сравниваемыми картами.

6. Расхождения могут быть обусловлены погрешностями расчета среднемноголетних полей характеристик гидрологического цикла по модели ECOMAG.

Таким образом, при визуальном сравнении фактических и рассчитанных на основе данных метеорологического реанализа полей характеристик гидрологического цикла (осадков, стока, суммарного испарения) в бассейне р. Маккензи в целом сохраняется структура пространственного распределения и тенденции изменения полей по территории бассейна. Однако из-за погрешностей определения осадков по реанализу и карт фактических среднесуточных полей, обусловленных, главным образом, слишком низкой плотностью пунктов гидрометеорологических наблюдений (особенно в горах и арктических областях), между фактическими и рассчитанными полями местами отмечаются значительные расхождения, и при недостаточно развитой сети гидрометеорологического мониторинга статистический анализ соответствия этих полей преждевременен.

## **Глава 5. Модели формирования речного стока в приложении к исследовательским задачам гидрологии речных бассейнов: оценка гидрологических последствий изменения климата**

В гидрологии речных бассейнов сложилось две группы подходов к оценке влияния изменений климата на речной сток.

В первой группе эмпирических методов, основанных на обработке имеющихся данных гидрометеорологических наблюдений в речном бассейне, распространение получили исследования тенденций происходящих изменений с помощью, например, статистического анализа трендов характеристик стока (см., например, Алексеевский и др., 2013; Георгиевский и др., 2014; Фролова и др., 2015), методы анализа чувствительности этих характеристик к вариациям климатических параметров с использованием индексов «эластичности» (см., например, обзор в Vano, Lettenmaier, 2014), построения связей пространственных и временных изменений стока («trading space for time»; например, Peel, Blöschl, 2011).

Вторая группа объединяет методы, базирующиеся на использовании моделей гидрологического цикла суши, на входе которых задаются искусственные сценарии гидрометеорологических воздействий на речной водосбор. Эти сценарии конструируются либо путем трансформации имеющихся рядов метеорологических наблюдений (например, “delta-change transformation” (Chiew et al., 2009), “power transformation” (Driessen et al., 2010), либо на основе расчетов с помощью моделей климата (см., например, обзор в Krysanova et al., 2016).

Последний подход, объединяющий современные гидрологические модели с моделями климата, позволяет в наибольшей степени учесть разнообразие физических механизмов реакции гидрологической системы на климатические воздействия, однако его развитие сдерживается рядом обстоятельств. В первую очередь это несоответствие между пространственно-временным разрешением климатических моделей и характерными масштабами гидрологических процессов в речном бассейне, а также недостаточная точность воспроизведения метеорологических переменных (особенно осадков) современными моделями (Kundzewicz et al., 2008). Происходящий в последние годы стремительный рост вычислительных ресурсов, развитие измерительных технологий и средств обработки данных наблюдений способствуют совершенствованию моделей климата, смягчению перечисленных проблем, что обуславливает все более широкое распространение указанного подхода к оценке влияния изменений климата на речной сток.

Оценки возможных изменений водного режима рек, приведенные в обобщающих публикациях (Flato et al., 2013), получены, в большинстве своем, с помощью глобальных моделей, которые содержат упрощенные параметризации процессов гидрологического цикла суши. Это приводит к существенным погрешностям в воспроизведении водного режима за период имеющихся наблюдений и росту неопределенности в оценках его возможных

изменений на региональном масштабе (Kundzewicz, Stakhiv, 2010). Перспективы уточнения таких оценок связаны с использованием проверенных по данным наблюдений региональных физико-математических моделей формирования речного стока, граничными условиями для которых служат сценарии будущих гидрометеорологических воздействий на речной водосбор. Способность физико-математических моделей к воспроизведению характеристик водного режима реки и других составляющих гидрологического цикла речного бассейна за период наблюдений, оцениваемая в процессе разработки моделей с применением специальных тестов, рассматривается гидрологическим сообществом как необходимое (хотя и недостаточное) условие получения физически обоснованных оценок гидрологических последствий изменения климата и снижения неопределенности полученных оценок (Гельфан, 2017).

Выделяется четыре группы проблем, связанных с использованием региональных гидрологических моделей для оценки влияния возможных изменений климата на речной сток и другие составляющие гидрологического цикла речного бассейна: (1) оценка робастности гидрологической модели – ее применимости для условий, отличных от современных, которые использовались при разработке, калибровке и проверке модели; (2) оценка чувствительности модели к изменению климатических характеристик; (3) использование расчетных данных глобальных или региональных моделей климата в качестве входных данных в гидрологическую модель и организация численных экспериментов для оценки отклика гидрологических систем на изменение климата, и (4) ранжирование источников неопределенности расчетных оценок возможных гидрологических изменений и ее количественный анализ. В настоящей главе будет описан наш опыт и полученные за последние годы в период совместной работы в лаборатории гидрологии речных бассейнов ИВП РАН новые результаты в решении перечисленных проблем. Эти результаты представлены в нескольких совместных публикациях (Gelfan et al., 2015a, b; 2017; Гельфан и др., 2018a,б), материал которых использован при написании этой главы. Значительная часть работ выполнялась нами в рамках международного проекта ISI-MIP (Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison project), инициированного Потсдамским Институтом изучения климата (PIC, Германия), – масштабного современного проекта в области моделирования влияния изменений климата на природные системы<sup>13</sup> Результаты по исследованию робастности модели получены нами в ходе участия в международном эксперименте<sup>14</sup>, итоги которого составили содержание спецвыпуска “Modelling temporally-variable catchments” журнала *Hydrological Science Journal*.

<sup>13</sup> Выполнение части проекта ISI-MIP, связанной с использованием региональных гидрологических моделей, координируется сотрудником PIC доктором Валентиной Крысановой – одним из ведущих современных специалистов в области моделирования отклика гидрологических систем на изменения климата. Мы выражаем признательность д-ру Крысановой за привлечение нас к выполнению столь масштабного проекта. Кроме авторов монографии, в российский коллектив исполнителей проекта с 2015 года входят сотрудники лаборатории речных бассейнов ИВП РАН к. г. н. Калугин А. С., к. г. н. Крыленко И. Н., Лавренов А. А.

<sup>14</sup> Авторы монографии – руководители коллектива российских исполнителей проекта, в состав которого входили также сотрудники лаборатории гидрологии речных бассейнов ИВП РАН к. г. н. Захарова Е. А., к. г. н. Крыленко И. Н., к. г. н. Морейдо В. М.

## 5.1 Оценка робастности гидрологической модели

Предвычисление реакции гидрологической системы речного бассейна на изменение внешних по отношению к ней воздействий (например, при изменении климата) и/или ее параметров (например, при изменении характеристик водосбора) – традиционные задачи гидрологии суши, возможности решения которых с помощью математических моделей, разработанных для неизменных условий, составляют основное содержание крупнейших научных инициатив Международной ассоциации гидрологических наук (МАГН) последних двух десятилетий. Если предыдущее десятилетие МАГН (2003-2012: Prediction in Ungauged Basins, PUB) было посвящено анализу возможностей «переноса» математических моделей *в пространстве* – от бассейнов, освещенных данными наблюдений, на бассейны с недостатком или отсутствием этих данных, то текущее десятилетие (2013-2022: Panta Rhei) направлено на поиск методов «переноса» моделей *во времени* – в изменившиеся климатические условия. В обоих случаях перед гидрологами встает проблема оценки работоспособности (валидации) гидрологической модели в отсутствие данных наблюдений, точнее, поиска оснований ее применимости для решения диагностических, экстраполяционных задач за пределами (пространственными или временными) имеющихся наблюдений.

Ниже будем рассматривать аспекты проблемы валидации моделей, связанные с моделированием гидрологических последствий изменения климата.

Аналогичные проблемы рассматриваются в смежных геофизических дисциплинах (например, классический анализ применимости моделей климата (Knutti, 2008)). Вместе с тем в силу многолетней направленности гидрологического моделирования на решение разнообразных инженерных задач исследованию проблем валидации моделей в гидрологии традиционно уделяется, пожалуй, больше внимания, чем в смежных дисциплинах (в отличие от прогностических моделей, методы проверки которых намного более развиты, например, в оперативной метеорологии, чем в гидрологии).

Способна ли гидрологическая модель, разработанная и проверенная по данным имеющихся наблюдений, давать надежные результаты в изменившихся климатических условиях и сохранять при этом неизменными структуру и параметры (Thirel et al., 2015a)? Существуют ли специфические «патологии» структуры модели, которые препятствуют такому ее применению (Coron et al., 2011)? Какие тесты позволяют повысить доверие к модели и отобрать «лучшую» модель (Refsgaard et al., 2013)? Является ли проверка модели по данным наблюдений таким тестом (Krysanova et al., 2017)? Как избежать «перекалибровки» (“overcalibration”) модели по данным наблюдений (Andréassian, et al., 2012)? Эти и многие другие стороны рассматриваемой проблемы находятся сейчас в центре внимания специалистов в области гидрологического моделирования (см. статьи спецвыпуска “Modelling temporally-variable catchments” в Hydrol. Science J. 2015 г. и многочисленные ссылки из этих статей).

В настоящем разделе описаны наши результаты по решению наиболее важной, на наш взгляд, задачи, сформулированной в первом из перечисленных выше вопросов, – задачи оценки робастности гидрологической модели по отношению к изменению тех условий, данные наблюдений за которыми

учитывались при ее разработке, калибровке и проверке. В начале будет дан обзор сложившихся представлений о проблеме валидации гидрологических моделей и сформулирована наша позиция по этой проблеме. Затем – представлены результаты по оценке робастности модели ECOMAG по нашей статье (Gelfan et al., 2015a).

### 5.1.1 Проблема валидации гидрологической модели: общие представления и возможность прагматического решения

Валидация численной модели открытой природной системы, рассматриваемая как доказательство адекватности модели описываемой системе, невозможна. Общенаучные корни этого утверждения лежат в области широко распространенного течения современной философии – критического рационализма. В области геофизических наук основания этого утверждения впервые подробно рассмотрены в работе Konikow, Bredehoeft, 1992, в их числе: проблема «неединственности» (“non-uniqueness”) численной модели, состоящая в том, что модели с разными структурой, параметрами и схемой численной реализации дают сходные результаты тестирования; проблема субъективности критериев валидации, приводящая к отсутствию объективных оснований для доказательства преимущества одной модели над другой; т. н. проблема «пространственно-временной дивергенции», возникающая из-за необходимости использовать модель за пределами имеющихся наблюдений, и т. д. Представление о принципиальной невозможности валидации численных моделей природных систем получило распространение в естественных науках (например, Oreskes, 2003). Однако гидрологи, как и специалисты в других областях геофизики, решают практические вопросы и при валидации моделей руководствуются прагматическими соображениями, афористично обобщенными выдающимся британским статистиком Дж. Боксом (“*All models are wrong, but some are useful*”<sup>15</sup>). Оставляя в стороне детали, прагматический подход можно свести к следующим утверждениям:

1. Валидация гидрологической модели невозможна в универсальном смысле, но имеется возможность оценить пригодность модели для решения той задачи, для которой модель разрабатывалась (см., например, Klemeš, 1986; Refsgaard, 2013). Соответственно, вместо термина «валидация» (“validation”) все чаще используется термин «оценивание» (“evaluation”).

2. Указанная возможность реализуется с использованием специальных тестов, которые имитируют с помощью имеющихся данных наблюдений «целевые» условия применения модели – например, условия изменения климата (см., например, (Coron et al., 2011; Andréassian, et al., 2012; Thirel et al., 2015b).

Что понимается под «специальными тестами», будет уточнено ниже. Здесь важно подчеркнуть, что приведенные утверждения увязывают доверие к модели и надежность получаемых с ее помощью результатов решения задачи за пределами имеющихся данных наблюдений с результатами ее проверки по этим данным. Это положение, кажущееся гидрологам вполне естественным, стало в последние годы предметом оживленных дискуссий (см. обзор в Krysanova et al., 2018). Точность расчета наблюдаемых гидро-

15 “Все модели ошибочны, но некоторые из них полезны”.

графов стока с помощью калиброванных и проверенных региональных гидрологических моделей – намного более высокая в сравнении, например, с точностью расчета тех же гидрографов по глобальным гидрологическим моделям (Hattermann et al., 2017), – зачастую не рассматривается как аргумент в пользу их применимости для решения экстраполяционных задач (см., например, Beven, 2002; Seibert, 2003; Kirchner, 2006) и иронически сравнивается со «способностью <марионетки> танцевать под уже известную музыку» (“dance to a tune it has already heard” (Kirchner, 2006)).

В рамках прагматического подхода, наоборот, качество воспроизведения моделью данных наблюдений является показателем уровня доверия к модели. Если модель «не проходит» разработанные тесты по заданным критериям качества, это дает основание предполагать, что модель может быть неадекватна «целевым» условиям ее применения. Если проводить аналогии с анализом статистических гипотез, то это предположение уменьшает вероятность ошибки 2-го рода – принятия неверной гипотезы (модели). В свою очередь, успешное «прохождение» тестов по имеющимся данным наблюдений, хотя и не является само по себе доказательством робастности модели (ее пригодности для решения экстраполяционной задачи), и может рассматриваться как подтверждение того, что модель – один из возможных «кандидатов» на ее решение, т. е. как необходимое, но недостаточное условие применимости модели. Возвращаясь к аналогии с анализом статистических гипотез, успешное «прохождение» тестов уменьшает вероятность ошибки 1 рода – отклонения верной гипотезы (модели). Таким образом, прагматический подход позволяет сформулировать правила, ограничивающие возможность применения модели для тех задач, для которых она не была предназначена.

### *5.1.2 Схемы тестирования модели*

Как подчеркивалось выше, направленность модели на решение экстраполяционных задач (расчетов гидрологических переменных в условиях, не описываемых имеющимися данными наблюдений), диктует необходимость использования специальных тестов и критериев качества модели, отличных от традиционно используемых для задач интерполяции (таких, как, например, гидрологические прогнозы, восстановление рядов наблюдений, и др.). Из прагматических соображений такие специальные тесты должны ставить модель в более «жесткие» условия проверки, выявляющие пределы работоспособности модели, по аналогии с крэш-тестом для автомобилей (уже после написания этого раздела мы нашли, что этот термин – «крэш-тест гидрологических моделей» – ранее использовал В. Андреасян (Andréassian, et al., 2009), правда, в несколько ином контексте)

Иерархическая система тестов, имитирующих с помощью имеющихся данных наблюдений «целевые» условия применения гидрологической модели, была впервые предложена в статье В. Клемеша (Klemeš, 1986) – см. главу 3. Для проверки модели, предназначенной для оценки возможных гидрологических последствий изменения климата, автором был разработан DSS-тест (Differential Split-Sample test). Вначале из имеющихся данных наблюдений конструируются две выборки данных, наблюдавшихся в годы, контрастные по метеорологическим условиям: скажем, одна выборка, состоящая из данных

за холодные и влажные годы, а другая – за теплые и сухие. Калибровка модели проводится по данным, соответствующим одной выборке данных, а независимая проверка – по второй (то есть в общем случае DSS-тестирование модели производится по двум выборкам данных за годы, не образующие последовательного календарного ряда). Этим DSS-тест отличается от стандартно применяемого для калибровки и проверки моделей более «мягкого» SS-теста (Split-Sample test), при котором имеющиеся данные делятся на два периода – до и после выбранной даты, вне зависимости от того, какие метеорологические условия наблюдались в течение указанных периодов. Близость критериев качества модели за калибровочный и проверочный периоды интерпретируется как свидетельство робастности модели при применении обоих тестов.

Предложены различные модификации DSS-теста, а также другие процедуры проверки гидрологической модели, такие как, например, GSS-test (Generalized Split-Sample Test; Coron et al., 2012), SW-test (Sliding Window test; Coron et al., 2013), CEP (Calibration/Evaluation Protocol; Thirel et al., 2015b). Однако несмотря на довольно развитую систему тестов в подавляющем большинстве гидрологических публикаций они не применяются для оценки качества моделей. Вместо этого разработчики ограничиваются менее строгим по отношению к модели SS-тестом, создающим зачастую иллюзию ее робастности.

В следующих подразделах показаны результаты применения процедуры CEP (Thirel et al., 2015b) для оценки робастности модели ECOMAG по данным наблюдений в бассейне р. Гаронна (Франция), где в течение последних десятилетий произошли значимые изменения водного режима вследствие изменений температуры воздуха (по работе Gelfan et al., 2015a).

### 5.1.3 Описание бассейна р. Гаронна и используемые данные

Площадь рассматриваемой верхней части водосбора р. Гаронна (Garonne) (до Portet-sur-Garonne), находящегося на северном склоне Пиренеев, составляет 9980 км<sup>2</sup> (рис. 5.1). Она располагается в пределах 0°–2° в.д. и 42°–43° с.ш. Диапазон высот – от 140 до 3200 м над уровнем моря, и это самый большой разброс высот во всем бассейне реки.

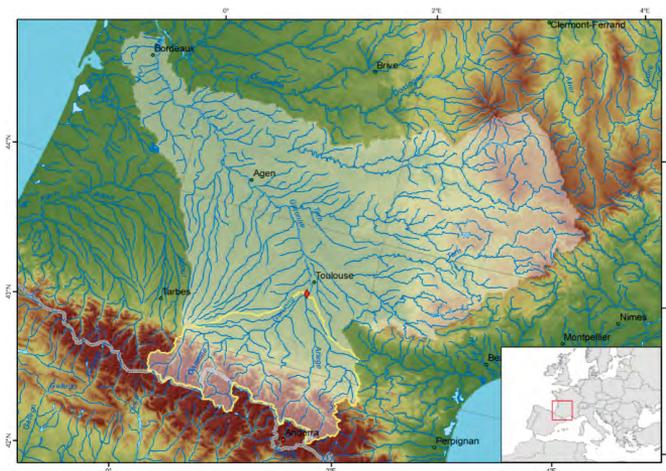


Рис. 5.1. Бассейн верхней Гаронны (до Portet-sur-Garonne)

В зависимости от высотной зоны в пределах водосбора преобладают разные ландшафты – от заливных лугов в нижней части до мелколиственных лесов холмистых предгорий и скальных участков. Нижняя часть бассейна – слабо освоенная сельскохозяйственная территория с населением порядка 400 тыс. человек (GEOFLA, 2013).

Среднегодовая температура воздуха выросла на 1.1°C за период с 1901 по 2000 годы, в течение которого, вместе с тем, не произошло значимых изменений осадков. Среднегодовой сток за 51 год с 1958 по 2007 год составляет 5.67 км<sup>3</sup>, причем если в первой половине этого периода сток составлял в среднем 6.31 км<sup>3</sup>, то во второй – 5.04 км<sup>3</sup>, т. е. уменьшился на 20 %, а в среднем за 1958–2008 гг. сток уменьшался примерно на 5 % (0.29 км<sup>3</sup>) за десятилетие (рис. 5.2).

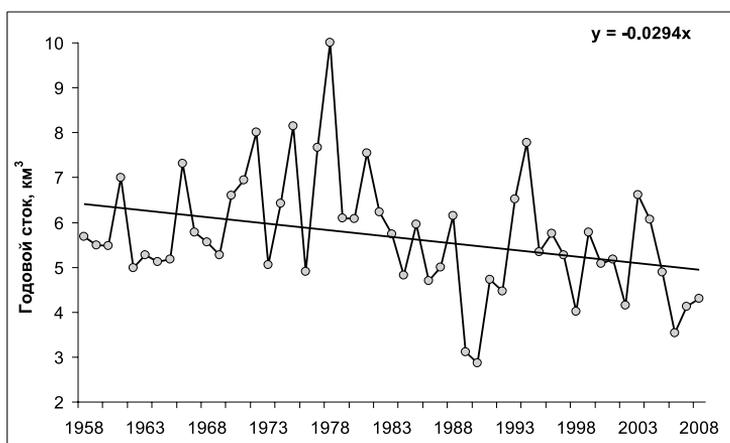


Рис. 5.2. Изменение годового стока р. Гаронна (до Portet-sur-Garonne) за период 1958–2008 гг.

Гидрологический режим реки характеризуется высоким весенним паводком, формирующимся в высокогорье, и низким летним стоком вследствие незначительных осадков в течение теплого сезона года.

Среднесуточные метеорологические данные по бассейну Гаронны за период с 1 августа 1958 г. по 31 июля 2008 г. были предоставлены организаторами эксперимента лишь для одной метеорологической станции в пределах бассейна. Цифровая модель рельефа (ЦМР) была получена из глобальной базы USGS HYDROSHEDS (Lehner et al., 2006) с пространственным разрешением около 300×300 метров. Данные о гидрофизических параметрах почв задавались по FAO/IIASA Harmonized World Soil Database (FAO, 2012), характеристики землепользования – по USGS EROS Global Land Cover Characteristics (Loveland et al., 2000). В общей сложности в бассейне было выделено 28 типов почв и 31 тип подстилающей поверхности (рис. 5.3а, б).

Данные ЦМР были использованы для построения с помощью расширения *ECOMAG Extension* модельной речной сети и выделения расчетных элементов. Сопоставление модельной и фактической речных сетей и схематизация бассейна показаны на рис. 5.3в, г.



ческого моделирования (Andreassian et al. (2012), – в отличие от «недостаточной калибровки», “miscalibration”, которая не является гидрологической проблемой, а относится к математическим проблемам оптимизационного алгоритма. Одно из возможных решений проблемы перекалибровки – инициализация процедуры калибровки с использованием задаваемых априори физически обоснованных значений параметров (см. Kuchment, Gelfan, 2009, а также описание процедуры калибровки модели ECOMAG в главе 2). Включение априорной физической информации в процесс калибровки сужает область поиска оптимальных параметров и их неопределенность, что повышает устойчивость параметров к изменению «входных» условий (O’Connell, Todini, 1996).

Процедура CEP включает выполнение 3-х последовательных шагов (Thirel et al., 2015b):

1. Из имеющихся данных за период 1958–2008 гг. конструируются  $M$  калибровочных периодов: первый ( $P$ ), включающий весь имеющийся ряд наблюдений, и ( $M-1$ ) непересекающихся подпериодов,  $P_1, P_2, \dots, P_{M-1}$ , покрывающих весь период наблюдений.

2. Данные гидрометеорологических наблюдений каждого из  $M$  периодов используются для калибровки модели ECOMAG по данным о среднесуточных расходах воды в замыкающем створе за соответствующий период; в результате получены  $M$  наборов оптимальных параметров модели.

3. С каждым из  $M$  наборов оптимальных параметров моделируется проверочный гидрограф стока в замыкающем створе за весь 52-летний период наблюдений, и оценивается качество расчетов с помощью критерия  $NSE$  (формула 2.56) для каждого из  $M$  периодов.

Чем меньше различия между  $M$  оптимальными значениями параметров, также как различия в оценках критериев качества  $NSE$ , полученных при разных комбинациях калибровочных и проверочных периодов, тем более робастна модель, т. е. тем больше оснований для ее использования для решения экстраполяционной задачи.

По условиям эксперимента было определено  $M=6$  периодов: пять 10-летних подпериодов: 1.08.1958–31.07.1968 ( $P_1$ ); 1.08.1968–31.07.1978 ( $P_2$ ); 1.08.1978–31.07.1988 ( $P_3$ ); 1.08.1988–31.07.1998 ( $P_4$ ); 1.08.1998–31.07.2008 ( $P_5$ ) и один полный период 1.08.1958–31.07.2008 ( $P$ ).

Напомним, что при калибровке модели ECOMAG вместо абсолютных значений параметра для каждого типа почвы или ландшафта калибруется множитель к абсолютным начальным значениям параметра для всех типов подстилающей поверхности (см. пункт 4 описания процедуры калибровки в подразделе 2.3.1 второй главы). По данным о гидрографах стока в замыкающем створе р. Гаронна за соответствующий период нами подбирались множители для четырех ключевых параметров (см. таблицу 2.1): температурного коэффициента стаивания снега ( $Kdd$ ), коэффициенты вертикальной ( $Kv$ ) и горизонтальной ( $Kh$ ) фильтрации для разных типов почв, толщины почвенного горизонта  $A$  ( $Kza$ ) для разных типов почвы.

Оптимальные значения множителей к перечисленным параметрам, полученные с использованием описанной процедуры калибровки, приведены в таблице 5.1

Таблица 5.1

**Оптимальные значения множителей калибровочных параметров, полученные для разных калибровочных периодов**

Параметр	Калибровочный период					
	$P_1$	$P_2$	$P_3$	$P_4$	$P_5$	$P$
$Kv$	5.5	3.5	3.5	10.5	5.0	6.0
$Kh$	35.0	20.0	25.0	38.0	20.0	40.0
$Kza$	2.5	1.3	1.7	2.2	1.3	2.0
$Kdd$	0.90	0.80	0.80	0.80	0.80	0.85

Важно подчеркнуть, что значения множителей, приведенные в таблице 5.1, отражают неполноту наших априорных представлений о типичных значениях параметров. Чем больше множитель отличается от единицы, тем меньше априорной информации заложено в оптимальных значениях параметров. Например, известно множество работ, обобщающих значения температурного коэффициента стаивания (множитель  $Kdd$ ), менее определенно можно задать величину коэффициента вертикальной фильтрации (множитель  $Kv$ ), который может меняться на 1–2 порядка для одного типа почвы в зависимости от методики измерений, и почти ничего априори не известно о значении коэффициента горизонтальной фильтрации (множитель  $Kh$ ).

В таблице 5.2 показаны величины относительной систематической ошибки и критерий  $NSE$ , рассчитанные при разных комбинациях калибровочных и проверочных периодов.

Таблица 5.2

**Величины относительной систематической ошибки ( $BIAS$ ) и критерий  $NSE$ , рассчитанные при разных комбинациях калибровочных и проверочных периодов (серым цветом показаны значения критериев при совпадении калибровочного и проверочного периодов)**

Калибровочный период						
$BIAS$						
Проверочный период	$P_1$	$P_2$	$P_3$	$P_4$	$P_5$	$P$
$P_1$	1.01	1.08	1.06	1.03	1.01	1.04
$P_2$	0.92	0.98	0.97	0.93	0.92	0.95
$P_3$	0.96	1.03	1.01	0.98	0.96	0.99
$P_4$	1.00	1.08	1.06	1.01	1.00	1.03
$P_5$	0.97	1.04	1.03	0.98	0.97	1.00
$P$	0.96	1.03	1.01	0.97	0.96	0.99
$NSE$						
$P_1$	0.70	0.67	0.68	0.69	0.68	0.69
$P_2$	0.75	0.77	0.77	0.75	0.76	0.77
$P_3$	0.72	0.72	0.73	0.71	0.72	0.72
$P_4$	0.69	0.59	0.62	0.70	0.64	0.69
$P_5$	0.72	0.72	0.73	0.72	0.73	0.73
$P$	0.73	0.71	0.72	0.73	0.72	0.73

Результаты расчетов, приведенные в таблицах 5.1, 5.2, позволяют сделать следующие выводы:

1. Параметры модели малочувствительны (с учетом их природной изменчивости) к выбору калибровочного периода.
2. Различные наборы калибровочных параметров дают близкие значения критериев качества при проверке на всем 52-летнем периоде наблюдений (последние строки в двух частях таблицы 5.2): *BIAS* меняется в диапазоне 0.96–1.03, *NSE* – от 0.71 до 0.73.
3. Наибольший разброс получен для обоих критериев, когда для калибровки использованы подпериоды  $P_2$  или  $P_3$ , но и в этих случаях качество модели остается в пределах удовлетворительного.

В качестве иллюстрации робастности модели на рис. 5.4 показаны результаты расчета годового стока р. Гаронна за 52-летний период при разных наборах калибровочных параметров. Из рисунка видно, что колебания расчетных величин стока, показанных на рисунке тонкими линиями, мало отличаются друг от друга и, в целом, неплохо описывают фактические колебания. Видно также, что при всех значениях калибровочных параметров модель хорошо описывает тенденцию снижения годового стока за период наблюдений и скорость этого снижения. Действительно, линии тренда, подобранные по рассчитанным и фактическим рядам годового стока, очень близки друг к другу: если скорость снижения годового стока по фактическим данным составляет  $0.29 \text{ км}^3/10 \text{ лет}$ , то для рядов, рассчитанных при разных калибровочных параметрах, эта скорость практически не меняется, оставаясь в пределах  $0.29\text{--}0.30 \text{ км}^3/10 \text{ лет}$ .

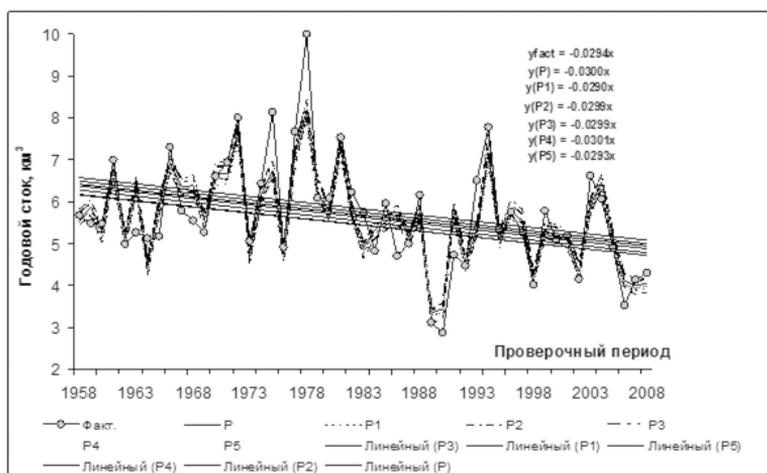


Рис. 5.4. Ряды фактического и рассчитанного при разных наборах параметров годового стока р. Гаронна и линии тренда, подобранного по этим рядам

Важно подчеркнуть, что отсутствие данных о расходах воды в различных створах речной сети, так же как отсутствие пространственно распределенных данных о других гидрологических переменных (снег, влажность почвы, уровень грунтовых вод, и др.) ограничивает в значительной степе-

ни возможности уточнения калибровочных параметров и увеличивает их изменчивость. На рис. 5.5 показаны поля рассчитанных гидрологических переменных, которые могли бы служить дополнительным источником информации для калибровки модели. Вместе с тем, даже при недостаточности данных для калибровки результаты расчетов по модели показали малую чувствительность к изменению сочетаний калибровочных и проверочных периодов, т. к. параметры модели оказались устойчивы к этим изменениям. Проведенные численные эксперименты позволили сделать вывод о робастности модели, необходимой, чтобы быть использованной для расчетов гидрологических последствий изменения климата в рассматриваемом бассейне.

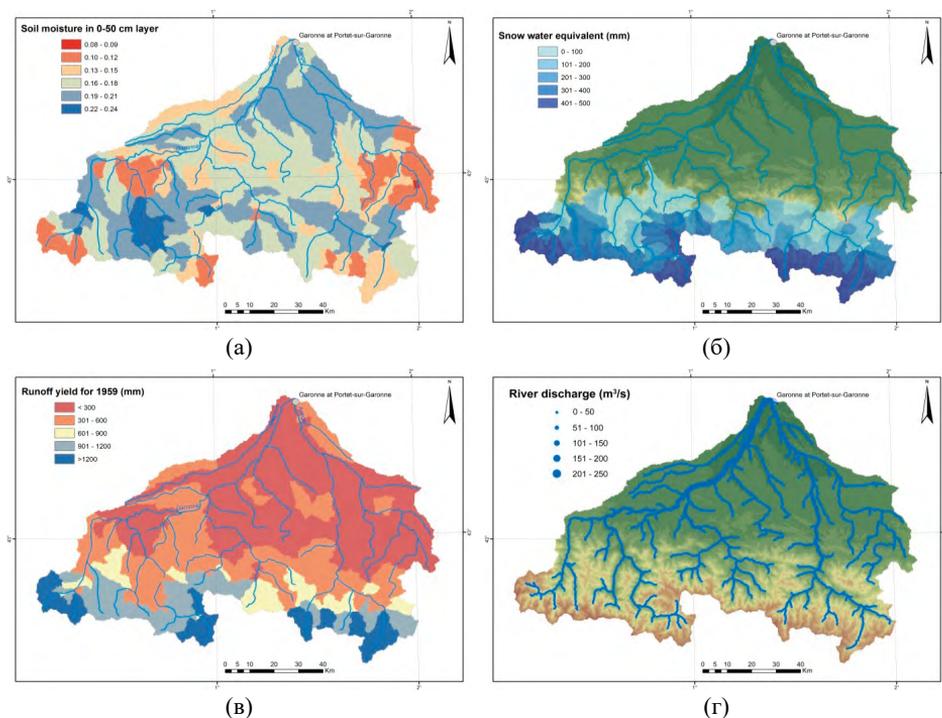


Рис. 5.5. Пространственное распределение рассчитанных величин влажности почвы верхнего полуметрового слоя (а), снегозапасов (б), среднегодового слоя стока 1959 года (в) и расхода воды в речной системе на конкретную дату 31.12.1959 (г)

## 5.2 Анализ чувствительности максимального стока крупных рек к изменению климатических характеристик

Согласно теоретическим представлениям, глобальное потепление приводит к росту содержания водяного пара в атмосфере – в среднем на 7 % на градус Цельсия в соответствии с соотношением Клапейрона-Клаузиуса. Этот рост должен сопровождаться изменениями других гидрологических составляющих климатической системы, в частности, ростом интенсивности влагообмена поверхности суши с атмосферой (осадков и эвапотранспира-

ции), и проявляться не только в изменениях соответствующих средних, но и экстремальных величин. Теоретические представления о гидрометеорологических последствиях глобального потепления подтверждаются наблюдениями: в последние десятилетия по всему миру и в отдельных регионах регистрируется увеличение частоты, интенсивности и продолжительности экстремальных осадков, наряду с продолжительностью метеорологических засух (см., например, Kharin et al., 2007; Trenberth, 2011; Groisman et al., 2012; Zolina et al. 2013). Наблюдаемые изменения воспроизводятся развитыми климатическими моделями, которые прогнозируют нарастание угрозы указанных явлений к концу XXI века. Вместе с тем ожидаемый и описываемый теми же моделями отклик гидрологических систем на эти изменения, который проявляется в увеличении повторяемости экстраординарных паводков и маловодий, отнюдь не очевиден из анализа имеющихся наблюдений за речным стоком. Например, как показано в отчете Гидрологического комитета Национального научного совета США (NRC, 2011), не существует пока убедительных доказательств роста опасности экстремальных гидрологических явлений вследствие изменений климата. Аналогичные результаты продемонстрированы на представительной конференции (Olsen et al., 2010), а также во многих публикациях (см., например, Merz et al., 2012; Добровольский, 2011).

Противоположные выводы, свидетельствующие о климатически обусловленном росте повторяемости экстремальных паводков и маловодий, содержатся, например, в работах Groisman et al., 2001; Milly et al, 2002; Kron, Berz, 2007; Bates et al., 2008; Dai, 2011. Так, в Kron, Berz, 2007 показано, что в мире число катастрофических паводков за 10 лет с 1996 по 2005 годы выросло вдвое по сравнению с любым десятилетием в период с 1950 по 1980 годы, а в Dai, 2011 отмечается рост масштаба и повторяемости гидрологических засух, в частности, в Европе, – вследствие увеличения риска формирования аномально жарких сезонов. Резонанс в гидрологическом сообществе вызвала статья, опубликованная в журнале Science (Milly et al, 2008), в которой декларируется нестационарность гидрологических рядов (в том числе, вследствие изменений климата) и делается вывод о необходимости пересмотра существующих правил управления водными ресурсами; при этом перспективы обнаружить в имеющихся рядах гидрологических наблюдений значимые изменения повторяемости экстремальных явлений признаются «сомнительными» (Milly et al, 2008; стр. 571).

Таким образом, несмотря на наблюдаемую и воспроизводимую климатическими моделями интенсификацию влагообмена атмосферы с поверхностью суши, рост частоты и продолжительности экстремальных осадков и засушливых периодов, – существует большое разнообразие построенных на эмпирических данных оценок реакции опасных гидрологических явлений на происходящие изменения, и описание этих явлений моделями климата зачастую не соответствуют эмпирическим данным (Kundzewicz, 2008; NRC, 2011).

Указанная неопределенность в эмпирических оценках чувствительности характеристик наводнений и маловодий к изменениям климата связана со значительной пространственной и временной изменчивостью процессов формирования опасных гидрологических явлений, сильной нелинейностью

этих процессов, различиями характерных времен отклика гидрологических процессов на климатические воздействия. Например, изменения характеристик ливневых осадков могут существенно повлиять на климатическую повторяемость и интенсивность дождевых паводков, в частности, быстроразвивающихся паводков на малых горных реках (таких как катастрофический паводок 2012 года в бассейне р. Адагум), но никак не отражаются в изменениях параметров весенних половодий или летних маловодий в крупных речных бассейнах, которые, в свою очередь, чувствительны к изменениям метеорологических характеристик, осредненных по намного большим временным интервалам (сезон, год). Чувствительность экстремальных гидрологических явлений к климатическим сигналам усложняется также антропогенными и/или климатически обусловленными изменениями свойств водосборов (характеристик почв, растительности, рельефа и т. п.).

В оценках возможных изменений характеристик экстремальных гидрологических явлений с помощью численных экспериментов с климатическими моделями также содержится большая неопределенность, которая связана, в первую очередь, с погрешностями воспроизведения этими моделями гидрологических процессов на масштабах речных бассейнов, а также с неопределенностью будущих климатических сценариев.

На этом фоне особую актуальность приобретают исследования, направленные на выявление критических условий, приводящих к экстремальным откликам гидрологических систем, а также анализ их чувствительности к климатически обусловленным изменениям этих условий. Расширение возможностей получения физически обоснованных оценок чувствительности гидрологических систем речных бассейнов к изменениям климата связано с использованием физико-математических моделей гидрологического цикла речного бассейна, что впервые было показано в (Кучмент и др., 1990).

Современные подходы к оценке чувствительности характеристик речного стока к изменениям условий его формирования опираются, как правило, на результаты численных экспериментов с гидрологическими моделями и включают методы локального и глобального анализа (например, обзоры Razavi, Gupta, 2015; Song et al., 2015). Методы локального анализа (в англоязычной литературе – LSA, Local Sensitivity Analysis) позволяют оценить чувствительность функции отклика системы в окрестности заданных точек в пространстве ее параметров (характеристик водосбора или климата), и результаты LSA могут меняться в зависимости от расположения этих точек. Для существенно нелинейных систем, а также при статистически связанных параметрах, это может приводить к ошибочным выводам о чувствительности, и предпочтительными становятся методы глобального анализа (GSA, Global Sensitivity Analysis). Однако устойчивость оценок, полученных с помощью методов GSA, зависит от числа сочетаний параметров, и для небольших выборок локальные оценки чувствительности могут оказаться более надежными.

Исследования, результаты которых обобщены ниже, были направлены на анализ чувствительности рассчитанных характеристик максимального речного стока по данным численных экспериментов с физико-математическими и динамико-стохастическими моделями его формирования. В первом

подразделе описано применение метода локального анализа чувствительности максимального стока крупных рек, расположенных в отличающихся физико-географических условиях, к изменению климатических параметров (на примере рек Амур, Лена, Маккензи). Во втором – продемонстрированы возможности нового метода глобального анализа чувствительности, основанного на критерии независимости Гильберта-Шмидта, для оценки чувствительности максимального стока к изменению условий его формирования (на примере р. Сейм).

### 5.2.1 Локальный анализ чувствительности: методика и результаты

Анализировались данные численных экспериментов с моделями формирования стока рек Лена, Маккензи и Амур, разработанными на базе ИМК ЕСОМАГ (см. главу 4).

Для проведения экспериментов по анализу чувствительности в качестве граничных условий в моделях формирования стока задавались трансформированные ряды наблюдаемых (для бассейнов рек Амура и Лены) или полученных по данным реанализа (для бассейна р. Маккензи) среднесуточных значений интенсивности осадков, температуры и дефицита влажности воздуха. Использовался метод линейной трансформации метеорологических рядов наблюдений (в англоязычной литературе метод “delta-change”, DC-метод), впервые примененный в Кучмент и др., 1990.

Алгоритм применения DC-метода заключался в следующем. Ежедневные фактические данные об интенсивности осадков  $P_i$  и температуре воздуха  $T_i$  ( $i$  – номер суток от начала расчетов) изменялись на постоянный множитель  $\Delta P$  и постоянную величину  $\Delta T$  °C соответственно. В результате для каждой из метеорологических станций (или точки реанализа), данные наблюдений которых используются при моделировании стока, получены трансформированные ряды ежедневных значений осадков  $P_i^* = P_i \times \Delta P$  и температуры воздуха  $T_i^* = T_i + \Delta T$ . Для расчета трансформированных величин дефицита влажности воздуха предполагалось, что температура точки росы изменяется на ту же величину  $\Delta T$ , что и температура воздуха.

Трансформированные описанным способом ряды среднесуточных значений осадков  $P_i^*$ , температуры  $T_i^*$  и дефицита влажности воздуха  $D_i^*$  задавались на входе гидрологических моделей, и рассчитывались характеристики стока, соответствующие разным сочетаниям трансформирующих параметров  $\Delta P$  и  $\Delta T$ . Всего использовалось по 30 сочетаний параметров для каждого бассейна. Зависимость изменений характеристик речного стока от изменений климатических параметров (норм осадков и температуры воздуха) считалась показателем чувствительности соответствующих характеристик стока к изменяемым параметрам.

Локальные оценки чувствительности рассчитанной характеристики стока к изменению климатических параметров задавались градиентами изменений искомой характеристики в направлении изменения данного параметра или сочетания параметров, а именно:

$$S_T = \left. \frac{\partial \bar{Y}}{\partial T} \right|_P, \quad (5.1)$$

$$S_p = \frac{\partial \bar{Y}}{\partial \bar{P}} \Big|_{\bar{T}} \quad (5.2)$$

$$S_{T,P} = \frac{\partial^2 \bar{Y}}{\partial T \partial P} \Big|_{\bar{T}, \bar{P}}, \quad (5.3)$$

где  $\bar{Y}$  – среднееголетнее значение искомой характеристики стока,  $\bar{T}$  и  $\bar{P}$  – осредненные по площади бассейна среднееголетние (климатические) нормы температуры воздуха и осадков соответственно.

Локальные оценки чувствительности  $S_T$  и  $S_P$  показывают, на какую величину (в %) может измениться норма речного стока при изменении температуры воздуха на 1°C и осадков на 1 % соответственно. Если  $\bar{Y} = f(\bar{T}, \bar{P})$  задана линейной функцией, то оценки  $S_T$  и  $S_P$  не зависят от значений  $\bar{T}$  и  $\bar{P}$  и  $S_{T,P} = 0$ .

В качестве характеристик максимального стока рассчитывались среднегодовые объемы стока выше пороговых значений, соответствующих наблюдаемым расходам воды 10 %-й, 25 %-й и 35 %-й вероятности превышения (в дальнейшем обозначаемые как  $V_{Q10\%}$ ,  $V_{Q25\%}$  и  $V_{Q35\%}$  соответственно), которые определялись по кривым повторяемости ежедневных расходов воды.

По 30-ти значениям изменений каждой характеристики стока при заданных сочетаниях изменений  $\Delta P$  и  $\Delta T$  для каждой реки строились зависимости  $\bar{V}_{Q10\%} = \bar{V}_{Q10\%}(\bar{T}, \bar{P})$ ,  $\bar{V}_{Q25\%} = \bar{V}_{Q25\%}(\bar{T}, \bar{P})$  и  $\bar{V}_{Q35\%} = \bar{V}_{Q35\%}(\bar{T}, \bar{P})$ , параметры которых подбирались методом Ньютона. В таблице 5.3 в качестве примера показаны данные, по которым подбиралась зависимость  $\bar{V}_{Q35\%} = \bar{V}_{Q35\%}(\bar{T}, \bar{P})$  для р. Амур.

Таблица 5.3

**Изменения (%) нормы стока р. Амур с расходами воды  $Q > Q_{35\%} = 13\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ , рассчитанные при различных сочетаниях изменений климатических параметров**

$\Delta T, ^\circ\text{C} \backslash \Delta P, \%$	-5	0	5	10	20
-1	3.0	20.0	37.3	55.3	90.2
-0.5	-9.0	10.6	27.1	44.8	80.1
0	-19.5	0	17.4	34.8	69.7
0.5	-28.6	-11.5	7.3	24.5	59.7
1	-38.4	-21.6	-3.1	14.3	48.8
2	-53.7	-38.8	-23.3	-6.5	27.4

Из-за небольшого числа расчетных точек мы ограничились подбором линейных зависимостей, которые для рассматриваемых рек и характеристик стока получились следующими (рядом показаны стандартные погрешности оценки искомых величин стока по приведенным формулам):

для р. Амур

$$\bar{V}_{Q10\%} = -45.85\Delta T + 8.54\Delta P + 9.07, \sigma_V = 15.3\%$$

$$\bar{V}_{Q25\%} = -26.51\Delta T + 4.68\Delta P + 2.63, \sigma_V = 3.0\%$$

$$\overline{V_{Q35\%}} = -20.09\Delta T + 3.48\Delta P - 0.24, \sigma_V = 1.1\%$$

для р. Лена

$$\overline{V_{Q10\%}} = -20.45\Delta T + 3.74\Delta P + 4.25, \sigma_V = 6.2\%$$

$$\overline{V_{Q25\%}} = -14.50\Delta T + 3.04\Delta P + 2.90, \sigma_V = 3.7\%$$

$$\overline{V_{Q35\%}} = -11.35\Delta T + 2.62\Delta P + 0.85, \sigma_V = 1.7\%$$

для р. Маккензи

$$\overline{V_{Q10\%}} = -27.00\Delta T + 9.54\Delta P + 24.39, \sigma_V = 26.9\%$$

$$\overline{V_{Q25\%}} = -10.67\Delta T + 5.02\Delta P + 5.16, \sigma_V = 5.7\%$$

$$\overline{V_{Q35\%}} = -5.77\Delta T + 3.71\Delta P + 2.36, \sigma_V = 2.7\%$$

Если принять предельную допустимую погрешность расчета равной 5 %, то, как видно из приведенных данных, максимальный сток 10 %-й обеспеченности для всех рек, а также сток 25 %-й обеспеченности для р. Маккензи, определяются по линейной зависимости с погрешностью, превышающей допустимую.

Искомые оценки чувствительности (5.1)–(5.3) определялись по подобранным зависимостям и показаны в таблице 5.4.

Таблица 5.4

**Показатели чувствительности среднесезонных характеристик максимального стока к изменению климатических норм температуры воздуха и осадков (серым цветом выделены показатели, определенные с большой погрешностью)**

	Амур			Лена			Маккензи		
	$V_{Q10\%}$	$V_{Q25\%}$	$V_{Q35\%}$	$V_{Q10\%}$	$V_{Q25\%}$	$V_{Q35\%}$	$V_{Q10\%}$	$V_{Q25\%}$	$V_{Q35\%}$
$S_T$	-46	-26	-20	-20	-14	-11	-27	-11	-6
$S_P$	8.5	4.7	3.5	3.7	3.0	2.6	9.5	5.0	3.7
$S_{T,P}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Приведенные в табл. 5.4 результаты локального анализа чувствительности можно интерпретировать следующим образом.

1. Для всех бассейнов увеличение нормы температуры воздуха приводит к уменьшению нормы максимального стока (из-за увеличения испарения), а рост нормы осадков – к росту нормы стока

2. Для северных бассейнов чувствительность максимального стока к изменению климатических норм ниже, чем для бассейна Амура.

3. Норма максимального стока растет быстрее, чем норма осадков, поскольку увеличение последней сопровождается ростом коэффициента стока.

4. Для всех бассейнов чувствительность нормы максимального стока к изменению климатических параметров растет с уменьшением обеспеченности порогового расхода воды. Например, рост нормы осадков на 10 % в бассейне Амура может привести (при неизменной норме температуры воздуха) к росту  $V_{Q35\%}$  на 35 %, а  $V_{Q25\%}$  на 47 %. В том же бассейне рост

нормы температуры воздуха на  $1^{\circ}\text{C}$  может привести (при неизменной норме осадков) к уменьшению  $V_{Q35\%}$  на 20 %, а  $V_{Q25\%}$  – на 26 %.

5. Для всех рек изменения  $V_{Q10\%}$  нелинейно зависят от изменений климатических норм: при подборе линейной зависимости погрешности расчета оказались слишком велики. С ростом обеспеченности порогового расхода воды чувствительность максимального стока к изменению климатических норм становится линейной.

### 5.2.2 Глобальный анализ чувствительности: методика и результаты

Численные эксперименты проводились с помощью динамико-стохастической модели со случайными входами, разработанной вторым автором монографии (Гельфан, 2007; Gelfan, 2010). Модель включает две подмодели: физико-математическую (детерминистическую) модель формирования речного стока и стохастическую модель временных рядов метеорологических величин, задаваемых на входе детерминистической модели (так называемый «стохастический генератор погоды»). Используя стохастический генератор погоды, методом Монте-Карло воспроизводится большое разнообразие возможных метеорологических воздействий на водосбор, и затем с помощью физико-математической модели описываются гидрологические процессы, обусловленные этими воздействиями. В результате имеется возможность рассчитать очень продолжительные ряды речного стока и оценить по этим рядам его вероятностные характеристики (величины стока редкой повторяемости, моменты распределения, и т. п.). Построение динамико-стохастической модели со случайными входами на основе достаточно детальной физико-математической модели формирования талого стока дает возможность всесторонне проанализировать условия формирования весеннего половодья в речном бассейне, в том числе – критические ситуации, приводящие к формированию половодий, превышающих максимальные за период наблюдений, и оценить чувствительность вероятностных характеристик половодья к изменениям этих условий. Расчеты выполнялись на примере бассейна р. Сейм. Результаты испытания используемой динамико-стохастической модели формирования стока р. Сейм и ее применение для оценки распределения вероятности характеристик стока подробно описаны в Гельфан, 2007.

Численные эксперименты были организованы следующим образом. С помощью стохастического генератора погоды методом Монте-Карло моделировались временные ряды среднесуточных значений метеорологических входов длиной 50 000 лет. С помощью физико-математической модели формирования стока рассчитывались соответствующие временные ряды среднесуточных величин гидрологических переменных в бассейне р. Сейм, таких, как расход воды в реке, запас воды в снежном покрове, влажность почвы, глубина промерзания почвы. По смоделированным рядам гидрологических переменных определялись выборки (по 50 000 значений каждая) показателей масштаба весеннего половодья (объема и максимального расхода речного стока в период половодья), а также факторов, влияющих на эти показатели (запас воды в снежном покрове, запас воды в полуметровом слое почвы, глубина промерзания почвы перед началом снеготаяния). Таким образом, были получены большие выборки, что дало возможность применить

методы глобального анализа для оценки чувствительности характеристик весеннего половодья р. Сейм к изменениям предшествующих снеготаянию условий формирования стока в речном бассейне. На рис. 5.6 показаны первые 500 членов анализируемых выборок.

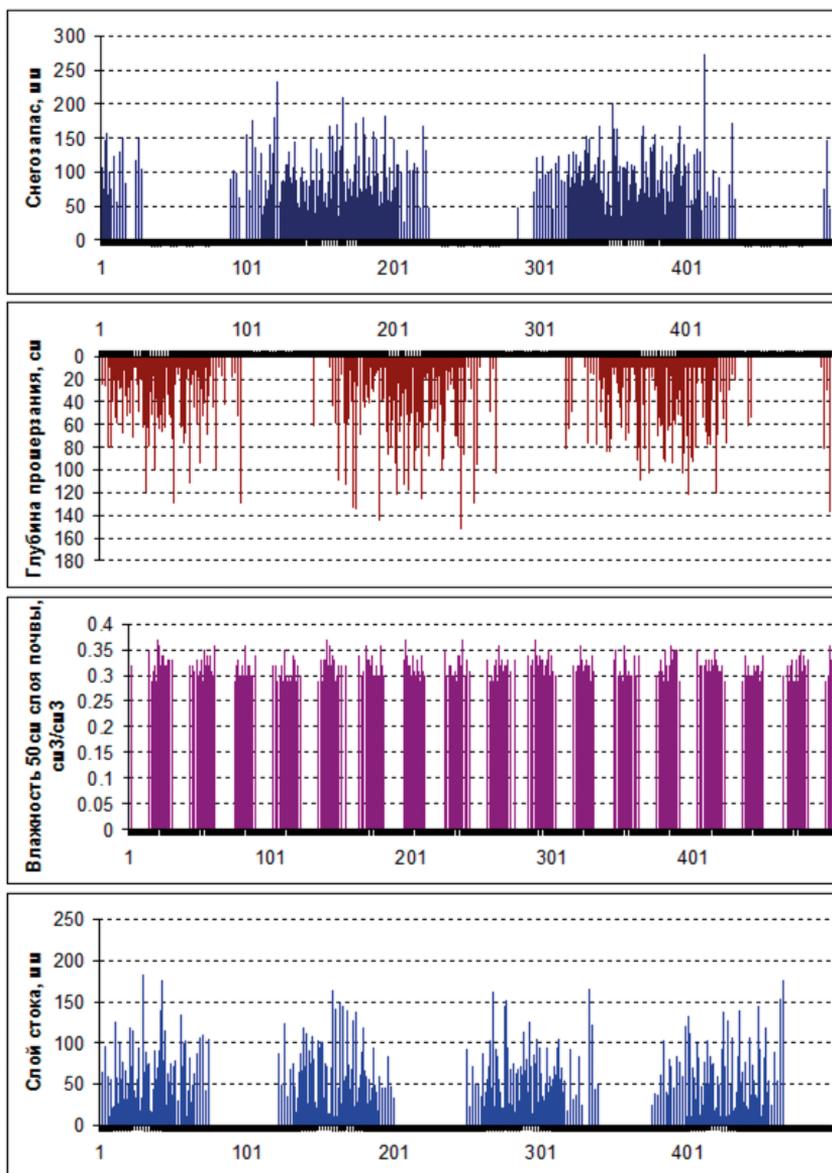


Рис. 5.6. Рассчитанные по динамико-стохастической модели ряды слоя стока весеннего половодья р. Сейм (внизу), а также характеристик водосбора перед началом половодья (сверху вниз): запаса воды в снежном покрове, глубины промерзания почвы, влажности полуметрового слоя почвы (показаны первые 500 значений из смоделированных выборок объемом 50 000 значений)

Нами был применен (впервые, насколько известно, в гидрологических исследованиях) новый метод глобального анализа, основанный на критерии независимости Гильберта-Шмидта<sup>16</sup>. В (Da Veiga, 2013) показано, что это более робастный метод глобального анализа чувствительности, чем традиционно применяемые, включая широко распространенный метод Соболя. Кроме того, метод Гильберта-Шмидта позволяет решать задачу для нескольких целевых переменных, среди которых могут быть и категориальные. Наконец, важное преимущество метода Гильберта-Шмидта состоит в возможности учета нелинейных зависимостей между переменными.

Ниже дано краткое описание метода.

Пусть  $X, Y$  – случайные величины в пространствах  $X$  и  $Y$ ,  $P_{XY}$  – их совместное распределение. В Gretton et al., 2005 показано, что критерий независимости Гильберта-Шмидта  $HSIC(X, Y) = 0$  тогда и только тогда, когда случайные величины  $X$  и  $Y$  независимы. Т. е. критерий способен установить наличие зависимости более сложного характера, чем линейные.

По выборке  $(X_i, Y_i)_{i=1, \dots, n}$  из распределения случайного вектора  $(X, Y)$  эмпирическое приближение  $HSIC(X, Y)_{F,G}$  вычисляется как

$$HSIC_n(X, Y)_{F,G} = \frac{1}{n^2} \sum_{i,j=1}^n k_x(X_i, X_j) k_y(Y_i, Y_j) + \frac{1}{n^2} \sum_{i,j=1}^n k_x(X_i, X_j) \frac{1}{n^2} \sum_{i,j=1}^n k_y(Y_i, Y_j) - \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n \left( \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n k_x(X_i, X_j) \right) \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n k_y(Y_i, Y_j)$$

Теперь если  $X^k (k=1 \dots m)$  – параметры модели, а  $Y$  – целевая переменная, то мы можем ввести (и эмпирически оценить) индексы чувствительности  $S_{X^k}^Y = R^2(X^k, Y)$  целевой переменной  $Y$  к параметру  $X^k$ , где

$$R^2(X, Y) = \frac{HSIC(X, Y)_{F,G}}{\sqrt{HSIC(X, X)_{FF} HSIC(Y, Y)_{GG}}}$$

Результаты (количественно, но не качественно), зависят от выбора функций-ядер  $k_x$  и  $k_y$ ; мы использовали для вычислений стандартное Гауссово ядро

$$k_x(p, q) = k_y(p, q) := \exp(-|p - q|).$$

В нашем случае в роли целевой переменной выступают величины объема ( $Y$ ) и максимального расхода ( $Q$ ) весеннего половодья, а в роли параметров – значения запасов воды в снежном покрове ( $SWE$ ), влажности ( $W_{soil}$ ) и глубины промерзания ( $H_{freez}$ ) почвы.

Были получены оценки нормированного критерия Гильберта-Шмидта для рассчитанных с помощью динамико-стохастической модели показателей масштаба половодья р. Сейм и обуславливающих факторов. Анализ результатов показал, что объем и максимальный расход весеннего половодья р. Сейм более чувствительны к изменениям запаса воды в снеге

<sup>16</sup> Численная реализация алгоритма анализа чувствительности с помощью критерия Гильберта-Шмидта выполнена аспирантом департамента математики Университета Лидса (Англия) Меркуловым Н. А.

перед началом снеготаяния, чем к изменениям увлажнения и промерзания почвы. Однако для объема половодья различия в оценках критерия Гильберта-Шмидта столь незначительны, что ими можно пренебречь и считать все три исследуемых фактора одинаково влияющими на объем половодья в рассматриваемом бассейне. Чувствительность максимального расхода половодья к изменению запаса воды в снежном покрове выше, чем чувствительность объема половодья, при этом влияние предвесенней глубины промерзания и влажности почвы также остается высоким.

Приведенные результаты получены с использованием всей смоделированной выборки характеристик половодья р. Сейм, т. е. в ней присутствовали и высокие, и низкие половодья, причем доля низких половодий выше, поскольку распределение вероятности характеристик речного стока имеет положительную асимметрию. Для того чтобы оценить чувствительность наиболее высоких половодий к факторам предшествующего состояния водосбора, из имеющейся выборки были отобраны выдающиеся половодья с максимальным расходом выше  $1700 \text{ м}^3/\text{с}$  (близкий к максимальному за период наблюдений). Цензурированная таким образом выборка, включающая 1016 (из 50 000) значений, использовалась для анализа чувствительности наиболее высоких половодий к предвесеннему состоянию водосбора. Результаты анализа показаны на рис. 5.7.

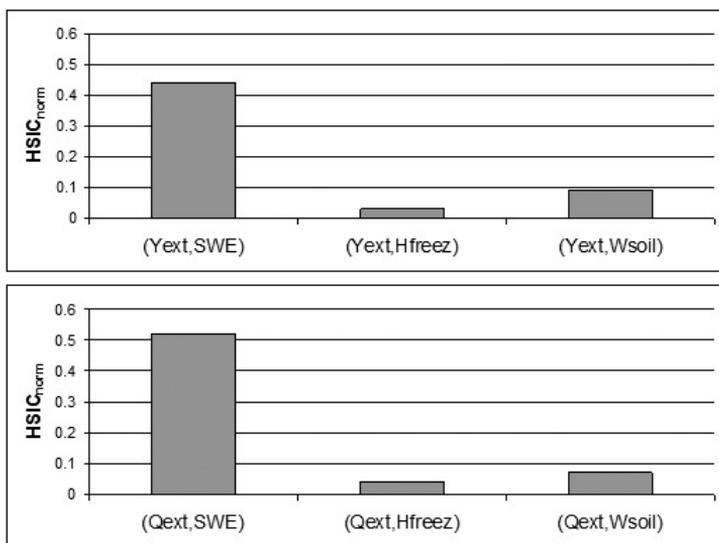


Рис. 5.7. Нормированный критерий Гильберта-Шмидта чувствительности объема (вверху) и максимального расхода (внизу) экстраординарных половодий на р. Сейм к изменению предвесеннего состояния водосбора

Полученные результаты показывают, что чувствительность наиболее высоких половодий к факторам предвесеннего состояния водосбора существенно отличается от чувствительности ординарных половодий. Масштаб высоких половодий оказался намного более чувствителен к запасу воды в снежном покрове, чем к промерзанию и увлажнению почвы. Последнее

можно объяснить тем, что максимальные половодья на р. Сейм формируются в основном в условиях, когда хорошо увлажненные почвы на водосборе глубоко промерзли, в силу чего потери стока на инфильтрацию в мерзлую почву минимальны. В этих условиях запас воды в снежном покрове становится основным фактором, влияющим на масштаб половодья.

### **5.3 Оценка гидрологических последствий изменения климата в крупных речных бассейнах: опыт совместного использования региональной гидрологической и глобальных климатических моделей<sup>17</sup>**

В этом разделе представлены результаты исследований, проводившихся в лаборатории гидрологии речных бассейнов ИВП РАН и направленных на оценку гидрологических последствий изменения климата для двух крупных рек Арктического бассейна – рек Лена и Маккензи. Оценки производились на основе численных экспериментов с региональными гидрологическими моделями, созданными на базе ИМК ECOMAG (см. главу 4), и ансамблем глобальных моделей климата.

#### *5.3.1 Глобальные модели климата и рассчитанные по ним климатические проекции для рассматриваемых бассейнов*

Для задания входной метеорологической информации в описанные региональные гидрологические модели были использованы данные расчетов по ансамблю глобальных моделей климата (GCMs, Global Climate Models) – участников проекта CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5). Эти данные включали: расчеты климата XX века в соответствии с наблюдаемыми концентрациями парниковых газов и аэрозолей, а также рассчитанные проекции климата XXI века при разных сценариях изменений внешних радиационных воздействий (далее RCP-сценариев, Representative Concentration Pathways). В GCMs прогнозируемое для XXI века изменение внешних параметров задается при четырех сценариях антропогенных воздействий, построенных в соответствии с ожидаемым к 2100 году потоком радиации на границе атмосферы RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5 (соответственно 2.6, 4.5, 6.0 и 8.5 Вт/м<sup>2</sup>).

Для рассматриваемых бассейнов были использованы данные расчетов 5-ти GCMs: GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM и NorESM1-M. Критериями выбора GCMs в наших исследованиях было различие между ними по пространственному разрешению, структуре сеток, набору учитываемых физических процессов. Также важным условием выбора моделей было наличие расчетных данных по каждому из четырех RCP-сценариев. Рассчитанные по этим моделям ряды среднесуточных значений температуры воздуха, осадков и дефицита влажности воздуха задавались на входе разработанных моделей формирования стока рассматриваемых рек. В качестве базового исторического периода рассматривался

---

<sup>17</sup> Расчеты выполнялись научными сотрудниками лаборатории гидрологии речных бассейнов к. г. н. Крыленко И. Н. (для Лены) и к. г. н. Калугиным А. С. (для Маккензи).

период с 1971 по 2005 годы. Данные расчета климатических проекций брались за период 2006–2099 гг.

В связи с тем, что GCMs воспроизводят характеристики современного климата с погрешностями, для каждого бассейна применялась процедура коррекции расчетных данных (“bias-correction”), предложенная в работе (Gelfan et al., 2015b) и состоящая в минимизации систематической погрешности расчета по GCMs пространственных метеорологических полей в сравнении с полями, построенными по данным приземных метеорологических наблюдений или данным метеорологического реанализа.

Ниже приведены основные результаты анализа осредненных по площадям рассматриваемых бассейнов изменений многолетних норм температуры воздуха и осадков в XXI веке по сравнению с периодом 1971–2005 гг.

Для периода, ближайшего к современному (2006–2035 гг.), изменения средней для бассейна р. Лены нормы температуры воздуха при различных сценариях радиационных воздействий составляют всего 1.5–2.0°C (здесь и далее даны средние величины по ансамблю климатических моделей). К концу XXI века изменение нормы температуры воздуха в этом бассейне может составить от 2.9 до 7.5°C в зависимости от используемого сценария (рис. 5.8а) Увеличение количества осадков на конец XXI века при реализации наиболее «жесткого» сценария RCP8.5 может составить более 30 %, для остальных трех сценариев – от 13 до 20 % (рис. 5.8б).

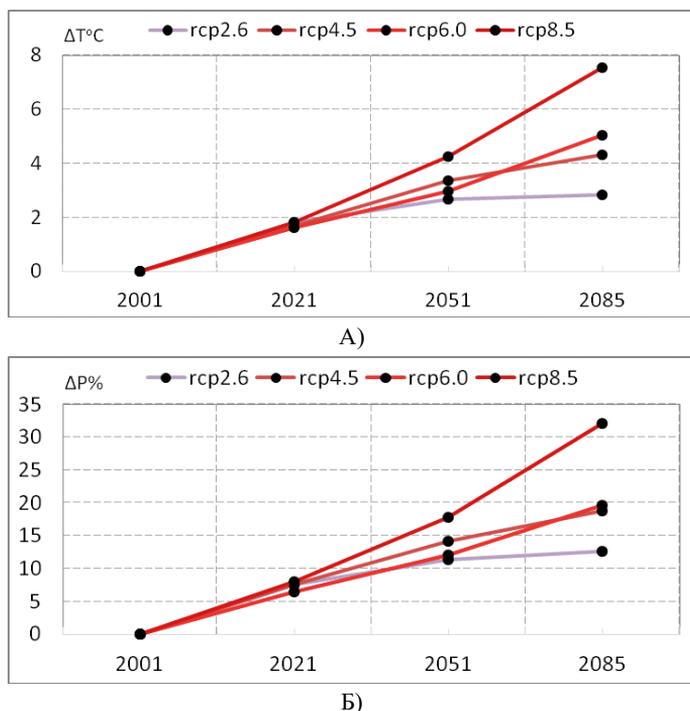


Рис. 5.8. Аномалии среднемноголетней средней для бассейна р. Лены температуры воздуха (а) и осадков (б) в XXI веке по осредненным данным 5 климатических моделей по сравнению с современным периодом (1971–2005 гг.)

Изменения нормы температуры воздуха для бассейна реки Маккензи в целом похожи на изменения для бассейна Лены. На конец XXI века эти изменения могут составить от 2.6 до 6.8°C в зависимости от сценария (рис. 5.9а). Общий характер изменения количества осадков для бассейна реки Маккензи (рис. 5.9б) несколько отличается и по скорости, и по масштабу от прогнозируемого для бассейна р. Лены. Максимальное увеличение осадков к концу XXI века ожидается при реализации сценария RCP8.5 (16.8 %).

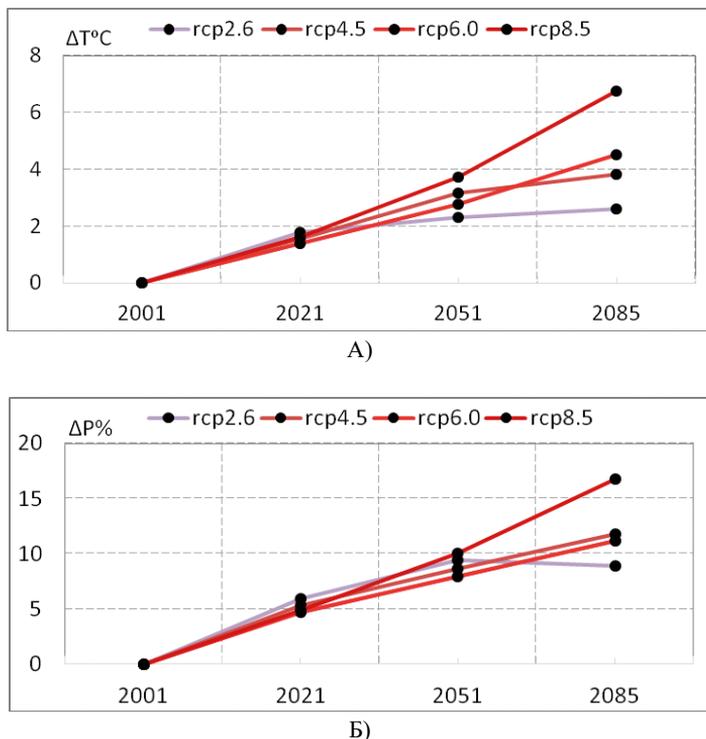


Рис. 5.9. Аномалии среднееголетней средней для бассейна р. Маккензи температуры воздуха (а) и осадков (б) в XXI веке по осредненным данным 5 климатических моделей по сравнению с современным периодом (1971–2005 гг.)

### 5.3.2 Основные результаты по оценке возможных изменений нормы годового стока

С помощью разработанных гидрологических моделей, на входе которых использовались расчетные данные моделей климата, для рек Лена и Маккензи были рассчитаны нормы годового стока для каждого RCP-сценария для трех 30-летних периодов: 2006–2035 гг., 2036–2065 гг., 2070–2099 гг. (табл. 5.5).

Соответствующие относительные аномалии нормы годового стока рассчитывались как отношение разности между нормой стока, рассчитанной для каждого из этих периодов, и нормой стока за современный период (1971–2005 гг.) к норме стока за современный период.

Таблица 5.5

**Аномалии (в %) нормы годового стока рек Лена и Маккензи, полученные для различных климатических моделей и RCP-сценариев**

Сценарий Период Модель	RCP2.6			RCP4.5			RCP6.0			RCP8.5		
	2006– 2035	2036– 2065	2070– 2099									
р. Лена												
GFDL-ESM2M	13	12	22	10	17	21	11	12	19	9	16	24
HadGEM2-ES	10	18	17	10	20	26	9	18	23	15	18	30
IPSL-CM5A-LR	15	17	24	16	18	21	14	14	22	13	19	29
MIROC-ESM-CHEM	9	16	14	6	15	22	6	17	25	11	21	30
NorESM1-M	6	10	18	10	10	22	5	7	14	5	13	19
<b>Среднее</b>	<b>11</b>	<b>15</b>	<b>19</b>	<b>11</b>	<b>16</b>	<b>23</b>	<b>9</b>	<b>14</b>	<b>21</b>	<b>11</b>	<b>17</b>	<b>26</b>
р. Маккензи												
GFDL-ESM2M	9	15	4	4	7	11	2	6	5	5	9	8
HadGEM2-ES	7	9	12	7	8	10	8	6	9	5	6	8
IPSL-CM5A-LR	0	3	3	1	0	-3	1	-1	-4	2	-1	-7
MIROC-ESM-CHEM	8	16	16	9	14	24	10	19	23	8	22	35
NorESM1-M	6	10	4	8	6	10	5	8	5	5	6	14
<b>Среднее</b>	<b>6</b>	<b>10</b>	<b>8</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>5</b>	<b>8</b>	<b>12</b>

Почти для всех периодов и всех климатических моделей получены положительные аномалии среднегодового стока рек Лена и Маккензи. Для р. Лены аномалии нормы годового стока на конец XXI века (2070–2099 гг.) для различных климатических моделей и сценариев находятся в диапазоне от 14 % до 30 %, а осредненные по 5 моделям – от 19 % (для сценария RCP2.6) до 26 % (для сценария RCP8.5). Аномалии нормы годового стока р. Маккензи, осредненные для 5 климатических моделей для различных климатических сценариев на конец XXI века составили от 8 % до 12 %.

Сравнение временного хода рассчитанных аномалий нормы годового стока, осредненных по данным 5-ти моделей климата для различных RCP-сценариев, представлено на рис. 5.10. Отметим реакцию водного режима р. Маккензи на изменения климата при сценарии RCP2.6 (правый верхний рисунок). Этот, наиболее «мягкий», сценарий будущего глобального социально-экономического развития разработан в предположении, что эмиссия парниковых газов прекратит расти к 2030–2040 годам и затем начнет снижаться до конца XXI века с тем, чтобы рост глобальной температуры воздуха не превысил к концу века 2°C (van Vuuren et al., 2011). Из рисунка 5.10 видно, что для р. Маккензи аномалии нормы годового стока при реализации сценария RCP2.6 показывают тот же характер изменений (увеличение и последующее снижение), как и сами изменения радиационного воздействия, причем положительные аномалии стока достигают максимума к 2040–2069 гг. и потом постепенно снижаются к 2100 году. Поскольку согласно сценарию RCP2.6 максимум потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы будет наблюдаться в 2030–2040 гг., можно сделать вы-

вод, что бассейн Маккензи реагирует с 10–20-летней задержкой на возможные изменения радиационных воздействий. Такая реакция бассейна может быть объяснена соответствующим запаздыванием реакции климатической системы на изменение радиационных воздействий, что видно по представленному на рисунке 5.9б ходу осадков в рассматриваемом бассейне в XXI веке.

Для р. Лена снижение нормы годового стока при сценарии RCP2.6 к концу XXI века не происходит (правый верхний график на рис. 5.10), однако наблюдается заметное уменьшение скорости ее роста.

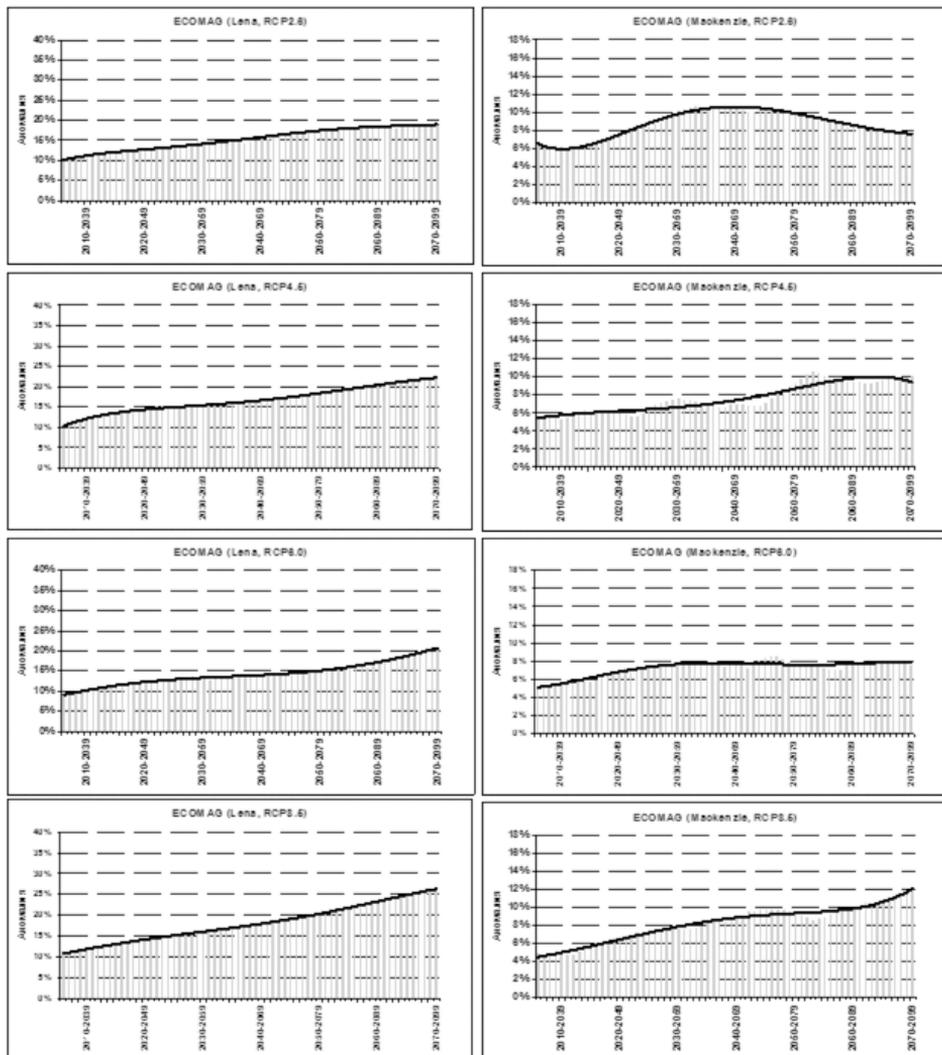


Рис. 5.10. Относительные аномалии изменений нормы годового стока (скользящее среднее за 30 лет) рек Лена (колонка слева) и Маккензи (справа) при различных сценариях изменения климата по сравнению современным периодом (1971–2005 гг.)

### 5.3.3 Оценка возможных изменений максимального стока

По аналогии с описанием экспериментов по анализу чувствительности, в качестве показателей максимального стока рассчитывались среднегодовые объемы стока выше пороговых значений, соответствующих наблюдаемым расходам воды 10 %-й, 25 %-й и 35 %-й вероятности превышения. В таблице 5.6 приведены значения анализируемых показателей максимального стока обеих рек и точность их воспроизведения разработанными региональными моделями. Из приведенных данных видно, что модели позволили с удовлетворительной точностью рассчитать заданные показатели: это дает основание использовать данные модели для ансамблевых экспериментов по оценке влияния изменений климата на максимальный сток рассматриваемых рек.

Таблица 5.6

**Исследуемые показатели максимального стока и погрешности их расчета с помощью региональных гидрологических моделей**

Вероятность превышения порогового расхода, %	Фактический расход воды в замыкающем створе, м <sup>3</sup> /с	Средний объем стока (км <sup>3</sup> ), превышающего пороговое значение расхода		Погрешность расчета, %
		Фактический	Рассчитанный	
р. Лена				
10 %	44000	64.6	75.8	17.4
25 %	24200	166	169	1.88
35 %	16000	244	244	-0.04
р. Маккензи				
10 %	19500	11.5	10.3	-10.0
25 %	13300	44.3	39.1	-11.7
35 %	10600	69.5	64.5	-7.16

По смоделированным на основе данных 5-ти климатических моделей рядам стока для современного периода (1971–2005 гг.) и 4-м сценариям на период климатического прогноза вычислялись относительные аномалии указанных показателей максимального стока для 3-х периодов: 2006–2035, 2036–2065 и 2070–2099 годы. Результаты расчетов приведены в табл. 5.7 (р. Лена) и табл. 5.8 (р. Маккензи).

Согласно приведенным данным, относительное изменение величины среднемноголетнего объема стока р. Лены, превышающего расход в 10 % ( $V_{Q10\%}$ ), для наиболее экстремального климатического сценария RCP8.5 изменяется в пределах от 3 до 70 % для различных климатических моделей и временных интервалов. Однако при осреднении этой величины по пяти климатическим моделям изменение составляет от 15 % для начального периода до 51 % для периода, завершающего XXI век. Для других климатических сценариев изменение данной величины составляет от 31 до 42 % на конец XXI века, и от 12 до 15 % для периода с 2006 по 2035 гг.

Возможные аномалии ( $V_{Q25\%}$ ) для сценария RCP8.5 могут составить от 17 % для периода, относящегося в начало XXI века, до 37 % в конце века, а увеличение показателя ( $V_{Q25\%}$ ) для других климатических сценариев может составить к концу века от 30 до 36 %.

Изменение величины ( $V_{Q35\%}$ ) в конце XXI века может составить на р. Лене от 29 до 34 % для различных климатических сценариев. Для р. Маккензи, согласно результатам моделирования, максимальное увеличение объема стока выше порогового значения 10 % (табл. 5.8) наблюдается в третьем периоде (2070–2099 гг.) для сценариев RCP4.5 и RCP8.5 и во втором (2036–2065 гг.) для сценариев RCP2.6 и RCP6.0 и составляет 25 и 21 %, 29 и 25 % соответственно. В течение XXI века для различных сценариев увеличение ( $V_{Q10\%}$ ) по сравнению с рассчитанным для исторического периода может составить от 8 до 29 %.

На основе полученных результатов оценки возможного относительного изменения объемов стока р. Маккензи, превышающих расход 25 %-ной эмпирической обеспеченности, можно сделать вывод, что максимальное увеличение наблюдается в середине XXI века (2036–2065 гг.), для RCP 3 – 23 %, для RCP 6 – 15 % и для RCP 8 – 16 %. Для сценария RCP4.5 максимальное увеличение возможно в конце XXI века (19 %).

Для ( $V_{Q35\%}$ ) была получена схожая картина изменения: максимальное увеличение объемов стока также наблюдается при реализации сценария RCP2.5 во второй трети XXI века (21 %). По разным климатическим сценариям увеличение объема стока на конец XXI века может составить от 11 до 18 %.

Таблица 5.7

**Аномалии (в %) среднемноголетнего объёма стока р. Лены, превышающего расходы 10, 25 и 35 % обеспеченности, для различных периодов климатического прогноза**

Сценарий/модель период	RCP2.6			RCP4.5			RCP6.0			RCP8.5		
	2006– 2035	2036– 2065	2070– 2099									
$V_{Q10\%}$												
GFDL-ESM2M	16	13	45	20	32	44	11	21	47	16	33	67
HadGEM2-ES	11	25	28	12	36	49	10	27	45	22	30	28
IPSL-CM5A-LR	28	27	41	26	29	50	30	28	50	20	36	70
MIROC-ESM-CHEM	11	21	17	8	25	32	5	26	34	16	28	56
NorESM1-M	3	13	24	7	10	37	1	7	19	4	24	35
<b>Среднее</b>	<b>14</b>	<b>20</b>	<b>31</b>	<b>15</b>	<b>26</b>	<b>42</b>	<b>12</b>	<b>22</b>	<b>39</b>	<b>15</b>	<b>30</b>	<b>52</b>
$V_{Q25\%}$												
GFDL-ESM2M	24	20	44	23	32	42	19	23	39	20	30	48
HadGEM2-ES	16	27	28	16	32	43	15	26	36	26	30	29
IPSL-CM5A-LR	27	28	40	28	28	39	28	24	40	21	30	49
MIROC-ESM-CHEM	11	17	11	6	17	24	4	19	27	13	25	34
NorESM1-M	6	15	27	13	11	34	7	8	17	6	18	26
<b>Среднее</b>	<b>17</b>	<b>21</b>	<b>30</b>	<b>17</b>	<b>24</b>	<b>36</b>	<b>15</b>	<b>20</b>	<b>32</b>	<b>17</b>	<b>27</b>	<b>37</b>
$V_{Q35\%}$												
GFDL-ESM2M	23	21	39	20	30	38	19	22	33	18	28	40
HadGEM2-ES	16	28	27	16	31	41	15	27	34	26	29	27
IPSL-CM5A-LR	25	27	39	26	28	35	25	23	35	21	29	42
MIROC-ESM-CHEM	10	17	12	5	16	23	4	19	26	12	24	31
NorESM1-M	8	16	28	15	13	33	9	9	18	8	18	25
<b>Среднее</b>	<b>16</b>	<b>22</b>	<b>29</b>	<b>17</b>	<b>24</b>	<b>34</b>	<b>15</b>	<b>20</b>	<b>29</b>	<b>17</b>	<b>26</b>	<b>33</b>

Таблица 5.8

**Аномалии (в %) среднемноголетнего объёма стока р. Маккензи, превышающего расходы 10, 25 и 35 %, обеспеченности для различных периодов климатического прогноза**

Сценарий/модель период	RCP2.6			RCP4.5			RCP6.0			RCP8.5		
	2006– 2035	2036– 2065	2070– 2099									
$V_{Q10\%}$												
GFDL-ESM2M	23	44	7	4	14	23	-12	25	5	8	16	9
HadGEM2-ES	42	41	48	13	58	61	44	45	59	30	25	37
IPSL-CM5A-LR	-28	-7	-16	-6	-24	-29	-9	-30	-36	-15	-17	-49
MIROC-ESM-CHEM	5	42	35	15	32	52	27	53	55	13	59	79
NorESM1-M	-3	28	-6	25	18	19	17	33	-4	12	17	30
<b>Среднее</b>	<b>8</b>	<b>29</b>	<b>14</b>	<b>10</b>	<b>20</b>	<b>25</b>	<b>14</b>	<b>25</b>	<b>16</b>	<b>9</b>	<b>20</b>	<b>21</b>
$V_{Q25\%}$												
GFDL-ESM2M	19	35	7	5	13	22	-1	14	7	9	18	7
HadGEM2-ES	24	24	28	14	26	23	25	17	22	13	12	4
IPSL-CM5A-LR	-10	-2	-4	-1	-10	-19	-3	-20	-30	-3	-13	-40
MIROC-ESM-CHEM	13	36	33	16	28	52	22	41	49	13	50	74
NorESM1-M	7	23	3	20	12	17	12	22	0	10	12	26
<b>Среднее</b>	<b>10</b>	<b>23</b>	<b>13</b>	<b>11</b>	<b>14</b>	<b>19</b>	<b>11</b>	<b>15</b>	<b>10</b>	<b>8</b>	<b>16</b>	<b>14</b>
$V_{Q35\%}$												
GFDL-ESM2M	16	30	7	6	13	20	2	12	8	9	16	10
HadGEM2-ES	20	19	24	14	20	20	20	13	17	11	12	2
IPSL-CM5A-LR	-4	2	1	1	-4	-12	0	-11	-21	0	-7	-30
MIROC-ESM-CHEM	14	32	31	16	26	47	19	37	45	13	45	68
NorESM1-M	8	21	5	18	11	18	11	18	5	10	13	28
<b>Среднее</b>	<b>11</b>	<b>21</b>	<b>13</b>	<b>11</b>	<b>13</b>	<b>18</b>	<b>10</b>	<b>14</b>	<b>11</b>	<b>9</b>	<b>16</b>	<b>16</b>

Таким образом, по результатам моделирования для р. Лены для всех сценариев и моделей во всех периодах наблюдается увеличение максимального стока. Для р. Маккензи тенденция увеличения максимального стока также прослеживается, однако отдельные модели (IPSL-CM5A-LR и для некоторых сценариев NorESM1-M) диагностируют возможное уменьшение объемов стока. Также стоит отметить, что с уменьшением порогового расхода наблюдается уменьшение величин относительного изменения объемов стока.

Проведенные исследования возможных изменений характеристик водного режима рек Лена и Маккензи в XXI веке на основе численных экспериментов с региональной гидрологической и ансамблем глобальных климатических моделей показали:

1. В бассейнах обеих рек диагностировано увеличение норм годового и максимального речного стока в течение XXI века вне зависимости от будущего RCP-сценария эмиссии парниковых газов. При этом относительное увеличение норм стока, рассчитанных для р. Лены, оказалось несколько выше, чем для р. Маккензи, что объясняется более выраженными изменениями температуры воздуха и осадков в первом бассейне. Для р. Лены увеличение нормы годового стока может составить от 9 до 26 %, для р. Маккензи – от 6 до 12 % в зависимости от RCP-сценария. Увеличение нормы максимально-

го стока (при заданном пороге расходов воды обеспеченностью 10 %) может составить для р. Лены более 50 %, а для р. Маккензи около 30 %.

- Величина аномалии нормы максимального стока на обеих реках в XXI веке зависит от величины задаваемого порогового расхода стока. Чем выше пороговый расход, тем больше возможное увеличение максимального стока. Иными словами, максимальный сток более редкой повторяемости оказывается более чувствителен к изменениям климатических характеристик.

2. Траектория аномалии нормы годового стока р. Маккензи для сценария RCP2.6 в течение XXI века сходна с траекторией задаваемого при этом сценарии изменения радиационного воздействия, которое связано с эмиссией парниковых газов. При этом положительные аномалии стока достигают максимума к 2040–2069 гг., в то время как максимум потока радиации по сценарию RCP2.6 прогнозируется на период 2030–2040 гг., т. е. бассейн р. Маккензи реагирует с 10–20-летней задержкой на возможные изменения эмиссии парниковых газов. Как показал анализ данных, инерционность реакции бассейна может быть объяснена соответствующим запаздыванием в реакции региональной нормы осадков на указанные изменения.

## **5.4 Анализ неопределенности расчетных оценок возможных гидрологических изменений: эффект стохастической изменчивости атмосферных процессов**

Существующие оценки гидрологических последствий изменений климата характеризуются значительной неопределенностью. Некоторая доля этой неопределенности носит эпистемический характер, т. е. является следствием ограниченности представлений о динамике климатических и гидрологических систем, природе их взаимосвязи, недостаточности данных измерений и т. п., и может быть уменьшена в процессе накопления знаний об этих системах. Другая доля неопределенности – структурная, не исчезающая при углублении представлений и получении новых данных, является существенным свойством рассматриваемых систем. Соотношение между *эпистемической* и *структурной* неопределенностями – ключевой вопрос для понимания обоснованности оценок гидрологических последствий климатических изменений (см., например, дискуссию в Koutsoyiannis et al., 2009).

При построении искомых оценок на основе численных экспериментов с гидрологическими и климатическими моделями, как это описано в предыдущем разделе, основные источники неопределенности содержатся в гидрологических моделях (несовершенство структуры модели, погрешности задания параметров, краевых условий, пространственной дискретизации, ограниченности имеющегося периода наблюдений и др.) и в использованных этими моделями климатических проекциях. Для разных климатических и физико-географических условий показано (см., например, Chen et al. (2011); Najafi et al. (2011); Teng et al. (2012)), что влияние источников неопределенности, связанных с гидрологическим моделированием, существенно меньше влияния неопределенности проекций изменения климата,

хотя, согласно Viney et al. (2009), Bastola et al. (2011), Brigode et al. (2013), может быть существенным и не должно недооцениваться.

Неопределенность климатических проекций обусловлена тремя основными факторами (см., например, Hawkins, Sutton, 2009):

(1) неопределенностью сценариев радиационных воздействий, используемых при построении климатических проекций. Эта часть неопределенности зависит от разнообразия возможных сценариев внешних по отношению к атмосфере воздействий, включая эмиссию, в т. ч. антропогенную, парниковых газов, изменения концентрации атмосферного озона, вулканической и солнечной активности и т. п. В англоязычной литературе эта составляющая неопределенности климатических проекций называется “scenario uncertainty” – сценарная неопределенность.

(2) модельной неопределенностью (“model uncertainty” или “response uncertainty” в англоязычной литературе), которая связана с различиями в структуре моделей климата, параметризации атмосферных процессов и процессов взаимодействия атмосферы с океаном и поверхностью суши, методах даунскейлинга, уравнениях и вычислительных алгоритмах и др. Модельная неопределенность является причиной различий климатических проекций даже при использовании одинаковых сценариев радиационного форсинга, т. е. при гипотетическом отсутствии сценарной неопределенности.

(3) природной, внутренней изменчивостью климатической системы («климатический шум»), которая не связана с внешними воздействиями и является следствием хаотической динамики атмосферных процессов, а также внутренних мод изменчивости атмосферы и океана на разных пространственных и временных масштабах. Климатический шум – один из источников физически обусловленной (*структурной*) неопределенности проекций изменений климата – определяет нижний предельный уровень неопределенности, достижимый в исследованиях климатической системы (Braun et al., 2012) и, возможно, в оценках неопределенности расчетных характеристик речного стока.

Исследованию гидрологического эффекта неопределенности климатических проекций, полученных с помощью современных моделей климата, посвящена обширная литература (обзор содержится, например, в последнем, пятом Оценочном отчете МГЭИК (Flato et al., 2013)). Анализу влияния указанных выше отдельных составляющих неопределенности на возможные изменения гидрологических характеристик и оценке относительного вклада этих составляющих посвящено существенно меньше работ (см., например, последний обзор в Hattermann et al., 2018, подготовленный при участии первого автора монографии). В особенности это касается оценки вклада «климатического шума». Его существенная часть – внутренняя стохастическая изменчивость процессов атмосферной циркуляции, их неустойчивость по отношению к малым возмущениям начальных условий, впервые исследованная в классической работе Эдварда Лоренца (Lorenz, 1963). Этот источник неопределенности определяет физические пределы предсказуемости атмосферных процессов (до двух недель) и приводит к расхождению реализаций характеристик состояния атмосферы за этими пределами – реализаций, смоделированных при одних и тех же граничных условиях и не-

больших (в пределах ошибок измерений) возмущениях начальных условий. Далее мы будем рассматривать только этот источник климатического шума. Наша задача – показать, в какой степени внутренняя изменчивость атмосферы может влиять на неопределенность оценок гидрологических последствий изменения климата. Заметим, что вклад климатического шума в общую неопределенность климатических проекций наиболее заметен на временных масштабах до первых десятилетий (рис. 5.11) и на пространственном мезомасштабе, т. е. на пространственно-временных масштабах задач управления водными ресурсами крупных речных бассейнов.

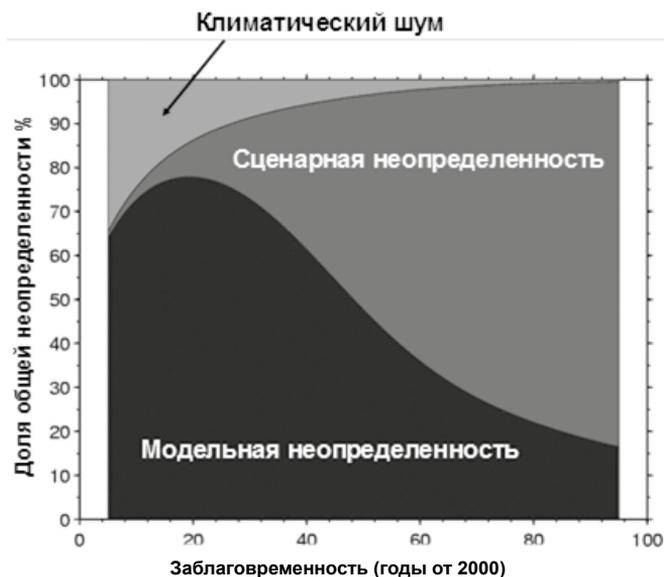


Рис. 5.11. Относительный вклад источников неопределенности проекций изменения глобальной температуры в XXI веке (рисунок из работы Hawkins, Sutton, 2009)

Вклад внутренней изменчивости атмосферы в общую неопределенность климатических проекций исследуется на базе ансамблевых экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы, а именно путем анализа расчетных траекторий состояния климатической системы, смоделированных при одинаковых граничных и при незначительно различающихся начальных условиях (см., например, Semenov, 2014). Чтобы получить надежные статистические оценки вклада внутренней изменчивости атмосферы, необходимо смоделировать несколько десятков траекторий. Такие расчеты с использованием GCM требуют больших вычислительных ресурсов, поэтому даже при использовании сверхмощных компьютеров при проведении последних двух фаз международных проектов CMIP3 и CMIP5, результаты которых использовались для 4-го и 5-го оценочных отчетов IPCC, моделировалось не более десяти траекторий для каждой отдельной GCM (Peel et al., 2014). Это отчасти объясняет небольшое, до последнего времени, число работ по влиянию изменчивости атмосферы на неопределенность оценок климатических изменений речного стока (см. обзор в Gelfan et al., 2015b).

Ниже приведены результаты нашего (одного из первых в этой области) анализа неопределенности оценок характеристик речного стока, обусловленных внутренней изменчивостью атмосферы. Исследования выполнены на базе совместных ансамблевых экспериментов с моделью ECOMAG и моделью общей циркуляции атмосферы ECHAM5 на примере бассейна р. Лены<sup>18</sup>.

#### 5.4.1. Организация численных экспериментов

Ансамблевые эксперименты проведены с помощью модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) ECHAM5, разработанной в Институте Макса Планка (Германия) (Roeckner et al., 2003). Используемая модель – современная климатическая версия МОЦА, основанная на спектральной модели Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды ECMWF, с горизонтальным разрешением  $1.8^\circ \times 1.8^\circ$  и 31 слоем по вертикали. С помощью модели было проведено 45 ансамблевых расчетов (Semenov, Latif, 2012) состояния атмосферы за 34-летний период: с 1.01.1979 по 31.12.2012. Расчеты велись при одинаковых заданных условиях на границе атмосферы и океана (температуры поверхности океана и площади, занятой льдом), полученных из глобальной базы данных HadISST1.1, а также при постоянной концентрации парниковых газов. Другие параметры внешнего форсинга (орбитальные параметры, солнечная радиация, концентрация других газов и аэрозолей) соответствовали современным условиям и не изменялись от расчета к расчету. Единственное, чем различались расчеты отдельных траекторий, – начальное состояние атмосферы на 1.01.1979. В результате получены 45 реализаций характеристик состояния атмосферы, различия между которыми обусловлены внутренней стохастической изменчивостью атмосферы. На рис. 5.12 в качестве иллюстрации показаны рассчитанные по модели ECHAM5 траектории изменения осредненных по бассейну Лены среднегодовых значений температуры воздуха и интенсивности осадков. Среднеквадратические отклонения среднегодовых величин температуры воздуха и осадков внутри ансамбля реализаций составляют  $0.5^\circ\text{C}$  и  $0.1$  мм/сут соответственно.

Расчитанные по модели ECHAM5 ансамбли временных рядов среднесуточных значений осадков, температуры и влажности воздуха за 34-летний период (1979–2012 гг.) после прохождения процедуры коррекции (bias-correction, см. Gelfan et al., 2015b) задавались как распределенные по площади бассейна входные данные в модель формирования стока р. Лена (см. раздел 4.2 главы 4). С помощью гидрологической модели рассчитывался соответствующий ансамбль из 45-ти гидрографов среднесуточного стока за тот же период (общая схема организации расчетов показана на рис. 5.13). Внутриансамблевая вариация характеристик расчетных гидрографов стока иллюстрирует неопределенность оценок речного стока, обусловленную внутренней стохастической изменчивостью атмосферы.

<sup>18</sup> Более подробно результаты исследований изложены в статье (Gelfan et al., 2015b), подготовленной нами совместно с чл.-корр. РАН д. ф. – м. н. В. А. Семеновым и сотрудниками лаборатории физики почвенных вод ИВП РАН д. б. н. Е. М. Гусевым, к. т. н. О. Н. Насоновой и к. т. н. Е. Э. Ковалевым.

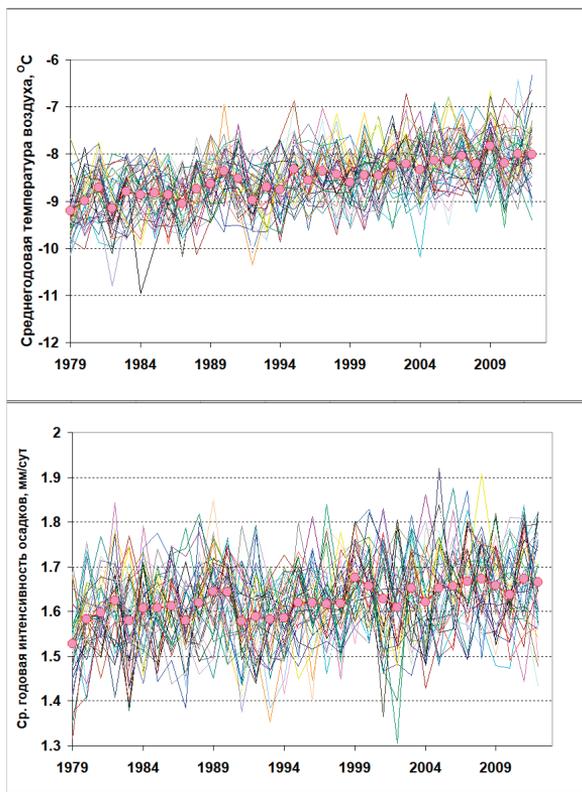


Рис. 5.12. Ансамбли рассчитанных по модели ECHAM5 траекторий изменения осредненных по бассейну Лены среднегодовых значений температуры воздуха (вверху) и интенсивности осадков (внизу). Крупными точками показано осреднение по ансамблю. Различия расчетных траекторий иллюстрируют влияние внутренней изменчивости атмосферы

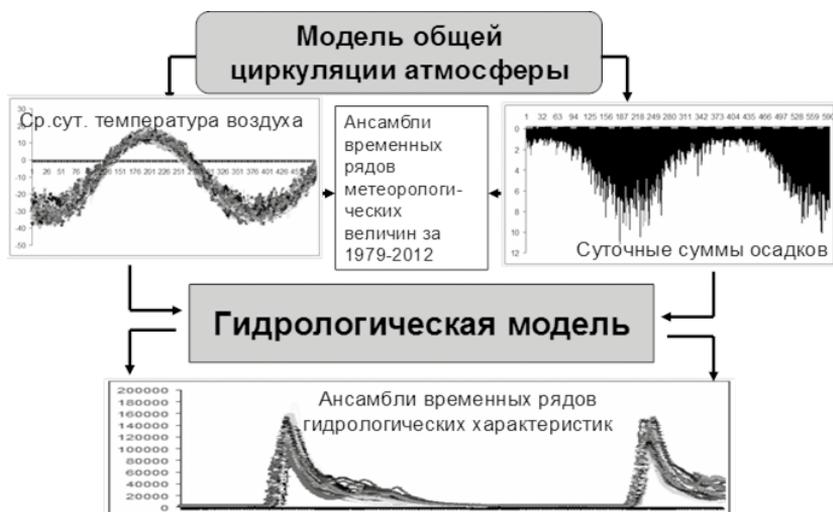


Рис. 5.13. Схема организации численных экспериментов

По рассчитанному ансамблю 45-ти гидрографов стока за 34 года (1979–2012 гг.) определялись статистические характеристики годового стока р. Лены, а также стока за отдельные календарные месяцы и сутки. По этим значениям строились 95-процентные доверительные интервалы, отражающие неопределенность статистических характеристик указанных величин стока вследствие изменчивости атмосферы. Доверительные интервалы строились для средних величин стока и их стандартных отклонений за многолетний период. Ниже будут приведены результаты оценки неопределенности для средних значений, а также для стандартных отклонений годового и месячного стока за 34 года. Разработанная нами процедура построения доверительных интервалов и более подробное описание полученных результатов представлены в статье (Gelfan et al., 2015b).

#### 5.4.2 Результаты оценки неопределенности статистик годового и месячного стока р. Лены.

На верхнем рис. 5.14 приведены средние за период 1979–2012 годы рассчитанные значения годовых величин стока и стока за отдельные календарные месяцы, а также 95-процентные доверительные интервалы средних значений. На диаграммах для сравнения даны соответствующие средние значения, определенные по данным наблюдений.

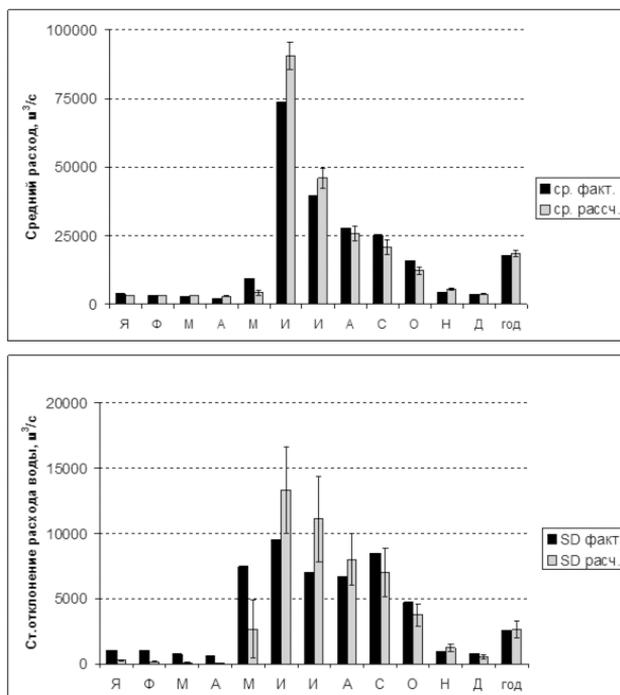


Рис. 5.14. Оценки среднего (вверху) и стандартного отклонения (внизу) рассчитанного годового стока р. Лены и стока за календарные месяцы (серые столбцы), а также 95-процентные доверительные интервалы изменчивости этих оценок, обусловленной внутренней изменчивостью атмосферы. Черными столбцами показаны соответствующие величины, определенные по ряду наблюдений за 1979–2012 гг.

Доверительный интервал изменений среднего годового стока оказался небольшим – порядка 6 % от величины стока. Для месячного стока доверительный интервал меняется в зависимости от сезона: наибольший для периода весенне-летнего половодья (от 6 до 21 % для мая–июля), а также летне-осенних паводков (10-13 % для августа–октября). Сопоставление с наблюдениями позволяет заключить, что в целом средние многолетние значения стока как за год, так и за отдельные месяцы удовлетворительно воспроизведены моделью.

Неопределенность величин стандартного отклонения годового стока и месячного стока (нижний рис. 5.14) оказалась намного выше, чем неопределенность средних значений: для годового стока она составила почти четверть (24 %), а для месячного стока порядка – 30–40 % от соответствующих стандартных отклонений, осредненных по ансамблю реализаций. Сравнение со стандартными отклонениями, определенными по данным наблюдений, показывает, что вариации годовых величин определены с хорошей точностью, в то время как погрешности расчета для отдельных месяцев довольно велики. Причем, если для летних месяцев модель несколько завышала стандартные отклонения по сравнению с фактическими, то для осенних и особенно зимних месяцев модель занижает дисперсию.

#### 5.4.3 Анализ тренда

Осреднение по смоделированному ансамблю гидрографов стока позволяет отфильтровать случайную компоненту, вызванную внутренней неустойчивостью атмосферы, и оценить влияние «сигнала», обусловленного внешними по отношению к атмосфере факторами (в нашем эксперименте – это изменения температуры поверхности океана и концентрация морского льда). На рис. 5.15 показан ансамбль рядов годовых величин стока, ряд осредненных по ансамблю величин годового стока, а также ряд фактических значений.

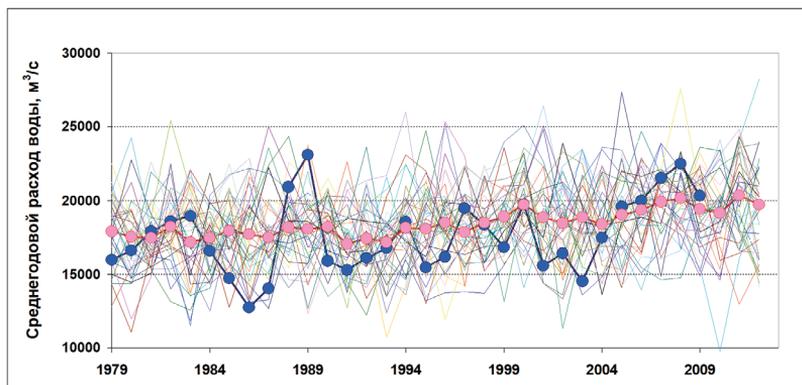


Рис.5.15 Ансамбль рядов рассчитанного годового стока (тонкие линии), ряд осредненных по ансамблю величин годового стока (линия с красными маркерами), а также ряд фактических значений (линия с синими маркерами)

Из рисунка видно, что реализации рассчитанного стока отличаются друг от друга и в целом слабо коррелируют с фактическим рядом стока. Коэф-

коэффициент корреляции Пирсона с фактическим рядом для отдельных реализаций изменяется от  $-0.31$  до  $0.56$  со средним значением  $0.17$ . Заметим при этом, что коэффициент корреляции между рядом, полученным путем осреднения по ансамблю, и фактическим рядом стока оказался довольно высоким ( $0.51$ ). Естественно, стандартное отклонение фактического ряда стока оказалось выше стандартного отклонения осредненного (сглаженного) ряда.

Сравнение линий тренда в рассчитанных и наблюдаемом рядах стока заключалось в следующем. Для каждого рассчитанного ряда годового стока из ансамбля реализаций определялись значения уклона линейного тренда, подобранного для соответствующей реализации. Таким образом, были получены 45 значений уклона тренда, по которым построена соответствующая гистограмма (рис. 5.16).

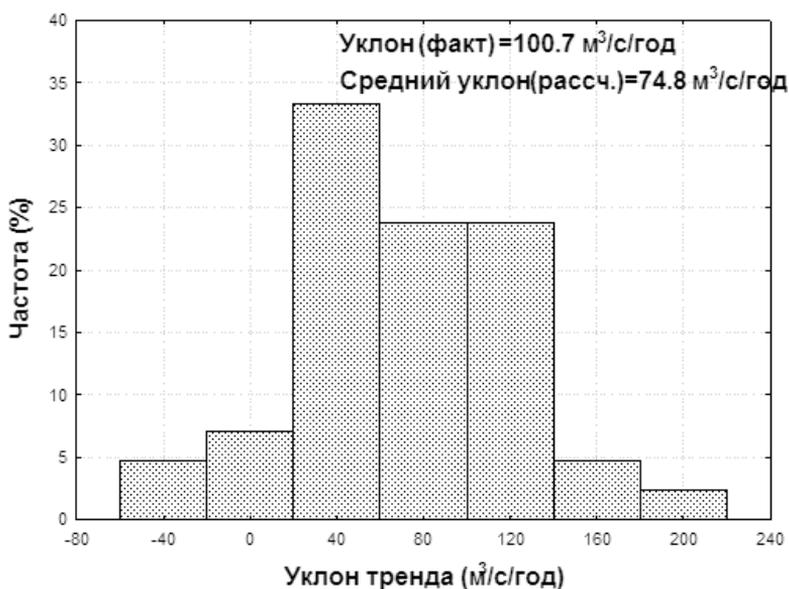


Рис. 5.16. Гистограмма распределения ансамбля уклонов линий тренда, подобранных к рассчитанным рядам годового стока р. Лены за 1979–2012 гг.

На гистограмме приведены значения уклона тренда, подобранные по фактическому ряду годового стока, и среднее значение уклона тренда по ансамблю из 45-ти значений. Видно, что модель позволила воспроизвести положительную тенденцию изменения годового стока р. Лены за рассматриваемый период. Скорость увеличения стока оказалась моделью несколько занижена:  $748 \text{ м}^3/\text{с}$  за десятилетие по данным расчетов и около  $1000 \text{ м}^3/\text{с}$  за десятилетие по фактическим данным. Однако в целом можно предполагать, что происходящий за последние десятилетия рост годового стока р. Лены обусловлен внешними по отношению к атмосфере сигналом (в нашем эксперименте – это изменения температуры поверхности океана и концентрации морского льда), т. к. влияние внутренней изменчивости атмосферы отфильтровано путем осреднения по ансамблю реализаций.

## **Глава 6. Новое поколение методов и технологий противодействия угрозам водной безопасности: гидрологические расчеты и управление водноресурсными системами**

Вынесенное в заголовок главы словосочетание «водная безопасность» – буквальный перевод термина “water security”, обозначающего концепцию, которая признана мировым сообществом одним из императивов глобального развития, а угрозы водной безопасности – одним из ключевых факторов глобального риска (см. все отчеты ООН последнего десятилетия по устойчивому глобальному развитию на сайте <https://sustainabledevelopment.un.org/globalsdreport>). По широкому определению, данному в UNESCO-IHP, 2012, стр. 1, водная безопасность – обеспеченность населения доступом к достаточному количеству воды приемлемого качества для удовлетворения основных потребностей людей, поддержания достойного уровня их жизни, устойчивого социально-экономического развития, а также обеспеченность населения защитой от опасных гидрологических явлений (наводнений, засух), водных объектов от загрязнения, сохранения экосистем.

Экономический рост и социальное развитие Российской Федерации напрямую зависят от перспектив решения проблем водной безопасности, вызванных ростом повторяемости наводнений и засух, возникновением и усилением водного дефицита в наиболее экономически развитых районах страны, ростом загрязнения природных вод, выводящим природные системы за рамки экологической устойчивости. Нарушение экологической устойчивости становится более реальным на фоне происходящих изменений климата и усиливающейся антропогенной нагрузки на природные системы. Помимо упомянутых природных и антропогенных факторов, современные угрозы водной безопасности возрастают в связи с увеличением вероятности техногенных катастроф, аварий на гидротехнических сооружениях (по официальным данным Ростехнадзора, почти половина отечественных ГТС относится к неудовлетворительному или опасному классу). Современное нарастание угроз и рисков в области водной безопасности вследствие увеличения антропогенной нагрузки на водные объекты и их бассейны, изменений климата, роста водопотребления и снижения качества вод может оказать долговременное негативное влияние на безопасность будущих поколений. Отставание от передовых стран в управлении водным хозяйством и водными ресурсами, обуславливающее низкую эффективность использования водных ресурсов, чрезмерно высокую водоемкость экономики, в будущем может стать важнейшим фактором, сдерживающим развитие страны (Данилов-Данильян, 2009; Данилов-Данильян, Гельфан, 2015).

Предотвращение угроз водной безопасности России требует системных мер по развитию водохозяйственного комплекса страны и совершенствованию управления водными ресурсами. Такие меры декларированы Водной

стратегией Российской Федерации до 2020 года и актуальной задачей становится их научно-технологическое обеспечение.

Научное и технологическое содержание идея водной безопасности приобрела с развитием концепции интегрированного управления водными ресурсами (ИУВР). Эта концепция основана на представлении, что вся вода должна рассматриваться как единый природный ресурс и распределяться между отраслями экономики (сельским хозяйством, промышленностью, коммунальным хозяйством) с учетом требований устойчивости окружающей среды, которую необходимо рассматривать в качестве одного из водопользователей, наделенного собственными правами. Согласно *Global Water Security...*, 2010, перспективы реализации концепции ИУВР связаны с возможностью получения надежных пространственно-временных оценок и прогнозов речного стока и других составляющих гидрологического цикла речного бассейна, включая все виды поверхностных (в англоязычной литературе используется термин «blue water»), почвенных («green water») и грунтовых вод с учетом воды, используемой в экономической деятельности («grey water»). Таким образом, выработка эффективных мер противодействия современным вызовам – комплексная проблема, решение которой должно базироваться на новом поколении инструментов (методов, моделей и технологий), аккумулирующих передовые достижения в области гидрологии суши. В экономически развитых странах такие инструменты и технологии развиваются на базе физически обоснованных моделей формирования речного стока и гидрологического цикла. Из многочисленных примеров такого развития здесь упомянем только последний амбициозный проект по созданию Национальной Гидрологической Модели (NWM, National Water Model) США для непрерывного прогноза с разной заблаговременностью водного режима рек, а также характеристик снежного покрова, влажности почвы, грунтовых вод на всей территории страны на сетке с разрешением 1 кв. миля (NOAA, 2016). Физико-математическая модель GSSHA, созданная специалистами американского Корпуса гражданских инженеров, использовалась для прогнозирования зон затопления и поддержки принятия решения по эвакуации населения во время ураганов на северо-восточном побережье США (Massey et al., 2013). Показано (Downer et al., 2015, Fatichi et al., 2016), что применение модели GSSHA на этапе проектирования защитных сооружений во Флориде позволило сэкономить на 40 млн. долларов США больше по сравнению с экономией при использовании стандартных инженерных подходов. Примеры применения физико-математических моделей для информационной поддержки управления риском наводнений приведены также в Endrizzi et al., 2014 (модель GEOTop), Raia et al., 2014 (модель TRIGRS).

Цель этой и следующей глав монографии – показать, что в нашей стране созданы предпосылки для разработки на базе существующих физико-математических моделей нового поколения отечественных методов и технологий информационной поддержки водной безопасности, модернизации на их основе традиционных методов гидрологических расчетов и прогнозов. Возможности новых методов и технологий будут показаны на примере двух групп актуальных для нашей страны водохозяйственных задач. Ниже будут

рассмотрены методы и технологии оценки опасности наводнений и противопаводкового эффекта водохранилищ, а также управления действующими водными ресурсными системами. В следующей, седьмой главе, – применение новых методов и технологий для краткосрочных и долгосрочных прогнозов притока воды к водохранилищам.

## **6.1 Оценка опасности наводнений и противопаводкового эффекта водохранилищ (на примере Среднего Амура)**

Наводнения – наиболее опасное природное бедствие в мире и России по наносимому ущербу, числу пострадавших и повторяемости. Согласно данным Центра природных катастроф CRED (<https://www.cred.be/>) за период с 1990 по 2014 гг. суммарный экономический ущерб от наводнений в России составил порядка 4 млрд. долларов США или 37 % от общего ущерба, наносимого всеми бедствиями природного характера, включая землетрясения, пожары, засухи и др. Число пострадавших от наводнений в России за этот период (2.1 млн. человек) близко к суммарному числу пострадавших от всех остальных природных бедствий.

По данным Росгидромета, затоплению подвержены отдельные территории 746 городов, в том числе более 40 крупных, тысячи населенных пунктов с населением около 4.6 млн. человек, хозяйственные объекты, более 7 млн. га сельскохозяйственных угодий. В течение последних нескольких лет ежегодный ущерб от наводнений растет, что обусловлено, в первую очередь, социально-экономическими факторами: заселением территорий, подверженных наводнениям, их более интенсивным промышленным и сельскохозяйственным использованием, увеличением расходов на восстановительные работы в районах бедствий, и т. д. Однако в последнее время все более значимое влияние на рост ущерба оказывает регистрируемое увеличение частоты экстраординарных, катастрофических наводнений. Так, в Kron, Berg, 2007 показано, что в мире число катастрофических паводков за 10 лет с 1996 по 2005 гг. выросло вдвое по сравнению с любым десятилетием в период с 1950 по 1980 гг. Рост повторяемости катастрофических наводнений связывают обычно с двумя факторами: изменением климата, сопровождающимся ростом числа экстремально влажных сезонов года, а также увеличением антропогенной нагрузки на речные водосборы и реки. Наблюдаемый рост повторяемости катастрофических наводнений – наиболее опасных из всех природных бедствий в России – дает основания утверждать, что перспективы построения научно обоснованных технологий управления риском наводнений в зависимости от реализации тех или иных возможных сценариев изменений климата и хозяйственной деятельности, а также технологий прогнозирования этих бедствий в реальном времени становятся важными факторами национальной безопасности.

Возможности повышения эффективности управления риском наводнений (осуществление мер, позволяющих минимизировать наносимый наводнениями социально-экономический и экологический ущерб) связаны в значительной степени с развитием комплекса так называемых неструктурных мероприятий. Неструктурные мероприятия направлены на разра-

ботку эффективных методов оценки опасности, риска и возможных размеров будущих наводнений с учетом природных и антропогенных изменений, на повышение заблаговременности и точности прогнозов формирования и развития наводнений в реальном времени. Результаты реализации неструктурных мероприятий создают информационную основу для поддержки решений о выборе, повышении надежности и снижении стоимости комплекса структурных мероприятий (строительства водохранилищ, защитных дамб, изменения морфометрии русел и т. п.), которые направлены на обеспечение необходимого уровня безопасности населения, социальных и производственных объектов.

В отечественной инженерной практике неструктурные средства технологического и информационного обеспечения управления риском наводнений основаны на подходах, разработанных в середине прошлого века и направленных на определение расчетных гидрологических характеристик (расходов или уровней воды) малой обеспеченности по имеющимся рядам наблюдений за речным стоком. Такие подходы дают удовлетворительные результаты лишь для периодов повторяемости, ненамного превышающих длины рядов имеющихся наблюдений за стоком. Кроме того, использование указанных подходов означает принятие гипотезы стационарности рядов наблюдений, т. е. неизменности во времени условий формирования максимального стока. Однако эта гипотеза не всегда выполняется, т. к. физические механизмы формирования наводнений могут существенно отличаться от механизмов формирования обычных паводков и меняться вследствие изменения климата и антропогенной деятельности на водосборе. Наконец, возрастание требований к точности оценки экономического и экологического ущерба от наводнений делает недостаточным определение лишь максимального расхода или уровня воды. Необходимо рассчитывать с помощью современных моделей характеристики водного режима рек (изменения во времени уровней и расходов воды, скоростей течения, продолжительности стояния высоких уровней воды, динамики затопления территорий и т. п.) в период прохождения паводков, что позволит получать обоснованные оценки социально-экономического и экологического ущерба от наводнений естественной и техногенной природы, возможного риска при различных сценариях их развития.

В экономически развитых странах в течение последних 10–15 лет осуществлена модернизация систем оценки риска и предупреждения наводнений на базе современных технологий моделирования и мониторинга. В 2007 г. после катастрофических наводнений начала 2000-х годов в странах Европейского союза начата реализация программы управления рисками наводнений, в основу которой положены современные модели и технологии оценки опасности и риска наводнений, их прогнозирования, построения карт потенциально затопляемых зон и карт риска в масштабах порядка 1:5000–1:25 000 для паводкоопасных участков всех без исключения речных бассейнов, расположенных в этих странах. Аналогичная программа, устанавливающая стандарты построения карт риска наводнений в США с использованием современных технологий гидродинамического моделирования, осуществляется Национальной службой погоды.

Таким образом, в использовании современных научно-технологических достижений для решения задач управления риском наводнений в России намечилось отставание от экономически развитых стран. В то же время модели и технологии, используемые за рубежом для оценки риска наводнений, могут находить в России лишь ограниченное применение из-за климатических особенностей нашей страны, а также специфики отечественной сети гидрометеорологических наблюдений. Необходима модернизация существующих средств технологического и информационного обеспечения управления риском наводнений на основе современных технологий моделирования наводнений, которые бы в полной мере учитывали климатические условия формирования речного стока на паводкоопасных водосборах России, были адаптированы к стандартным данным гидрометеорологического мониторинга на сети Росгидромета. Инструментальной основой указанных технологий могут стать физико-математические модели гидрологических процессов в речных бассейнах в совокупности с гидродинамическими моделями движения воды в речной системе и современными средствами информационного и технологического обеспечения этих моделей.

Ниже показаны возможности разработанной на базе ИМК ЕСОМАГ физико-математической модели формирования стока р. Амур (см. раздел 4.3) в сочетании с гидродинамической моделью движения паводковой волны в речной сети и динамики затоплений для решения одной из актуальных задач управления риском наводнений – оценки противопаводкового эффекта действующих и проектируемых водохранилищ при разных сценариях развития паводковой опасности на Среднем Амуре (рис. 6.1). Приведенные ниже основные результаты опубликованы нами в серии совместных статей (Данилов-Данильян и др., 2014а, б; Мотовилов и др., 2015; Бугаец и др., 2015).

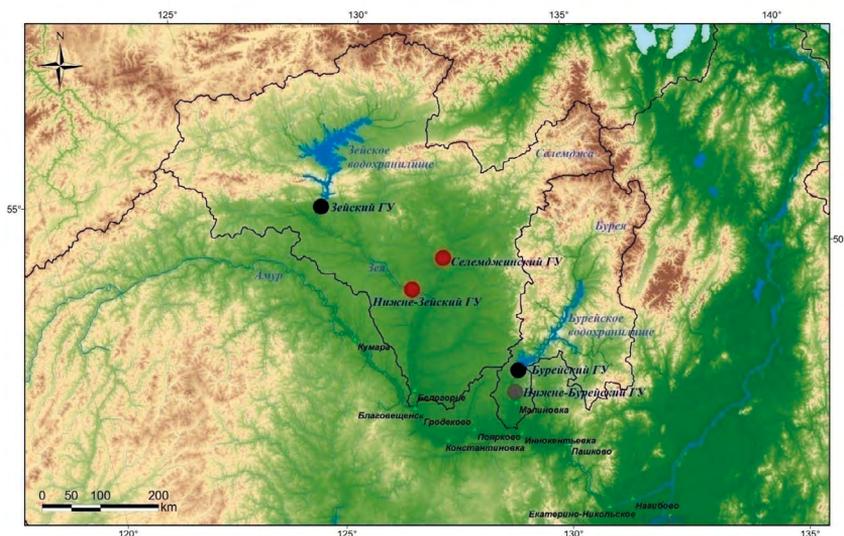


Рис. 6.1. Расположение действующих и проектируемых гидроузлов в бассейнах рек Зей и Бурея

*6.1.1 Оценки влияния Зейского и Бурейского водохранилищ на паводковый режим Среднего Амура в период наводнения 2013 года*

Расчеты стока в бассейнах рек Зея и Буряя, а также численные эксперименты по оценке влияния действующих и планируемых водохранилищ на гидрологический режим в устьях этих притоков Амура проводились по модели формирования стока ЕСОМАГ. Калибровка параметров модели для водосбора р. Зея в его горной части до Зейского гидроузла (ГУ) проводилась по данным наблюдений за период 2000–2009 гг., а для водосбора р. Бурей до Бурейского гидроузла – за период с 2005 (после наполнения чаши водохранилища) по 2009 г. Проверка на независимых годах для обоих водосборов проводилась за период 2010–2013 гг. Результаты испытаний приведены в (Данилов-Данильян и др., 2014а, б).

На рис. 6.2 показаны результаты двух численных экспериментов по оценке влияния регулирования стока Зейским и Бурейским гидроузлами на изменение гидрографов и снижение максимальных расходов в устьях этих рек. В первом из экспериментов моделирование гидрографа стока в устьях рек Зея и Буряя выполнялось с учетом фактических сбросов из водохранилищ; во втором – в створе Зейского и Бурейского гидроузлов в качестве сбросов задавался гидрограф притока воды к водохранилищам, т. е. задавался гипотетический сценарий отсутствия Зейского и Бурейского водохранилищ. Из рис. 6.2 хорошо видна противопаводковая функция регулирования этих водохранилищ в 2013 г.

В частности, следует обратить внимание на то, что гидрограф стока в устье р. Зея, рассчитанный по сценарию 2, имеет три примерно равнозначных пика 7, 11 и 20 августа в районе 17.0–17.5 тыс. м<sup>3</sup>/с. Гидрограф стока, рассчитанный по сценарию 1 при фактических сбросах из Зейского водохранилища, имеет два примерно равноценных пика 12 и 21 августа, первый из которых ниже – 12.5 тыс. м<sup>3</sup>/с (по факту 13.8 тыс. м<sup>3</sup>/с), а второй основной выше – 14.6 тыс. м<sup>3</sup>/с (по факту 14.3 тыс. м<sup>3</sup>/с).

Более детальный анализ результатов расчетов показал, что пик 7 августа в устье р. Зея по сценарию 2 обусловлен главным образом обильными осадками и пиком максимального притока в Зейское водохранилище в самом начале августа (01.08.2013,  $Q=11.7$  тыс. м<sup>3</sup>/с), прохождением и раплавыванием этой волны паводка по руслу р. Зея. Ввиду значительной срезки этого пика притока Зейским гидроузлом (на 01.08.2013 срезка составила около 10 тыс. м<sup>3</sup>/с) на гидрографе стока, рассчитанном по сценарию 1, этот пик вообще не проявляется, причем разница в расходах, рассчитанных по двум сценариям, на 7 августа составила около 7.5 тыс. м<sup>3</sup>/с.

Расчеты показали, что формирование максимальных расходов в устье р. Зея в период прохождения первого пика паводка 12 августа было обусловлено обильными осадками в особенности в западной и южной частях бассейна, в результате чего сформировались максимумы на гидрографах стока небольших южных притоков р. Зея. Максимальная разница расходов воды в устье Зея, рассчитанных на эту дату по двум сценариям, составила 5.1 тыс. м<sup>3</sup>/с.

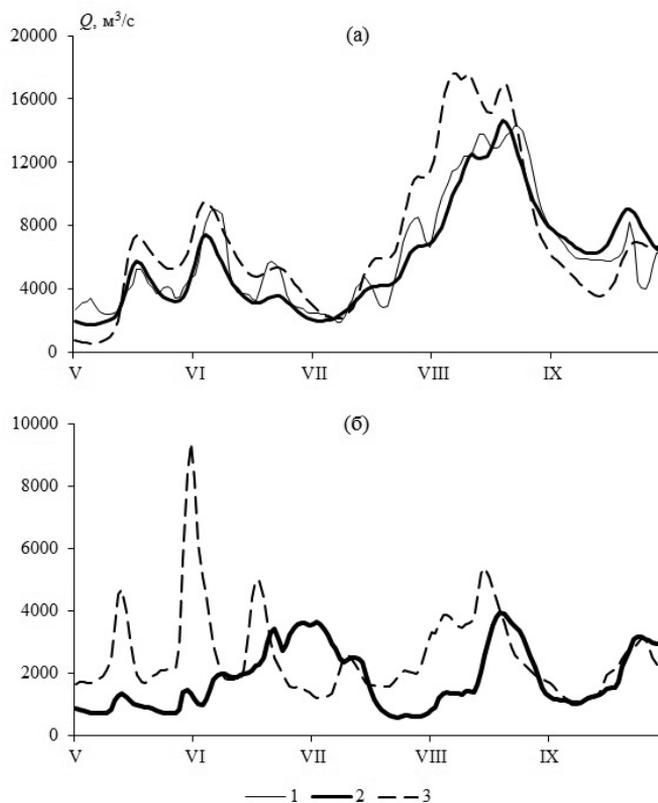


Рис. 6.2. Фактический (1) и рассчитанные гидрографы стока в устьях рек Зeya (а) и Бурeya (б) в 2013 г. с учетом (2) и без учета (3) регулирования водохранилищ

На формирование второго основного пика гидрографа стока (21 августа), рассчитанного по сценарию 1, оказали влияние как общее увеличение водности рек за счет выпавших осадков, так и повышенные сбросы из Зейского водохранилища. Но главным образом сыграло роль сочетание этих факторов с наложением по времени прохождения пика волны паводка на р. Селемдже. Разница в максимальных расходах воды по двум сценариям составила в устье р. Зеи на пике паводка свыше 2.3 тыс.  $\text{m}^3/\text{c}$ .

Моделирование формирования стока на участке бассейна р. Бурейи ниже Бурейского гидроузла до устья проводилось с теми же параметрами, что и для Верхней Бурейи. Проведенные для многолетнего периода численные эксперименты показали, что для немногоснежных лет регулирование водохранилища Бурейским гидроузлом может полностью срезать пики на гидрографе притока и зарегулировать паводковый сток. На рис. 6.2б для паводкового периода 2013 г. показано, что срезка пика паводка водохранилищем в устье р. Бурейя в конце мая – начале июня 2013 г. достигала 8 тыс.  $\text{m}^3/\text{c}$ .

Таким образом, проведенные численные эксперименты показали важную роль регулирования Зейского и Бурейского водохранилищ на снижение максимальных расходов в устьях рек Зея и Бурейя.

*6.1.2 Оценки возможного влияния планируемых водохранилищ в бассейне р. Зеи на гидрологический режим в ее устье*

Для регулирования стока и борьбы с наводнениями в бассейнах крупнейших притоков Среднего Амура – рек Зея и Буряя, в рамках Программы строительства новых гидроэнергетических объектов на притоках р. Амур был проведен анализ различных проектных материалов прошлых лет, в которых предлагались разнообразные варианты размещения новых гидроузлов и водохранилищ как для решения вопросов надежного энергоснабжения территории Дальнего Востока, так и в целях снижения опасности и риска наводнений на паводкоопасных участках речной системы Амура. Вновь создаваемые водохранилища могут оказать заметное влияние на регулирование стока, изменение максимальных расходов и уровней воды в реках. Для более полного достижения эффекта защиты территорий от наводнений рассматривается возможность размещения дополнительных резервных противопаводковых емкостей в водохранилищах, которые используются исключительно для аккумуляции дождевых паводков, приходящихся, как правило, на заполненные до нормального подпорного уровня (НПУ) водохранилища. При этом резервная емкость размещается в водохранилищах над отметкой НПУ, а ее величина определяется с учетом рельефа местности и существующих ограничений, связанных с незатоплением населенных пунктов и хозяйственных объектов. В частности, величина резервной противопаводковой емкости определяется характеристиками расчетного дождевого паводка 1 % (или 0.1 %) обеспеченности и величиной максимального сбросного расхода в створе гидроузла, определяющего срезку максимальных расходов воды в нижнем бьефе. На действующих водохранилищах усиление противопаводковых функций ограничено утвержденными характеристиками гидроузлов. Создание противопаводковых емкостей в этих случаях возможно в пределах полезной емкости водохранилищ.

По результатам анализа выполненных ранее проектных проработок для рассмотрения целесообразности и эффективности создания дополнительных резервных противопаводковых емкостей в бассейне реки Зея были отобраны следующие перспективные объекты: Нижне-Зейский гидроузел на р. Зее и Селемджинский гидроузел на р. Селемдже, притоке р. Зея (рис. 6.1).

Нижне-Зейский ГУ предполагалось создать на р. Зее в 290 км от устья реки выше впадения наиболее крупного ее притока – р. Селемдже. Приток к Нижне-Зейскому гидроузлу на 70 % составляет зарегулированный сток из Зейского водохранилища и на 30 % – из нерегулируемой боковой приточности между створами Зейского и Нижне-Зейского гидроузлов. Полезный объем водохранилища небольшой, около 1 км<sup>3</sup>. Гидроузел должен был выполнять основную функцию контррегулятора, т. е. сглаживать колебания уровней воды, возникающие при изменении режимов работы расположенной выше мощной гидроэлектростанции.

Селемджинский ГУ предполагалось расположить в 124 км от устья р. Селемджи. Среднегодовой расход в створе ГЭС – 583 м<sup>3</sup>/с. Рассматривались различные варианты проектных решений строительства Селемджинского ГУ комплексного назначения, ряд из которых предусматривал наличие противопаводковой емкости, позволяющей ограничить сбросной расход в нижний бьеф до 2 тыс. м<sup>3</sup>/с при паводке 1 % обеспеченности.

Гидрологические и водохозяйственные расчеты по модели формирования стока ЕСОМАГ в бассейнах рек Зeya и Бурeya проводились с учетом планируемых водохранилищ при различных вариантах максимальных сбросных расходов в нижние бьефы гидроузлов как по отдельности для каждого из водохранилищ, так и при их совместном использовании (Мотовилов и др., 2015). Результатами расчетов по модели являются гидрографы стока в различных точках русловой сети, в том числе в нижних бьефах гидроузлов и в устьях рек при различных сценариях работы гидроузлов (вариантов максимальных сбросных расходов в нижние бьефы), а также величина и динамика наполнения и сработки резервных противопаводковых емкостей водохранилищ.

Для проведения подобных расчетов с целью учета функционирования противопаводковых емкостей планируемых водохранилищ в модели ЕСОМАГ был модифицирован алгоритм подмодели стекания воды в русловой сети следующим образом.

1. На модельной речной сети выделялись точки предполагаемых створов гидроузлов водохранилищ.

2. Имитация заполнения противопаводковой емкости водохранилища начиналась в момент, когда расход  $Q$ , рассчитываемый по модели ЕСОМАГ в точке расположения планируемого гидроузла, превышал заданное значение максимального сбросного расхода из водохранилища  $Q_{mc}$ . При этом расход в точке гидроузла задавался равным  $Q_{mc}$ , а пополнение противопаводковой емкости рассчитывалось по разнице приходящего  $Q$  и сбросного  $Q_{mc}$  расходов.

3. При снижении приходящего в точку расположения гидроузла руслового расхода  $Q$  ниже  $Q_{mc}$  (в случае наличия запасов воды в противопаводковой емкости), сбросной расход из водохранилища задавался равным  $Q_{mc}$ , и сработка емкости рассчитывалась по разнице расходов  $Q_{mc}$  и  $Q$ , а при опустошенной емкости сбросной расход задавался равным приходящему  $Q$ .

Анализ гидрологических данных в створе Зейской ГЭС показал, что по своему объему паводок 2013 г. стал самым большим за период наблюдений (обеспеченность — 0.3 %), а по максимальному расходу притока (11.7 тыс. м<sup>3</sup>/с) обеспеченность оказалась намного выше (5.7 %). Максимальный приток в Бурейское водохранилище в паводок 2013 г. нельзя отнести к экстремальным: по объему притока обеспеченность оценивается около 14 %, а по максимальному расходу (9860 м<sup>3</sup>/с) — около 50 %.

Расчеты по модели ЕСОМАГ проводились для различных вариантов действующих метеорологических условий на водосборы. Во-первых, моделирование формирования стока и характеристик резервных противопаводковых емкостей выполнялось по фактическим метеорологическим условиям за многолетний период с 2000 по 2013 г. Во-вторых, поскольку величина противопаводковых емкостей водохранилищ определяется в первую очередь характеристиками расчетных дождевых паводков низких обеспеченностей, то расчеты по модели формирования стока проводились также и для паводков с максимальными расходами 1 % и 0.1 % обеспеченностей. Искусственные метеорологические сценарии, приводящие к таким паводкам, задавались по следующей схеме. Сначала по данным многолетних гидрометрических наблюдений были оценены максимальные расходы этих обеспеченностей в створе Белогорье (вблизи устья р. Зей) при отсутствии Зейского водохрани-

лица. Затем по модели формирования стока ЕСОМАГ были смоделированы искусственные паводки, близкие по максимальным расходам к паводкам 1 % и 0.1 % обеспеченностей в устье р. Зеи по модели метеоусловий 2013 г. для «естественных» условий, т. е. для сценария отсутствия Зейского водохранилища. Моделирование этих экстремальных паводков осуществлялось подбором множителей на входные фактические осадки в летний период 2013 г., которые дают максимальные модельные расходы, близкие к определенным по многолетним данным для створа Белогорье. В частности, паводок 1 % обеспеченности получен при множителе на осадки 1.15, а паводок 0.1 % обеспеченности – при множителе 1.36. При этом рассчитанные максимальные расходы в устье р. Зеи составили соответственно 21.1 и 26.3 тыс. м<sup>3</sup>/с, а в створе Зейской ГЭС – соответственно 14.9 и 19.4 м<sup>3</sup>/с. В работе «Основные правила...» (1984) максимальные расходы 1 % и 0.1 % обеспеченностей для створа Зейской ГЭС оцениваются в 14.5 и 19.8 м<sup>3</sup>/с. Отсюда видно, что предложенный методический прием оценки максимальных расходов низких обеспеченностей с помощью модели формирования стока по искусственным метеорологическим сценариям дает близкие результаты в сопоставлении с результатами статистической обработки данных гидрометрических наблюдений.

При моделировании эффекта планируемых противопаводковых мероприятий в бассейне р. Зеи рассматривались возможности создания резервных противопаводковых емкостей на Нижне-Зейском ГУ, обеспечивающих срезку максимальных расходов в нижний бьеф гидроузла до величин 7 и 6 тыс. м<sup>3</sup>/с, а на Селемджинском ГУ – срезку максимальных расходов до 3 и 2 тыс. м<sup>3</sup>/с. Эти значения максимальных сбросных расходов обозначены в некоторых проектных документах.

Расчеты максимальных резервных противопаводковых емкостей на планируемых водохранилищах при различных сочетаниях максимальных сбросных расходов в нижние бьефы Нижне-Зейского и Селемджинского гидроузлов для вариантов метеоусловий 2013 г. и паводков 1 % и 0.1 % обеспеченностей приведены в табл. 6.1.

Таблица 6.1

**Оценки максимальных резервных противопаводковых емкостей на Нижне-Зейском (Н-З) и Селемджинском (С) водохранилищах для паводков 2013 г., 1 % и 0.1 % обеспеченностей для различных сочетаний максимальных сбросных расходов в нижние бьефы гидроузлов**

Ряд	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Максимальные сбросные расходы из водохранилищ, тыс. м <sup>3</sup> /с									
Н-З	0	0	0	7	7	7	6	6	6
С	0	3	2	0	3	2	0	3	2
Максимальная противопаводковая емкость для паводка 2013 г., км <sup>3</sup>									
Н-З	0	0	0	0.50	0.50	0.50	1.61	1.61	1.81
С	0	0.60	1.66	0	0.60	1.66	0	0.60	1.66
Максимальная противопаводковая емкость для паводка 1 % обеспеченности, км <sup>3</sup>									
Н-З	0	0	0	1.10	1.10	1.10	2.81	2.81	2.81
С	0	0.99	3.36	0	0.99	3.36	0	0.99	3.36
Максимальная противопаводковая емкость для паводка 0.1 % обеспеченности, км <sup>3</sup>									
Н-З	0	0	0	2.30	2.30	2.30	4.40	4.40	4.40
С	0	2.91	7.58	0	2.91	7.58	0	2.91	7.58

Значение 0 в таблицах обозначает, что в данном варианте расчета соответствующее водохранилище не рассматривается (отсутствие водохранилища). Расчеты проводились с учетом регулирования стока Зейским водохранилищем (в створе гидроузла задавались фактические сбросы 2013 г.). На рис. 6.3 показаны гидрографы стока в устье р. Зеи при различных сочетаниях максимальных сбросных расходов в нижние бьефы Нижне-Зейского и Селемджинского гидроузлов для паводков 1 % и 0.1 % обеспеченностей. Легенда к этому рисунку соответствует номерам рядов в табл. 6.1: 1-й ряд в легенде на рис. 6.3 (черная жирная линия) обозначает вариант расчета при отсутствии Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ, серая жирная линия (ряд 10) обозначает гидрографы стока для сценария отсутствия всех (включая Зейское) водохранилищ.

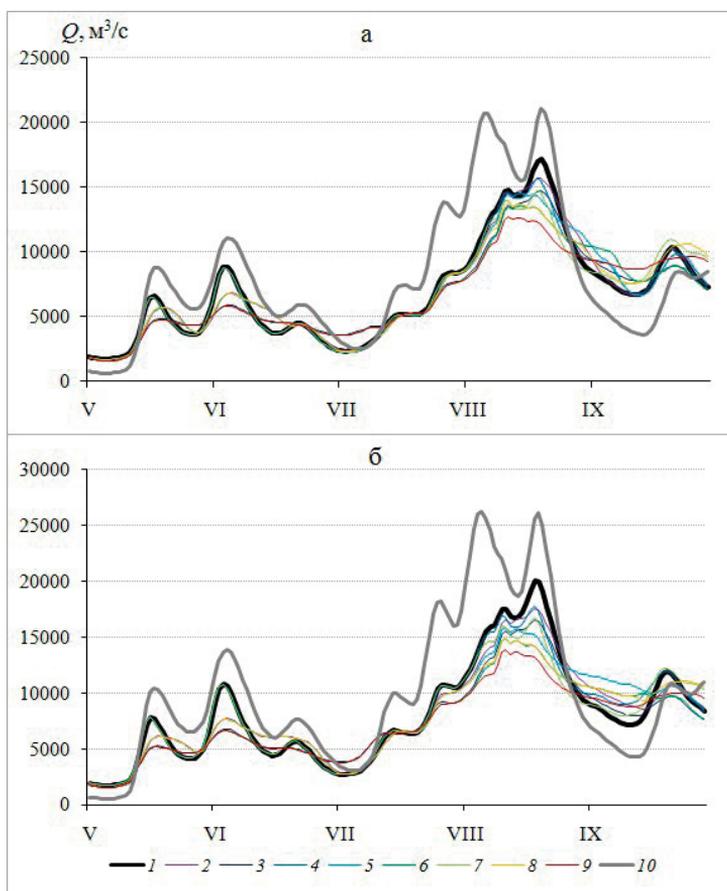


Рис. 6.3. Рассчитанные гидрографы стока в устье р. Зеи для паводков 1 % (а) и 0.1 % (б) обеспеченностей при различных сочетаниях максимальных сбросных расходов в нижние бьефы Нижне-Зейского и Селемджинского гидроузлов

На основе анализа результатов расчетов, представленных на рис. 6.3 и в табл. 6.1, можно сделать следующие основные выводы о влиянии дей-

ствующего и планируемых водохранилищ на р. Зеи на максимальные расходы воды в устье реки:

1. Регулирование стока только Зейским гидроузлом позволяет снизить максимальные расходы в устье р. Зеи на 4.4 тыс. м<sup>3</sup>/с для паводка 1 % обеспеченности и на 6.4 тыс. м<sup>3</sup>/с для паводка 0.1 % обеспеченности (см. кривые 1 и 10 на рис. 6.3). В разделе 6.1 и работах (Данилов-Данильян и др., 2014а, б) было показано, что эффект снижения максимального расхода в устье Зеи на пике паводка для метеоусловий 2013 г. составил около 2.3 тыс. м<sup>3</sup>/с.

2. Введение требований на максимальные сбросные расходы в нижний бьеф Нижне-Зейского водохранилища порядка 6–7 тыс. м<sup>3</sup>/с и 2–3 тыс. м<sup>3</sup>/с для Селемджинского водохранилища позволяет дополнительно к эффекту Зейского водохранилища снизить максимальные расходы в устье р. Зеи еще примерно до 4 тыс. м<sup>3</sup>/с для паводка 1 % обеспеченности и до 6 тыс. м<sup>3</sup>/с для паводка 0.1 % обеспеченности (рис. 6.3). При этом величины необходимой суммарной резервной противопаводковой емкости могут достигать значений 5–6 и 8–12 км<sup>3</sup> соответственно для паводков 1 % и 0.1 % обеспеченностей.

3. Зависимости срезки максимальных расходов в устье р. Зеи от величины суммарной резервной противопаводковой емкости Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ неоднозначны, т. е. при одной и той же суммарной емкости различные сочетания резервных емкостей Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ приводят к разным эффектам снижения максимальных расходов в устье р. Зеи.

В качестве примера на рис. 6.4 показаны рассчитанные гидрографы притока и сбросов воды в створах планируемых гидроузлов, а также динамика наполнения и сработки противопаводковых емкостей Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ для паводка 0.1 % обеспеченности при максимальных сбросных расходах в нижние бьефы соответственно 7 и 3 тыс. м<sup>3</sup>/с.

Проведенные расчеты показали, что требование снижения максимального сбросного расхода с 3 до 2 тыс. м<sup>3</sup>/с для Селемджинского водохранилища приводит к значительному увеличению резервной противопаводковой емкости (с 2.9 до 7.6 км<sup>3</sup>) для паводка 0.1 % обеспеченности, а для Нижне-Зейского водохранилища снижение требуемого максимального сбросного расхода с 7 до 6 тыс. м<sup>3</sup>/с приводит к увеличению противопаводковой емкости с 2.3 до 4.4 км<sup>3</sup> (табл. 6.1). При этом максимальные резервные емкости для паводка 1 % обеспеченности в аналогичных условиях примерно в 2 раза меньше, чем для паводка 0.1 % обеспеченности. Кроме того, в последнем случае время наполнения и сработки противопаводковых емкостей на водохранилищах значительно увеличивается по сравнению с вариантом паводка 1 % обеспеченности.

При моделировании эффекта противопаводковых мероприятий в бассейне р. Буреи, как и для бассейна р. Зеи, рассматривались возможности создания резервной противопаводковой емкости на Нижне-Бурейском водохранилище, обеспечивающей срезку максимального расхода в нижний бьеф гидроузла в широком диапазоне значений. Гидрологические расчеты по модели формирования стока ЕСОМАГ в бассейне р. Буреи проводились для периода 2005–2013 гг. Выполненные расчеты гидрографов стока в устье

р. Буреи показали, что при фактических сбросах из Бурейского водохранилища даже в относительно многоводном 2013 г. противопаводковая резервная емкость Нижне-Бурейского водохранилища могла бы быть задействована лишь при минимальном из рассматриваемых значений максимальных сбросных расходов из Нижне-Бурейского водохранилища (3 тыс. м<sup>3</sup>/с), при более высоких сбросных расходах противопаводковая емкость задействована не будет.

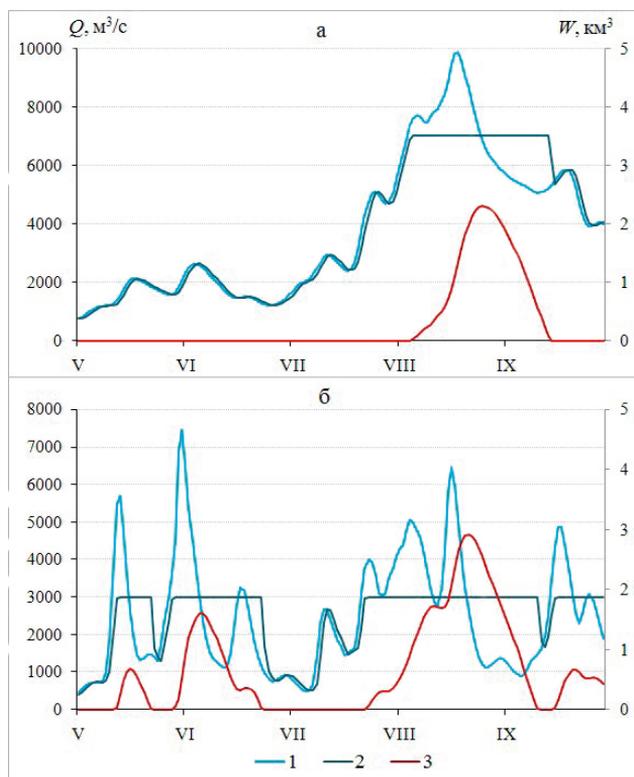


Рис. 6.4. Гидрографы  $Q$  притока (1) и сбросов (2) воды и динамика наполнения и сработки противопаводковой емкости  $W$  (3) для Нижне-Зейского (а) и Селемджинского (б) водохранилищ для паводка 0.1 % обеспеченности при максимальных сбросных расходах в нижние бьефы гидроузлов соответственно 7 и 3 тыс. м<sup>3</sup>/с

### 6.1.3 Оценки влияния водохранилищ на водный режим Среднего Амура на основе системы гидрологической и гидродинамической модели<sup>19</sup>

Выбор и объединение в действующую систему математических моделей, разнородных по структуре, детальности, требованиям к исходной информации, – нетривиальная проблема, решение которой усложняется постоянным усовершенствованием старых и появлением новых моделей, развитием вычислительной техники, средств передачи информации, тех-

<sup>19</sup> Технология интеграции моделей ECOMAG и MIKE11 в системе OpenMI реализована к. т. н. Бугайцом А. Н. (ТИГ ДВО РАН) в рамках выполнения совместного проекта Российского научного фонда.

нологий измерений, сетевых ресурсов и т. п., появлением новых управленческих задач (например, при планировании гидротехнического строительства). Возможности решения этой проблемы связаны с созданием компьютерных технологий, инвариантных по отношению к особенностям используемых моделей, средств хранения и передачи данных, что позволяет интегрировать эти модели и средства в одну систему и сравнительно легко менять компоненты системы по мере разработки, например, более совершенных моделей, появления новых задач и объектов (Бугаец и др., 2015). Применение такой технологии (стандарта OpenMI) для разработки интегрированной системы информационной поддержки управления риском наводнений путем объединения современных гидрологических моделей (физико-математической модели формирования стока ECOMAG и одномерной гидродинамической модели MIKE 11) продемонстрировано ниже на примере оценки влияния водохранилищ на уровенный режим р. Амур ниже впадения рек Зея и Бурея за период катастрофического наводнения 2013 года.

Основой создания интегрированной системы является открытый стандарт моделирования OGC OpenMI 2.0 (OpenModellingInterface, [www.openmi.org](http://www.openmi.org)), разработанный консорциумом ведущих европейских институтов и коммерческих организаций в области гидроэкологии. OpenMI – современный протокол обмена данными, позволяющий объединять численные модели, созданные на разных вычислительных платформах, имеющие разные требования к составу и пространственно-временному разрешению исходной информации и взаимодействующие с разными базами данных, средствами визуализации и т. п. OpenMI-совместимые модели могут объединяться в комбинированные системы по принципу plug&play (автоматического распознавания совместимости) и осуществлять обмен данными непосредственно в оперативной памяти компьютера без дополнительного программирования.

Для составления цепи расчетных элементов и соединения портов обмена данными использован графический интерфейс пользователя OpenMI (рис. 6.5). Соединения между моделями создаются указанием модели-источника данных и модели-потребителя, корректность соединения определяется пользователем.

Одномерная гидродинамическая модель движения паводковой волны в речном русле на основе уравнений Сен-Венана была построена для 850-километрового участка Среднего Амура с использованием стандартной морфометрической и гидрометрической информации.

Морфометрические характеристики русла задавались на основе лоцманских карт, а топография пойменных участков была получена при оцифровке топографических карт масштаба 1:100 000. На исследуемом участке р. Амур было построено 40 поперечных профилей (примерно 1 профиль на 20 км русла).

В качестве граничных условий на верхней границе расчетного участка р. Амур – г/п Кумара (рис. 6.1) задавались среднесуточные значения расходов воды, рассчитанные по измеренным уровням воды с использованием кривых расходов. При расчете расходов воды за период ледовых явле-

ний по летней кривой расходов применен переходный коэффициент 0.3. На нижней границе задавались уровни воды по г/п Нагибово. В результате гидродинамическая модель описывает русло Амура от г/п Кумара практически до впадения р. Сунгари.

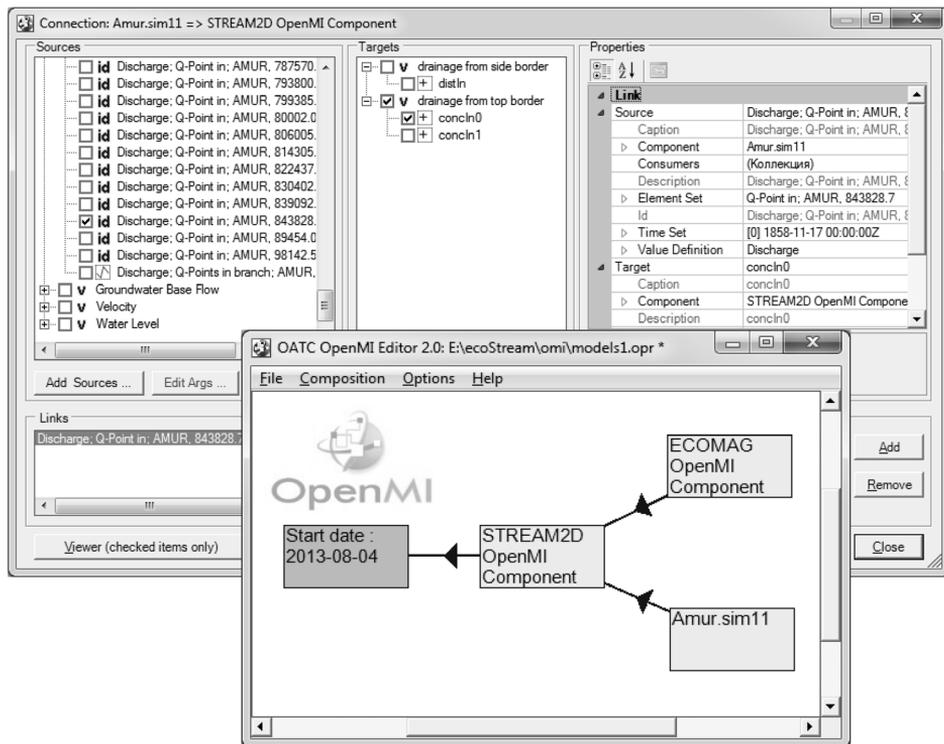


Рис. 6.5. Компоненты интегрированной системы моделирования в окне конфигуратора GUI OpenMI

Для определения коэффициента шероховатости Маннинга в русле и на пойме проводилась калибровка этого параметра модели по данным наблюдений за уровнями и расходами воды за период 1975–1999 гг. на следующих гидрологических постах: Благовещенск, Гродеково, Константиновка, Поярково, Иннокентьевка, Пашково и Екатерино-Никольское (табл. 6.2). Бокковой приток задавался по архивным гидрометрическим данным на г/п Белогорье на р. Зее и на г/п Малиновка на р. Бурее. Наилучшее (по критерию *NSE*) соответствие рассчитанных и фактических расходов и уровней воды было получено при дифференцированном коэффициенте шероховатости Маннинга для русловой и пойменной части долины: для русла  $0.02 \div 0.03 \text{ с/м}^{1/3}$  по длине реки, а для поймы в 2 раза больше –  $0.04 \div 0.06 \text{ с/м}^{1/3}$ . Валидация модели проводилась за период 2000–2011 гг.

Оценка эффективности расчетов по критерию *NSE* в целом показала хорошее качество моделирования расходов и уровней воды на исследуемом участке р. Амур (табл. 6.2).

Таблица 6.2.

**Основные характеристики гидропостов и результаты испытаний гидродинамической модели на участке Среднего Амура**

Гидропост	Расстояние от г/п Кумара, км	Площадь водосбора, тыс. км <sup>2</sup>	Отметка ОЯ, см	NSE Калибровка 1975-1999 гг.	NSE Валидация 2000-2011 гг.	NSE 2013 г.
Кумара	–	478	830	–	–	–
Благовещенск	226	493	800	0.91	0.88	0.93
Гродеково	243	726	1100	0.75	0.72	0.90
Константиновка	335	734	750	0.74	0.79	0.90
Поярково	393	741	750	0.78	0.83	0.92
Иннокентьевка	523	837	930	0.87	0.79	0.93
Пашково	628	856	1600	0.88	0.79	0.82
Екатерино-Никольское	797	864	1000	0.77	0.68	0.89

Ввиду недоступности оперативных гидрометрических данных при моделировании катастрофического паводка 2013 г., боковой приток воды по р. Зее и р. Бурее за этот период задавался на основе расчетов по модели формирования стока ЕСОМАГ. Результаты сопоставления фактических и рассчитанных гидрографов стока для двух гидропостов на р. Амур представлены на рис. 6.6, из которого видно их хорошее соответствие как по максимальным расходам отдельных паводков, так и по времени их прохождения. Наибольшие расхождения гидрографов отмечаются в конце расчетного периода на спаде гидрографа.

Кроме того, на рис. 6.6 представлены результаты численных экспериментов по оценке эффекта регулирования Зейского и Бурейского водохранилищ на уровенный режим р. Амур ниже впадения рек Зея и Бурей за период катастрофического наводнения 2013 г. Для этого в качестве бокового притока использовались результаты расчетов по модели формирования стока ЕСОМАГ в устье р. Зеи и р. Бурей при отсутствии регулирования стока водохранилищами (кривые 3 на рис. 6.2). Эти эксперименты показали, что регулирование стока Зейским и Бурейским водохранилищами существенно ослабило последствия наводнения на участке Среднего Амура ниже г. Благовещенск. В частности, расчеты трансформации волны паводка по гидродинамической модели показали, что отсутствие регулирующей емкости Зейского и Бурейского водохранилищ могло привести к росту уровней воды на подъеме волны паводка (7–9 августа) на г/п Гродеково (пост расположен в 15 км ниже впадения р. Зеи) на 1.75 м, на г/п Иннокентьевка (25 км ниже впадения р. Бурей) на 2.1 м, а в пик паводка на Амуре (21–22 августа) – к росту уровней на г/п Гродеково на 0.45 м и на г/п Иннокентьевка – на 0.4 м. На г/п Гродеково продолжительность стояния уровня выше отметки, соответствующей опасному явлению (ОЯ), увеличилась бы с 7 до 20 суток (рис. 6.6б), а на г/п Иннокентьевка – с 16 до 24 суток (рис. 6.6г). Таким образом, расчеты показывают, что срезка пиков притока и регулирование стока водохранилищами позволили не только значительно снизить максимальные уровни на рассматриваемом участке р. Амур, но и существенно сократить время стояния высоких вод (кривые 2 и 3 на рис. 6.6).

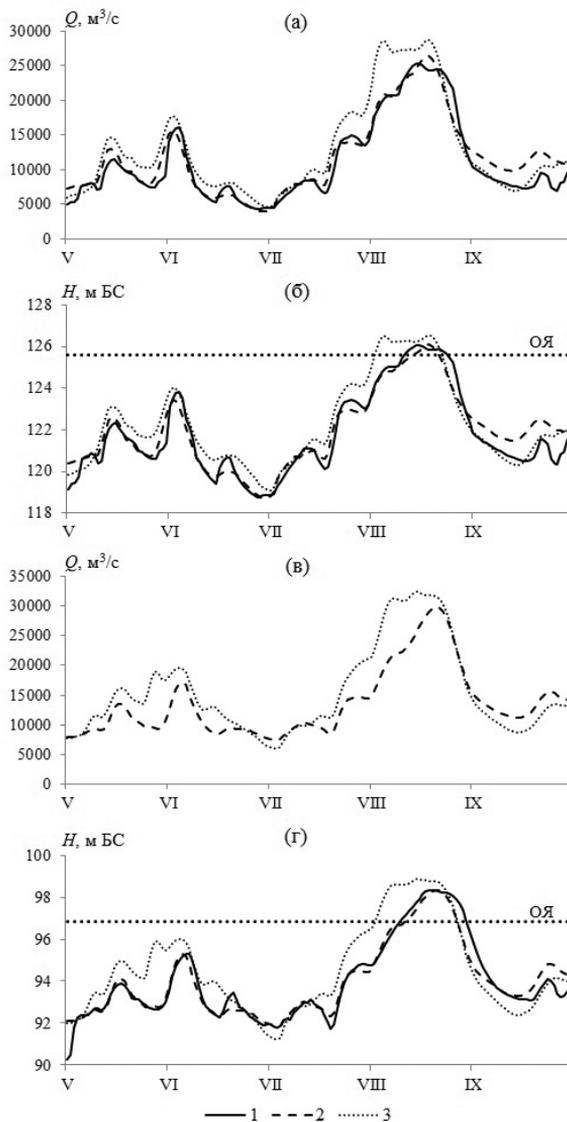


Рис. 6.6. Фактические (1), рассчитанные с учетом фактических сбросов из Зейского и Бурейского водохранилищ (2) и при отсутствии регулирования стока водохранилищами (3) расходы и уровни воды р. Амур в 2013 г. Гидропосты: а, б – Гродеково; в, г – Иннокентьевка

Численные эксперименты по оценке противопаводковой функции планируемых Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ и их влияния на гидрологический режим Среднего Амура ниже впадения р. Зеи до р. Сунгари проводились по одномерной гидродинамической модели с учетом результатов расчетов бокового притока по модели ECOMAG, описанных выше, т. е. при различных вариантах максимальных сбросных расходов в нижние бьефы планируемых гидроузлов по сценарию метеоусловий

2013 г., а также при прохождении в бассейне р. Зеи паводков 1 % и 0.1 % обеспеченностей (рис. 6.3). Результаты этих расчетов для рассматриваемых створов гидропостов на Среднем Амуре ниже г. Благовещенск для максимальных за период паводка уровней воды приведены в табл. 6.3, а на рис. 6.7 представлен графический анализ выполненных расчетов для одного из гидропостов – г/п Гродеково.

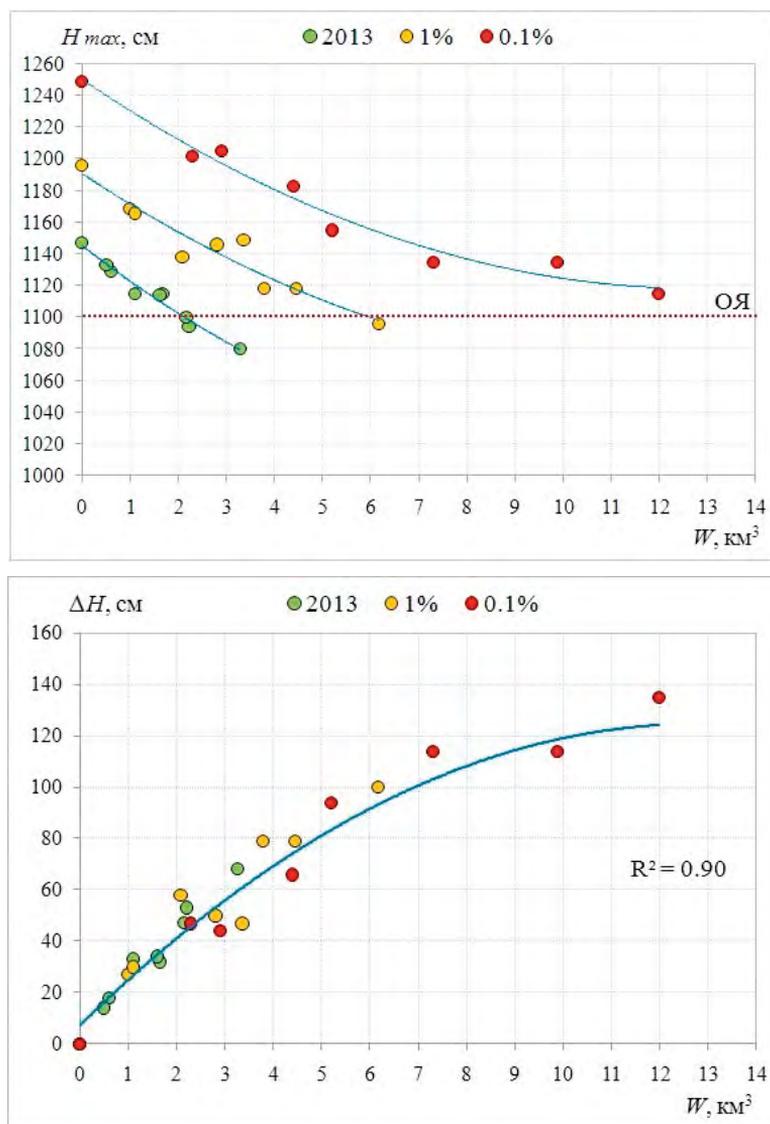


Рис. 6.7. Зависимость максимального уровня воды  $H_{max}$  (вверху) и его срезки  $\Delta H_{max}$  (внизу) на г/п Гродеково от величины суммарной противопаводковой емкости Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ ( $W$ ): 1 – по модели метеоусловий 2013 г., 2 – сценарий прохождения паводка 1 % обеспеченности, 3 – сценарий прохождения паводка 0.1 % обеспеченности

Из верхнего рис. 6.7 следует, что для каждого из выбранных метеорологических сценариев (сценарий 2013 г, сценарии для паводков 1 и 0.1 % обеспеченностей) прослеживаются достаточно тесные связи между максимальными уровнями в створе гидропоста и величиной суммарной противопаводковой емкости Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ. В частности, расчеты по модели метеоусловий 2013 г. показали, что при отсутствии планируемых водохранилищ максимальный расчетный уровень в створе гидропоста составил бы 1147 см, что на 47 см превышает отметку опасного явления ОЯ (табл. 6.3). Для трех из восьми заданных сочетаний вариантов максимальных сбросных расходов в нижние бьефы гидроузлов и соответствующих суммарных противопаводковых емкостей на планируемых Нижне-Зейском и Селемджинском водохранилищах максимальные уровни воды в створе гидропоста опустились бы ниже (или были равны) отметки ОЯ, причем для варианта максимальных сбросных расходов 6 и 2 тыс. м<sup>3</sup>/с соответственно для Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ снижение максимального расчетного уровня относительно варианта отсутствия планируемых водохранилищ составило бы 67 см или на 20 см ниже отметки ОЯ.

Расчеты гидрографов стока на Среднем Амуре для варианта паводка 1 % обеспеченности на р. Зее показали, что лишь в одном варианте функционирования планируемых водохранилищ на р. Зее с теми же максимальными сбросными расходами (6 и 2 тыс. м<sup>3</sup>/с), что и в предыдущем случае для варианта метеоусловий 2013 г., максимальные уровни в створе г/п Гродеково опустились бы на 4 см ниже отметки ОЯ и на 100 см ниже уровня относительно варианта отсутствия планируемых водохранилищ. Необходимая суммарная максимальная резервная противопаводковая емкость планируемых водохранилищ при этом составила бы 6.17 км<sup>3</sup>.

Расчеты по сценарию прохождения в бассейне р. Зее паводка 0.1 % обеспеченности показали, что ни в одном из рассмотренных вариантов функционирования планируемых водохранилищ на р. Зее уровни воды в створе г/п Гродеково не опускаются ниже отметки ОЯ. Максимальная срезка уровня относительно сценария отсутствия планируемых водохранилищ составила бы 134 см для того же наиболее эффективного варианта максимальных сбросных расходов 6 и 2 тыс. м<sup>3</sup>/с соответственно для Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ. Требуемая суммарная максимальная резервная противопаводковая емкость водохранилищ при этом составила бы около 12 км<sup>3</sup>.

На нижнем рис. 6.7 приведена зависимость понижения (срезки) максимального уровня воды на г/п Гродеково (относительно варианта отсутствия планируемых водохранилищ) от величины суммарной противопаводковой емкости Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ. Несмотря на существенно различные метеорологические сценарии прохождения паводка в бассейне р. Зее, связь на рис. 6.7б получилась достаточно тесной для грубой экспертной оценки требуемой суммарной резервной противопаводковой емкости водохранилищ в зависимости от поставленных требований снижения максимальных уровней воды. Вместе с тем, более точные оценки на последующих стадиях планирования могут быть даны только на основе

модельных расчетов, т. к. из графика следует, что несмотря на тесноту связи в ряде случаев различные сочетания противопаводковых емкостей водохранилищ при одной и той же их суммарной величине могут привести к существенно различающимся эффектам.

Аналогичный анализ результатов численных экспериментов на основании табл. 6.3 может быть проведен и для других створов гидропостов на р. Амур. Здесь мы лишь отметим, что влияние планируемых водохранилищ на реке Зее по результатам расчетов прослеживается на сотни километров ниже впадения рек (г/п Екатерино-Никольское, табл. 6.3), хотя и выражено менее контрастно, чем для близлежащих к устьям этих рек створов.

Таблица 6.3.

**Максимальный уровень воды (Н) и его срезка (ΔН) на гидропостах Среднего Амура при различных сочетаниях максимальных сбросных расходов (Q) в нижние бьефы планируемых Нижне-Зейского (Н-З) и Селемджинского (С) гидроузлов и необходимых максимальных резервных противопаводковых емкостей (W) водохранилищ для паводков 2013 г., а также 1 % и 0.1 % обеспеченностей**

Q, тыс. м³/с		W, км³		W общ., км³	Гидропост											
					Гродеково		Константиновка		Поярково		Иннокентьевка		Пашково		Екатерино-Никольское	
					Н, см	ΔН, см	Н, см	ΔН, см	Н, см	ΔН, см	Н, см	ΔН, см	Н, см	ΔН, см	Н, см	ΔН, см
паводок 2013 г.																
0	0	0	0	0	1147	—	919	—	839	—	1082	—	1797	—	1130	—
0	2	0	1.66	1.66	1114	33	892	27	810	29	1054	28	1762	35	1107	23
0	3	0	0.60	0.60	1129	18	905	14	825	14	1067	15	1779	18	1119	11
6	0	1.61	0	1.61	1113	34	890	29	806	33	1051	31	1757	40	1102	28
6	2	1.61	1.66	3.27	1080	67	862	57	776	63	1022	60	1721	76	1078	52
6	3	1.61	0.60	2.21	1094	53	875	44	791	48	1036	46	1739	58	1090	40
7	0	0.50	0	0.50	1133	14	907	12	824	15	1069	13	1781	16	1118	12
7	2	0.50	1.66	2.16	1100	47	880	39	795	44	1041	41	1745	52	1094	36
7	3	0.50	0.60	1.10	1115	32	893	26	811	28	1055	27	1763	34	1108	22
паводок 1 % обеспеченности																
0	0	0	0	0	1196	—	959	—	882	—	1127	—	1859	—	1170	—
0	2	0	3.36	3.36	1149	47	920	39	841	41	1086	41	1806	53	1135	35
0	3	0	0.99	0.99	1169	27	937	22	860	22	1106	21	1834	25	1152	18
6	0	2.81	0	2.81	1146	50	916	43	834	48	1081	46	1799	60	1128	42
6	2	2.81	3.36	6.17	1096	100	876	83	790	92	1038	89	1742	117	1091	79
6	3	2.81	0.99	3.8	1118	78	894	65	810	72	1058	69	1770	89	1110	60
7	0	1.1	0	1.1	1166	30	933	26	853	29	1100	27	1826	33	1146	24
7	2	1.1	3.36	4.46	1117	79	893	66	809	73	1057	70	1769	90	1109	61
7	3	1.1	0.99	2.09	1138	58	911	48	829	53	1078	50	1798	61	1129	41
паводок 0.1 % обеспеченности																
0	0	0	0	0	1249	—	1000	—	925	—	1176	—	1928	—	1214	—
0	2	0	7.58	7.58	1185	64	950	50	872	53	1121	55	1854	74	1165	49
0	3	0	2.91	2.91	1205	44	965	35	890	35	1140	36	1880	48	1182	32
6	0	4.4	0	4.4	1183	66	946	54	866	59	1116	61	1847	81	1159	55
6	2	4.4	7.58	11.98	1115	134	890	110	806	119	1055	121	1766	162	1106	108
6	3	4.4	2.91	7.31	1135	114	907	93	825	100	1075	101	1794	134	1124	90
7	0	2.3	0	2.3	1202	47	961	39	883	42	1134	42	1873	55	1176	38
7	2	2.3	7.58	9.88	1134	115	906	94	824	101	1074	102	1793	135	1123	91
7	3	2.3	2.91	5.21	1155	94	924	76	844	81	1095	81	1821	107	1143	71

#### 6.1.4 Основные результаты проведенных работ

Разработана компьютерная технология гидроинформационной поддержки управления риском наводнений для оценки противопаводковой функции действующих и планируемых водохранилищ на реках Зeya и Бурей, а также для выявления эффекта регулирования этих водохранилищ на снижение максимальных расходов и уровней воды на 850-километровом участке Среднего Амура. Основу технологии составляют три взаимоувязанных компоненты: (1) физико-математическая модель формирования стока в речных бассейнах ЕСОМАГ, (2) одномерная гидродинамическая модель неустановившегося движения воды в речном русле, основанная на решении уравнений Сен–Венана, и (3) базы данных гидрометеорологической, водохозяйственной и картографической информации и соответствующие системы управления этими базами. Алгоритм гидроинформационной поддержки схематично сводится к следующему. Сначала с помощью модели ЕСОМАГ рассчитываются гидрографы стока в устьях крупнейших притоков основной реки в зависимости от возможных сценариев гидрометеорологических воздействий, расположения и параметров действующих и планируемых водохранилищ на этих притоках. Затем по гидродинамической модели Сен–Венана осуществляются расчеты гидрографов стока в створах основной реки, при этом в качестве боковой приточности к участкам русла задаются сценарии гидрографов стока в устьях притоков, рассчитанные по модели ЕСОМАГ. На завершающем этапе проводится анализ результатов моделирования, оцениваются целевые показатели планируемых схем размещения гидроузлов и их характеристик на соответствие требованиям по снижению максимальных уровней, а также экономическая целесообразность строительства водохранилищ исходя из требований по созданию соответствующих противопаводковых емкостей. При неудовлетворительных результатах алгоритм гидроинформационной поддержки может быть повторен с новыми вариантами размещения планируемых гидроузлов и их характеристик до достижения оптимальных показателей по гидроэкологической безопасности и экономической целесообразности.

Применительно к бассейну Среднего Амура показано, что технология гидроинформационной поддержки позволяет:

- с удовлетворительной точностью рассчитать гидрографы стока на реках Зeya и Бурей (с использованием физико-математической модели формирования стока ЕСОМАГ), а также в различных створах 850-километрового участка Среднего Амура (с использованием гидродинамической модели движения паводковой волны в речном русле) за многолетний период, включая паводок 2013 года;
- оценить эффекты регулирования стока действующими Зейским и Бурейским водохранилищами на гидрологический режим рек Зeya и Бурей ниже расположения гидроузлов и участка Среднего Амура ниже впадения Зеи до впадения Сунгари. В частности, показано, что отсутствие Зейского и Бурейского водохранилищ могло бы привести в 2013 г. к росту уровней воды на Среднем Амуре на подъеме волны паводка на 1.7–2.1 м, а в пик паводка — на 0.4–0.5 м. При этом в 2–3 раза могла увеличиться продолжительность стояния уровней воды выше отметок, соответствующих опас-

ному явлению. Таким образом, без Зейского и Бурейского водохранилищ последствия наводнения 2013 г. в бассейне Среднего Амура могли быть гораздо более разрушительными, а ущербы – более катастрофичными;

- оценить эффекты регулирования стока с использованием резервных противопаводковых емкостей на планируемых Нижне-Зейском и Селемджинском водохранилищах на гидрологический режим рек в бассейне Среднего Амура при различных вариантах максимальных сбросных расходов в нижние бьефы планируемых гидроузлов и различных сценариях метеорологических воздействий на водосборы. В качестве иллюстрации для грубых экспертных оценок на основании численных экспериментов построена зависимость необходимой суммарной резервной противопаводковой емкости планируемых водохранилищ в бассейне Зеи от поставленных требований снижения максимальных уровней воды на одном из гидропостов Среднего Амура (г/п Гродеково).

## 6.2 Технология информационной поддержки при управлении каскадами водохранилищ<sup>20</sup>

В России функционирует один из крупнейших в мире водохозяйственных комплексов, включающий десятки тысяч водноресурсных систем общим объемом свыше 800 км<sup>3</sup>. Перспективы решения сложнейших задач экономически эффективного и экологически безопасного управления этим громадным по масштабу комплексом, рационального использования водных ресурсов и защиты от наводнений, намеченные в Водной стратегии Российской Федерации до 2020 года, зависят в значительной степени от эффективности регулирования речного стока каскадами крупнейших водохранилищ на реках России. Мероприятия по повышению эффективности регулирования стока должны опираться на научно-технические решения, которые обеспечивают всесторонний анализ возможного состояния водных объектов в реальном времени с учетом различных запросов водопользователей, а также планирование работы водноресурсных систем в зависимости от прогнозов речного стока и потребления воды. Надежность этих решений зависит от качества их гидроинформационной поддержки, которая должна включать сбор текущей гидрометеорологической информации, моделирование формирования стока на речных водосборах по метеорологическим данным и движения воды в речных системах с оценкой качества воды, а также моделирование функционирования водохозяйственных комплексов.

С начала 2000-х годов при поддержке МПР России и Росводресурсов разрабатывалась и совершенствовалась методология экономически обоснованного и экологически безопасного управления водными ресурсами речных бассейнов с каскадами водохранилищ комплексного назначения. Прикладная часть этой методологии реализована в виде описанной ниже компьютерной технологии, включающей ИМК ЕСОМАГ, которая в ком-

<sup>20</sup> Технология гидроинформационной поддержки разработана по инициативе и под руководством С. Е. Беднарука (РГАУ-МСХА имени К. А. Тимирязева, ИВП РАН) – автора имитационной математической модели VOLPOW функционирования водохозяйственных систем, одного из двух основных расчетных блоков всей технологии.

плексе с моделью функционирования водохозяйственных систем VOLPOW используется в целях информационного обеспечения поддержки принятия оптимальных управленческих решений по регулированию режимов работы каскадов водохранилищ в оперативной практике Федерального агентства водных ресурсов (Беднарук, Мотовилов, 2017). По существу, описанная в этом разделе технология информационной поддержки принятия решений при управлении водноресурсными системами – единственная на сегодняшний день отечественная научно-техническая разработка в этой области, отвечающая современному уровню методов и технологий, применяемых в гидрологии речных бассейнов, и подтвердившая свою эффективность в многолетней практике оперативного управления крупнейшими каскадами водохранилищ России (Волжско-Камским, Ангаро-Енисейским).

Работы по внедрению разработанной технологии были начаты МПР России в начале 2000-х годов для управления водохранилищами Волжско-Камского каскада – ВКК (в рамках Федеральной целевой программы «Возрождение Волги»), поэтому, прежде чем переходить к описанию структуры, расчетных и информационных модулей технологии, остановимся коротко на особенностях проблемы регулирования стока этим каскадом водохранилищ и месте рассматриваемой технологии в схеме принятия решений о регулировании стока

Волжско-Камский каскад, включающий 11 водохранилищ с гидроэлектростанциями, является уникальной, одной из крупнейших в мире водохозяйственных систем комплексного назначения. Главной задачей каскада является перераспределение во времени крайне неравномерно распределенного внутри года естественного стока р. Волги, когда в период весеннего половодья, продолжающегося 2–3 месяца, по реке проходит около 2/3 годового объема стока.

Не имеющей аналогов в мировой водохозяйственной практике является возложенная на каскад функция осуществления ежегодных специальных весенних пусков в низовья Волги. По существу, это длительное время практикуемый масштабный экологический пуск, ведущий свою историю со времени создания нижеволжских водохранилищ. По мнению международных экспертов (Леумменс, 2004), именно этим Волга выгодно отличается от других зарегулированных рек в мире, где строительство плотин не позволяет удерживать требуемую продолжительность паводкового периода.

Осуществление во втором квартале ежегодного весеннего пуска через Волгоградский гидроузел по специальному графику выполняется, главным образом, в целях обеспечения потребностей сельского хозяйства Нижней Волги в затоплении поймы и заполнении пойменных водоемов (ильменей), а также потребностей рыбного хозяйства по условиям нереста ценных промысловых видов рыбы, включая осетровых.

Противоречивость требований различных водопользователей к режимам весеннего пуска через створ Волгоградского гидроузла значительно усложняет процесс их планирования. В этих условиях выбор в пользу того или иного варианта должен основываться в первую очередь на получении максимального экономического эффекта при наименьших негативных экологических и социальных последствиях.

Алгоритм процесса принятия решений с помощью описанной ниже технологии схематично сводится к следующему (рис.6.8). На начальном этапе с помощью компьютерной технологии с использованием всей имеющейся оперативной информации о состоянии водных объектов и гидротехнических сооружений, архивной и прогностической гидрометеорологической информации, нормативных документов, регламентирующих режимы работы водохранилищ, и текущих требований водопользователей разрабатываются предложения по режимам работы водохранилищ. Эти предложения рассматриваются и обсуждаются на заседаниях Межведомственной рабочей группы (МРГ, в прошлом – Межведомственная оперативная группа) по регулированию режимов работы водохранилищ, в состав которой входят представители заинтересованных министерств и ведомств, органов исполнительной власти субъектов Российской Федерации, а также крупнейших компаний-водопользователей. Руководителем МРГ является одно из должностных лиц руководящего состава Росводресурсов. После обсуждения предложений на заседаниях МРГ на основании выработанных группой рекомендаций руководителем (далее ЛПР – лицо, принимающее решение) принимаются решения по конкретным режимам работы каждого из водохранилищ каскада, которые в виде указаний доводятся до Системного оператора (в прошлом – Центрального диспетчерского управления) Единой энергосистемы и оттуда поступают в виде директивных указаний на гидроузлы ГЭС.

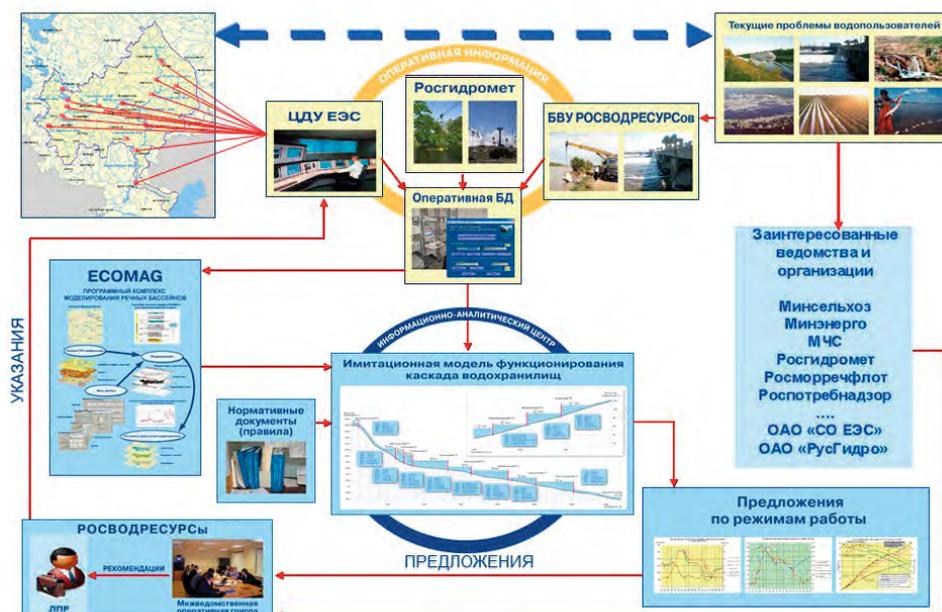


Рис. 6.8. Схема принятия решений при управлении Волжско-Камским каскадом водохранилищ

### 6.2.1 Структура компьютерной технологии гидроинформационной поддержки

Компьютерная технология информационной поддержки состоит из четырех основных взаимосвязанных компонентов: (1) программного комплекса математического моделирования формирования речного стока ЕСОМАГ; (2) программного комплекса математического моделирования функционирования водохозяйственных систем с каскадами водохранилищ VOLPOW, (3) баз данных картографической, метеорологической, гидрологической, агрометеорологической и водохозяйственной информации и соответствующих систем управления этими базами и (4) подсистемы визуализации и представления (ГИС-портал Центра Регистра и кадастра – <http://gis.vodinfo.ru/>) базовой информации и результатов сценарных имитационных расчетов режимов работы водохранилищ.

Одним из ключевых компонентов технологии информационной поддержки при управлении каскадами водохранилищ является Информационно-моделирующий комплекс (ИМК) математического моделирования формирования речного стока ЕСОМАГ, включающий в себя: математическую модель ЕСОМАГ, специализированную географическую информационную систему для схематизации речных бассейнов, базы архивных и оперативных гидрометеорологических данных и информации о характеристиках территории, а также управляющую оболочку. Структура ИМК ЕСОМАГ и описание средств информационной и технологической поддержки комплекса приведены в разделе 2.4.

Разработка другого ключевого компонента технологии – программного комплекса математического моделирования функционирования водохозяйственных систем с каскадами водохранилищ (VOLPOW – VOLga POWer) началась в середине 1980-х годов в институте «Союзгипроводхоз» Минводхоза СССР и Институте водных проблем АН СССР С. Е. Беднаруком, а его практическое использование на Волжско-Камском каскаде водохранилищ началось после близкого к катастрофическому половодья 1991 г. Программный комплекс VOLPOW включает в себя: имитационную математическую модель VOLPOW, базы архивных и оперативных гидрометеорологических и водохозяйственных данных, информацию о батиметрии водных объектов, а также управляющую оболочку (Дильман и др., 2015). Гидравлический блок модели базируется на уравнениях неустановившегося движения Сен-Венана. Водохозяйственный блок включает требования и ограничения, содержащиеся в диспетчерских правилах работы гидроузлов; они представляют собой зависимости требуемых (и допускаемых) сбросов воды через гидроузлы от отметок уровней воды в верхних бьефах и календарного времени года. Согласование гидравлических расчетов с водохозяйственным блоком осуществляется путем задания граничных условий для уравнений Сен-Венана, обусловленных диспетчерскими правилами регулирования режимов работы гидроузлов и характеристиками пропускной способности сооружений. Программная реализация имитационной математической модели VOLPOW обеспечивает увязку гидравлических расчетов движения воды в водохранилищах с водохозяйственными балансовыми расчетами каскада гидроузлов, и, следовательно, с управлением использованием водных ре-

сурсов. Комплекс VOLPOW предназначен для моделирования функционирования водохозяйственных систем и движения водных масс в русловой сети. Он позволяет рассчитывать следующие группы водохозяйственных и энергетических показателей:

- уровни воды: средние по длине водохранилищ, у плотин гидроузла и в его нижнем бьефе (средние за интервал регулирования и на конец интервала);
- уровни воды в створах, расположенных на речных участках водохозяйственной системы (средние за интервал регулирования и на конец интервала);
- сбросные расходы гидроузлов, включая расходы через турбины, водосбросы, фильтрационные расходы и расходы на шлюзование (средние за интервал регулирования);
- напоры нетто, турбинные расходы, генерируемую мощность ГЭС (средние за интервал регулирования), выработку электроэнергии на ГЭС;
- напоры, подачу воды, потребляемую мощность (средние за интервал регулирования) и потребляемую электроэнергию на насосных станциях (НС).

Результатами расчетов являются водохозяйственные балансы для каждого водохранилища каскада и расчетные режимы расходов и уровней в каждом створе. Таким образом, программный комплекс VOLPOW позволяет проводить широкий спектр водохозяйственных и водноэнергетических расчетов и может использоваться в качестве инструмента поддержки принятия решений при назначении режимов работы водохозяйственных систем, а также при проведении проектных и научно-исследовательских работ (Беднарук, 2009).

Необходимое для проведения расчетов по моделям ECOMAG и VOLPOW информационное обеспечение включает картографические, гидрометеорологические и водохозяйственные ресурсы, описанные в разделе 2.4.2.

### *6.2.2 Алгоритм сценарных расчетов возможных режимов работы гидроузлов Волжско-Камского каскада*

Алгоритм долгосрочного стратегического планирования режимов работы Волжско-Камских гидроузлов с помощью разработанной технологии сводится к проведению следующих двух основных этапов:

1. С помощью программного комплекса ECOMAG по модели формирования стока выполняется серия сценарных (ансамблевых) расчетов боковой приточности к водохранилищам каскада на период заблаговременности;
2. На основе сценарных расчетов бокового притока по имитационной водохозяйственной модели с помощью программного комплекса VOLPOW рассчитываются возможные режимы работы гидроузлов Волжско-Камского каскада.

Охарактеризуем эти этапы более подробно. Расчеты по модели ECOMAG проводятся по оперативным метеорологическим данным (метеосводкам), в непрерывном режиме поступающим по каналам связи из Росгидромета. Всего на территорию бассейна Волги задействовано около 350 оперативных метеостанций. Модель в непрерывном режиме с суточным шагом по вре-

мени рассчитывает поля характеристик гидрологического цикла в бассейне Волги, а также гидрографы стока в створах наблюдений и притока воды к каждому из водохранилищ ВКК (примеры испытаний модели на архивных рядах наблюдений для трех водохранилищ ВКК, Чебоксарского, Камского и Нижнекамского, приведены в разделе 4.1.7). Результаты расчетов контролируются по данным из оперативной гидрологической базы, которая актуализируется по каналам связи раз в сутки из Росгидромета, и информации из оперативной базы Системного оператора ЕЭС по притоку воды в Волжско-Камские водохранилища. С течением времени результаты расчетов периодически (в период половодья – раз в пять дней) уточняются.

Проведение сценарных (ансамблевых) расчетов притока воды в водохранилища Волжско-Камского каскада, а также бокового притока к участкам русла по модели ECOMAG сводится к выполнению следующих этапов.

1. Вновь поступившая на текущую дату оперативная и прогностическая (на ближайшие 6 дней по данным Росгидромета) метеорологическая и оперативная гидрологическая информация копируется в архивы данных модельного комплекса.

2. По модели проводятся гидрологические расчеты по фактической и прогностической метеоинформации на дату окончания метеорологического прогноза от контрольной точки ближайшего или предыдущего к текущей дате начала месяца или квартала.

3. Чтобы рассчитать сценарии формирования стока и боковой приточности к водохранилищам на последующий период (например, до конца текущего или следующего квартала), необходимо задать сценарии развития метеорологических процессов на этот период. Ввиду того, что долгосрочные метеорологические прогнозы с суточным разрешением на такие сроки не разрабатываются, в модели задаются метеорологические сценарии на период от даты окончания метеорологического прогноза до конца квартала такими же, как за аналогичный календарный период в предыдущие годы, т. е. 1-й сценарий – как погода за этот период в прошлом году, 2-й сценарий – как погода за аналогичный период в позапрошлом году, и т. д. После этого по гидрологической модели ECOMAG на период метеорологических сценариев рассчитываются процессы формирования стока на водосборных площадях водохранилищ и ансамбли гидрографов боковой приточности к водохранилищам и отдельным участкам русел. Эти выходные данные работы ИМК ECOMAG являются входной информацией для имитационной модели VOLPOW регулирования режимов работы гидроузлов каскадов водохранилищ.

Решение задачи пропуска весеннего половодья наиболее рациональным (оптимальным) образом осуществляется на основе многовариантных расчетов режимов работы гидроузлов каскада для всего диапазона возможных гидрологических условий (прогнозируемых Росгидрометом и ансамблевых по модели ECOMAG) с помощью имитационной модели VOLPOW.

Покажем это на примере весеннего пуща самого многоводного за последние годы 2005 г.

Рассчитанный накануне половодья 2005 г. по модели ECOMAG (на основе предложенного для рассмотрения в качестве основного варианта ги-

дрографа) объем суммарного полезного притока воды к водохранилищам Волжско-Камского каскада составил 171.9 км<sup>3</sup>. Выпущенный в то же время Гидрометцентром РФ прогноз общего притока воды в водохранилища каскада указывал на диапазон объема ожидаемого притока 161–191 км<sup>3</sup>. Суммарная свободная емкость всех водохранилищ Волжско-Камского каскада на 1 апреля 2005 г. оценивалась в 32 км<sup>3</sup>, т. е. практически равнялась величине диапазона допустимой погрешности прогнозирувавшегося Росгидрометом притока.

На программном комплексе VOLPOW на основе выбора основного варианта полезного притока воды в водохранилища (с учетом полученных оценок возможного отклонения величин ожидаемого притока от выбранного основного варианта) был просчитан ряд сценариев режимов работы всех водохранилищ каскада и определены варианты расчетных графиков максимального и минимального специального весеннего пускa воды из Волгоградского водохранилища (спецпуск) в период весеннего половодья 2005 г. Расчетный объем спецпуска составлял от 135.4 до 144.4 км<sup>3</sup>, т. е. неопределенность, связанная с большим диапазоном прогнозирувавшегося Гидрометцентром РФ притока, была уменьшена более чем в 3 раза.

Результаты этих расчетов были доложены на Межведомственной рабочей группе по регулированию режимов работы водохранилищ Волжско-Камского каскада 12 апреля 2005 г. в качестве базовых расчетов, на основе которых формулировалась и принималась стратегия пропуска весеннего половодья 2005 г. через гидроузлы каскада. Далее в соответствии с разработанной технологией каждые 5 дней проводился комплекс уточняющих расчетов с учетом фактических режимов приточности и работы гидроузлов каскада за предшествовавший период: уточнялись оценки ожидаемого притока в каждое из водохранилищ каскада и предлагаемые режимы работы гидроузлов до конца планируемого периода. На заседаниях МРГ при рассмотрении конкретной складывающейся гидрологической и водохозяйственной обстановки, а также на основе сформулированных предложений по режимам работы гидроузлов и результатов их обсуждения принимались рекомендации по установлению этих режимов. Эти рекомендации служили основой для принятия уполномоченным федеральным органом исполнительной власти (Росводресурсами) соответствующих управленческих решений. Следует отметить, что эти решения практически полностью соответствовали разработанным с помощью рассматриваемой технологии предложениям.

По результатам осуществленного режима пропуска весеннего половодья 2005 г. можно отметить, что фактический объем суммарного полезного притока воды в водохранилища Волжско-Камского каскада за второй квартал составил 171.2 км<sup>3</sup> (при оценке 171.9 км<sup>3</sup>, представленной в начале половодья). Фактический общий суммарный приток в водохранилища каскада по данным Гидрометцентра РФ составил 182 км<sup>3</sup>. Невязка значений общего и полезного притока достигла почти 11 км<sup>3</sup>, или 1/3 свободной емкости водохранилищ каскада к началу половодья.

Объем специального весеннего пуска через Волгоградский гидроузел составил 136.3 км<sup>3</sup> при планировавшемся объеме в пределах от 135.4 до 144.4 км<sup>3</sup>. При этом конфигурация графика спецпуска и его основные

характеристики близко соответствовали намечавшимся в начале половодья (рис. 6.9).

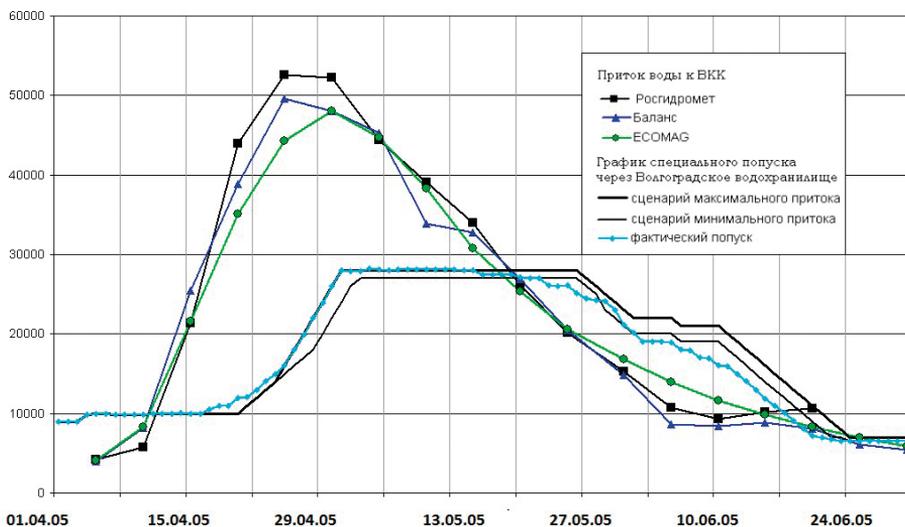


Рис. 6.9. Графики суммарного притока воды к водохранилищам каскада и специального весеннего попуска к заседанию МОГ 12.04.2005

В таблице 6.4 приведены спрогнозированные Росгидрометом перед началом второго квартала данные по суммарному притоку воды в водохранилища ВКК. Кроме того, там же приведены рассчитанные с помощью разработанной технологии на эту дату и представленные МРГ для информационного обеспечения поддержки принятия управленческих решений результаты по полезному притоку воды в водохранилища ВКК и по сбросам из Волгоградского водохранилища, а также фактические данные на конец второго квартала за период эксплуатации технологии 2004–2016 гг.

Из анализа приведенных данных видно, что средние ошибки прогнозов Росгидромета объемов суммарного притока воды во втором квартале к водохранилищам оказались близкими к погрешностям при расчетах полезного притока с использованием разработанных программных комплексов и составили соответственно  $-7.1$  и  $-4.0$  км<sup>3</sup>. При этом, если рассматривать отдельные годы, то только в 3-х годах из 13 ошибки по расчетам превысили ошибки по прогнозам более чем на 1 км<sup>3</sup> (2004, 2011 и 2013 гг.). Статистические оценки оправдываемости прогнозов по принятому в гидрологии критерию  $S/\sigma$  ( $S$  – среднеквадратическая ошибка прогноза,  $\sigma$  – среднеквадратическое отклонение) составили соответственно 0.89 и 0.75, что свидетельствует о некотором преимуществе расчетов притока с использованием предложенной гидроинформационной технологии.

В среднем за рассматриваемый период отклонение фактического объема попуска от планировавшегося (расчетного) составило  $-1.5$  км<sup>3</sup> (графа 12 таблицы 6.4), в то время как за предшествующий период 1959–2003 гг. оно со-

ставило +7.8 км<sup>3</sup>. Максимальные по величине отклонения фактических объемов попуска от планировавшихся за период 2004–2016 гг. составили от -29.3 до +21.8 км<sup>3</sup>, а за предшествующий период – от -33.0 до +52.0 км<sup>3</sup>. Таким образом, налицо явное повышение качества планирования режимов пропуска весеннего половодья и осуществления специального весеннего попуска в низовья Волги. Значение критерия  $S/\sigma$  для рассматриваемого ряда объемов спецпопуска составило 0.59, что позволяет оценивать эффективность рассмотренной технологии планирования спецпопуска как удовлетворительную.

Можно также обратить внимание на невязки суммарного и полезного притока воды в водохранилища ВКК (графа 13 таблицы 6.4), которые помимо безвозвратных потерь из ложа водохранилища и затрат на водопотребление включают в себя ошибки определения суммарного притока воды по гидрометрическим данным. В пяти годах из 13 эти невязки превышали 10 км<sup>3</sup>, представляются подозрительно большими и требуют дальнейшего осмысления и критического анализа.

Таблица 6.4.

**Расчетные и фактические данные (км<sup>3</sup>) по притоку в водохранилища ВКК и сбросам из Волгоградского водохранилища во втором квартале за период 2004–2016 гг.**

Годы	Прогнозы и расчеты					Факт			Невязки			
	Прогноз суммарного притока Росгидромет			Полезный приток	Объем спецпопуска	Сумм. приток	Полезн. приток	Объем спецпопуска	Сумм. приток	Полезн приток	Спецпопуск	Полезн.-суммар.
	Мин.	Макс.	Среднее									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	7-4	8-5	9-6	8-7
2004	133	163	148	141	113.2	146	136.4	106	-2	-4.6	-7.2	-9.6
2005	161	191	176	172	135.4	182	169	136.3	6	-3	0.9	-13
2006	124	154	139	137.8	85.7	128	126.1	76.4	-11	-11.7	-9.3	-1.9
2007	138	168	153	134	113	140	138.9	120.2	-13	4.9	7.2	-1.1
2008	127	157	142	126.4	103	131	121.5	101.9	-11	-4.9	-1.1	-9.5
2009	122	152	137	126.2	98.7	125	117.2	92.7	-12	-9	-6	-7.8
2010	150	180	165	134.1	92.5	133	126.4	91	-32	-7.7	-1.5	-6.6
2011	158	178	168	161.4	106.5	132	123.9	77.2	-36	-37.5	-29.3	-8.1
2012	122	152	137	125.9	76.6	158	147.1	98.4	21	21.2	21.8	-10.9
2013	156	186	171	165.6	129	173	159.3	125.4	2	-6.3	-3.6	-13.7
2014	120	146	133	114.3	92.6	117	104.4	86.1	-16	-9.9	-6.5	-12.6
2015	115	143	129	111.4	69.5	124	112	65.5	-5	0.6	-4	-12
2016	130	158	144	138.7	107.9	161	154.5	127.3	17	15.8	19.4	-6.5
Среднее	135.1	163.7	149.4	137.6	101.8	142.3	133.6	100.3	-7.1	-4.0	-1.5	-8.7

Следует также иметь в виду, что самый ранний (предварительный) прогноз Росгидромета по объемам притока на 2-й квартал и на апрель выпускается в середине марта. Что же касается расчетов с использованием программных комплексов, то они позволяют получать суточные гидрографы притока по каждому из водохранилищ, причем первые оценки характеристик притока и пропуска весеннего половодья выполняются в феврале, а с 1 марта они актуализируются по меньшей мере каждые 5 дней.

### 6.2.3 Адаптация технологии для основных речных бассейнов Российской Федерации

По результатам работы описанной системы в середине 2000-х годов руководившим в то время Федеральным агентством водных ресурсов Р. З. Хамитовым были инициированы, организованы и развернуты широкомасштабные работы по адаптации этой системы для других основных речных бассейнов Российской Федерации и ее детализации для подбассейнов и соответствующих водохозяйственных систем в пределах Волжско-Камского бассейна.

В период 2007–2010 гг. система была детализирована для бассейнов р. Москвы (Антохина, Жук, 2011) и верховьев Волги и соответствующей системы водохранилищ – источников водоснабжения г. Москвы; ко всему бассейну р. Лены; бассейнам верхней части Енисея и реки Ангары, а также Ангаро-Енисейскому каскаду водохранилищ; к бассейну реки Кубань с ее сложной водохозяйственной системой с водохранилищами и трактами межбассейновых перебросок.

Выполненные с помощью разработанной технологии работы по Ангаро-Енисейскому каскаду позволили уже на вторые сутки после аварии 17 августа 2009 г. на Саяно-Шушенской ГЭС провести комплекс необходимых расчетов, смоделировать возможные сценарии развития гидрологической и водохозяйственной обстановки на период до начала половодья следующего года и дать оперативные рекомендации по режиму работы Саяно-Шушенского водохранилища с учетом всех ограничений по использованию гидромеханического оборудования гидроузла, допустимых схем манипулирования затворами водосброса, а также требований по безопасности (рис. 6.10).

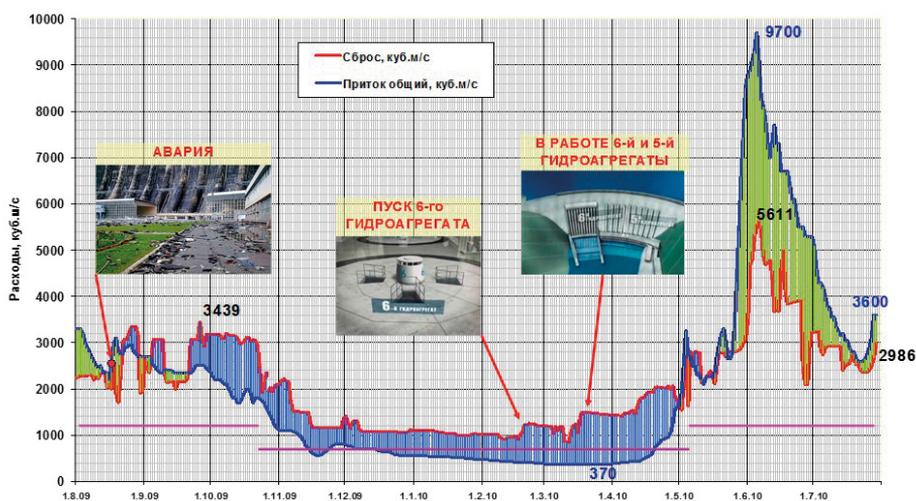


Рис. 6.10. Режим работы Саяно-Шушенского гидроузла после аварии 17.09.2009

Послеаварийная ситуация на Саяно-Шушенской ГЭС осложнялась аномально многоводными гидрологическими условиями зимне-весеннего пе-

риода 2010 г. Поэтому для постоянного мониторинга и прогнозирования складывающейся гидрологической обстановки на водосборах Саяно-Шушенского и Красноярского водохранилищ привлекались все средства наземной сети гидрометеорологических и водохозяйственных наблюдений, информация дистанционного зондирования Земли и прогностические возможности разработанной технологии (примеры оценки полей снегозапасов приведены на рис. 6.11). В последующем технология использовалась в качестве основного инструмента оперативного регулирования режимов работы Саяно-Шушенского водохранилища в период его непроектной эксплуатации до восстановления ГЭС, а также и других водохранилищ каскада, включая создаваемое Богучанское водохранилище.

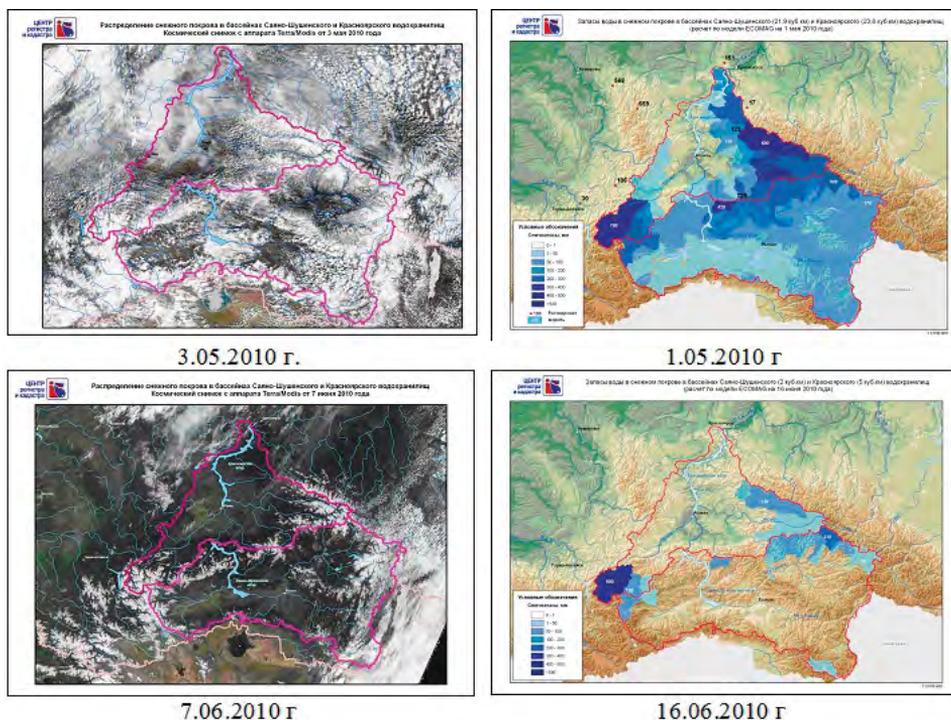


Рис. 6.11. Заснеженность территории в бассейнах Саяно-Шушенского и Красноярского водохранилищ по данным космического мониторинга (слева) и поля запасов воды в снежном покрове в этих бассейнах, рассчитанные по модели ECOMAG (справа) с привлечением данных наземного мониторинга в весенний период 2010 г.

#### 6.2.4 Оценка экономического и социального эффектов от внедрения технологии, перспективы ее совершенствования

Для таких огромных по масштабу и сложных водохозяйственных систем, как Волжско-Камский или Ангаро-Енисейский каскады водохранилищ, система водохранилищ-источников водоснабжения г. Москва или система р. Кубани, оценка экономического и социального эффекта от принимаемых решений по регулированию режимов работы водохранилищ чрезвычайно

затруднена из-за большого количества водопользователей, часто предъявляющих диаметрально противоположные требования к этим режимам.

Неизбежные противоречия между требованиями сохранения окружающей среды, с одной стороны, водообеспечением хозяйства – с другой, и требованиями обеспечения безопасности ГТС – с третьей, должны быть урегулированы в рамках разработки оптимальных с комплексной точки зрения режимов работы гидроузлов. Сложившаяся за более чем 50 лет практика планирования и осуществления специального весеннего пуща через Волгоградский гидроузел в низовья Волги до сих пор не получала объективных и корректных оценок, учитывающих конкретные гидрологические условия каждого половодья и соответствующее влияние на водные и околотоводные экосистемы. При этом большинство ведомств рассматривают результаты пущиков лишь в своем узком ведомственном аспекте и сводят их к подсчету ущербов (чаще всего по абсолютно устаревшим и необоснованным методикам). Необходимо отметить, что даже внутри одной отрасли требования к режимам работы гидроузлов каскада могут кардинально отличаться. Например, требования рыбного хозяйства нижеволжских водохранилищ по поддержанию в нерестовый период стабильных уровней воды в водохранилищах противоречат соответствующим тому же периоду требованиям рыбного хозяйства низовьев (дельты) Волги по обеспечению необходимого объема и графика сбросов воды из нижеволжских водохранилищ.

Вместе с тем, основываясь на расчетах дополнительно полученной при использовании технологии продукции по сравнению с ограничениями, установленными действующими нормативами (например, дополнительная выработка электроэнергии), а также на сравнительном анализе изменения ущербов отдельных отраслей при осуществлении режимов работы водохранилищ в сходных условиях до и после внедрения технологии (ущербы рыбному хозяйству и сельскому хозяйству), можно получить оценки ее экономической эффективности. Основанием для таких оценок служат экспертные данные по результатам осуществлявшихся режимов работы водохранилищ Волжско-Камского каскада, представлявшиеся уполномоченными организациями на заседаниях Межведомственной оперативной группы.

Более чем десятилетний опыт использования системы в Волжско-Камском бассейне позволяет оценивать средний ежегодный экономический эффект от ее применения как минимум в 200 млн. руб при ежегодных затратах на эксплуатацию системы в 6–10 млн. руб.

Разработанная технология имеет высокий потенциал как в части расширения области использования, так и в части повышения точности и надежности. Перспективным является распространение технологии на водохозяйственные системы водосборных бассейнов: реки Дон (включая его украинскую часть); реки Иртыш (включая его казахстанскую и китайскую части); озера Байкал (включая реку Селенгу и ее монгольскую часть); рек северо-запада страны (Волхов, Нарва и др.).

Детализация моделей в части сгущения расчетной сетки и рассмотрения малых водохранилищ на небольших реках, увязка с оперативными данными по речным постам по всей моделируемой площади с целью непрерывной адаптации результатов расчетов к фактической гидрологической обстановке

должны позволить использовать технологию для всего водосбора не только для назначения режимов работы водохранилищ, но и для прогнозирования развития паводковой обстановки и оперативной выработки противопаводковых мероприятий.

Одним из перспективных направлений совершенствования технологии является включение в нее моделей формирования качества воды в водных объектах, что позволит использовать ее в полной мере при управлении водными ресурсами для прикладных задач экологического профиля (Motovilov, 2013; Мотовилов, Фащевская, 2018).

Совершенствование технологии в плане учета в ней последних достижений в области разработки методов долгосрочного прогнозирования стока на основе физико-математических моделей формирования стока открывает возможности как для повышения качества гидроинформационной поддержки, так и для разработки стратегии, планирования и реализации дорогостоящих водохозяйственных мероприятий, направленных на решение проблем водообеспечения, включая оптимальное регулирование речного стока и его территориальное перераспределение с учетом научно-обоснованных оценок происходящих и возможных в перспективе изменений водных ресурсов и водного режима рек под влиянием климатических и антропогенных факторов.

## Глава 7. Новое поколение методов и технологий противодействия угрозам водной безопасности: гидрологические прогнозы

В настоящее время краткосрочные и долгосрочные прогнозы речного стока выпускаются в России с помощью оперативных методик, разработанных в большинстве своем более полувека назад. За прошедшее время достигнуты значительные успехи в исследовании и математическом моделировании процессов формирования речного стока, существенно повысилась точность метеорологических прогнозов, удлинились ряды гидрометеорологических наблюдений. Основные достижения экономически развитых стран в области гидрологических прогнозов, связаны, прежде всего: (1) с широким внедрением в оперативную практику физически обоснованных моделей с распределенными параметрами, (2) развитием методов ассимиляции метеорологических прогнозов и данных дистанционных измерений, в т. ч. спутниковых и радарных и (3) переходом от детерминистической к ансамблевой и/или вероятностной формам выпуска прогноза. Согласно (Л. С. Кучменту, 2017), в последние годы в мире происходит смена парадигмы гидрологических прогнозов. Проиллюстрируем результаты этой эволюции несколькими примерами из оперативной практики экономически развитых стран в области прогнозов водного режима рек и притока воды к водохранилищам.

Национальная служба погоды США (НСП США) выпускает с помощью системы гидрологических моделей с сосредоточенными параметрами ежедневные краткосрочные (до 10 суток) прогнозы водного режима рек по более чем 3600 речным створам. Успехи в разработке физико-математических моделей с распределенными параметрами, а также внедрение в оперативную практику по всей территории США метеорологических радаров нового поколения NEXRAD, позволяющих измерять дождевые осадки по часовым интервалам с пространственным разрешением 4 км, сделали возможным повышение на базе этих моделей точности и надежности краткосрочных гидрологических прогнозов (Smith et al., 2013).

В Европейском союзе в 2012 г. завершена работа по созданию первой общеевропейской оперативной системы European Flood Awareness System (EFAS), которая обеспечивает всю территорию ЕС прогнозами водного режима по метеорологическим данным с заблаговременностью до 10 дней (Parrenberger et al., 2013). Создание этой системы началось в 2002 г. и было мотивировано (Thielen et al., 2009) произошедшими в период с 1998 по 2002 гг. катастрофическими наводнениями в Европе, унесшими более 700 жизней и нанесшими ущерб в размере более 25 миллиардов евро. Расчетный блок системы – модель формирования стока LISFLOOD с полураспределенными параметрами – используется для непрерывных краткосрочных прогнозов стока по данным метеорологических прогнозов на основных речных системах стран ЕС.

Помимо внедрения развитых гидрологических моделей формирования речного стока, совершенствование методов краткосрочных гидрологических прогнозов происходит в направлении усвоения этими моделями данных ансамблевых метеорологических прогнозов. Результаты инициированного в 2004 г. международным сообществом глобального проекта HEPEx (Hydrological Ensemble Prediction Experiment) показали, что переход к ансамблевым прогнозам позволяет в ряде случаев существенно улучшить их надежность и оправдываемость (Rappenberger et al, 2016). В оперативной практике долгосрочных (сезонных) прогнозов США и стран ЕС реализована прогностическая система ESP (Ensemble Streamflow Prediction), разработанная НСП США и позволяющая выпускать прогноз в ансамблевой форме с учетом неопределенности задания метеорологических условий за период заблаговременности прогноза и/или начальных условий на дату выпуска прогноза (см. обзор методов долгосрочного прогноза речного стока в Gelfan, Motovilov (2009).

В этом контексте упомянем вновь проект 2016 г. по созданию Национальной Гидрологической Модели США, который в случае его реализации позволит вывести гидрологические прогнозы в этой стране на качественно новый уровень: по набору прогнозируемых величин (помимо речного стока будут прогнозироваться все компоненты гидрологического цикла), по странственному разрешению (вместо 3600 речных створов прогноз будет выпускаться для 2.67 млн. элементарных водосборов со средней площадью 3 км<sup>2</sup>), по методическому содержанию (концептуальные модели с сосредоточенными параметрами будут заменяться на физико-математические модели с распределенными или полураспределенными параметрами), по форме выпуска (переход на ансамблевую и вероятностную формы выпуска прогноза), по заблаговременности (от 1 часа до 6 месяцев), по технологическому и информационному наполнению и по другим характеристикам (см. NOAA, 2016).

В настоящей главе будут рассмотрены возможности совершенствования существующих отечественных методов гидрологических прогнозов на базе физико-математической модели ECOMAG. В основном изложение построено на материалах совместных статей (Gelfan et al., 2015в; 2018; Борщ и др., 2017; Мотовилов и др., 2017)

## **7.1 Долгосрочный ансамблевый прогноз весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище на основе модели ECOMAG: результаты проверочных и оперативных испытаний<sup>21</sup>**

Совершенствование методов управления водными ресурсными системами для оптимизации водопользования, а также защиты населения и объектов экономики от наводнений в существенной степени зависит от возможностей повышения точности и заблаговременности долгосрочных прогнозов харак-

<sup>21</sup> Методика долгосрочного прогноза притока воды к Чебоксарскому водохранилищу разрабатывалась нами совместно с научным сотрудником ИВП РАН к. г. н. Морейдо В. М.

теристик весеннего притока воды в водохранилища. Реализация указанных возможностей особенно актуальна для водохранилищ Волжско-Камского каскада. Осуществление пропуска весеннего половодья через гидроузлы каскада за последние два десятилетия осложнилось в связи с неконтролируемой застройкой нижних бьефов гидроузлов каскада и соответствующих требований по ограничению максимальных сбросных расходов. С другой стороны, фактическое сокращение регулирующей способности каскада водохранилищ из-за ограничений по предполоводной сработке водохранилищ по рыбохозяйственным требованиям, в принципе, ведет к необходимости повышения максимальных расходов через гидроузлы в период весеннего половодья. В этой связи для лиц, принимающих решения по пропуску половодья, особенно важно получение с наибольшей возможной заблаговременностью надежной информации о возможном режиме весеннего притока воды в водохранилища.

Принятые в настоящее время в отечественной оперативной практике методы долгосрочного прогноза объема весеннего притока воды в водохранилища Волжско-Камского каскада основаны на соотношениях между объемом талого стока и набором показателей, отражающих состояние водосбора перед снеготаянием: запасами воды в снеге, глубиной промерзания почвы и показателями ее увлажненности. В качестве расчетных соотношений используются, как правило, физико-статистические зависимости, учитывающие, в определенной мере, представления о формировании потерь талого стока, либо линейные уравнения множественной регрессии (Руководство..., 1989). Осадки за период заблаговременности прогноза, величина которых входит в качестве предиктора в прогностическую методику, при расчете прогноза в оперативном режиме задаются как их климатическая норма. Долгосрочный прогноз максимального расхода весеннего половодья рассчитывается по спрогнозированному объему стока на основе связи между этими величинами, построенной по данным наблюдений за предшествующие годы. Поскольку максимальный расход талого стока в большей степени зависит от метеорологических условий в период заблаговременности прогноза и в меньшей степени от начальных условий, прогноз максимального расхода заметно уступает в точности прогнозу объема талого стока.

Усиление требований к экономической эффективности и безопасности эксплуатации водноресурсных систем обуславливает необходимость привлечения дополнительных, к уже существующим, источников прогностической информации о характеристиках водного режима. Одним из возможных решений проблемы совершенствования методов долгосрочного прогнозирования с целью повышения его качества, надежности, увеличения информативности прогнозов может быть использование математических моделей формирования речного стока, описывающих гидрологический цикл бассейна реки (или водохранилища) с использованием доступных данных метеорологических наблюдений, данных дистанционного зондирования земной поверхности, информации о природных особенностях бассейна. Применение моделей формирования речного стока позволяет получить прогноз не только объема и максимального расхода

стока, но и других характеристик водного режима, что дает дополнительную информацию для принятия решений, связанных с пропуском половодья через гидроузлы, и, кроме этого, – дополнительные возможности повышения экономической эффективности использования прогнозов. Такой подход позволяет также перейти от традиционных детерминистических к ансамблевым прогнозам, результаты которых могут быть представлены как в детерминистической, так и в вероятностной форме с учетом различных источников ошибок прогнозов. Ансамблевый гидрологический прогноз позволяет разработать более гибкий режим управления водными ресурсными системами, так как дает возможность оценить степень риска при вероятных ошибках прогноза. Совершенствование «методов выпуска гидрометеорологических долгосрочных прогнозов (месяц, сезон), а также прогнозов экстремальных гидрометеорологических явлений и характеристик, обладающих большой степенью неопределенности, в вероятностной форме» признано российским профессиональным сообществом одной из приоритетных задач научных гидрологических исследований (Решение..., 2014).

Ниже показаны возможности применения физико-математической модели ЕСОМАГ для оперативного долгосрочного ансамблевого прогноза незарегулированного бокового притока воды в Чебоксарское водохранилище в период весеннего половодья.

Раздел построен следующим образом. В начале дан краткий обзор современных методов ансамблевого долгосрочного прогноза. Далее описана методика долгосрочного прогноза гидрографа притока воды в водохранилище и задания ансамбля метеорологических условий за период заблаговременности прогноза. Основное содержание раздела посвящено результатам верификации предлагаемой прогностической методики по данным проверочных прогнозов притока воды в водохранилище за 2-й квартал в течение 35-летнего периода (1982–2016 гг.), а также результатам оперативного испытания схемы прогноза на примере половодья 2018 г. В заключительном подразделе обсуждаются возможности разработанной прогностической методики как источника дополнительной информации при принятии управленческих решений, а также пути повышения качества прогноза.

### *7.1.1 Обзор методов ансамблевого долгосрочного прогноза сезонного стока*

Существенный источник неопределенности долгосрочного прогноза речного стока – изменчивость метеорологических условий за период его заблаговременности. Упомянутая выше методика ансамблевых гидрологических прогнозов ESP (Ensemble Streamflow Prediction), учитывающая этот источник неопределенности, разработана и применяется в Системе прогнозов речного стока Национальной службы погоды США для выпуска долгосрочных (заблаговременностью от нескольких недель до нескольких месяцев) прогнозов речного стока. Согласно указанной методике прогноз рассчитывается по модели формирования стока, на входе которой задается ансамбль временных рядов метеорологических переменных, описывающих

возможные сценарии погоды за период заблаговременности прогноза (Day, 1985). В качестве такого ансамбля используются наблюдаемые за прошлые годы данные о метеорологических переменных. В результате прогностическая методика ESP позволяет получить ансамбль гидрографов стока, из которых могут быть получены прогнозы характеристик стока (объема стока, максимального расхода, продолжительности половодья и других) как в детерминистической, так и в вероятностной формах. Начальные условия задаются по данным о состоянии водосбора на дату выпуска прогноза (запас воды в снеге, влажность почвы, глубина ее промерзания). При этом используются либо данные наблюдений, либо значения соответствующих характеристик, рассчитанные по данным метеорологических наблюдений за предшествующий период.

С середины 2000-х годов методика ESP ансамблевых долгосрочных прогнозов стала применяться в Центрах прогнозов стока НСП США (McEnery et al., 2005), в оперативной практике Канады (Druce, 2001), европейских стран (Pappenberger et al., 2016). Внедрение прогностической методики ESP в оперативную практику США и других стран было стимулировано недостаточной точностью традиционных регрессионных методик прогнозов (Gelfan, Motovilov, 2009).

В ИВП РАН в середине 2000-х годов под руководством Л. С. Кучмента проводились исследования возможностей построения ансамблевых долгосрочных прогнозов весеннего стока с помощью физико-математических моделей формирования стока с распределенными параметрами на примере рек Вятка, Сосна и Сейм (Кучмент, Гельфан, 2007, 2009; Gelfan et al., 2015в). Предложен метод расчета вероятных сценариев погоды за период заблаговременности прогноза с помощью стохастических моделей («генераторов погоды»).

Следует подчеркнуть, что правильная интерпретация и практическое использование ансамблевых прогнозов требует специальной подготовки как специалистов, непосредственно выпускающих гидрологические прогнозы, так и пользователей этих прогнозов. Лица, принимающие решение на их основе, должны иметь достаточное представление о методологии, положенной в основу ансамблевого прогнозирования, об исходной информации, используемой модели и методах оценки неопределенности, об особенностях решаемой задачи. Вместе с тем адекватный учет информации, содержащейся в ансамблевом прогнозе, создает возможность получить представление о риске принятия тех или иных управленческих решений – возможность, которая отсутствует при детерминистическом прогнозировании.

### *7.1.2. Схема долгосрочного ансамблевого прогноза*

Географическое описание бассейна Чебоксарского водохранилища, а также модель формирования бокового притока воды к водохранилищу, построенная на базе ИМК ЕСОМАГ, требования к ее информационному обеспечению результаты испытания модели по данным стандартного гидрометеорологического мониторинга в бассейне водохранилища приведены в 4-й главе (подраздел 4.1.7).

Схема долгосрочного ансамблевого прогноза притока воды к Чебоксарскому водохранилищу с помощью разработанной модели состоит в последовательном применении следующих расчетных процедур:

1. По данным метеорологических наблюдений за предшествующий осенне-зимний период с помощью модели ECOMAG рассчитываются характеристики водосбора (запасы воды в снежном покрове, глубина промерзания и влажность почвы, запас воды в русловой сети и др.) на дату выпуска прогноза.

2. По данным наблюдений за 50 лет (1967–2016 гг.) для 157 метеорологических станций (см. рис. 4.15) строится ансамбль из  $N=50$  сценариев погоды – возможных метеорологических условий на период заблаговременности прогноза<sup>22</sup> (например, 1 апреля – 30 июня, если прогноз выпускается на 2-й квартал).

3. По смоделированным начальным условиям на дату выпуска прогноза и сценариям погоды за период заблаговременности прогноза, задаваемым на входе гидрологической модели, рассчитывается ансамбль из 50-ти прогнозируемых гидрографов притока воды к водохранилищу.

4. По ансамблю 50-ти прогнозируемых гидрографов строятся соответствующие ансамбли следующих характеристик притока воды к водохранилищу за период заблаговременности прогноза: объема ( $W$ , км<sup>3</sup>), максимального расхода ( $Q_{max}$ , м<sup>3</sup>/с), продолжительности периодов высокой водности ( $N_{Q_{cp}}$ , сут. – число дней с расходом воды выше нормы, 4250 м<sup>3</sup>/с,  $N_{Q_{max}}$ , сут. – число дней с расходом выше среднего максимального расхода, 9355 м<sup>3</sup>/с).

5. Строится детерминистический прогноз каждой из прогнозируемых характеристик притока воды к водохранилищу как среднее значение из ансамбля.

6. Строится вероятностный прогноз каждой из прогнозируемых характеристик притока воды к водохранилищу в виде функций распределения вероятности прогнозируемых величин и доверительных интервалов прогноза.

Описанная процедура (на примере прогноза притока за 2-й квартал) схематично показана на рисунке 7.1.

На рисунке 7.2 в качестве примера показан ансамбль прогнозируемых по описанной схеме гидрографов стока за период заблаговременности 1 марта – 31 мая 2009 г.

Ниже представлены результаты применения описанной схемы для построения проверочных прогнозов характеристик притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за 35 сезонов (1982–2016 гг.)

<sup>22</sup> Под «сценарием метеорологических условий на период заблаговременности прогноза» здесь понимается совокупность временных рядов метеорологических величин, задаваемых на период заблаговременности с тем пространственно-временным разрешением, которое позволяет использовать эти ряды в качестве «входов» в гидрологическую модель для расчета гидрографа стока. Для используемой гидрологической модели это ряды суточных значений осадков, температуры и влажности воздуха, задаваемые на 157 пунктах метеорологических измерений.

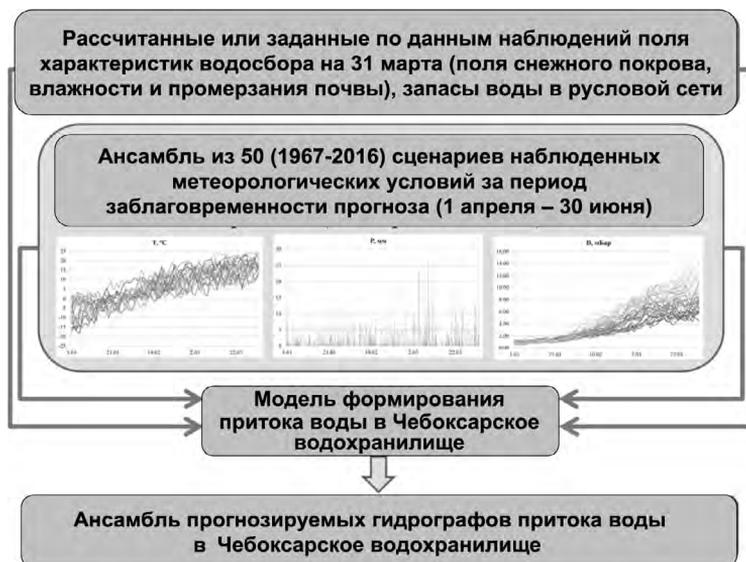


Рис. 7.1. Схема долгосрочного ансамблевого прогноза притока воды к водохранилищу за 2 квартал

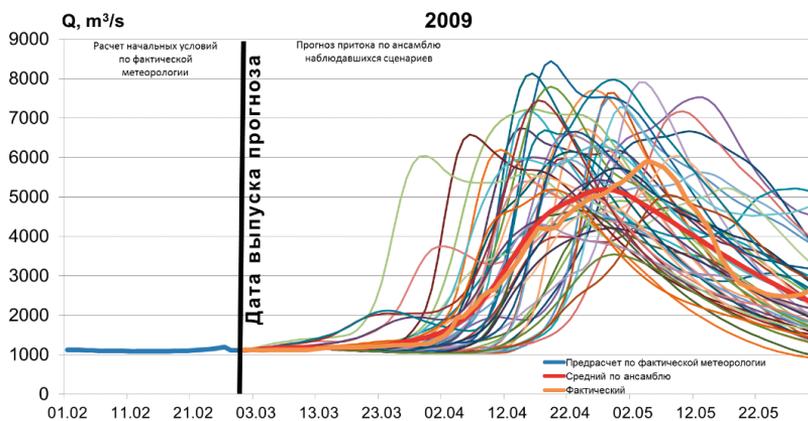


Рис. 7.2. Пример построения ансамбля проверочных прогнозов притока воды к водохранилищу по разработанной прогностической схеме

### 7.1.3 Результаты проверочных прогнозов притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за 1982–2016 гг.

#### Детерминистический прогноз

При построении детерминистических прогнозов предполагалось, что наиболее вероятная характеристика притока равна среднему значению из ансамбля соответствующих характеристик. В таблицах 7.1, 7.2 показаны результаты построенных по описанной выше схеме проверочных прогнозов величин  $W$ , км<sup>3</sup>,  $Q_{max}$ , м<sup>3</sup>/с,  $N_{Q_{ср}}$ , сут.,  $N_{Q_{max}}$ , сут. за 2-й квартал 1982–2016 гг. В таблице 7.3 приведены критерии качества построенных детерминистиче-

ских прогнозов: критерий эффективности, рассчитываемый как отношение среднеквадратических погрешностей  $S$  прогноза к среднеквадратическому отклонению от фактических характеристик; критерий оправдываемости прогнозов характеристик водного режима – доля ошибок прогноза, лежащих в пределах допустимой погрешности, равной  $0.674\sigma$  (Руководство..., 1989).

Таблица 7.1

**Детерминистический прогноз объема и максимального расхода притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за 2-й квартал**

Год	Объем притока воды к водохранилищу за IV–VI, км <sup>3</sup>				Макс. расход притока воды к водохранилищу за IV–VI, м <sup>3</sup> /с			
	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка
1982	35.52	32.91	-2.62	-0.07	9350	9712	362	0.04
1983	34.51	38.02	3.51	0.10	10100	11025	925	0.09
1984	20.78	17.29	-3.49	-0.17	6700	4277	-2423	-0.36
1985	45.71	35.85	-9.86	-0.22	13900	11528	-2372	-0.17
1986	44.81	39.71	-5.09	-0.11	14000	12047	-1953	-0.14
1987	29.56	23.90	-5.66	-0.19	7500	6653	-847	-0.11
1988	30.50	28.32	-2.18	-0.07	7810	7985	175	0.02
1989	25.91	27.13	1.22	0.05	6700	6895	195	0.03
1990	29.70	33.99	4.29	0.14	8130	9476	1346	0.17
1991	38.35	35.50	-2.85	-0.07	10500	10677	177	0.02
1992	33.14	33.36	0.22	0.01	8260	8806	546	0.07
1993	30.21	33.81	3.60	0.12	8870	9392	522	0.06
1994	55.33	40.99	-14.34	-0.26	17500	13232	-4268	-0.24
1995	35.15	33.07	-2.08	-0.06	9780	9597	-183	-0.02
1996	19.71	19.52	-0.20	-0.01	6140	5040	-1100	-0.18
1997	22.73	21.12	-1.61	-0.07	5570	5245	-325	-0.06
1998	37.00	37.12	0.12	0.00	9290	11374	2084	0.22
1999	46.12	51.13	5.01	0.11	14100	17389	3289	0.23
2000	30.96	28.25	-2.72	-0.09	9290	8118	-1172	-0.13
2001	47.33	42.38	-4.95	-0.10	17200	13840	-3360	-0.20
2002	25.28	32.67	7.40	0.29	5850	7853	2003	0.34
2003	34.09	29.46	-4.64	-0.14	8310	8257	-53	-0.01
2004	38.27	37.88	-0.38	-0.01	8540	10144	1604	0.19
2005	49.90	37.72	-12.18	-0.24	15750	12079	-3671	-0.23
2006	31.94	27.24	-4.70	-0.15	8680	8000	-680	-0.08
2007	25.45	27.66	2.21	0.09	7490	9046	1556	0.21
2008	27.95	33.47	5.52	0.20	6990	8234	1244	0.18
2009	24.66	26.37	1.71	0.07	5890	7090	1200	0.20
2010	27.49	30.46	2.97	0.11	7420	7951	531	0.07
2011	26.57	35.52	8.95	0.34	8100	11511	3411	0.42
2012	44.63	41.39	-3.24	-0.07	13850	14026	176	0.01
2013	46.45	45.42	-1.03	-0.02	10900	15534	4634	0.43
2014	19.95	23.34	3.38	0.17	4940	6594	1654	0.33
2015	22.91	20.39	-2.52	-0.11	4520	4667	147.11	0.03
2016	36.88	37.09	0.21	0.01	9510	9992	481.75	0.05
<b>Среднее</b>	<b>33.58</b>	<b>32.56</b>	<b>-1.03</b>	<b>-0.01</b>	<b>9355</b>	<b>9522</b>	<b>167</b>	<b>0.04</b>

Таблица 7.2

**Детерминистический прогноз продолжительности периодов высокой водности притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за 2-й квартал**

Год	Число дней с расходами воды >4250 м <sup>3</sup> /с за IV–VI, сут.				Число дней с расходами воды >9497 м <sup>3</sup> /с за IV–VI, сут.			
	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка
1982	46	36.42	-9.58	-0.21	0	4.77	4.77	
1983	39	43.42	4.42	0.11	6	11.85	5.85	0.98
1984	20	6.54	-13.46	-0.67	0	0.00	0.00	
1985	42	37.71	-4.29	-0.10	24	10.42	-13.58	-0.57
1986	45	42.23	-2.77	-0.06	25	13.46	-11.54	-0.46
1987	36	24.98	-11.02	-0.31	0	0.15	0.15	
1988	37	31.44	-5.56	-0.15	0	1.00	1.00	
1989	23	29.75	6.75	0.29	0	0.15	0.15	
1990	30	42.19	12.19	0.41	0	1.21	1.21	
1991	43	38.92	-4.08	-0.09	11	8.04	-2.96	-0.27
1992	42	41.69	-0.31	-0.01	0	2.17	2.17	
1993	35	38.54	3.54	0.10	0	4.10	4.10	
1994	52	41.60	-10.40	-0.20	27	16.31	-10.69	-0.40
1995	44	36.63	-7.38	-0.17	5	4.50	-0.50	-0.10
1996	16	13.15	-2.85	-0.18	0	0.00	0.00	
1997	20	15.48	-4.52	-0.23	0	0.00	0.00	
1998	44	39.71	-4.29	-0.10	0	10.33	10.33	
1999	43	50.15	7.15	0.17	25	22.69	-2.31	-0.09
2000	36	31.42	-4.58	-0.13	0	1.17	1.17	
2001	42	42.29	0.29	0.01	22	17.10	-4.90	-0.22
2002	30	44.23	14.23	0.47	0	0.71	0.71	
2003	41	33.35	-7.65	-0.19	0	1.40	1.40	
2004	45	44.65	-0.35	-0.01	0	7.54	7.54	
2005	46	39.46	-6.54	-0.14	27	13.08	-13.92	-0.52
2006	38	30.23	-7.77	-0.20	0	1.04	1.04	
2007	25	29.85	4.85	0.19	0	0.00	0.00	
2008	24	43.38	19.38	0.81	0	0.88	0.88	
2009	23	29.10	6.10	0.27	0	0.21	0.21	
2010	32	35.33	3.33	0.10	0	1.00	1.00	
2011	29	37.15	8.15	0.28	0	10.46	10.46	
2012	44	41.02	-2.98	-0.07	27	16.88	-10.13	-0.38
2013	51	43.58	-7.42	-0.15	27	20.10	-6.90	-0.26
2014	9	23.90	14.90	1.66	0	0.00	0.00	
2015	10	11.13	1.13	0.11	0	0.00	0.00	
2016	36	43.98	7.98	0.22	1	6.27	5.27	2.00
Среднее	<b>34.80</b>	<b>34.70</b>	<b>-0.10</b>	<b>0.05</b>	<b>6.49</b>	<b>5.97</b>	<b>-0.51</b>	

Таблица 7.3

**Эффективность детерминистического прогноза характеристик притока воды в водохранилище за 2-й квартал (прогноз по средним значениям из ансамбля)**

$W$ , км <sup>3</sup>		$Q_{max}$ , м <sup>3</sup> /с		$N_{Qcp}$ , сут.		$N_{Qmax}$ , сут.	
S/σ	Оправдываемость	S/σ	Оправдываемость	S/σ	Оправдываемость	S/σ	Оправдываемость
0.55	86 %	0.57	77 %	0.72	66 %	0.55	77 %

Из таблицы 7.3 видно, что разработанная методика дает удовлетворительные результаты долгосрочного прогноза объема и максимального расхода притока воды в водохранилище за 2-й квартал, а также позволяет прогнозировать число дней с расходами воды выше среднего максимального значения. По критерию эффективности  $S/\sigma$  прогнозы могут считаться удовлетворительными ( $S/\sigma$  не превышает 0.70), а их оправдываемость находится в пределах 70–80 %. Менее точными получились прогнозы числа дней с расходами воды выше среднееголетнего максимального расхода. Полученный результат демонстрирует возможности разработанной прогностической методики, которая благодаря использованию модели формирования стока позволяет прогнозировать с удовлетворительной точностью и трехмесячной заблаговременностью не только объем весеннего стока, но и другие характеристики водного режима, расширяя тем самым информационное содержание прогнозов по сравнению с существующими подходами.

### Вероятностный прогноз

Результаты ансамблевых прогнозов гидрографов весеннего стока могут быть представлены в вероятностной форме, что дает возможность пользователю прогноза оценить риск принятия решений и выстроить на этом основании более гибкую систему управления водно-ресурсной системой, принять более эффективные меры защиты от опасных гидрологических явлений, чем в случае детерминистического (однозначного) прогноза.

Наиболее распространенное и информативное представление вероятностного прогноза речного стока заключается в построении функции распределения вероятности (ФРВ) прогнозируемой величины. На сравнении ФРВ прогнозируемой и наблюдаемой величин стока основаны методы верификации вероятностных прогнозов, широко применяемые в оперативной метеорологии (Груза, Ранькова, 1983; Wilks, 1995) и со сравнительно недавних пор используемые для оценки качества ансамблевых гидрологических прогнозов (первые примеры такого использования в отечественных публикациях показаны в (Кучмент, Гельфан, 2007; 2009)).

Ординаты интегрального распределения вероятности прогнозируемой характеристики водного режима  $y_{np}$  для  $j$ -го сезона из проверочного ряда рассчитываются как:

$$F_m(j) = \sum_{i=1}^m f_i(j), \quad m=1, \dots, M; j=1, \dots, N, \quad (7.1)$$

где:

$M$  – число интервалов вероятностей, на которое разбивается интервал  $(0; 1)$ ;

$N$  – число проверочных прогнозов;

$f_i$  – частота попадания прогнозируемой величины в заданный интервал.

Ординаты интегрального распределения вероятности фактической характеристики стока  $y_{факт}$  для  $j$ -го сезона из проверочного ряда оцениваются как:

$$O_m(j) = \sum_{i=1}^m o_i, m=1, \dots, M; j=1, \dots, N \quad (7.2)$$

где  $o_i=1$  в интервале, куда попала наблюдаемая величина, и  $o_i=0$  в остальных интервалах.

На рисунке 7.3 показаны функции распределения прогнозируемых объемов и максимальных расходов бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу, построенные по полученным в результате ансамблевых экспериментов выборкам объемом 50 значений для характерных сезонов 1986, 1992 и 1997 гг. (высокое, среднее и низкое половодья соответственно). На этих же рисунках показаны функции распределения фактических величин стока.

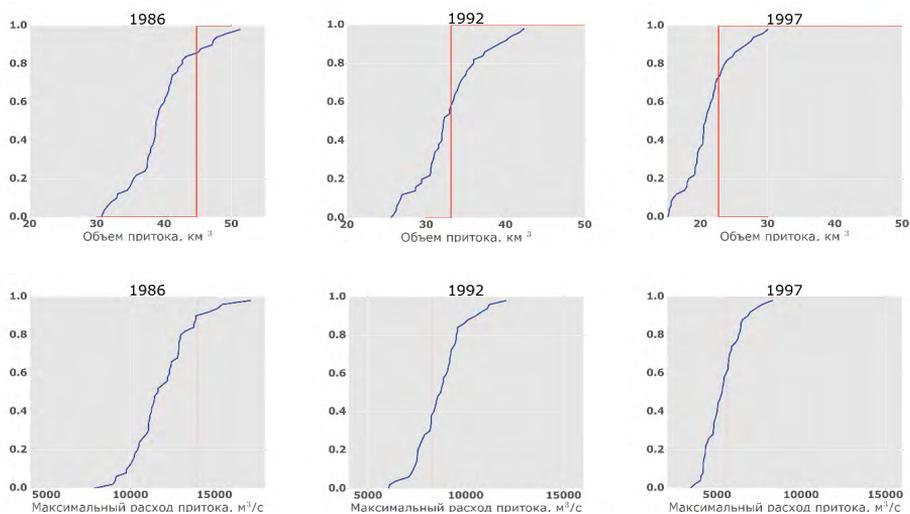


Рис. 7.3. Интегральные функции распределения долгосрочных прогнозов объема (вверху) и максимального расхода (внизу) бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за 2 квартал (синяя линия) в сравнении с распределением фактических характеристик стока (красная линия) для половодий 1986 г. (слева), 1992 г. (в центре) и 1997 г. (справа)

По приведенным иллюстрациям можно сделать выводы о, например, доверительном интервале прогнозируемых значений характеристик стока. Так, согласно проверочному долгосрочному вероятностному прогнозу высокого половодья 1986 г., его объем с вероятностью 90 % находится в диапазоне от 31 до 50 км³ (фактический объем стока за 2 квартал в 1986 г. был 45 км³). Для низкого половодья 1997 г. 90 %-й доверительный интервал прогноза составил 16–29 км³ (фактический объем в 1997 г. – 23 км³). Для среднего половодья 1992 г. 90 %-й доверительный интервал прогноза составил 26–43 км³ (фактический объем в 2003 г. – 33 км³). О хорошей точности прогноза объема стока для этих лет свидетельствует также то, что средний объем стока для этих лет получился близким к фактическому, что тоже видно из сравнения кривых распределения.

Долгосрочный вероятностный прогноз максимальных расходов имеет бóльшую неопределенность. 90 %-е доверительные интервалы прогнозов равны: в 1986 г. от 9100 до 15 800 м<sup>3</sup>/с (фактический максимальный расход в 1986 г. – 14 000 м<sup>3</sup>/с), в 1997 г. от 3580 до 7590 м<sup>3</sup>/с (фактический максимальный расход в 1997 г. – 5570 м<sup>3</sup>/с), в 1992 г. от 6310 до 11 430 м<sup>3</sup>/с (фактический максимальный расход в 1992 г. – 8260 м<sup>3</sup>/с).

Эффективность прогностической методики по сравнению с климатическим прогнозом (т. е. использованием в качестве прогноза безусловного распределения вероятности наблюдаемых величин стока) может быть оценена величиной:

$$RPSS = 1 - \frac{\overline{RPS}}{\overline{RPS}_{cl}} \quad (7.3)$$

где  $\overline{RPS}$  – так называемая оценка ранжированной вероятности (Ranked Probability Score), погрешность вероятностных прогнозов, осредненная по всем ансамблям и по всему диапазону вероятностей, рассчитываемая по формуле:

$$\overline{RPS} = \sum_{m=1}^M MSE_m = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \sum_{m=1}^M (F_m(j) - O_m(j))^2 \quad (7.4)$$

$\overline{RPS}_{cl}$  – величина  $\overline{RPS}$  для климатического прогноза, которая рассчитывается по формуле (7.4), при этом  $F_m(j)$  определяется по интегральному распределению фактических величин стока, построенному по многолетнему ряду наблюдений.

По осредненным значениям  $RPS$  было рассчитано значение показателя  $RPSS$ , который характеризует эффективность оцениваемой методики по сравнению с климатическим прогнозом. Положительные значения этого показателя показывают наличие дополнительной информации в прогнозе, получаемом по оцениваемой методике, а идеальным значением его является 1. Для прогноза объема притока воды в Чебоксарское водохранилище за 2 квартал значение  $RPSS$  составило 0.304. Иными словами, вероятностный прогноз объема половодья оказался на 30 % эффективнее климатического прогноза.

Примеры применения других метрик, позволяющих более детально верифицировать вероятностный прогноз притока воды к Чебоксарскому водохранилищу, приведены в наших работах (Gelfan et al., 2015в; 2018). В этих же публикациях показаны возможности снижения выборочной изменчивости прогнозируемых величин путем использования вместо наблюдаемых сценариев погоды искусственных, смоделированных методом Монте-Карло с помощью стохастического генератора погоды.

#### 7.1.4. Опыт оперативного прогноза притока воды к водохранилищу во 2-м квартале 2018 г.

Описанная выше прогностическая система была протестирована специалистами ИВП РАН и Гидрометцентра России в оперативном режиме в течение второго квартала 2017 и 2018 гг. Результаты тестирования в 2017 г.

описаны в статье (Борщ и др., 2017). Ниже будут представлены результаты, полученные в 2018 г.

Прогнозы характеристик притока воды в Чебоксарское водохранилище за второй квартал (период 1 апреля – 30 июня) выпускались по описанной выше схеме 1-го, 15-го и 27-го марта. Кроме того, 15-го и 27-го апреля выпускались уточненные прогнозы с учетом фактического притока за период, предшествующий дате выпуска уточнения. На рис. 7.4 приведены ансамбли прогностических гидрографов от даты выпуска прогноза до 30 июня в сравнении с фактическим гидрографом стока с 1 апреля по 30 июня.

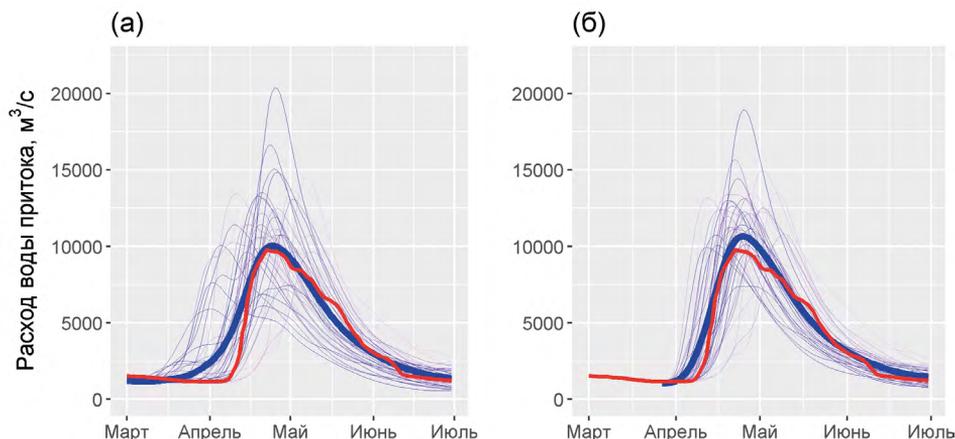


Рис. 7.4. Ансамблевый прогноз притока воды к Чебоксарскому водохранилищу при разных датах выпуска прогноза: слева – прогноз на период 1 марта – 30 июня 2018 г., справа – на период 27 марта – 30 июня 2018 г. Красная линия – фактический гидрограф, тонкие синие линии – ансамбль прогнозируемых гидрографов, жирная синяя линия – средний по ансамблю гидрограф

Полученные значения объема притока и максимального расхода, осредненные по ансамблям гидрографов и рассчитанные при разных датах выпуска прогноза, приведены в таблице 7.4.

Таблица 7.4

**Сведения о фактическом и спрогнозированном притоке воды в Чебоксарское водохранилище за второй квартал 2018 года**

Дата выпуска прогноза	Наиболее вероятное значение ожидаемого притока воды за второй квартал, км <sup>3</sup>	Фактический приток воды за второй квартал, км <sup>3</sup>	Абсолютная ошибка прогноза, в км <sup>3</sup>	Ошибка прогноза в % от фактического притока
1.03.2018	38.4	36.1	2.2	6 %
15.03.2018	38.7	36.1	2.5	7 %
27.03.2018	38.2	36.1	2.1	6 %
10.04.2018	35.8	36.1	-0.3	-1 %
16.04.2018	34.1	36.1	-2.0	-6 %

Как видно из таблицы 7.4, прогнозируемая величина объема притока воды в водохранилище за второй квартал близка к фактической: при заблаговременности прогноза 4 месяца (дата выпуска прогноза 1 марта) относительная погрешность составила всего 6 % от фактического притока.

### 7.1.5 Основные выводы

Удовлетворительные результаты проверочных прогнозов дают основание рассматривать предлагаемую методику как источник дополнительных (по отношению к существующим) прогностических данных о характеристиках режима притока воды в водохранилище, что расширяет информационное содержание прогноза для лиц, принимающих решение. По сравнению с традиционно используемыми в России методами долгосрочного прогноза объема притока воды в водохранилища, разрабатываемая методика позволяет:

1. Оценить характеристики начальных (на дату выпуска прогноза) условий в бассейне Чебоксарского водохранилища (запасы воды в снеге и в русловой сети, влажность и промерзание почвы) только по данным стандартных метеорологических наблюдений, что является существенным достоинством методики в условиях сокращения сети гидрометеорологических станций и постов Росгидромета.

2. Прогнозировать не только объем и максимальный расход, но и другие характеристики водного режима (например, продолжительность периодов заданной водности), что позволяет расширить содержание выпускаемых прогнозов для потребителей.

3. Выпускать прогноз не только в детерминистической, но и в вероятностной формах в рамках одной методики.

4. Прогнозировать характеристику притока с любой выбранной даты, т. е. на единой методической основе может выпускаться прогноз водного режима как на период весеннего половодья, так и летней межени. Существующие же методики долгосрочного гидрологического прогноза различаются в зависимости от прогнозируемой фазы водного режима, расчетными схемами, требованиями к исходной информации, предикторами и точностью их оценки по данным измерений, набором параметров, и т. п.

Вместе с тем, несмотря на успешную, в целом, верификацию методики по данным о проверочных прогнозах, выявлены возможные пути повышения ее точности. К таким возможностям прежде всего относятся:

1. Корректировка начальных условий, рассчитываемых моделью по фактическим метеорологическим данным за осенне-зимний период до даты выпуска прогноза, с учетом имеющихся данных наблюдений о предшествующем состоянии водосбора, в частности, о запасах воды в снеге и в речной сети.

2. Усвоение данных среднесрочного (до 10 суток) и, возможно, сезонного метеорологических прогнозов для уточнения ансамбля сценариев погоды на период заблаговременности прогноза.

В настоящее время начата модернизация описанной прогностической методики с учетом указанных возможностей для ее оперативного тестирования на данных будущего половодья 2019 г.

## **7.2 Развитие методов краткосрочного прогноза притока воды в водохранилища с использованием метеорологических прогнозов (на примере Чебоксарского и Бурейского водохранилищ)**

В течение ряда последних лет под эгидой и при участии специалистов ОАО «РусГидро» с привлечением научно-технического потенциала других ведомств разрабатывается методология оптимизационных расчетов режимов работы гидроузлов в увязке с развитием гидрологической обстановки (Лапин, Жиркевич, 2014). В частности, одной из целей проведения таких исследований является повышение точности определения притока воды в водохранилища при планировании водно-энергетических режимов. Компьютерная реализация этой методологии представляет собой информационно-моделирующую систему, включающую в себя подсистемы:

- сбора, обработки, хранения и распространения фактических и прогнозных гидрометеорологических данных (подсистема информационного обеспечения);
- оперативного краткосрочного и долгосрочного прогнозирования притока воды в водохранилище (подсистему моделирования стока);
- планирования и оптимизации водно-энергетических режимов работы ГЭС (подсистему планирования).

Ниже изложены результаты исследований в рамках разработки первых двух подсистем, связанные с построением физико-математических моделей формирования стока в бассейне реки Бурей (в основном по работе (Мотовилов и др., 2017)) и на водосборе Чебоксарского водохранилища, а также разработкой информационного обеспечения моделей. Как уже отмечалось в предыдущем разделе, модель формирования стока в бассейне Чебоксарского водохранилища<sup>23</sup>, а также результаты испытаний этой модели на архивных рядах гидрометеорологических наблюдений, приведены в разделе 4.1.7. Приведем ниже краткое описание модели формирования стока в бассейне Бурейского водохранилища (Мотовилов и др., 2017).

### *7.2.1 Модель формирования стока в бассейне Бурейского водохранилища* Краткая характеристика объекта исследований

Река Бурей – левый приток р. Амур, длина реки от истока Правой Буреи – 723 км, площадь бассейна составляет 70 700 км<sup>2</sup>, среднегогодовой сток в устье – 29,5 км<sup>3</sup>. Бассейн реки вытянут в северо-восточном направлении. Физико-географические условия бассейна Буреи включают участки как равнинных (на юге бассейна), так и горных (преимущественно в северной части бассейна) территорий (рис. 7.5а), что обуславливает значительную пространственно-временную изменчивость условий формирования стока и режима водотоков.

<sup>23</sup> Краткосрочный прогноз притока воды в Чебоксарское водохранилище выполнялся с участием ст. н. с. ИВП РАН к. г. н. В. О. Полянина.

Горные хребты на севере бассейна покрыты тайгой. Здесь распространены горно-тундровые и щебнистые почвы. Южнее встречаются горно-таежные подзолистые почвы. В средней части территории тайгу сменяет лесостепь, а на юге бассейна расположены степи. Эта часть бассейна занята каштановыми почвами с вкраплениями черноземов.

Климат бассейна формируется под влиянием как океанических, так и континентальных факторов. При этом наряду с четко выраженными признаками континентальности климат имеет и муссонный характер. Большую часть зимы бассейн занят восточной периферией азиатского антициклона, определяющего холодную и сухую погоду. Летом территория бассейна подвержена воздействию тихоокеанского муссона, достигающего наибольшего развития в июле–августе и приводящего к распространению влажных масс морского воздуха.

Буряя, второй по многоводности левый приток Амура после Зеи, по типу питания и водному режиму относится к дальневосточному типу с преобладанием дождевого стока. Основные черты водного режима определяет муссон. Летний паводковый период – основная фаза водного режима: в среднем в течение теплого периода наблюдается от 5 до 10 паводковых волн. Весеннее половодье, как правило, формируется таянием снегов в верхних частях бассейна, но, поскольку этот процесс происходит постепенно, на пик половодья может накладываться дождевой паводок. На Бурее, в среднем, половодье начинается в первой декаде апреля и заканчивается в середине мая, при этом проходит не более 40 % годового стока. Зимний сток крайне низок, перемерзание рек до дна и прекращение стока – достаточно распространенное явление в этом регионе.

В бассейне реки имеется два крупных гидротехнических объекта: Бурейская ГЭС и Нижне-Бурейская ГЭС.

Строительство Бурейской ГЭС было начато в 1978 г. и завершено в 2009 г. В 2011 г. станция выведена на полную мощность, в декабре 2014 г. сдана в эксплуатацию. Гидроагрегаты ГЭС обеспечивают надежность функционирования Дальневосточной энергосистемы, сглаживая неравномерности нагрузки, а также служат быстродействующим аварийным резервом. Бурейская ГЭС является узловой электростанцией энергосистемы Дальнего Востока. Имея емкое водохранилище, Бурейская ГЭС вносит весомый вклад в защиту Приамурья от катастрофических наводнений.

Створ плотины ГЭС расположен в 174,2 км выше устья р. Буряя у пос. Талакан. Площадь водосбора до створа Бурейской ГЭС — 65 200 км<sup>2</sup>. Среднемноголетний расход воды реки в створе ГЭС — 866 м<sup>3</sup>/с, средний годовым объём стока — 27,4 км<sup>3</sup>. Максимальный расход воды во время паводка наблюдался в реке 7 июня 1972 г. и составлял 14 500 м<sup>3</sup>/с, максимальный расход расчётного паводка обеспеченностью 1 % — 18 600 м<sup>3</sup>/с.

В 90 км ниже створа Бурейской ГЭС, в 84,6 км от устья реки у посёлка Новобурейский построена Нижне-Бурейская ГЭС. Площадь водосбора до створа ГЭС составляет 68 100 км<sup>2</sup>. Среднемноголетний расход воды в Бурее в районе створа станции — 882 м<sup>3</sup>/с. Строительство станции

началось в 2010 г. и завершилось в 2017 г. Нижне-Бурейская ГЭС является контррегулятором Бурейской ГЭС, призванным оптимизировать работу мощной Бурейской ГЭС, а именно – сглаживать суточные колебания уровня воды в реке, образующиеся при работе этой мощной ГЭС. Кроме дополнительной выработки электроэнергии, это позволяет снять ограничения на режимы работы Бурейской ГЭС и ликвидировать зимние подтопления ряда посёлков, расположенных в нижнем бьефе этой станции.

#### Результаты испытаний модели

Модельная схематизация водосборной площади и речной сети в бассейне Буреи выполнялась с использованием модуля *Ecomag Extension* на основе цифровых тематических карт региона (карты рельефа, гидрографической сети, почв, ландшафтов). При модельной схематизации бассейна Буреи выделялись частные водосборные площади притоков с площадью не менее 1000 км<sup>2</sup>. Всего в бассейне Буреи было выделено 36 расчетных элементов (рис. 7.5г), их средняя площадь составляет около 1800 км<sup>2</sup>, модельная речная сеть, кроме основной реки, включает 10 притоков 1-го порядка и 8 притоков 2-го порядка (рис. 7.5в).

Для моделирования формирования стока в бассейне р. Буреи в качестве граничных условий для гидрологической модели были использованы метеорологические данные с метеостанций, расположенных в бассейне р. Буреи и в непосредственной близости от него (рис. 7.5б), за период с 1966 по 2016 гг. Эти данные привлекались для создания ежедневных полей метеорологических величин – температуры и дефицита влажности воздуха, количества осадков, которые являются входными данными для расчетов по модели. Гидрологическое информационное обеспечение включает данные по притоку и сбросам воды из Бурейского водохранилища за период его эксплуатации, а также данные наблюдений за стоком на гидрологическом посту (г/п) Малиновка, расположенном вблизи створа недавно построенной Нижне-Бурейской ГЭС.

Методика калибровки и валидации модели формирования стока для бассейна р. Буреи включала в себя следующие этапы:

1. Калибровка параметров модели для 5-летнего периода с 1.01.2005 (после наполнения чаши Бурейского водохранилища) по 31.12.2009 и валидация модели (проверка на независимых данных) для периода наблюдений с 1.01.2010 по 31.12.2013 по данным о притоке к Бурейскому водохранилищу;

2. Валидация модели формирования стока в бассейне р. Буреи для 39-летнего периода наблюдений с 1.01.1966 по 31.12.2004 (до наполнения чаши Бурейского водохранилища) по данным о стоке на г/п Малиновка;

3. Валидация модели формирования стока на участке р. Буреи от Бурейской до Нижне-Бурейской ГЭС для 9-летнего периода наблюдений с 1.01.2005 по 31.12.2013 по данным о сбросах из Бурейского водохранилища и стоке на г/п Малиновка.

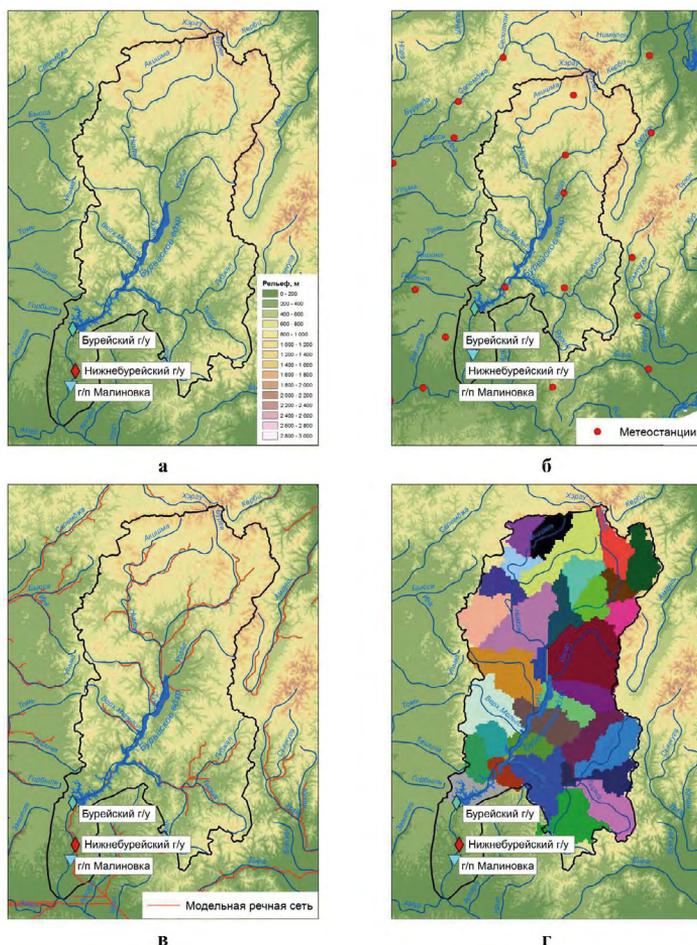


Рис. 7.5. Базовая ГИС-информация и схематизация речной сети и водосборной площади Бурейского водохранилища: а – цифровая модель рельефа, б – расположение метеостанций, в – модельная речная сеть, г – расчетные водосборы

Проанализируем результаты калибровки и валидации модели формирования стока в бассейне р. Буреи.

Этап. 1. Сравнение фактических и рассчитанных гидрографов притока воды в Бурейское водохранилище за период калибровки и валидации модели с 1.01.2005 по 31.12.2013 приведено на рис. 7.6. Значение критерия Нэша-Сатклифа получилось равным  $NSE=0.84$ , что свидетельствует о хорошем качестве моделирования. Об этом свидетельствуют также результаты расчетов месячных и квартальных объемов притока воды в Бурейское водохранилище (значения корреляционного отношения составили более 0.9).

Этап. 2. Валидация модели формирования стока в бассейне р. Буреи для 39-летнего периода наблюдений с 1.01.1966 по 31.12.2004 по данным о стоке на г/п Малиновка показала удовлетворительное качество расчетов (рис. 7.7,  $NSE = 0.74$ ).

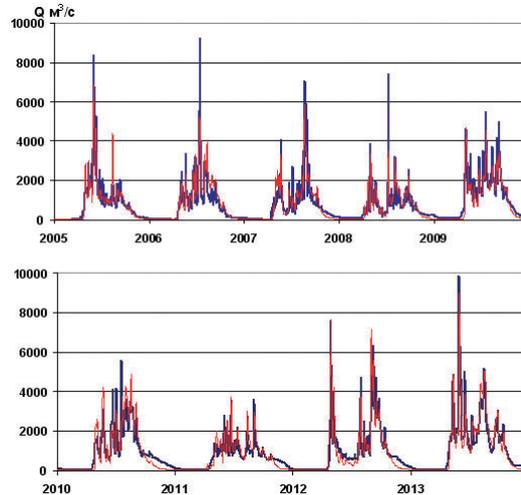


Рис. 7.6. Фактические (синие) и рассчитанные (красные) гидрографы притока воды в Бурейское водохранилище за период 2005–2013 гг.

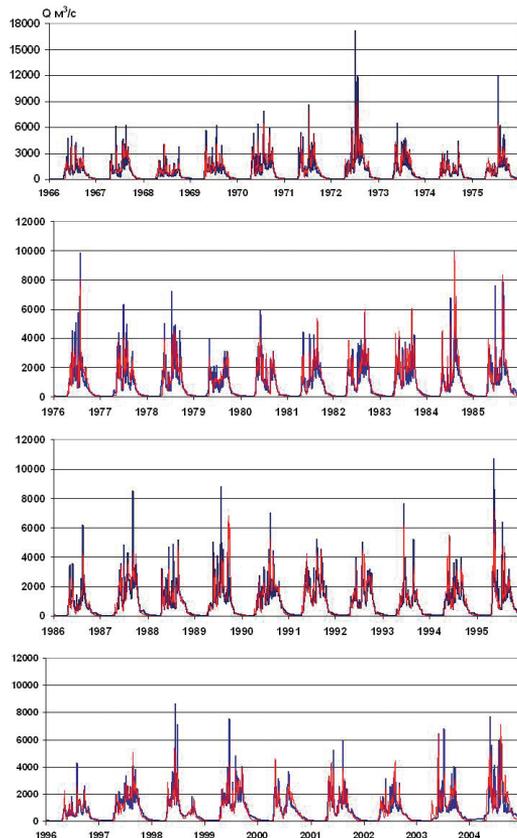


Рис. 7.7. Фактические (синие) и рассчитанные (красные) гидрографы стока на г/п Малиновка за период 1966–2004 гг.

Значения корреляционного отношения линейной связи рассчитанных и фактических месячных и квартальных объемов притока также составили более 0.9.

Этап. 3. На рис. 7.8 показаны результаты моделирования формирования стока на участке р. Буреи от Бурейской до Нижне-Бурейской ГЭС для 9-летнего периода наблюдений с 1.01.2005 по 31.12.2013 с использованием данных по сбросам из Бурейского водохранилища. Фактические гидрографы стока в створе Нижне-Бурейской ГЭС были взяты по г/п Малиновка. Высокая точность расчетов ( $NSE=0.91$ ) здесь в значительной степени обусловлена подавляющим влиянием на гидрограф стока сбросов из Бурейского водохранилища.

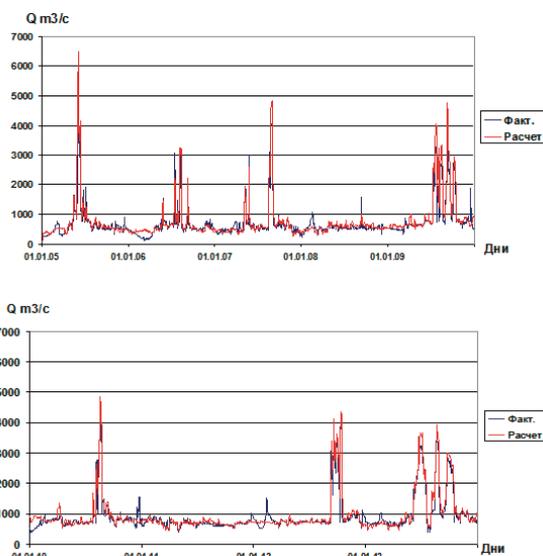


Рис. 7.8. Фактические и рассчитанные гидрографы притока в створе Нижне-Бурейской ГЭС за период 2005–2013 гг.

### 7.2.2 Краткосрочный прогноз притока воды к водохранилищам: методика и результаты оперативных испытаний.

Приведенные в предыдущих разделах результаты испытаний моделей по архивным рядам гидрометеорологических наблюдений показывают их диагностический потенциал воспроизводить условия формирования стока в бассейне р. Буреи на водосборе Чебоксарского водохранилища. Прогностические возможности информационно-моделирующих подсистем предполагается задействовать для разработки методик краткосрочного прогноза притока воды в водохранилища с заблаговременностью от одних до семи суток с использованием прогнозных метеорологических данных.

Алгоритм проведения прогностических расчетов формирования стока и притока воды в водохранилища сводится к выполнению следующих этапов.

1. Ежедневно специальный компонент информационно-моделирующей подсистемы (ИМП) обращается к поставщикам гидрометеорологических

наблюдений и метеорологических прогнозов по сети Интернет для пополнения и обновления имеющихся массивов в базах данных;

2. На основе обновленных данных наблюдений проводятся диагностические модельные расчеты притока воды в водохранилище за период от начала года до текущей даты;

3. С использованием краткосрочного метеорологического прогноза проводятся прогностические расчеты притока воды в водохранилища с заблаговременностью до семи дней.

Эти выходные данные работы ИМП могут являться входной информацией для имитационных моделей регулирования режимов работы гидроузлов на краткосрочную перспективу.

Информационное наполнение модели данными метеорологических наблюдений и прогнозов осуществляется с помощью автоматизированной подсистемы, состоящей из инструментов для обновления данных, базы данных и инструментов подготовки данных в формате модели.

Для ИМП по бассейну р. Бурия источниками фактических данных наблюдений на сети Росгидромета и прогностических метеорологических данных являлись интернет-сервисы ДВНИГМИ (Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт)<sup>24</sup> и фирмы SKM Market Predictor. Первый источник предоставляет данные наблюдений и прогнозов, полученных с использованием мезомасштабной атмосферной модели WRF (Вербичкая, Романский, 2016), второй – адаптированные для Российской Федерации данные прогнозов по модели общей циркуляции атмосферы ЕСМWF (European Centre..., 2016). Для ИМП Чебоксарского водохранилища источниками фактической и прогностической метеоинформации являлись соответственно Росгидрометцентр и SKM Market Predictor. После получения и первичной проверки на грубые ошибки данные помещаются в соответствующие таблицы БД, после чего форматируются в виде загрузочных файлов для моделей формирования стока.

ИМП работают в автоматическом режиме, ежедневно по расписанию запрашивая данные в соответствующих источниках. Ключевой особенностью используемых подсистем является хранение всех полученных данных за все дни с использованием вычислительных ресурсов ИВП РАН, что позволило проверять качество получаемых прогнозов и проводить их верификацию.

Для корректировки и проверки гидрологических прогнозов используются данные о суточном фактическом притоке воды к Бурейскому и Чебоксарскому водохранилищам, размещенные на сайте ОАО «РусГидро» в сети Интернет.

### *7.2.3 Методика краткосрочных прогнозов притока воды к водохранилищам*

Расчеты гидрографов притока воды в водохранилища за предшествующий выдаче прогноза период осуществляются по фактическим метеоданным с использованием разработанных моделей формирования стока.

---

<sup>24</sup> Обработка фактических и прогностических метеорологических данных и их подготовка для использования в гидрологической модели выполнялись сотрудниками ДВНИГМИ к. т. н. А. Н. Бугайцом и Л. В. Гончуковым.

Между смоделированными и фактическими гидрографами всегда есть различия, обусловленные как неадекватностью гидрологических моделей (никакая модель не в состоянии точно воспроизводить природные процессы), так и неточностями в задании входной метеорологической информации и в определении «фактических» гидрографов, по которым оценивается эффективность гидрологических расчетов. Поэтому в целях уточнения расчетов по моделям на период заблаговременности краткосрочных гидрологических прогнозов необходимо вносить поправки, связанные с усвоением вновь поступающей гидрометеорологической информации и корректировкой модельных прогностических расчетов.

Для этого в практике гидропрогнозов используется несколько способов. В одном из них осуществляется корректировка либо входных метеорологических воздействий, либо переменных состояния водосбора за предшествующий прогнозу период с целью достижения максимально близкого соответствия рассчитанных и фактических гидрографов на дату выдачи прогнозов. Необходимо отметить, что подобные процедуры эффективны в гидрологических моделях с сосредоточенными в точке параметрами (Vehvilainen, 1994). В пространственно-распределенных гидрологических моделях такой подход может быть полезен в случаях, когда на водосборе имеются детальные наблюдения за характеристиками состояния водосбора (снежным покровом, влажностью и глубиной промерзания почвы) в различных точках речного бассейна. К сожалению, подобные ситуации, в особенности в Азиатской части России, встречаются редко. Зачастую сеть наблюдений за характеристиками водосбора настолько редка, что модельные расчеты гидрометеорологических полей оказываются более надежными, нежели оценки по ограниченному данным наблюдений. В отсутствии данных наблюдений за характеристиками состояния речных бассейнов применение этого подхода может привести к заведомо неустойчивым результатам.

Другой способ усвоения поступающей текущей гидрометеорологической информации для корректировки краткосрочных гидрологических прогнозов заключается в следующем (Кучмент, 1981). В предположении инерционности ошибок прогноза разница между рассчитанным и фактическим гидрографом на дату выпуска прогноза «разбрасывается» с определенными весами на даты заблаговременности прогноза по формуле:

$$Q_{for,i+d} = f(Q_{mod,i+d}, \Delta_i), \quad (7.5)$$

где  $Q_{for}$ ,  $Q_{mod}$  – соответственно прогнозный и смоделированный расходы в текущий момент  $i$  и на период заблаговременности прогноза  $d$ ,  $\Delta_i = Q_{mod} - Q_{obs}$  – ошибка расчета на дату выдачи прогноза  $i$ ,  $Q_{obs}$  – фактический расход.

Другой метод коррекции, учитывающий тенденции изменения фактических и модельных расходов, основан на применении уравнений множественной регрессии типа:

$$Q_{for,i+d} = f(\partial Q_{obs,i}, \partial Q_{mod,i+d}, \Delta_i), \quad (7.6)$$

где  $\partial Q_{obs,i} = Q_{obs,i} - Q_{obs,i-1}$  – тенденция изменения фактических расходов на дату выдачи прогноза,  $\partial Q_{mod,i+d} = Q_{mod,i+d} - Q_{mod,i+d-1}$  – тенденция изменения модельных расходов на период заблаговременности прогноза  $d$ .

При обосновании схем краткосрочного гидрологического прогноза и подборе весов для коррекции ошибок на период заблаговременности на первом этапе при расчетах по архивным рядам гидрометеорологических наблюдений краткосрочные метеорологические прогнозы на период заблаговременности прогноза (до 7 суток) задаются по фактическим метеонаблюдениям («точный метеорологический прогноз»). Веса (коэффициенты коррекции) с заблаговременностью прогноза  $d$  для уравнений (7.5) и (7.6) подбираются по уравнениям линейной регрессии:

$$Q_{for,i+d} = Q_{mod,i+d} + a_d A_i \quad (7.7)$$

$$Q_{for,i+d} = Q_{mod,i+d} + c_d A_i + g_d (\partial Q_{obs,i} - \partial Q_{mod,i+d}) \quad (7.8)$$

таким образом, чтобы разница между прогнозными и фактическими гидрографами по критериям  $NSE$  и  $S/\sigma$  была минимальной.

В результате обработки имеющихся рядов ежедневных гидрологических рядов при прогнозах с заблаговременностью до 7 дней по «точным» метеорологическим прогнозам для Чебоксарского и Бурейского водохранилищ получены следующие значения весовых коэффициентов и критериев оправдываемости для уравнений (7.7) и (7.8) (табл. 7.5):

Таблица 7.5

**Значения весовых коэффициентов и критериев оправдываемости краткосрочных гидрологических прогнозов притока с заблаговременностью до 7 дней**

Заблаговременность, дни	1	2	3	4	5	6	7
Чебоксарское водохранилище							
Формула (7.7)							
$a_d$	0.988	0.963	0.926	0.881	0.831	0.777	0.722
$S/\sigma$	0.81	0.77	0.74	0.72	0.69	0.66	0.64
$NSE$	1.00	0.99	0.98	0.96	0.95	0.94	0.92
Формула (7.8)							
$c_d$	0.988	0.976	0.958	0.932	0.897	0.855	0.806
$g_d$	0.582	1.017	1.286	1.434	1.509	1.546	1.536
$S/\sigma$	0.63	0.58	0.57	0.56	0.56	0.55	0.54
$NSE$	1.00	0.99	0.99	0.98	0.97	0.96	0.94
Бурейское водохранилище							
Формула (7.7)							
$a_d$	0.682	0.413	0.349	0.307	0.252	0.224	0.208
$S/\sigma$	0.75	0.60	0.51	0.46	0.44	0.43	0.42
$NSE$	0.92	0.88	0.87	0.87	0.86	0.86	0.86
Формула (7.8)							
$c_d$	0.626	0.395	0.350	0.314	0.259	0.231	0.219
$g_d$	0.183	0.065	-0.004	-0.025	-0.024	-0.028	-0.043
$S/\sigma$	0.73	0.59	0.51	0.46	0.44	0.43	0.42
$NSE$	0.93	0.88	0.87	0.87	0.87	0.86	0.86

Сравнив приведенные в табл. 7.5 оценки для двух схем корректировки прогноза, можно сделать заключение, что для Чебоксарского водохранилища схема корректировки по формуле (7.8) дает заметные преимущества и уточнение оправдываемости прогнозов по критерию  $S/\sigma$  по сравнению со схемой по формуле (7.7). Этот результат имеет логическое объяснение: для гидрографов стока крупных равнинных рек с хорошо выраженной формой волны весеннего половодья метод коррекции, учитывающий тенденции изменения фактических и модельных расходов, по-видимому, является более предпочтительным. Для Бурейского водохранилища оценки оправдываемости при корректировке по формулам (7.7) и (7.8) оказываются близкими. Понятно, что на гидрографах стока с резкими пиками в летний паводковый период учет тенденций изменения расходов на период заблаговременности 7 суток не актуален. Учитывая полученные результаты, для Чебоксарского водохранилища была принята схема корректировки прогноза по формуле (7.8), а для Бурейского водохранилища – по формуле (7.7).

#### *7.2.4 Оперативные испытания методик краткосрочных прогнозов притока воды к водохранилищам*

Опытные оперативные испытания методики краткосрочного прогноза притока воды к Бурейскому водохранилищу проводились в течение 2016 г., а к Чебоксарскому водохранилищу – в 2018 г. С использованием фактической и прогностической метеоинформации, а также данных по притоку ежедневно осуществлялся оперативный краткосрочный гидрологический прогноз притока к водохранилищам с заблаговременностью до 7 дней.

Результаты прогностических расчетов приведены в таблице 7.6, где показаны значения критериев  $S/\sigma$  для прогнозов притока различной заблаговременности и  $NSE$  для прогнозных гидрографов (для Бурейского водохранилища с использованием двух схем задания метеопрогнозов). Из таблицы видно, что для Бурейского водохранилища, во-первых, гидрологические прогнозы на 1–7 суток по критерию  $S/\sigma$  следует признать удовлетворительными (для разных периодов заблаговременности прогноза значения  $S/\sigma$  колеблются от 0.73 до 0.58). Во-вторых, соответствие прогнозных гидрографов по критерию  $NSE$  для прогнозов на первые 3 дня оценивается как хорошее ( $NSE > 0.80$ ), на последующие 4 дня – как удовлетворительное. И наконец, критериальные оценки прогнозных гидрографов, рассчитанных по двум схемам метеопрогнозов (ДВНИГМИ и SKM Market Predictor) на первые три дня, дают близкие результаты и пока не позволяют отдать явное преимущество той или иной схеме метеопрогноза. Вместе с тем необходимо отметить, что метеопрогнозы по схеме SKM Market Predictor даются с заблаговременностью до семи дней, в отличие от 3-х дневной схемы прогноза ДВНИГМИ. Для Чебоксарского водохранилища результаты прогностических расчетов на 2–7 дней для 2018 г. по разным критериям ( $S/\sigma < 0.35$ ,  $NSE > 0.85$ ) оцениваются как хорошие. На рис. 7.9 и 7.10 показаны фактические и прогнозные с различной заблаговременностью гидрографы притока воды в водохранилища по метеопрогнозу SKM Market Predictor.

Таблица 7.6

**Критерии оправдываемости оперативных краткосрочных гидрологических прогнозов притока в Бурейское и Чебоксарское водохранилища с заблаговременностью до 7 дней**

Заблаговременность, дни	1	2	3	4	5	6	7
Приток в Бурейское водохранилище (2016 год)							
Метеопрогноз SKM Market Predictor							
$S/\sigma$	0.72	0.67	0.62	0.58	0.59	0.65	0.73
$NSE_s$	0.96	0.91	0.85	0.79	0.75	0.69	0.64
Метеопрогноз ДВНИГМИ							
$S/\sigma$	0.73	0.68	0.65				
$NSE$	0.96	0.92	0.89				
Приток в Чебоксарское водохранилище (2018 год)							
Метеопрогноз SKM Market Predictor							
$S/\sigma$	0.45	0.34	0.35	0.35	0.35	0.34	0.34
$NSE$	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	0.99	0.98

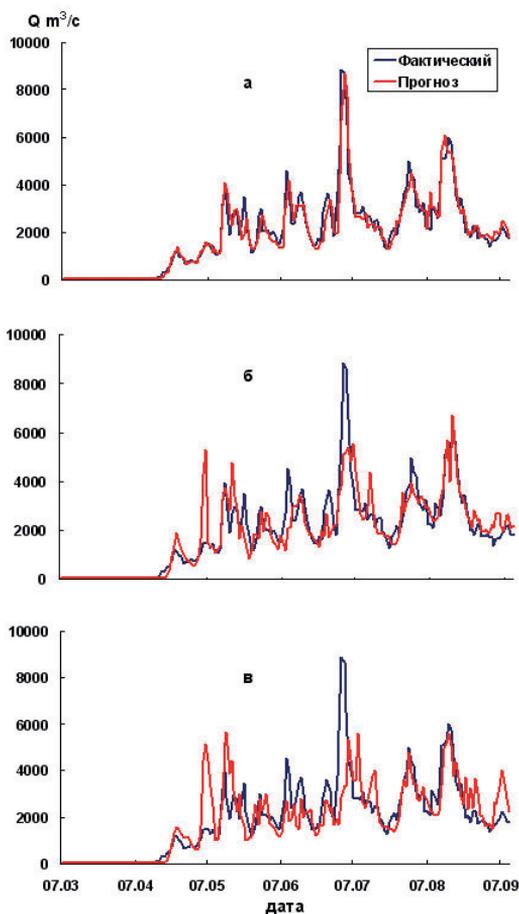


Рис. 7.9. Фактические и прогнозные гидрографы притока к Бурейскому водохранилищу в 2016 г. с заблаговременностью 1 сутки (а), 4 суток (б) и 7 суток (в)

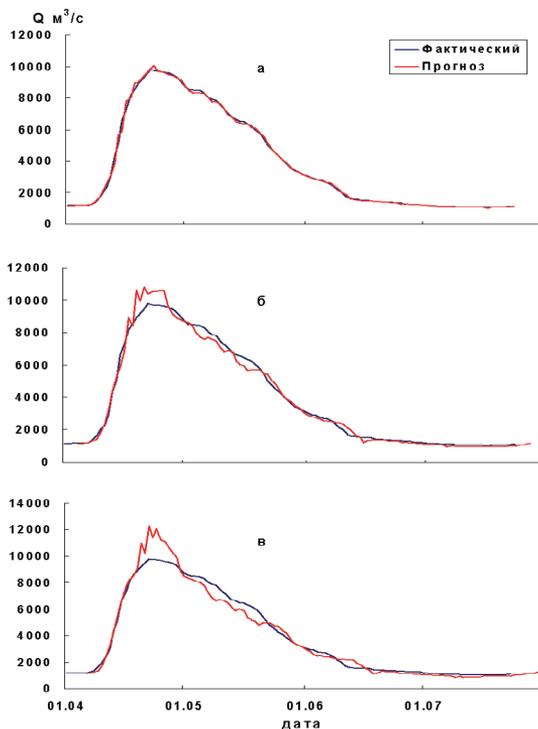


Рис. 7.10. Фактические и прогнозные гидрографы притока к Чебоксарскому водохранилищу в 2018 г. с заблаговременностью 1 суток (а), 4 суток (б) и 7 суток (в)

### 7.2.5 Основные выводы

На основе физико-математических моделей формирования стока на водосборах Бурейского и Чебоксарского водохранилищ разработаны методики краткосрочного прогноза притока воды к водохранилищам по метеоданным и способы корректировки прогностических расчетов с учетом вновь поступающей гидрометеорологической информации. Получены обнадеживающие статистические оценки результатов оперативных испытаний методик краткосрочного прогноза.

Испытания разработанных методик краткосрочных гидрологических прогнозов показали их сильную чувствительность к результатам краткосрочных метеорологических прогнозов, в особенности, к прогнозам осадков. В дальнейшем предполагается провести более детальный анализ метеорологических прогнозов осадков по использовавшимся схемам метеопрогнозов. Кроме того, предполагается исследовать другие источники и возможности задания прогностических осадков в гидрологической модели, например, по градациям их интенсивности, как это делалось в работе (Гарцман и Губарева, 2007), либо по другим метеорологическим моделям или их ансамблям (Paz et al., 2007; Борщ и др., 2016).

## Заклучение

За последнее 10–15 лет в гидрологии суши обозначилась тенденция к построению методической базы решения исследовательских и прикладных задач с использованием современных методов физико-математического моделирования гидрологических процессов. Эта тенденция стала следствием все большего распространения гидрологических приложений в области смежных гидрометеорологических дисциплин, расширения круга инженерных, экологических, экономических и социальных задач в условиях растущего влияния человека на природную среду, а также повышения требований к точности и информационному содержанию их решения. Методология гидрологических исследований все в большей степени опирается на базовые физико-математические принципы и понятия, единые для геофизических наук – метеорологии, океанологии, климатологии, физики Земли.

В нашей книге мы ставили целью продемонстрировать возможности методов физико-математического моделирования для решения исследовательских задач и совершенствования традиционных методов гидрологических расчетов и прогнозов на примере гидрологической модели ECOMAG. Прежде всего, приведенные в книге результаты решения некоторых актуальных исследовательских и прикладных задач показывают, что для крупных речных бассейнов России может быть построена и доведена до технологического уровня математическая модель, которая позволяет воспроизводить и прогнозировать динамику полей гидрологических переменных (речного стока, характеристик снежного покрова, влажности почвы и др.) с высоким пространственно-временным разрешением и с достаточной, по принятым критериям, точностью; модель, которая опирается при этом на данные стандартного отечественного гидрометеорологического мониторинга. Нам представляется это особенно важным ввиду ограниченности возможностей применения для бассейнов России развитых зарубежных гидрологических моделей, поскольку последние, в большинстве случаев, разрабатывались для отличающихся от российских условий формирования речного стока и опирались на отличающуюся по составу и точности исходную информацию. Заметим, что среди части отечественных специалистов бытует мнение, высказывавшееся, в частности, на VII Всероссийском гидрологическом съезде и других крупных отечественных научных форумах, согласно которому имеющихся на российской сети мониторинга данных метеорологических и гидрологических наблюдений (особенно после значительного сокращения сети в сравнении с 1980-ми годами) не достаточно для построения современной пространственной гидрологической модели и получения с ее помощью воспроизводимых и устойчивых результатов расчета с точностью, необходимой для решения инженерных и прогностических задач. Наш многолетний опыт, частично обобщенный в этой книге, а также рассмотренные в ней современные тенденции развития гидрологической науки и ее приложений, показывают, что указанное мнение не имеет объективных оснований. Это позволяет надеяться на создание в будущем единой для России экспертной моделирующей системы, на базе которой будут осуществ-

вляться научно обоснованные гидрологические прогнозы и инженерные расчеты для речных бассейнов страны.

Подчеркивая существующую тенденцию к большему проникновению методов физико-математического моделирования в решение исследовательских и прикладных задач гидрологии речных бассейнов, нельзя не отметить скромность гидрологических достижений в этой области по сравнению со смежными геофизическими дисциплинами. Особенно заметно отставание в сравнении с достижениями метеорологии и климатологии, в которых уже не один десяток лет поддерживается и развивается традиция постановки и решения большинства соответствующих задач как задач физики атмосферы (например, численные физико-математические методы прогноза погоды насчитывают без малого 70 лет, если вести отсчет со знаменитой публикации Ж. Чарни и Дж. фон Неймана (Charney et al., 1950) о численном интегрировании переноса атмосферного вихря, и сейчас, по мнению ведущих метеорологов, решение задачи краткосрочного и среднесрочного прогноза погоды уже превратилось в технологическую проблему (Дымников, 2007). Во многом благодаря этому метеорологическое сообщество выработало критерии, позволившие ограничить круг подходов к построению математических моделей общей циркуляции атмосферы, основанных на единой методологической базе, и отобрать лишь несколько десятков моделей (большинство из которых имеет, к тому же, общую генеалогию), наиболее эффективных для решения задач прогноза погоды и климата. В гидрологическом сообществе такая работа только начинается; существуют, как было показано в первой главе, сотни моделей разной степени детальности и потребности в исходных данных, опирающиеся на разную методологию, зачастую выбираемую исходя из специфики решаемой задачи. Это приводит к «многоязычию», которое затрудняет не только строительство гидрологической теории, но и постановку совместных задач со специалистами в области физики атмосферы и океана.

Вместе с тем, необходимо подчеркнуть, что отмеченное выше отставание связано не только и, возможно, не столько с менее продолжительной традицией становления физико-математической методологии в гидрологии суши по сравнению с указанными смежными геофизическими дисциплинами. Не будучи специалистами в этих дисциплинах позволим себе, тем не менее, предположить, что гидрологическая система речного бассейна в некоторых своих свойствах может быть сложнее для физико-математического описания, что связано с рядом ее особенностей. Не развивая эту тему, отметим лишь две из них: большее влияние биоты на пространственную изменчивость гидрологических процессов в границах бассейна и на их многолетнюю динамику, а также большее влияние антропогенной деятельности. При этом мы далеки по отношению к гидрологии от мысли, высказанной крупнейшим математиком XX века И. М. Гельфандом по отношению к биологии, что математика, адекватная проблемам биологии, еще не создана (по ссылке в статье Г. И. Баренблатта (1996)). Наоборот, только разработка своей методологии на одном физико-математическом языке с другими геофизическими науками позволит гидрологии суши окончательно выйти из «пеленок

самодостаточности»<sup>25</sup> и стать, как предвидел М. А. Великанов (1936), частью физики гидросферы.

Перечислим в заключение 10 направлений исследований, развитие которых, наряду с другими, будет способствовать ускорению процесса становления гидрологии речных бассейнов, как геофизической науки<sup>26</sup>:

1. Исследование физических механизмов чувствительности гидрологической системы речного бассейна к изменению климата.

2. Исследование факторов, оценка физически обусловленных пределов предсказуемости гидрологических процессов на разных пространственно-временных масштабах.

3. Моделирование палеогидрологических явлений и анализ причин их возникновения.

4. Исследование физических механизмов и моделирование гидрологических явлений с «долгой памятью», эффекта Херста.

5. Исследование динамики гидрологической системы на климатических масштабах времени с учетом изменений геоморфологических параметров бассейна и речной сети, эволюции почв, ландшафтов, в том числе, под воздействием климатических факторов и биоты.

6. Разработка критериев робастности гидрологических моделей в задачах предвычисления гидрологических последствий антропогенных изменений.

7. Разработка критериев гидрологического подобия речных бассейнов.

8. Исследование источников и оценка неопределенности результатов моделирования гидрологических процессов.

9. Разработка методов параметризации гидрологического цикла суши в моделях общей циркуляции атмосферы и океана.

10. Разработка моделей взаимодействия материкового стока с прибрежными акваториями окраинных и внутренних морей.

Мы посвятили эту монографию кафедре гидрологии суши Географического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова, которую оканчивали несколько десятилетий назад. Это посвящение Геннадию Павловичу Калинин, заведовавшему кафедрой в 1963–1975 годах и заложившему основы физико-математической направленности высшего гидрологического образования, другим нашим кафедральным учителям – крупнейшим ученым-гидрологам, сегодняшним сотрудникам кафедры. Мы не сомневаемся, что нынешние и будущие выпускники кафедры будут среди тех, кто внесет достойный вклад в решение перечисленных и других задач гидрологии суши, даст новый импульс геофизическому направлению ее развития.

<sup>25</sup> Мы воспользовались образным выражением В. П. Дымникова из книги «Устойчивость и предсказуемость крупномасштабных атмосферных процессов» М., ИВМ РАН, 2007, которое употреблено автором по отношению к метеорологии (стр. 8).

<sup>26</sup> Некоторые из перечисленных направлений входят в список нерешенных проблем гидрологии, упомянутый во введении. В частности, проблема моделирования палеогидрологических явлений, предложенная вторым автором монографии.

## Литература

1. *Абельс Г. Ф.* Суточный ход температуры снега и определение зависимости между теплопроводностью снега и его плотностью. СПб., 1983. 65 с.
2. *Алексеевский Н. И., Фролова Н. Л., Антонова М. М., Игонина М. И.* Оценка влияния изменений климата на водный режимы сток рек бассейна Волги // Вода: химия и экология, 2013. № 4. С. 3–12.
3. *Антохина Е. Н., Жук В. А.* Применение ИМК ЕСОМАГ для моделирования стока воды с различных по площади бассейнов // Водное хозяйство России, 2011. № 4. С. 17–32.
4. *Апполов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д.* Курс гидрологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 419 с.
5. *Баренблатт Г. И.* Из воспоминаний // В сб. Он между нами жил... Воспоминания о Сахарове (под ред. Б. Л. Альшутлера и др). М.: Практика, 1996. С. 205–212.
6. *Беднарук С. Е.* Изменчивость притока к водохранилищам Волжско-Камского каскада гидроузлов: природная цикличность и влияние изменений климата // Гидрологические последствия изменений климата: Труды Британско-Российской конференции. Барнаул: изд-во ООО «Пять плюс», 2009. С. 166–168.
7. *Беднарук С. Е., Мотовилов Ю. Г.* Технология информационной поддержки при управлении каскадами водохранилищ // Гидротехническое строительство, 2017. № 7. С. 22–35.
8. *Беликов В. В., Семенов А. Ю.* Метод Годунова с модификацией Колгана для численного решения двумерных уравнений мелкой воды // Тр. 10-ой конференции МФТИ. М., 1985. С. 179–214.
9. *Бельчиков В. А., Корень В. И.* Модель формирования талого и дождевого стока для лесных водосборов // Тр. Гидрометеоцентра СССР, 1979. Вып. 218. С. 3–21.
10. *Бефани А. Н.* Теория и расчет стока со склонов переменной ширины // Тр. ОГМИ, 1949. Вып. 4. С. 177–204.
11. *Болгов М. В., Алексеевский Н. И., Гарцман Б. И., Георгиевский В. Ю., Дугина И. О., Ким В. И., Махинов А. Н., Шалыгин А. Л.* Экстремальное наводнение в бассейне Амура в 2013 году: анализ формирования, оценки и рекомендации // География и природные ресурсы, 2015. № 3. С. 17–26.
12. *Борщ С. В., Бураков Д. А., Симонов Ю. А.* Методика оперативного расчета и прогноза суточного притока воды в водохранилище Зейской ГЭС // Труды ГУ ГМЦ РФ, 2016. Вып. 359. С. 106–127.
13. *Борщ С. В., Гельфан А. Н., Морейдо В. М., Мотовилов, Ю. Г., Симонов Ю. А.* Долгосрочный ансамблевый прогноз весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище на основе гидрологической модели: результаты проверочных и оперативных испытаний // Труды Гидрометцентра России, 2017. Вып. 366. С. 68–86.
14. *Бугаец А. Н.* Разработка методов определения структурно-гидрографических характеристик по данным ЦМР для гидрологического моделирования. Автореф. дис. канд. техн. наук. СПб.: РГГМУ, 2011. 29 с.
15. *Бугаец А. Н., Мотовилов Ю. Г., Беликов В. В., Гельфан А. Н., Гончуков Л. В., Калугин А. С., Крыленко И. Н., Морейдо В. М., Норин С. В., Румянцев А. Б., Сазионов А. А.* Построение интегрированной системы гидрологического моделирования с применением стандарта OpenMI для задач управления риском наводнений (на примере Среднего Амура) // Сб. трудов Всероссийской научной конференции «Научное обеспечение реализации Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.». Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. Т. 2. С. 12–20.
16. *Будаговский А. И.* Впитывание воды в почву. М.: Изд-во АН СССР, 1955, 139 с.

17. Бураков Д. А., Гордеев И. Н., Ромасько В. Ю. Использование спутниковой информации для оценки динамики снегового покрытия в гидролого-математической модели стока весеннего половодья на примере бассейна Саяно-Шушенской ГЭС // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2010. № 2. Т. 7. С. 113–121.
18. Васильев О. Ф., Годунов С. К., Притвиц Н. А. и др. Численный метод расчета распространения длинных волн в открытых руслах и его приложение к задаче о паводке // Докл. АН СССР, 1963. № 3. Т. 151. С. 525–527.
19. Великанов М. А. Гидрология суши (3 издание). М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР. Гл. ред. общетехн. лит. и номографии, 1937. 252 с.
20. Великанов М. А. Динамика русловых потоков. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР. Гл. ред. общетехн. лит. и номографии, 1936. 224 с.
21. Вербицкая Е. М., Романский С. О. «Результаты испытаний краткосрочных оперативных прогнозов мезомасштабной модели WRF-ARW «ХАБ-15» в пунктах Дальневосточного региона России // Инф. сб. «Результаты испытаний новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов». М.: Гидрометцентр России, 2016. № 43. С. 32–52.
22. Виноградов Ю. Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Л., Гидрометеиздат, 1988. 312 с.
23. Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана. Алма-Ата // Тр. КазНИГМИЖ, 1967. Вып. 28. 262 с.
24. Виноградов Ю. Б., Виноградова Т. А. Математическое моделирование в гидрологии. М., Изд. центр «Академия», 2010. 304 с.
25. Воеводин А. Ф., Грушевский М. С., Никифоровская М. С. и др. Расчет неустановившегося движения на р. Тверце с помощью электронно-вычислительной машины. // Тр. ГГИ, 1965. Вып. 121. С. 88–104.
26. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 552 с.
27. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Л., Гидрометиздат, 1963. 287 с.
28. Гарагуля Л. С., Кудрявцев В. А., Кондратьева К. А. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Изд. МГУ Москва, 1974. 430 с.
29. Гарцман Б. И. Дождевые наводнения на реках юга Дальнего Востока: методы расчетов, прогнозов, оценки риска. Владивосток: Дальнаука, 2008. 223 с.
30. Гарцман Б. И., Губарева Т. С. Прогноз гидрографа дождевых паводков на реках Дальнего Востока // Метеорология и гидрология, 2007. № 5. С. 70–80.
31. Гельфан А. Н. О проблеме валидации гидрологической модели для диагностических задач // Сборник трудов Всероссийской научной конференции с международным участием «Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения». Новочеркасск: ЮРГТУ НПИ, 2017. С. 143–149.
32. Гельфан А. Н. Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. М., Наука, 2007. 294 с.
33. Гельфан А. Н. Сравнение результатов применения двух методов расчета промерзания почвы // Метеорология и гидрология, 1989. № 2. С. 98–104.
34. Гельфан А. Н., Калугин А. С., Мотовилов Ю. Г. Оценка изменений водного режима реки Амур в XXI веке при двух способах задания климатических проекций в модели формирования речного стока // Водные ресурсы, 2018а. Т. 45. Вып. 3. С. 223–234.
35. Гельфан А. Н., Калугин А. С., Крыленко И. Н., Лавренов А. А., Мотовилов Ю. Г. Гидрологические последствия изменения климата в крупных речных бассейнах:

опыт совместного использования региональной гидрологической и глобальных климатических моделей // Вопросы географии, 2018б. Вып. 45. С. 49–63.

36. *Георгиевский В. Ю., Георгиевский М. В., Голованов О. Ф., Шалыгин А. Л.* Водные системы суши. – В кн.: Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М., Росгидромет, 2014. С. 350–360.

37. *Глобус А. М.* Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей. Л., Гидрометиздат, 1987. 427 с.

38. *Груза Г. В., Ранькова Э. Я.* Вероятностные метеорологические прогнозы. Л., Гидрометеиздат, 1983, 272 с.

39. *Грушевский М. С.* Волны попусков и паводков в реках. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 336 с.

40. *Гусев Е. М.* Влияние горизонтальной неоднородности коэффициента фильтрации почвы на интенсивность впитывания // Метеорология и гидрология, 1978. № 7, С. 66–73

41. *Гусев Е. М.* Формирование режима и ресурсов почвенных вод в зимне-весенний период. М., Наука, 1993. 158 с.

42. *Гусев Е. М., Насонова О. Н.* Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.

43. *Данилов-Данильян В. И.* (ред.). Реки и озера мира. Энциклопедия. М., Энциклопедия, 2012. 928 с.

44. *Данилов-Данильян В. И.* Водные ресурсы мира и перспективы водохозяйственного комплекса России. М.: ООО «Типография ЛЕВКО», Институт устойчивого развития / Центр экологической политики России, 2009. 88 с.

45. *Данилов-Данильян В. И., Гельфан А. Н.* Водная безопасность. Федеральный справочник № 29 Национальная безопасность России, выпуск 2 «Реализация стратегических национальных приоритетов, региональное и международное сотрудничество». URL://<http://federalbook.ru/projects/bezopasnost/2.html>. 2015. С. 269–275.

46. *Данилов-Данильян В. И., Гельфан А. Н., Мотовилов Ю. Г., Калугин А. С.* Катастрофическое наводнение 2013 года в бассейне реки Амур: условия формирования, оценка повторяемости, результаты моделирования // Водные ресурсы, 2014а. Т. 41. № 2. С. 111–122.

47. *Данилов-Данильян В. И., Гельфан А. Н., Мотовилов Ю. Г., Калугин А. С.* Моделирование формирования катастрофического наводнения 2013 г. в бассейне Амура // Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. М.: Росгидромет, 2014б. С. 121–147.

48. *Демидов В. Н., Корень В. И.* Расчет склонового стока по двумерной модели с учетом инфильтрации // Тр. Гидрометцентра СССР, 1977. Вып. 183. С. 4–9.

49. *Демидов В. Н., Кучмент Л. С.* Двумерная гидродинамическая модель стекающей воды по водосбору и ее численная реализация // Водные ресурсы, 1975. № 1. С. 168–179

50. *Денисов Ю. М.* Схема расчета гидрографа стока горных рек. Л.: Гидрометеиздат, 1965 295 с.

51. *Дильман Н. А., Матрюкова А. В., Беднарук С. Е., Чуканов В. В.* Построение номограмм динамического объема с использованием гидродинамического моделирования на примере Угличского водохранилища // Природообустройство, 2015. № 2. С. 69–73.

52. *Добровольский С. Г.* Глобальные изменения речного стока. М.: ГЕОС, 2011. 660 с.

53. *Дымников В. П.* Устойчивость и предсказуемость крупномасштабных атмосферных процессов. М.: ИВМ РАН, 2007. 283 с.

54. Дымников В. П., Лыкосов В. Н., Володин Е. М. Проблемы моделирования климата и его изменений // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 5. С. 618–636.
55. Епихов Г. П. Математическая модель плановой фильтрации во взаимосвязи с речным стоком и ее реализация // Водные ресурсы. 1980. № 2. С. 35–44.
56. Жмаева Г. П., Кучмент Л. С. Определение показателей потерь стока для долгосрочных прогнозов весеннего стока // Метеорология и гидрология. 1979. № 2. С. 73–79
57. Зарецкий Ю. А., Лавров С. А. Математическое моделирование процессов промерзания, оттаивания и инфильтрации влаги в почве // Тр. ГГИ. 1986. Вып. 308. С. 37–49.
58. Иванов Н. С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах. М.: Наука. 1969. 240 с.
59. Калинин Г. П. От аэрокосмических снимков к расчетам и прогнозам стока. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 40 с.
60. Калинин Г. П., Кучмент Л. С. О численных методах решения уравнений Сен-Венана для расчета неустановившегося движения воды в реках // Метеорология и гидрология. 1963. № 6. С. 3–9.
61. Калинин Г. П., Милуков П. И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс // Тр. ЦИП. 1958. Вып. 66. 72 с.
62. Калугин А. С. Разработка модели формирования стока реки Амур на базе информационно-моделирующего комплекса ЕСОМАГ // Сборник трудов Всероссийской научной конференции «Научное обеспечение реализации Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.». Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. Т. 1. С. 149–155.
63. Калугин А. С., Мотовилов Ю. Г. Модель формирования стока для бассейна р. Амур // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 2. С. 121–132.
64. Калюжный И. Л., Лавров С. А. Гидрофизические процессы на водосборе: экспериментальные исследования и моделирование. СПб, «Нестор-История», 2012. 615 с.
65. Калюжный И. Л., Павлова К. К. Формирование потерь талого стока. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 159 с.
66. Канторович В. К., Кучмент Л. С. Применение метода конечных элементов к расчетам неустановившегося движения воды по уравнениям Сен-Венана // Водные ресурсы. 1981. № 6. С. 44–53.
67. Картвелишвили Н. А. Неустановившиеся открытые потоки. Л.: Гидрометеоздат, 1968. 128 с.
68. Комаров В. Д. Лабораторное исследование водопроницаемости мерзлой почвы // Тр. ЦИП. 1957. Вып. 54. С. 3–42.
69. Кондратьев С. А. Гидродинамическая модель формирования дождевого стока с распределенными параметрами // Дис. канд. тех. наук. Л.: ГГИ, 1981. 158 с.
70. Кондратьев С. А. К вопросу о моделировании внутрипочвенного стока // Вопросы гидрологии суши / Под. ред. М. С. Грушевского. Л.: Гидрометеоздат, 1980. С. 82–88.
71. Корень В. И. Математические модели в прогнозах речного стока. Л., Гидрометеоздат, 1991, 200 с.
72. Корень В. И., Кучмент Л. С. Построение математической модели формирования дождевых паводков // Труды ГМЦ. 1971. Вып. 72.
73. Корень В. И., Кучмент Л. С. Применение методов оптимизации к построению математической модели формирования дождевого стока // Метеорология и гидрология. 1969. № 11. С. 59–68.

74. Корень В. И., Кучмент Л. С. Численное интегрирование уравнений Сен-Венана по явным схемам при расчетах неустановившегося движения воды в реках // Тр. Гидрометцентра СССР. 1967. Вып. 5. С. 49–61.

75. Котляков В. М. (ред.). Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 527 с.

76. Крыжов В. Н., Вильфанд Р. М. Макрометеорологические условия формирования сильных осадков в бассейне р. Амур в июне–сентябре 2013 г. и успешность их прогнозирования // Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. М.: Росгидромет, 2014. С. 40–53.

77. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л. Гидрометеиздат, 1961. 348 с.

78. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снеготолщин. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 180 с.

79. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 178 с.

80. Кулик В. Я. Инфильтрация воды в почву. М., Колос, 1978. 93 с.

81. Кучмент Л. С. Эволюция и изменение парадигмы методов гидрологических прогнозов // Сборник трудов Всероссийской научной конференции с международным участием «Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения». Новочеркасск: ЮРГТУ НПИ, 2017. С. 84–89.

82. Кучмент Л. С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление). М., 2008. 394 с.

83. Кучмент Л. С. Гидрологическое прогнозирование для управления водноресурсными системами. // Итоги науки, Сер.: Гидрология суши. М., 1981. 193 с.

84. Кучмент Л. С. Модели процессов формирования речного стока. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 143 с.

85. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока. Л., Гидрометеиздат, 1971. 191 с.

86. Кучмент Л. С. Определения функций влияния для линейных моделей стока с несколькими входами // Метеорология и гидрология, 1969. № 6.

87. Кучмент Л. С. Определение функции влияния для линейных моделей стока // Труды Гидрометцентра СССР, 1968. Вып. 25.

88. Кучмент Л. С., Гельфан А. Н. Исследование эффективности ансамблевых долгосрочных прогнозов весеннего половодья, основанных на физико-математических моделях формирования речного стока // Метеорология и гидрология, 2009. №2. С. 54–67.

89. Кучмент Л. С., Гельфан А. Н. Ансамблевые долгосрочные прогнозы весеннего половодья с помощью физико-математических моделей формирования стока // Метеорология и гидрология, 2007. №2. С. 83–95

90. Кучмент Л. С., Гельфан А. Н. Динамико-стохастические модели формирования речного стока. М.: Наука, 1993. 104 с.

91. Кучмент Л. С., Трубихин Н. А. Численная реализация двумерной модели кинематической волны при сложной топографии водосбора. // Тр. Гидрометцентра СССР. Вып. 207. С. 102–107.

92. Кучмент Л. С., Гельфан А. Н., Демидов В. Н. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы) // Водные ресурсы, 2000. 27 (4). С. 435–444.

93. Кучмент Л. С., Демидов В. Н., Мотовилов Ю. Г. Формирование речного стока. М.: Наука, 1983. 216 с.

94. Кучмент Л. С., Мотовилов Ю. Г., Назаров Н. А. Чувствительность гидрологических систем. М.: Наука, 1990. 143 с.

95. Кучмент Л. С., Романов Л. С., Гельфан А. Н., Демидов В. Н. Оценка характеристик снежного покрова путём совместного использования моделей его формирования и спутниковой информации // Исследование Земли из космоса, 2009. №4. С. 47–56.

96. Лапин Г. Г., Жиркевич А. Н. Характеристика бассейна Амура и режимы работы Зейского и Бурейского гидроузлов при прохождении паводка в 2013 г. // Гидротехническое строительство, 2014. №1. С. 1–11.

97. Леумменс Х. (ред). Комплексный анализ воздействия регулирования стока реки Волги на экосистемы поймы и дельты // ЮНЕСКО/РОСТЕ, Астрахань/Волгоград, 2004. 36 с.

98. Лыкосов В. Н., Палагин Э. Г. Метод и пример расчета переноса тепла и влаги в промерзающей почве при наличии снежного покрова // Тр. ГГИ, 1980. Вып. 264. С. 12–23.

99. Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М., Мир, 1968. 408 с.

100. Махинов А. Н., Ким В. И., Воронов Б. А. Наводнение в бассейне Амура 2013 года: причины и последствия // Вестник ДВО РАН, 2014. №2. С. 5–14.

101. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. Вып. 19. Бассейны Амура (без бассейнов Шилки, Аргуни, Уссури, Амазара) и Уды. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 411 с.

102. Мотовилов Ю. Г. Моделирование полей речного стока (на примере бассейна Лены) // Метеорология и гидрология, 2017. № 1. С. 78–88.

103. Мотовилов Ю. Г. Гидрологическое моделирование речных бассейнов в различных пространственных масштабах. 1 Алгоритмы генерализации и осреднения // Водные ресурсы, 2016а. № 3. С. 243–253.

104. Мотовилов Ю. Г. Гидрологическое моделирование речных бассейнов в различных пространственных масштабах. 2. Результаты испытаний // Водные ресурсы, 2016б. № 5. С. 467–475.

105. Мотовилов Ю. Г. Состояние и перспективы гидрологического моделирования речных бассейнов России на основе комплекса ЕСОМАГ // В сб. Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов: Материалы 3-й всероссийской конференции с международным участием. Барнаул, 2010. С. 530–532.

106. Мотовилов Ю. Г. Разработка системы информационного обеспечения оперативного управления водными ресурсами и противопаводковыми мероприятиями для бассейна р. Амур в целом // Отчет Центра российского регистра гидротехнических сооружений и государственного водного кадастра. Росводресурсы, 2009. 56 с.

107. Мотовилов Ю. Г. Моделирование снежного покрова и снеготаяния // В кн. Кучмент Л. С., Музылев Е. Л. (ред). Моделирование гидрологического цикла речных водосборов. Изд-во НГК РАН, 1993. С. 9–37.

108. Мотовилов Ю. Г. Расчет основной гидрофизической характеристики почв по данным о почвенно-гидрологических константах // Метеорология и гидрология, 1980. №12. С. 93–100.

109. Мотовилов Ю. Г. Численное моделирование процесса инфильтрации воды в мерзлую почву // Метеорология и гидрология, 1977. № 9. С. 67–75.

110. Мотовилов Ю. Г., Попова Н. О. Моделирование поля нормы речного стока (на примере бассейна реки Камы) // Сб. научн. тр. Всерос. науч. конф. «Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения». Новочеркасск: Лик, 2017. С. 90–95.

111. Мотовилов Ю. Г., Старцева З. П. Численное моделирование влагообмена между деятельным слоем почвы и атмосферой // Метеорология и гидрология, 1985. № 6. С.85–93.

112. Мотовилов Ю. Г., Фащевская Т. Б. Пространственно распределенная модель формирования стока тяжелых металлов в речном бассейне // Вода: химия и экология, 2018. № 1–3. С. 18–31.

113. 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 // Водные ресурсы, 2015. Т. 42. № 5. С. 476–491.

114. Мотовилов Ю. Г., Балыбердин В. В., Гарцман Б. И., Гельфан А. Н., Морейдо В. М., Соколов О. В. Краткосрочный прогноз притока воды в Бурейское водохранилище на основе модели ЕСОМАГ с использованием метеорологических прогнозов. Водное хозяйство России, 2017. № 1. С. 78–102

115. Музылев Е. Л. Моделирование стока горных рек и спутниковая информация. М.: Наука, 1987. 136 с.

116. Музылев Е. Л., Успенский А. Б., Старцева З. П., Волкова Е. В. Моделирование гидрологического цикла речных водосборов с использованием синхронной спутниковой информации высокого разрешения // Метеорология и гидрология, 2002. № 5. С. 68–82.

117. Мухин В. М. (1989) Метод прогноза расходов воды горных рек Средней Азии на основе математической модели формирования стока. Труды V Всесоюз. гидрол. съезда. 1989. Т. 7. С. 126–132.

118. Назаров Н. А. Модель формирования гидрографа половодья северных равнинных рек // Водные ресурсы, 1988. № 4. С. 5–16

119. Основные правила использования водных ресурсов Зейского водохранилища на р. Зея. М., 1984. 22 с.

120. Павлов А. В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М.: Изд. АН СССР, 1965. 254 с.

121. Палагин Э. Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 191 с.

122. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. М.: Гидрометеоиздат, 1963. 395 с.

123. Почвенная карта РСФСР. М., Почвенный институт им. В. В. Докучаева, ВАСХНИЛ, ГУГК, 1988. 16 с.

124. Решение совместного заседания НТС Росгидромета, Научного совета РАН «Исследования по теории климата Земли» и НТС Росводресурсов по вопросу «Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации», Москва, 20 января 2014 г. // В кн.: «Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. Сборник докладов». М.: Росгидромет, 2014. 207 с.

125. Ржаницын Н. А. Речная гидравлика. Ч. 2. Движение волн перемещения. М., Л.: Энергоиздат, 1934. 145 с.

126. Романов В. В., Павлова К. К., Калюжный И. Л. О потерях талых вод на инфильтрацию в подзолистые почвы и черноземы // Тр. ГГИ, 1974. Вып. 214. С. 106–122.

127. Руководство по гидрологическим прогнозам. Выпуск 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 358 с.

128. Румянцев В. А., Кондратьев С. А. Использование радиолокационных данных в гидродинамической модели дождевого стока с распределенными параметрами // Метеорология и гидрология, 1981. № 3. С. 86–92.

129. Румянцев В. А., Кондратьев С. А., Капотова Н. И., Ливанова Н. А. Опыт разработки и применения математических моделей бассейнов малых рек. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 94 с.

130. Семенов Е. К., Соколичина Н. Н., Татаринovich Е. В., Тудрий К. О. Синоптические условия формирования катастрофического наводнения на Амуре в 2013 г. // Метеорология и гидрология, 2014. № 8. С. 25–34.

131. Смахтин В. Ю. Физико-математическая модель дождевого стока с учетом подповерхностного стекания и ее численная реализация // В сб. «Вопросы гидрологии суши.» (под ред. И. В. Попова, В. И. Замышляева) Л.: Гидрометиздат, 1988
132. СН 435-72. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 20 с. 13 карт.
133. Фалько В. В. Моделирование гидрографа летне-осеннего стока с учетом водоохранной роли леса для малых водосборов Приморья // Автореф. дис. канд. геогр. наук. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2002. 26 с.
134. Фролов А. В., Георгиевский В. Ю. Экстремальный паводок 2013 г. в бассейне р. Амур // Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. М.: Росгидромет, 2014. С. 5–39.
135. Фролова Н. Л., Киреева М. Б., Агафонова С. А. и др. Внутригодовое распределение стока равнинных рек Европейской территории и его изменение // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2015. № 4. С. 4–20.
136. Христианович С. А. Неустановившееся движение в каналах и реках. // Сб. Некоторые вопросы механики сплошной среды. М.: Изд. АН СССР, 1938. 407 с.
137. Чемеренко Е. П. Статистические характеристики поля высоты снежного покрова // Тр. Гидрометцентра СССР, 1968. Вып. 25. С. 63–74.
138. Abbott M. B., Refsgaard J. C. Distributed Hydrological Modelling. Kluwer Academic, Dordrecht, 1996.
139. Abbott M. B., Bathurst J. C., Cunge J. A., O'Connell P. E. and Rasmussen J. An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen (SHE): 1. History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *J. Hydrol.*, 1986a, vol. 87, pp. 45–59.
140. Abbott M. B., Bathurst J. C., Cunge J. A., O'Connell P. E., Rasmussen J. An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen, (SHE): 2. Structure of a physically-based, distributed modelling system. *J. Hydrol.*, 1986b, vol. 87, pp. 61–77.
141. Andréassian, V., Le Moine N., Perrin C., Ramos M.-H., Oudin L., Mathevet T., Lerat J., and Berthet L. All that glitters is not gold: The case of calibrating hydrological models, *Hydrol. Process.*, 2012, vol. 26, no. 14, pp. 2206–2210. doi:10.1002/hyp.9264.
142. Andréassian, V., et al. Crash tests for a standardized evaluation of hydrological models. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2009, vol. 13, pp. 1757–1764.
143. Anderson E. A. *A Point Energy and Mass Balance Model of a Snowcover*. NOAA Technical Report National Weather Service-19, U.S. Dept.Commerce, Silver Spring, MD, 1976. pp. 138–144.
144. Arnold J. G., Srinivasan R., Muttiyah R. S. and Williams J. R. Large area hydrologic modeling and assessment: Part 1. Model development. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 1998, vol. 34. pp. 73–89.
145. Bakr A. A., Gelhar L. W., Gutjahr A. L., and MacMillan J. R. Stochastic analysis of spatial variability in subsurface flows: 1. Comparison of one-and three-dimensional flows, *Water Resour. Res.*, 1978, vol. 14, no. 2, pp. 263–271, doi:10.1029/WR014i002p00263.
146. Bastola S., Murphy C. and Sweeney J. The role of hydrological modelling uncertainties in climate change impact assessments of Irish river catchments. *Ad. Water Resour.*, 2011, vol. 34, no. 5, pp. 562–576.
147. Beldring S., Gottschalk L., Seibert J., Tallaksen L. M. Distribution of soil moisture and groundwater levels in the patch and catchment scale. *Agric. For. Met.*, 1999, vol. 98-99, pp. 305–324.
148. Beldring S., Engeland K., Roald L.A., Salthun N.R., Volkso A. Estimation of parameters in a distributed precipitation-rainfall model for Norway, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2003, vol. 7, pp. 304–316.

149. *Bergstrom S.* (1976). Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian countries." SMHI Rep. No. 7, Norrkoping, Sweden.
150. *Beven K.* Rainfall-runoff modeling. The primer. 2<sup>nd</sup> Edition. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 2012. 457 p.
151. *Beven, K., Towards.* A coherent philosophy for modelling the environment, Proc. R. Soc. London, 2002, Ser. A, vol. 458, pp. 2465–2484.
152. *Beven K. J., Binley A. M.* The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. Hydrol. Process. 1992. vol. 6, pp. 279–298.
153. *Beven K. J., Kirkby M. J.* A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, Hydrol. Sci. Bull., 1979, vol. 24, no.1, pp. 43–69.
154. *Bixio A. C., Gambolati G., Paniconi C., Putti M., Shestopalov V. M., Bublias V. N., Bohuslavsky A. S., Kasteleseva N. B., Rudenko Y. F.* Modeling groundwater–surface water interactions including effects of morphogenetic depressions in the Chernobyl exclusion zone, Environ. Geol., 2002, vol. 42, no. 2–3, pp. 162–177, doi:10.1007/s00254-001-0486-7.
155. *Blöschl G.* Scaling issues in snow hydrology. Hydrol. Processes, Special Issue: Snow Hydrology, 1999. Special Issue: Snow Hydrology. pp. 2149–2175.
156. *Blöschl, G., Montanari, A.* Climate change impacts—throwing the dice? Hydrol. Process. 1999, vol. 24, pp. 374–381.
157. *Blöschl G., Sivapalan M.* Scale issues in hydrological modelling – a review. Hydrol. Process. 1995, vol. 9, no. 3–4, pp. 251–290.
158. *Bowles D. S.* Recent advances in the modeling of hydrologic systems, NATO Advanced Study Institute. Kluwer Academic Publishers, Sintra, Portugal, 2001.
159. *Brandes D., Duffy C. J., Cusumano J. P.* Stability and damping in a dynamical model of hillslope hydrology, Water Resour. Res., 1998. vol. 34, no. 12, pp. 3303–3313.
160. *Bras R. L.* Hydrology: No Longer the Forgotten Science. American Geophysical Union, Fall Meeting, 2009. Abstract H23K-02.
161. *Bras R., Eagleson P. S.* Hydrology, the forgotten Earth science. EOS, 1987, vol. 68, no. 16, p. 227.
162. *Braun M., Caya D., Frigon A., Slivitzky M.* Internal variability of Canadian RCM's hydrological variables at the basin scale in Quebec and Labrador, J. Hydrometeorol., 2012, vol. 13, pp. 443–462.
163. *Brigode P., Oudin L., Perrin C.* Hydrological model parameter instability: A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change? J. Hydrol., 2013. vol. 476, pp. 410–425.
164. *Brooks E. S., Boll J., McDaniel P. A.* A hillslope-scale experiment to measure lateral saturated hydraulic conductivity, Water Resour. Res., 2004, vol. 40, W04208, doi:10.1029/2003WR002858.
165. *Brooks R. H., Corey A. T.* Hydraulic properties of porous media, Hydrol. Pap. Colo. State Univ., Fort Collins, 1964, no. 3, 27 p.
166. *Brutsaert W.* Hydrology: An Introduction, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 2005. 605 p.
167. *Brutsaert W.* Evaporation into the atmosphere. Dordrecht, Reidel. 1982. 299 p.
168. *Butts M. B., Payne J. T., Kristensen M., Madsen H.* An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation, J. Hydrol., 2004, vol. 298, no.1-4, pp. 242–266.
169. *Burnash R. J. C., Ferral R. L., McGuire R. A.* A generalized streamflow simulation system—conceptual modeling for digital computers. Rep., U.S. Dept. of Commerce, National Weather Service, Silver Springs, Md., and State of California, Dept. of Water Resources, Sacramento, Calif, 1973. 69 p.

170. Calver A., Wood W. L. The Institute of Hydrology Distributed Model. In Singh V. P., editor, Computer Models of Watershed Hydrology, Water Resour. Publ., 1995. chapter 17, pp. 595–626.
171. Cameron D. R., Klute A. Convective-dispersive solute transport with a combined equilibrium and kinetic adsorption model, Water Resour. Res., 1977, vol. 13, no.1, pp. 183–188, doi:10.1029/WR013i001p00183.
172. Carrera J., Neuman S. P. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 1. Maximum likelihood method incorporating prior information, Water Resour. Res., 1986, vol. 22, no.2, pp. 199–210, doi:10.1029/WR022i002p00199.
173. Charney J. G., Fjørtoft R., von Neumann J. (1950). Numerical integration of the barotropic vorticity equation, Tellus 2, 237–254.
174. Chen Z. Q., Govindaraju R. S., Kavvas M. L. Spatial averaging of unsaturated flow equations under infiltration conditions over areally heterogeneous fields: 1. Development of models. Water Resour. Res., 1994, vol. 30, no.2, pp. 523–533.
175. Chen J. et al. Global uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed. Water Resour. Res., 2011, vol. 47, W12509.
176. Chiew F. H. S., Teng J., Vaze J., Post D. A., Perraud J. M., Kirono D. G. C., Viney N.R. Estimating climate change impact on runoff across southeast Australia: Method, results, and implications of the modelling method, Water Resour. Res., 2009, vol. 45, W10414, doi:10.1029/2008WR007338.
177. Childs E. C., Collis-George N. The Permeability of Porous Materials Proc. Roy. Soc., 1950, vol. 201, no. 1066, pp. 392–405.
178. Chow V. T. Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York, 1964. 1376 p.
179. Church M. Hydrology and permafrost with reference to northern North America. Proc. Workshop on Permafrost Hydrology. Canadian Int. Committee for the IHD. Ottawa, 1974. pp. 7–20.
180. Clapp R. B., Hornberger G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties, Water Resour. Res., 1978, vol. 14, no.4, pp. 601–604, doi:10.1029/WR014i004p00601.
181. Clyde G. D. Snow-melting characteristics. Utah Agri. Expt. Sta. Bull., 1931, 231, pp. 1–23.
182. Cooley R. L. A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state groundwater flow: 1. Theory and numerical properties, Water Resour. Res., 1977, vol. 13, no. 2, pp. 318–324, doi:10.1029/WR013i002p00318.
183. Coron, L., Andréassian V., Bourqui M., Perrin C., Hendrickx F. Pathologies of hydrological models used in changing climatic conditions: a review, Hydro-Climatology: Variability and Change. IAHS Publication, 2011, vol. 344, pp. 39–44.
184. Coron L. et al.. On the lack of robustness of hydrologic models regarding water balance simulation – a diagnostic approach on 20 mountainous catchments using three models of increasing complexity. Hydrol. Earth Syst. Sci., 2013, vol. 10, pp. 11337–11383.
185. Coron L. et al. Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: An experiment on 216 Australian catchments. Water Resour. Res., 2012, vol. 48, W05552.
186. Cranmer A., Kouwen N., Mousavi S. F. Proving WATFLOOD: Modelling the non-linearities of hydrologic response to storm intensities. Can. J. Civil Eng., 2001, vol. 28, pp. 837–855
187. Crawford N. H., R. K. Linsley. The synthesis of continuous streamflow hydrographs on a digital computer. Stanford University Dept. of Civil Engr. Tech. Report 12, 1962, 121 p.

188. *Da Veiga S.* Global sensitivity analysis with dependence measures. *J. Stat. Comput. Simul.*, 2013, vol. 85, no.7, pp. 1283–1305.
189. *Dai A.* Drought under global warming: a review, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Clim. Change*, 2011, vol.2, pp. 45–65, doi: 10.1002/wcc.81.
190. *Dai Y., et al.* The Common Land Model (CLM) version 1.0. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2003, vol. 84, pp. 1013–1023.
191. *Dawdy D. R., O'Donnell T.* Mathematical models of catchment behaviour. *ASCE J. Hydraul. Div.*, 1965, vol. 91, no. 4, pp. 123–127.
192. *Day G. N.* Extended streamflow forecasting using NWS-RFS *J. Water Resour. Planning Manage.*, 1985, vol. 111, pp. 157–170.
193. *Deardorff J. W.* Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 83, pp. 1889–1903.
194. *Dehotin, J., Braud, I.* Which spatial discretization for distributed hydrological models? proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2008, vol.12, pp. 769–796.
195. *Dooge J. C. I.*, 1992: Hydrologic models and climate change, *J. Geophys. Res.*, 1992, vol. 97, no. D3, pp. 2677–2686.
196. *Dooge J. C. I.*: Looking for hydrologic laws. *Water Resour. Res.*, 1986, vol. 22, no. 9, pp. 46S–58S.
197. *Dooge J. C. I.*, 1973. Linear theory of hydrologic system, *Tech. Bull. No. 1468, Agric.Res. Serv.*, pp. 117–124. October, U.S. Dept of Agriculture, Washington, D.C.
198. *Dooge, J. C. I.* A general theory of the unit hydrograph. *J. Geophys. Res.*, 1959, vol. 64, no. 2, pp. 241–256.
199. *Dooge J. C. I., M. Bruen, B. Parmentier.* A simple model for estimating the sensitivity of runoff to long-term changes in precipitation without a change in vegetation, *Adv. Water Resour.*, 1999, vol. 23, pp. 153–163.
200. *Downer C. W., Ogden F. L.* GSSHA: a model for simulating diverse streamflow generating processes. *J. Hydrol. Eng.*, 2004, vol. 9, no. 3, 161–174.
201. *Downer C. W., Ogden F. L., Martin W., Harmon R. S.* Theory, development, and applicability of the surface water hydrologic model CASC2D. *Hydrol. Process.*, 2002, vol. 16, pp. 255–275
202. *Downer C. W., Skahill B. E., Graulau-Santiago J. A., Weston D., Pradhan N. R., Byrd A. R.* Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis Modeling for Analysis of Flood Design Features at the Picayune Strand Restoration Project, 2015, ERDC/CHL TR-15-X. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS, 98 p.
203. *Driessen T. L. A., Hurkmans R. T. W. L., Terink W., Hazenberg P., Torfs P. J. J. F., Uijlenhoet R.* The hydrological response of the Ourthe catchment to climate change as modelled by the HBV model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2010, vol. 14, pp. 651–665.
204. *Druce D. J.* Insights from a history of seasonal inflow forecasting with a conceptual hydrologic model, *J. Hydrol.*, 2001, vol. 249, pp. 102–112.
205. *Dubayah R. O., Wood E. F., Engman E. T., Czajkowski K. P., Zion M., Rhoads J.* Remote Sensing in Hydrological Modeling. In: Schultz G.A., Engman E.T. (eds) *Remote Sensing in Hydrology and Water Management*. Springer, Berlin, Heidelberg, 2000/
206. *Duguid J. O., Lee P. C. Y.* Flow in fractured porous media, *Water Resour. Res.*, 1977, vol. 13, no. 3, pp. 558–566, doi:10.1029/WR013i003p00558.
207. *Eagleson P. S.* Opportunities in the hydrologic sciences. *IAHS Newsletter*, 1990, no. 40, pp. 3–5
208. *Eagleson P. S.* Hydrologic science: A distinct geoscience. *Reviews of Geophysics*, 1991, vol. 29, no. 2. doi: 10.1029/90RG02615.
209. *Eagleson P. S.* Climat. soil and vegetation. *Water Resour. Res.*, 1978, vol. 14. pp. 705–776.

210. Eagleson P. S. Dynamics of flood frequency. *Water Resour. Res.*, 1972. vol. 8. pp. 878–898.
211. Eagleson P. S. *Dynamic Hydrology*. McGraw-Hill, NY, 1970. 462 p.
212. Ehret U., Gupta H. V., Sivapalan M., Weijs S. V., Schymanski S. J., Blöschl G., Gelfan A. N., Harman C. et al. Advancing catchment hydrology to deal with predictions under change, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2014, vol. 18, pp. 649-671, doi:10.5194/hess-18-649-2014.
213. *Encyclopedia of hydrological science* (Editor-in-chief, Malcolm G. Anderson). Vol. 2, Part 5 Remote Sensing, John Wiley & Sons, Chichester, UK, 2005a, pp. 657–996.
214. *Encyclopedia of hydrological science* (Editor-in-chief, Malcolm G. Anderson). Vol. 3, Part 11 Rainfall-Runoff Modelling, John Wiley & Sons, Chichester, UK, 2005b, pp. 1855-2098
215. Endrizzi S., Gruber S., Dall’Amico M., Rigon R. GEOtop 2.0: simulating the combined energy and water balance at and below the land surface accounting for soil freezing, snow cover and terrain effects. *Geosci. Model Dev.* 2014, vol. 7, pp. 2831–2857.
216. *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*. 2016. ECMWF IFS CY41r2 High-Resolution Operational Forecasts. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, 2016. <http://dx.doi.org/10.5065/D68050ZV>.
217. Ewen J., Parkin G., O’Connell, Shetran P. E. Distributed river basin flow and transport modeling system. *J. Hydrol. Eng.*, 2000, vol.5, pp. 250–258.
218. *FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC*. Harmonized World Soil Database (version 1.2). Rome-Laxenburg: FAO, 2012, 43 p.
219. Fatichi S., Vivone E. R., Ogden F. L. et al. An overview of current applications, challenges, and future trends in distributed process-based models in hydrology *J. Hydrology*, 2016, vol. 537, pp. 45–60.
220. Fenicia F., Savenije H. H. G., Matgen P. and Pfister L. Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement. *Water Resour. Res.*, 2008, vol. 44, pp. W01402, DOI:10.1029/2006WR005563.
221. Ferguson I. M., Maxwell R. M. Role of groundwater in watershed response and land surface feedbacks under climate change, *Water Resour. Res.*, 2010, vol. 46, pp. W00F02, doi:10.1029/2009WR008616.
222. Finsterwalder S., Schunk H. Der Suldenferner. *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*, 1887, vol. 18, pp. 72–89.
223. Flato G. et al.: Evaluation of Climate Models. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P. M. Midgley (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 2013.
224. Flügel W. A. Delineating Hydrological Response Units by Geographical Information System Analyses for Regional Hydrological Modelling Using PRMS/MMS in the Drainage Basin of the River Brosl. Germany. *Hydrol. Process*, 1995, vol. 9, pp. 423–436.
225. Franchini M., Helmlinger K. R., Foufoula-Georgiou E., Todini E. Stochastic storm transposition coupled with rainfall–runoff modelling for estimation of exceedence probability of design floods. *J. Hydrol.*, 1996, vol. 175, pp. 511–532.
226. Freeze R. A. A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope, *Water Resour. Res.*, 1980, vol. 16, no. 2, pp. 391–408, doi:10.1029/WR016i002p00391.

227. Freeze R. A. A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogeneous media, *Water Resour. Res.*, 1974, vol. 11, no. 5, pp. 725–741, doi:10.1029/WR011i005p00725.

228. Freeze R. A., Harlan R. L. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model, *J. Hydrol.*, 1969, vol. 9, no. 3, pp. 237–258, doi:10.1016/0022-1694(69)90020-1.

229. Freeze R. A., Witherspoon P. A. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model, *Water Resour. Res.*, 1966, vol. 2, no. 4, pp. 641–656, doi:10.1029/WR002i004p00641.

230. Fu G., Charles S. P., Chiew F. H. S. A two-parameter climate elasticity of streamflow index to assess climate change effects on annual streamflow, *Water Resour. Res.*, 2007, vol. 43, pp. W11419, doi:10.1029/2007WR005890.

231. Gelfan A. N. Extreme snowmelt floods: frequency assessment and analysis of genesis on the basis of the dynamic-stochastic approach. *J. Hydrol.*, 2010, vol. 388, pp. 85–99.

232. Gelfan A. N., Motovilov Y. G. Long-term hydrological forecasting in cold regions: retrospect, current status and prospect. *Geography Compass*, 2009, vol.3, no. 5, pp. 1841-1864. 10.1111/j.1749-8198.2009.00256.

233. Gelfan A., Motovilov Y., Moreido V. Ensemble seasonal forecast of extreme water inflow into a large reservoir. *Proc. IAHS*, 2015b, vol. 369, pp. 115–120. [doi:10.5194/piahs-369-115-2015](http://proc-iahs.net/369/115/2015/).

234. Gelfan A. N., Pomeroy J. W., Kuchment L. S. Modelling Forest Cover Influences on Snow Accumulation, Sublimation, and Melt. *J. Hydrometeorol...*, 2004, vol. 5, no. 5, pp. 785–803.

235. Gelfan A., Moreido V., Motovilov Y. and Solomatine D. P. Long-term ensemble forecast of snowmelt inflow into the Cheboksary Reservoir under two different weather scenarios, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2018, vol. 22, pp. 2073–2089, <https://doi.org/10.5194/hess-22-2073-2018>.

236. Gelfan A., Motovilov Y., Krylenko I., Moreido V., Zakharova E. Testing the robustness of the physically-based ECOMAG model with respect to changing conditions, *Hydrol. Sci. J.*, 2015a, vol. 60, no. 7–8, pp. 1266–1285, DOI:10.1080/02626667.2014.935780.

237. Gelfan A., Gustafsson D., Motovilov Y., 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, vol. 141, pp. 499-515. doi 10.1007/s10584-016-1710-5.

238. Gelfan A., Semenov, V. A., Gusev, E., Motovilov, Y., Nasonova, O., Krylenko, I., Kovalev, E. Large-basin hydrological response to climate model outputs: uncertainty caused by internal atmospheric variability, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2015b, vol. 19, pp. 2737-2754, doi:10.5194/hess-19-2737-2015, 2015.

239. Georgakakos K. P., Seo D. J., Gupta H., Schaake J. and Butts M. B. Towards the characterization of streamflow simulation uncertainty through multimodel ensembles, *J. Hydrol.*, 2004, vol. 298, no. 1–4, pp. 222–241.

240. *Global Water Security – an engineering perspective*. 2010. Published by The Royal Academy of Engineering. London.

241. Goderniaux P., S. Brouyère H. J. Fowler, S. Blenkinsop, R. Therrien, P. Orban, A. Dassargues. Large scale surface-subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves, *J. Hydrol.*, 2009, vol. 373, pp. 122–138.

242. Gottschalk L., S. Beldring, K. Engeland, L. Tallaksen, N. R. Salthun, S. Kolberg and Y. Motovilov. Regional/macroscale hydrological modeling: a Scandinavian experience. *Hydrol. Sci. J.*, 2001, vol. 46, no. 6, pp. 963–982.

243. *Gottschalk L., Batcharova E., Gryning S. E., Lindroth A., Melas D., Motovilov Y., Frech M., Heininheimo M., Samuelsson P., Grelle A., Persson T.* Scale aggregation – comparison of flux estimates from NOPEX. *Agric. Forest Meteorol.*, 1999, vol. 98–99, pp.103–119.
244. *Gotzinger J., Bardossy A.* Generic error model for calibration and uncertainty estimation of hydrological models, *Water Resour. Res.*, 2008, vol. 44, W00B07 p.
245. *Gourley J. J. and Vieux B. E.* A method for identifying sources of model uncertainty in rainfall runoff simulations, *J. Hydrol.*, 2006, vol. 327, no. 1–2, pp. 68–80.
246. *Govindaraju R. S., S. E. Jones, and M. L. Kavvas.* On the diffusion wave model for overland flow: 1. Solution for steep slopes, *Water Resour. Res.*, 1988, vol. 24, no.5, pp. 734–744, doi:10.1029/WR024i005p00734.
247. *Grace R. A., Eagleson P. S.* The synthetic of short time increment rainfall sequences. *Hydrodyn. Lab. Rep. 91.* Dep. of Civil Eng. Mass. Inst. of Techn. Cambridge. 1966, 98 p.
248. *Grayson R., Blöschl G.* Spatial Modelling of Catchment Dynamics. In: *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling.* edited by R. Grayson, G. Blöschl. Cambridge University Press, 2000a, p. 51–81.
249. *Grayson R., Blöschl G.* Spatial Processes, Organisation and Patterns. In: *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling.* edited by R. Grayson, G. Blöschl. Cambridge University Press, 2000b, p. 3–16.
250. *Grayson R. B., Blöschl G. and Moore I. D.* Distributed parameter hydrologic modelling using vector elevation data: THALES and TAPES-C. In Singh V. P., editor, *Computer Models of Watershed Hydrology*, 1995, pp. 669–696. Water Resour. Publ., Highlands Ranch, CO.
251. *GRDC: Global Freshwater Fluxes into the World Oceans / Global Runoff Data Centre.* Koblenz, Federal Institute of Hydrology (BfG), 2014.
252. *Green W. A., Ampt G. A.* Studies on soil physics: 1. The flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*, 2011, vol. 4, pp. 1–24.
253. *Gretton A., Bousquet O., Smola A., Schölkopf B.* Measuring Statistical Dependence with Hilbert-Schmidt Norms. In: Jain S., Simon H. U., Tomita E. (eds) *Algorithmic Learning Theory. ALT 2005. Lecture Notes in Computer Science*, 2005, vol. 3734. Springer, Berlin, Heidelberg.
254. *Groisman P. Y., Knight R. W., Karl T. R.* Changes in Intense Precipitation over the Central United States. *J. Hydrometeorol.*, 2012, vol. 13, no. 1, pp. 47–66.
255. *Groisman P. Y., Knight R. W., Karl T. R.* Heavy precipitation and high streamflow in the contiguous United States: trends in the 20th century. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2001, vol., 82, pp. 219–246.
256. *Guitjens J. C., Luthin J. N.* Viscous model study of drain spacing on sloping land and comparison with mathematical solution, *Water Resour. Res.*, 1965, vol. 1, no. 4, pp. 523–530, doi:10.1029/WR001i004p00523.
257. *Gupta H. V., Wagener T., Liu Y. Q.* Reconciling theory with observations: Elements of a diagnostic approach to model evaluation, *Hydrol. Process.*, 2008, vol., 22, no. 18, pp. 3802–3813.
258. *Gurtz J., Baltensweiler A., Lang H.* Spatially distributed hydrotope-based modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins. *Hydrol. Process.*, 1999, vol. 13, pp. 2751–2768.
259. *Gusev E. 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. Process.*, 2002, vol. 16, pp. 1893–1919.
260. *Haghnegahdar A.* An Improved Framework for Watershed Discretization and Model Calibration: Application to the Great Lakes Basin, *UWSpace, 2015* <http://hdl.handle.net/10012/9108>.

261. Halldin S., Gryning S. E., Gottschalk L., Jochum A., Lundin L. C., Van de Griem A. Energy, water and carbon exchange in a boreal forest landscape – NOPEX experiences. *Agric. Forest Meteorol.*, 1999, vol. 98–99, pp. 5–29.
262. Harlan R. L. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil. *Water Resour. Res.* 1972, vol. 9, pp. 1314–1323.
263. Hattermann F. et al. Sources of uncertainty in hydrological climate impact assessment: a cross-scale study. *Environ. Res. Lett.*, 2018, vol. 13, pp. 015006.
264. Hattermann F. F. et al. Cross-scale intercomparison of climate change impacts simulated by regional and global hydrological models in eleven large scale river basins, *Clim. Change*, 2017, vol. 141, no. 3, pp. 561–576.
265. Hawkins E., Sutton R.: The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 2009, vol. 90, p.1095, doi:10.1175/2009BAMS2607.1.
266. Hill D. E., Parlange J. Y. Wetting Front Instability in Homogeneous Soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1972, vol. 36, pp. 697–702.
267. Hjelmfelt A. T. Jr., Amerman C. R. The mathematical basin model of Merrill Bernard. *Proc. Int. Symp. On the Hydrological Regime; IAHS*, 1980, Publ.130, pp. 343–349.
268. Horn, F. E., Kavvas M. L. Physics of the spatially averaged snowmelt process. *J. Hydrol.*, 1997, vol. 191, pp. 179–207.
269. Horton R. E. Surface runoff phenomena, Part 1 – Analysis of hydrograph. Horton Hydrology Laboratory Publication, 1935, no. 101, Voorheesville, NY.
270. Horton R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans., Am. Geophys. Union*, 1933, vol. 145, pp. 446–460.
271. Horton R. E. Rainfall interception. *Monthly Weather Review*, 1919, vol. 47, pp. 603–623.
272. *Hydrologic Engineering Center (HEC)*. HEC-1 flood hydrograph package, user’s manual. U.S. Army Corps of Engineers, Davis, Calif, 1968.
273. *Hydrological Atlas of Canada*, Canada Surveys and Mapping Branch. 1978, 34 p. <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fullweb&search1=ser=smbhydcatcan/>
274. Ivanov V. Y., Vivoni E. R., Bras R. L., Entekhabi D. Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model. *Water Resour. Res.*, 2004, vol. 40, W11102, DOI:10.1029/2004WR003218.
275. Johnson P. R., Pilgrim D. H. Parameter optimization for watershed models. *Wat. Resour. Res.*, 1976, vol. 10, no. 2, pp. 256–262.
276. Jones J. P., Sudicky E. A., McLaren R. G. Application of a fully-integrated surface-subsurface flow model at the watershed-scale: A case study. *Water Resour. Res.*, 2008, vol. 44, W03407, doi:10.1029/2006WR005603.
277. Journel A. G., Huijbregts C. J. *Mining Geostatistics*. Academic Press, London, 1978, 600 p.
278. Kamali M., Ponnambalam K., Soulis E. D. Comparison of several heuristic approaches to calibration of WATCLASS hydrologic model. *Can. Water Resour. J.*, 2013, vol. 38, no.1, pp. 40–46, doi: 10.1080/07011784.2013.774154.
279. Kavvas M. L. On the coarse-graining of hydrologic processes with increasing scales. *J. Hydrol.* 1999, vol. 27, pp. 191–202.
280. Kharin V. V., Zwiers F. W., Zhang X. B., Hegerl G. C. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *JCLI*, 2007, vol. 20, pp. 1419–1444.
281. 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, vol. 42, W03S04, doi:10.1029/2005WR004362.

282. Kleidon A., Zehe E., Ehret U., Scherer U. Thermodynamics, maximum power, and the dynamics of preferential river flow structures at the continental scale. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2013, vol. 17, pp. 225–251, www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/225/2013/ doi:10.5194/hess-17-225-2013
283. Klemeš V. Operational testing of hydrological simulation models, *Hydrolog. Sci. J.*, 1986, vol. 31, pp. 13–24.
284. Knutti R. Should we believe model predictions of future climate change? *Philos Trans A Math Phys Eng Sci.*, 2008, vol. 366, pp. 4647–4664. doi: 10.1098/rsta.2008.0169.
285. Kollet S. J., Maxwell R. M. Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model, *Water Resour. Res.*, 2008, vol. 44, W02402, doi:10.1029/2007WR006004
286. Konikow L. F. and Bredehoeft J. D. Groundwater models cannot be validated, *Adv. Water Resour.*, 1992, vol. 15, pp. 47–62.
287. Konikow L. F., Bredehoeft J. D. Modeling flow and chemical quality changes in an irrigated stream-aquifer system, *Water Resour. Res.*, 1974, vol. 10, no. 3, pp. 546–562, doi:10.1029/WR010i003p00546.
288. Koutsoyiannis D. On the quest for chaotic attractors in hydrological processes. *Hydrol. Sci. J.*, 2006, vol. 51, no. 6, pp. 1065–1091.
289. Koutsoyiannis D., Montanari A., Lins H. F., Cohn T. A. Climate, hydrology and freshwater: towards an interactive incorporation of hydrological experience into climate research. *Hydrol. Sci. J.*, 2009, vol. 54, no. 2, pp. 394–405.
290. Krasovskaia I. A study of mesoscale runoff variability. *Geografiska Annaler*, 1988, 70A, pp. 191–201.
291. Kron W., Berz G. Flood disasters and climate change: trends and options – “A (re-) insurer’s view” in Lozán, J.L et al eds.: *Global Change: Enough Water for All?*, Wissenschaftliche Auswertungen/GEO Hamburg, 2007, pp. 268–273.
292. Krysanova V., Kundzewicz Z. W., Piniewski M. Assessment of climate change impacts on water resources, Chapter 148 in: V. Singh (ed.), *Chow’s Handbook of Applied Hydrology*, 2016, 2<sup>nd</sup> edition.
293. Krysanova V., Donnelly C., Gelfan A., Gerten D., Arheimer B., Hattermann F. and Kundzewicz Z. W. How the performance of hydrological models relates to credibility of projections under climate change, *Hydrol. Sci. J.*, 2018, vol. 63, pp. 696–720. doi: 10.1080/02626667.2018.1446214.
294. Kuchment L. S., Gelfan A. N. Assessing parameters of physically-based models for poorly gauged basins. In: Yilmaz K, Yucel I, Gupta VH, Wagener T, Yang D, Savenije H, Neale C, Kunstman H, Pomeroy J, eds. *Symposium on the New Approaches to Hydrological Prediction in Data Sparse Regions*. Hyderabad: IAHS Public., 2009, vol. 333, pp. 3–10.
295. Kuchment L. S., Gelfan A. N. Statistical self-similarity of spatial variations of snow cover: verification of the hypothesis and application in the snowmelt runoff generation models. *Hydrol. Process.*, 2001, vol. 15, no. 18, pp. 3343–3355.
296. Kuchment L. S., Demidov V. N., Motovilov Y. G. A physically-based model of the formation of snowmelt and rainfall runoff. In: *Symposium on the Modelling Snowmelt-Induced Processes* (ed. by E. M. Morris), pp. 27–36. IAHS Publ., 1986 155. IAHS Press, Wallingford, UK.
297. Kuchment L. S., Demidov V. N., Startseva Z. P. Coupled modeling of the hydrological and carbon cycles in the soil-vegetation-atmosphere system, *J. Hydrol.*, 2006, vol. 323, pp. 4–21, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.08.011.
298. Kuchment L. S., Gelfan A. N., Demidov V. N. A distributed model of runoff generation in the permafrost regions. *J. Hydrol.*, 2000, vol. 240, no. 1–2, pp. 1–22.

299. *Kuchment L. S., Demidov V. N., Naden P. S., Cooper D. M., Broadhurst P.* Rainfall-runoff modeling of the Ouse basin, North Yorkshire: an application of a physically based distributed model. *J. Hydrol.*, 1996, vol. 181, pp. 323–342.
300. *Kuczera G.* Improved parameter inference in catchment models: 1. Evaluating parameter uncertainty, *Water Resour. Res.*, 1983, vol. 19, no. 5, pp. 1151–1162, doi:10.1029/WR019i005p01151.
301. *Kuhnel, V., Dooge J. C. I., O’Kane J. P. J., Romanowicz R. J.* Partial analysis applied to scale problems in surface moisture fluxes, *Surv. Geophys.*, 1991, vol. 12, pp. 221–247.
302. *Kull D. W., Feldman A. D.* Evolution of Clark’s unit graph method to spatially distributed runoff. *ASCE J. Hydrol. Eng.*, 1998, vol. 3, no. 1, pp. 9–19.
303. *Kundzewicz Z. W.* Flood risk and vulnerability in the changing climate. *Ann. Warsaw Univ. of Life Sci. SGGW, Land Reclam.* 2008, vol. 39, pp. 21–31.
304. *Kundzewicz Z. W., Stakhiv E. Z.* Are climate models “ready for prime time” in water resources management applications, or is more research needed? *Hydrol. Sci. J.*, 2010, vol. 55, no. 7, pp. 1085–1089.
305. *Kundzewicz Z. W., Mata L. J., Arnell N. W., Döll P., Jimenez B., Miller K., Oki T., Şen Z. and Shiklomanov I.* The implications of projected climate change for freshwater resources and their management, *Hydrol. Sci. J.*, 2008, vol. 53, no. 1, pp. 3–10.
306. *Leavesley G. H., Stannard L. G.* The precipitation-runoff modelling system (PRMS). In Singh V. P., editor, *Computer Models of Watershed Hydrology*, 1995, pp. 281–310. Water Resource Publications, Highlands Ranch, CO.
307. *Leavesley G. H., Markstrom S. L., Restrepo P. J., Viger R. J.* A modular approach for addressing model design, scale, and parameter. *Hydrol. Process.*, 2002, vol.16, pp. 173–187, doi:10.1002/hyp.344.
308. *Lehner B., Verdin K., and Jarvis A.* New global hydrography derived from spaceborne elevation data, *Eos Trans.*, 2008, vol. 89, no. 10, pp. 93–94. Available from: <http://hydrosheds.cr.usgs.gov>.
309. *Liang X., Lettenmaier D. P., Wood E. F., and Burges S. J.* A Simple hydrologically Based Model of Land Surface Water and Energy Fluxes for GSMs, *J. Geophys. Res.*, 1994, vol. 99, no. D7, pp. 15 415–14 428.
310. *Liden, R., Harlin J.* Analysis of conceptual rainfall–runoff modelling performance in different climates, *J. Hydrol.*, 2000, vol. 238, no. 3–4, pp. 231–247.
311. *Lilly A., Wosten J. H. M., Nemes A., Le Bas C.* The development and use of the HYPRES database in Europe. In: (M. Th. van Genuchten, F. J. Leij, L. Wu (eds.) *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*. Proc. International Workshop. Riverside, CA, Oct. 22–24 1997, Publ. by the University of California, Riverside, CA, USA, 1999, pp. 1283–1294.
312. *Loague K.*, editor. *Benchmark Papers in Hydrology: Rainfall–Runoff Modelling*. IAHS Press, Wallingford, UK, 2010.
313. *Lorenz Edward N.*: Deterministic Nonperiodic Flow, *J. Atmos. Sci.*, 1963, vol. 20, no. 2, pp. 130–141.
314. *Louie P. Y. T., Hogg W. D., MacKay M. D., Zhang X., Hopkinson R. F.* The water balance climatology of the Mackenzie basin with reference to the 1994/95 water year, *Atmosphere-Ocean*, 2002, vol. 40, no. 2, pp. 159–180, DOI: 10.3137/ao.400206.
315. *Loveland T. R., Reed B. C., Brown J. F., Ohlen D. O., Zhu Z., Yang, L. and Merchant J. W.* Development of a global landcover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, 2000, vol. 21, pp. 1303–1330.
316. *Mackenzie River Basin.* State of the Aquatic Ecosystem Report. 2003, 56 p.
317. *Maidment D. R.* Arc Hydro: GIS for Water Resources. MediaCompass LLC, Woodstock, GA, 2002.
318. *Maidment D. R.* Ed. *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, 1993, 1424 p.

319. Massey T. C., Pradhan N. R., Byrd A. R., Cresitello D.E. USACE-ERDC coastal storm modelling systems in support of hurricane sandy operations. *Flood Risk Manage.*, 2013, vol. 6, no. 4, pp. 2–3
320. Mantovan P., Todini E.: Hydrological forecasting uncertainty assessment: Incoherence of the GLUE methodology, *J. Hydrol.*, 2006, vol. 330, pp. 368–381.
321. McDonnell J. J., Woods R. A.: On the need for catchment classification, *J. Hydrol.*, 2004, vol. 299, no. 2–3.
322. McDonnell J. J., Sivapalan M., Vache K., Dunn S., Grant G., Haggerty R., Hinz C., Hooper R., Kirchner J., Roderick M. L., Selker J., Weiler M. Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology, *Water Resour. Res.*, 2007, vol. 43, no. 7, W07301, doi:10.1029/2006WR005467.
323. McEnery J., Ingram J., Duan Q., Adams T., Anderson L.: NOAA's advanced hydrologic prediction service: building pathways for better science in water forecasting, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 2005, vol. 86, pp. 375–385.
324. McIntyre N., Wheeler H., Lees M. Estimation and propagation of parametric uncertainty in environmental models, *J. Hydroinform.*, 2002, vol. 4, no. 3, pp. 177–198.
325. Merz R., Blöschl G. Regionalisation of catchment model parameters. *J. Hydrol.*, 2004, vol. 287, no. 1–4, pp. 95–123.
326. Merz B., Vorogushyn S., Uhlemann S., Delgado J., Hündecha Y. More efforts and scientific rigour are needed to attribute trends in flood time series. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2012, vol. 16, pp. 1379–1387.
327. Miller E. E., Miller R. D. Physical theory for capillary flow phenomena. *Journal of Applied Physics*, 1956, vol. 27, pp. 324–332.
328. Milly P. C. D., Shmakin A. B. Global modeling of land water and energy balances. Part I: the Land Dynamics (LaD) model. *J. Hydrometeorol.*, 2002, vol. 3, pp. 283–299.
329. Milly P. C. D., Wetherald R. T., Dunne K. A., Delworth T. L. Increasing risk of great floods in a changing climate, *Nature*, 2002, vol. 415, pp. 514–517.
330. Milly P. C. D. et al. Stationarity is dead: Whither water management? *Science*, 2008, vol. 319, pp. 573–574.
331. Monteith. Evaporation and environment. In *The State and Movement of Water in Living Organisms*, Fogg G.E. (Ed.), Cambridge University Press: Cambridge, 1965, pp. 205–234.
332. Montgomery D. R., Foufoula-Georgiou E. Channel network source representation using digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 1993, vol. 29, no. 12, pp. 3925–3934, doi:10.1029/93WR02463.
333. Moore R. G., Clarke R. T. A distribution function approach to rainfall-runoff modelling. *Water Resour. Res.*, 1981, vol. 17, pp. 1367–1382.
334. Morris E. M. Modeling the flow of mass and energy within a snowpack for hydrological forecasting. *Ann. Glaciol.*, 1983, vol. 4, pp. 198–203.
335. Motovilov Y. G. ECOMAG: a distributed model of runoff formation and pollution transformation in river basins solution. *IAHS Publ.*, 2013, vol. 361, pp. 227–234.
336. Motovilov Y. G. A model of snow cover formation and snowmelt processes. *IAHS Publ.*, 1986, vol. 155, pp. 47–57.
337. Motovilov Y. G., Belokurov A. S. ECOMAG – river basin hydrological cycle model on the basis of landscape units: Application for northern watersheds. *Proc. the Third Int. Study Conference on GEWEX in Asia and GAME*, Cheju, Korea, March 1997, pp. 134–139.
338. Motovilov Y. G., Gottschalk L., Engeland K., Belokurov A. ECOMAG – regional model of hydrological cycle. Application to the NOPEX region. Department of Geophysics, University of Oslo, Institute Report Series no.105, May 1999a, ISBN 82-91885-04-4, ISSN 1501-6854, 88 p.

339. *Motovilov Y., Gottschalk L., Engeland L. and Rodhe A.* Validation of a distributed hydrological model against spatial observation, *Agric. Forest Meteor.*, 1999, vol. 98–99, pp. 257–277.

340. *Mualem Y.* A conceptual model of hysteresis, *Water Resour. Res.*, 1974, vol. 10, no. 3, pp. 514–520, doi:10.1029/WR010i003p00514.

341. *Muleta M. K., Nicklow J. W.* Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model, *J. Hydrol.*, 2005, vol. 306, no. 1–4, pp. 127–145.

342. *Mulvaney T. J.* On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rainfall and flood discharges in a given catchment. *Trans Inst Civ Eng Ireland*, 1851, vol. 4, no. 2, pp. 18–33.

343. *Najafi M. R., Moradkhani H., Jung I. W.* Assessing the uncertainties of hydrologic model selection in climate change impact studies. *Hydrol. Process.*, 2011, vol. 25, pp. 2814–2826.

344. *Nash J. E. and Sutcliffe J. V.* River flow forecasting through conceptual models, Part I – A discussion of principles, *J. Hydrol.*, 1970, vol. 10, pp. 282–290.

345. *Nash J. E.* The form of the instantaneous unit hydrograph. *Hydrol. Sci. Bull.*, 1957, vol. 3, pp. 114–121.

346. *Neuman S. P.* Calibration of distributed parameter groundwater flow models viewed as a multiple-objective decision process under uncertainty, *Water Resour. Res.*, 1973, vol. 9, no. 4, pp. 1006–1021, doi:10.1029/WR009i004p01006.

347. *Neuman S. P., Witherspoon P. A.* (1971), Analysis of nonsteady flow with a free surface using the finite element method, *Water Resour. Res.*, 7(3), 611–623, doi:10.1029/WR007i003p00611.

348. *NOAA.* NOAA launches America’s first national water forecast model, 2016 (по <http://www.noaa.gov/media-release/noaa-launches-america-sfirst-national-water-forecast-mode>).

349. *Nossent J., Elsen P., Bauwens W.* Sobol’ sensitivity analysis of a complex environmental model, *Environ. Modell. Software*, 2011, vol. 26, no. 12, pp. 1515–1525.

350. *NRC, National Research Council.* Global Change and Extreme Hydrology: Testing Conventional Wisdom. The National Academies Press, Washington, D.C. 2011.

351. *NRC, National Research Council.* Opportunities in the Hydrologic Sciences. Washington, DC: The National Academies Press, 1991, 367 p.

352. *O’Connell P. E.* A historical perspective. In *Bowles D. S. and O’Connell P. E.*, editors, *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*, 1991, pp. 3–30. Kluwer, Dordrecht.

353. *O’Connell P. E., Todini E.* Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: overview. *J. Hydrol.*, 1996, vol. 175, pp. 3–16.

354. *O’Connell P. E., Nash J. E., Farrell J. P.* River flow forecasting through conceptual models. Part II – the Brosna catchment at Ferbane, *J. Hydrol.*, 1970, vol. 10, pp. 317–329.

355. *Olsen J. Rolf, Kiang J., Waskom R.* (editors). 2010. Workshop on Nonstationarity, Hydrologic Frequency Analysis, and Water Management. Colorado Water Institute Information Series No. 109.

356. *Oreskes N.* The role of quantitative models in science In *C. D. Canham, J. J. Cole & W. K. Lauenroth* (eds.), *Models in ecosystem science*. Princeton University Press., 2003, pp. 13–31.

357. *Oudin L., Andreassian V., Perrin C., Michel C., Le Moine N.* Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments, *Water Resour. Res.*, 2008, vol. 44, no. 3, W03413, doi:10.1029/2007WR006240.

358. Oudin L., Perrin C., Mathevet T., Andreassian V., Michel C. Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models, *J. Hydrol.*, 2006, vol. 320, no. 1–2, pp. 62–83.
359. Overgaard J., Rosbjerg D., Butts M. B. Land-surface modelling in hydrological perspective – a review. *Biogeosciences*, 2006, vol. 3, pp. 229–241
360. Paiva Rodrigo C. D., Collischonn W., Tucci C. E. M. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. *J. Hydrol.*, 2011, vol. 406, pp. 170–181.
361. Panday S., Huyakorn P. S. A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow, *Adv. Water Resour.*, 2004, vol. 27, pp. 361–382.
362. Paniconi C., Putti M. Physically based modeling in catchment hydrology at 50: Survey and outlook, *Water Resour. Res.*, 2015, vol. 51, pp. 7090–7129, doi:10.1002/2015WR017780.
363. Pappenberger F. et al. Hydrological ensemble prediction systems around the Globe. In: *Handbook of Hydrometeorological Ensemble Forecasting*, Duan et al. (Eds), Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 2016, pp. 1- 35, DOI 10.1007/978-3-642-40457-3\_47-1.
364. Pappenberger F. et al. Visualising probabilistic flood forecast information: expert preferences and perceptions of best practice in uncertainty communication, *Hydrol. Process.*, 2013, Special Issue, Hydrological Ensemble Prediction Systems (HEPS), vol. 27, no. 1, pp. 132–146.
365. Parajka J., Merz R., Blöschl G.: A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2005, vol. 9, pp. 157–171, doi:10.5194/hess-9-157-2005.
366. Parajka J., Andreassian V., Archfield S. et al. (2013) Predictions of Runoff Hydrographs in Ungauged Basins. In: *Runoff Prediction in Ungauged Basins Synthesis across Processes, Places and Scales* G. Blöschl, M. Sivapalan, T. Wagener, A. Viglione, and H. Savenije (Eds.), Cambridge University Press, pp. 227–269.
367. Paz A. R., Collischonn W., Tucci C. E., Clarke R. T., Allasia D. Data assimilation in a large-scale distributed hydrological model for medium-range flow forecasts. *IAHS Publ.*, 2007, vol. 313, pp. 471–478.
368. Pechlivanidis I. G., McIntyre N., Wheeler H. S. (2008) The significance of spatial variability of rainfall on runoff, in *International Congress on Environmental Modelling and Software (iEMSs 2008)*, 7 July, Barcelona, Spain, 2008.
369. Peel M. C., Blöschl G., Hydrological modelling in a changing world. *Progress in Physical Geography*, 2011, vol. 35, pp. 249–261.
370. Peel M. C., Srikanthan R., McMahon T. A., Karoly D. J. Uncertainty in runoff based on Global Climate Model precipitation and temperature data – Part 2: Estimation and uncertainty in annual runoff and reservoir yield, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2014, vol. 11, pp. 4579–4638, doi:10.5194/hessd-11-4579-2014.
371. Penman H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 1948, vol. 193, no. 1032, pp. 120–145.
372. Philip J. R. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, 1957, vol. 83, pp. 345–357.
373. Pietroniro A. and Soulis E.D. A hydrology modeling framework for the Mackenzie GEWEX programme. *Hydrol. Process.*, 2003, vol. 17, pp. 673–676
374. Pomeroy J. W., Gray D. M., Brown T., Hedstrom N. R., Quinton W. L., Granger R. J., Carey S. K. The cold regions hydrological model, a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrol. Process.*, 2007, vol. 21, pp. 2650–2667.

375. *Pronzato L. E. et al.* A general purpose global optimiser: implementation and applications, *Math. Comput Simul.*, 1984, vol. 26, pp. 412–422.

376. *Prowse, T. D., Carter T.* Significance of ice-induced storage to spring runoff: a case study of the Mackenzie River. *Hydrol. Process.*, 2002, vol. 16, no. 4, pp. 779–788.

377. *Qu Y., Duffy C. J.* A semidiscrete finite volume formulation for multiprocess watershed simulation, *Water Resour. Res.*, 2007, vol. 43, W08419, doi:10.1029/2006WR005752.

378. *Quinton W. L., Baltzer J. L.* The active-layer hydrology of a peat plateau with thawing permafrost (Scotty Creek, Canada). *Hydrogeol. J.*, 2013, vol. 21, pp. 201–220. doi:10.1007/s10040-012-0935-2.

379. *Razavi S., Gupta H. V.* What do we mean by sensitivity analysis? The need for comprehensive characterization of “global” sensitivity in Earth and Environmental systems models, *Water Resour. Res.*, 2015, vol. 51, no. 5, pp. 3070–3092. doi:10.1002/2014WR016527.

380. *Raia S., Alvioli M., Rossi M., Baum R. L., Godt J. W., Guzzetti R.* Improving predictive power of physically based rainfall-induced shallow landslide models: a probabilistic approach. *Geosci. Model Dev.*, 2014, vol. 7, pp. 495–514. <http://dx.doi.org/10.5194/gmd-7-495-2014>

381. *Refsgaard J. C., Storm B.* MIKE SHE (Chapter 23). In: *Computer models of watershed hydrology*, V.P. Singh (Ed.), Water Resources Publ., Littleton, Colorado, USA, 1995.

382. *Refsgaard J. C., Storm B., Clausen T.* Système Hydrologique Européen (SHE): review and perspectives after 30 years development in distributed physically-based hydrological modelling, *Hydrol. Res.*, 2010, vol. 41, no. 5, pp. 355–377.

383. *Refsgaard J. C. et al.* A framework for testing the ability of models to project climate change and its impacts. *Clim. Change*, 2013, vol. 122, no. 1–2, pp. 271–282.

384. *Reggiani P., Schellekens J.* Modelling of hydrological responses: the representative elementary watershed as an alternative blueprint for watershed modeling. *Hydr. Process.*, 2003, vol. 17, pp. 3785–3789.

385. *Renard P., G. de Marsily.* Calculating equivalent permeability: A review, *Adv. Water Resour.*, 1997, vol. 20, pp. 253–278.

386. *Richards L. A.* Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1931, vol. 1, pp. 318–333.

387. *Rigon R., Bertoldi G., Over T. M.* GEOTop: A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets, *J. Hydrometeorol.*, 2006, vol. 7, no. 3, pp. 371–388, doi:10.1175/JHM497.1.

388. *Rodriguez-Iturbe I.* The Geomorphological Unit Hydrograph. *Channel Network Hydrology*. Eds. Beven K., Kirkby M.J.. Wiley & Sons Ltd. 1993. P. 43–68.

389. *Rodriguez-Iturbe I., Entekhabi D., Bras, R. L.*: Nonlinear dynamics of soil moisture at climate scales, 1. Stochastic analysis. *Water Resour. Res.*, 1991, vol. 27, pp. 1899–1906.

390. *Rockwood D. M.* (1964) Streamflow synthesis and reservoir regulation. U.S. Army Engineer Division, North Pacific, Portland, Oregon, Eng. Studies Project 171, Technical Bulletin No. 22.

391. *Roeckner E., Bäuml G., Bonaventura L., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kirchner I., Kornblueh L., Manzini E., Rhodin A., Schlese U., Schulzweida U., Tompkins, A.* The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description. Max Planck Institute for Meteorology Rep., 2003, vol. 349, 127 p.

392. *Russo D.* Determining soil hydraulic properties by parameter estimation: On the selection of a model for the hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, 1988, vol. 24, no. 3, pp. 453–459, doi:10.1029/WR024i003p00453.

393. *Samuelsson P., Tjernstrom M.* Introduction to the in situ airborne meteorological measurements in NOPEX. *Agric. Forest Meteorol.*, 1999, vol. 98–99, pp.181–204.

394. Sankarasubramanian A., Vogel R. M., Limbrunner J. F. Climate elasticity of streamflow in the United States, *Water Resour. Res.*, 2001, vol. 37, pp. 1771–1781.
395. Santhi C., Kannan N., Arnold J. G., Di Luzio M. Spatial calibration and temporal validation of flow for regional scale hydrologic modeling. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 2008, vol. 44, no. 4, pp. 829–846.
396. Saxton K. E., Rawls W. J. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 2006, vol. 70, pp. 1569–1578.
397. Savvidou E., Efstratiadis A., Koussis A. D., Koukouvinos A., Skarlatos D. The Curve Number Concept as a Driver for Delineating Hydrological Response Units. *Water*, 2018, vol. 10, 194. <https://doi.org/10.3390/w10020194>.
398. Seibert J. Conceptual runoff models – fiction or representation of reality? *Acta Univ. Ups.*, Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology 436, 1999, 52 pp. Uppsala. ISBN 91-554-4402-4.
399. Seibert J. (1994) Hydrological characteristics of the NOPEX research area. NOPEX Technical Report No 3, Institute of Earth Sciences, Uppsala University.
400. Sellers P. J., Mintz Y., Sud Y. C., Dalcher A. A. Simple Biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 1986, vol. 43, pp. 505–531.
401. Semenov V. A. Role of sea ice in formation of wintertime Arctic temperature anomalies, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2014, vol. 50, no. 4, pp. 343–349.
402. Semenov V. A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice, *The Cryosphere*, 2012, vol. 6, pp. 1231–1237.
403. Sheffield J., Wood E. F., Roderick M. L. Little change in global drought over the past 60 years, *Nature*, 2012, vol. 491, pp. 435–438, doi: 10.1038/nature11575.
404. Sherman L. K. Stream flow from rainfall by the unit graph method. *Eng. News-Record*, 1932, vol. 108, pp. 501–505.
405. Sibani P., Jensen H. J. Stochastic dynamics of complex systems. Imperial College Press, 2013.
406. Singh V. P. Computer models of watershed hydrology (Chapter 1: Watershed modeling), V. P. Singh, ed., Water Resources Publications, Littleton, Colo., 1995, pp. 1–22.
407. Singh V. P., Frevert D. K. Mathematical models of small watershed hydrology and applications. Water Resources Publications, Littleton, CO, 2002a, 950 p.
408. Singh V. P., Frevert D. K. Mathematical models of large watershed hydrology. Water Resources Publications, Littleton, CO, 2002b, 891 p.
409. Singh V. P., Woolhiser D. A. Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. *J. Hydrol. Eng.*, 2002, vol. 7, no. 4, pp. 270–292.
410. Sivakumar B. Chaos theory in hydrology: important issues and interpretations: *J. Hydrol.*, 2002, vol. 227, pp. 1–20.
411. Sivapalan M. From engineering hydrology to Earth system science: milestones in the transformation of hydrologic science *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2018, vol. 22, pp. 1665–1693, <https://doi.org/10.5194/hess-22-1665-2018>.
412. Sivapalan M., Blöschl G. The Growth of Hydrological Understanding: Technologies, Ideas, and Societal Needs Shape the Field. *Water Resour. Res.*, 2017, vol. 53, pp. 8137–8146. <https://doi.org/10.1002/2017WR021396>.
413. Smakhtin V. U. Some early Russian studies of subsurface stormflow processes. *Hydrological Processes* 2002, vol. 16, no. 12.
414. Smith R. E., Woolhiser D. A. Overland flow on an infiltrating surface. *Water Resour. Res.*, 1971, vol. 7, no. 4, pp. 899–913
415. Smith R. E., Hebbert R. H. B. A Monte Carlo analysis of the hydrologic effects of spatial variability of infiltration, *Water Resour. Res.*, 1979, vol. 15, no. 2, pp. 419–429, doi:10.1029/WR015i002p00419.

416. *Smith M., et al.* The distributed model intercomparison project – Phase 2: Experiment design and summary results of the western basin experiments. *J. Hydrol.*, 2013, vol. 507, pp. 300–329.
417. *Song X., Zhang J., Zhan C., Xuan Y., Ye M., Xu C.* Global sensitivity analysis in hydrological modeling: Review of concepts, methods, theoretical framework, and applications. *J. Hydrol.*, 2015, vol. 523, pp. 739–757.
418. *Sorooshian S., Dracup J. A.* Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: correlated and heteroscedastic error cases, *Water Resour. Res.*, 1980, vol. 16, no. 2, pp. 430–442.
419. *Sorooshian S., Gupta V. K.* Automatic calibration of conceptual rainfallrunoff models: the question of parameter observability and uniqueness, *Water Resour. Res.*, 1983, vol. 19, no. 1, pp. 251–259.
420. *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling.* Edited by R. Grayson, G. Blöschl. Cambridge University Press, 2000.
421. *Stocker T. F et al.* Technical Summary. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F. et al (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
422. *Sugawara M.* The flood forecasting by a series storage type model. *Int. Symposium Floods and their Computation, IAHS*, 1967, pp. 1–6.
423. *Sulebakk J. R.* Geomorphometric studies of different topographic regions. Analyses and applications from Norway and Sweden. Dr. Scient. thesis, Department of Geography, University of Oslo, Report no. 8, Oslo, 1997.
424. *Tarboton D. G.* A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 1997, vol. 33, no. 2, pp. 309–319, doi:10.1029/96WR03137.
425. *Tarboton D. G., Bras R. L., Rodriguez-Iturbe I.* On extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrol. Process.*, 1991, vol. 5, pp. 81–100.
426. *Tayfur G., Kavvas M. L.* Spatially averaged conservation equations for interacting rill-interrill area overland flows. *J. Hydraul. Eng.*, 1994, vol. 120, no. 12, pp. 1426–1448.
427. *Teng J. et al.* Estimating the relative uncertainties sourced from GCMs and hydrological models in modelling climate change impact on runoff. *J. Hydrometeorol.*, 2012, vol. 13, pp. 122–139.
428. *Thirel G., Andréassian V. and Perrin C.* On the need to test hydrological models under changing conditions, *Hydrol. Sci. J.*, 2015a, vol. 60, no. 7–8, pp. 1165–1173. doi: 10.1080/02626667.2015.1050027.
429. *Thirel G., Andréassian V., Perrin C. et al.* Hydrology under change: an evaluation protocol to investigate how hydrological models deal with changing catchments, *Hydrol. Sci. J.*, 2015b, vol. 60, no. 7-8, pp. 1184–1199. doi: 10.1080/02626667.2014.967248.
430. *Thielen J., Bartholmes J., Ramos M. H, de Roo A.* The European Flood Alert System – Part 1: Concept and development, *Hydro. Earth Syst. Sci.*, 2009, vol. 13, pp. 125–140.
431. *Thomas G., Rowntree P. R.* The boreal forest and climate. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1992, vol. 118, pp. 469–497.
432. *Todini E.* Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2007, vol.11, no. 1, pp. 468–482.
433. *Todini E.* The ARNO rainfall–runoff model. *J. Hydrol.*, 1996, vol. 175, pp. 339–382.
434. *Toth B., Pietroniro A., Conly F. M., Kouwen N.* Modelling climate change impacts in the Peace and Athabasca catchment and delta: I—hydrological model application. *Hydrol. Process.*, 2006, vol. 20, no. 19, pp. 4197–4214.

435. *Trenberth K. E.* Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 2011, vol. 47, pp. 123–138.
436. *UNESCO-IHP.* Strategic Plan of the Eighth Phase of IHP (IHP-VIII, 2014–2021). Paris, France: UNESCO-IHP, 2012.
437. *Van der Kwaak J. E., Loague K.* Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resour. Res.*, 2001, vol. 37, pp. 999–1013.
438. *Van Genuchten M. Th.* A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated. *Soils. Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 1980, no. 44, pp. 892–898.
439. *Van Loon A. F., Van Lanen H. A. J.* A process-based typology of hydrological drought, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2012, vol. 16, pp. 1915–1946, doi:10.5194/hess-16-1915-2012, 2012.
440. *Van Roosmalen L., Sonnenborg T. O., Jensen K. H.* Impact of climate and land use change on the hydrology of a large-scale agricultural catchment, *Water Resour. Res.*, 2009, vol. 45, W00A15, doi:10.1029/2007WR006760.
441. *Van Vuuren DP et al.* The representative concentration pathways: an overview. *Clim. Change*, 2011, vol. 109, pp. 5–31. doi: 10.1007/s10584-011-0148-z.
442. *Vano J. A., Lettenmaier D. P.:* A sensitivity-based approach to evaluating future changes in Colorado River discharge. *Clim. Change*, 2014, vol. 122, pp. 621–634.
443. *Vehviläinen B.* The watershed simulation and forecasting system in the National Board of and the Environment. Publ. Finnish Environment Institute, 1994, 90 p.
444. *Vehviläinen B., Motovilov Y. G.* Simulation of soil frost depth and effect on runoff. *Nordic Hydrology*, 1989, vol. 20, pp. 9–24.
445. *Vertessy R. A., Hatton T. J., O’Shaughnessy P. J., Jayasuriya M. D. A.* Predicting water yield from a mountain ash forest using a terrain analysis based catchment model. *J. Hydrol.*, 1993, vol. 150, pp. 665–700.
446. *Viney N. et al.*, Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modelling (LUCHEM). II. Ensemble combinations and predictions. *Adv. Water Resour.*, 2009, vol. 32, pp. 147–158.
447. *Vogel R. M., Wilson I., Daly C.* Regional regression models of annual streamflow for the United States, *J. Irrig. Drain. Eng.*, 1999, vol. 125, pp. 148–157.
448. *Vrugt J. A., ter Braak C. J. F., Clark M. P., Hyman J. M., Robinson B. A.* Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov Chain Monte Carlo simulation. *Water Resour. Res.*, 2008, vol. 44, W00B09, DOI:10.1029/2007WR006720,
449. *Wagener T., Wheater H., Gupta H. V.* Rainfall–runoff Modelling in Gauged and Ungauged Catchments. Imperial College Press, London, 2004
450. *Wagener T., Sivapalan M., Troch P. A., Woods R. A.* Catchment Classification and Hydrologic Similarity, *Geog. Comp.*, 2007, vol. 1, no. 4, pp. 901–931.
451. *Wagener T., McIntyre N., Lees M., Wheater H., Gupta H.* Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modeling: dynamic identifiability analysis, *Hydrol. Process.*, 2003, vol. 17, no. 2, pp. 455–476.
452. *Warrick A. W.* Numerical approximations of Darcian flow through unsaturated soil, *Water Resour. Res.*, 1991, vol. 27, no. 6, pp. 1215–1222, doi:10.1029/91WR00093.
453. *Weedon G. P., Gomes S., Viterbo P., Shuttleworth W. J., Blyth E., Osterle H., Adam J. C., Bellouin N., Boucher O., Best M.* Creation of the watch forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century, *J. Hydrometeorol.*, 2011, vol. 12, pp. 823–848, doi:10.1175/2011JHM1369.1, (WATCH).
454. *Western A. W., Grayson R. B., Blöschl G.* Scaling of soilmoisture: a hydrologic perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2002, vol. 30, pp. 149–180.

455. *Wildenschild D., Jensen K. H.* Numerical modeling of observed effective flow behavior in unsaturated heterogeneous sands, *Water Resour. Res.*, 1999, vol. 35, no. 1, pp. 29–42, doi:10.1029/98WR01959.
456. *Wilks D. S.* Statistical Methods in the Atmospheric Sciences Chapter 7, San Diego: Academic Press., 1995.
457. *Woo M., Thorne R.* Winter Flows in the Mackenzie Drainage System. *Arctic.*, 2014, vol. 67, no. 2, pp. 238–256.
458. *Woo M. K., Thorne R.* Streamflow in the Mackenzie Basin, Canada, *Arctic*, 2003, vol. 56, no. 4, pp. 328–340.
459. *Woo M. et al.* The Mackenzie GEWEX Study: a contribution to cold region atmospheric and hydrologic sciences. In: *Woo M. (Ed.)*, Cold Region Atmospheric and Hydrologic Studies, the Mackenzie GEWEX Experience, *Atmospheric Dynamics 1*: 2008, pp. 1–22.
460. *Wood E. F., Sivapalan M., Beven K. J.* Similarity and scale in catchment storm response. *Rev. Geophys.*, 1990, vol. 28, pp. 1–18.
461. *Wooding R. A.* A hydraulic model for the catchment-stream problem. *J. Hydrology*. 1965, vol. 3, pp. 254–282.
462. *Wooldridge S. A., Kalma J. D.* Regional-scale hydrological modelling using multiple-parameter landscape zones and a quasi-distributed water balance model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2001, vol. 5, no. 1, pp. 59–74 .
463. *Woolhiser D. A.* Search for physically based runoff model – a hydrologic El Dorado? *J. Hydraul. Eng.*, 1996, vol. 22, pp. 122–129.
464. *Woolhiser D. A., Liggett J. A.* Unsteady, one-dimensional flow over a plane – The rising hydrograph, *Water Resour. Res.*, 1967, vol. 3, no. 3, pp. 753–771, doi:10.1029/WR003i003p00753.
465. *Wrede S., Seibert J., Uhlenbrook S.* Distributed conceptual modelling in a Swedish lowland catchment: a multi-criteria model assessment. *Hydrol. Res.*, 2013, vol. 44, no. 2, pp. 318–333.
466. *Yang D., Shi X., Marsh P.* Variability and extreme of Mackenzie River daily discharge during 1973- 2011. *Quaternary International*, 2015, vol. 380–381, pp. 159–168.
467. *Zaidel J., Russo D.* (1992). Estimation of finite difference interblock conductivities for simulation of infiltration into initially dry soils, *Water Resour. Res.*, 1992, vol. 28, no. 9, pp. 2285–2295, doi:10.1029/92WR00914
468. *Zehe E., Blöschl G.* Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: Role of initial conditions. *Water Resour. Res.*, 2004, vol. 40, W10202, doi:10.1029/2003WR002869.
469. *Zehe E., Elsenbeer H., Lindenmaier F., Schulz K., Blöschl G.* Patterns of predictability in hydrological threshold systems. *Water Resour. Res.*, 2007, vol. 43, W07434, doi:10.1029/2006WR005589.
470. *Zhang Y., Chiew F.*: Relative merits of different methods for runoff predictions in ungauged catchments, *Water Resour. Res.*, 2009, vol. 45, no. 7, W07412, doi:10.1029/2008WR007504.
471. *Zhao R. J., Zhuang Y-L., Fang L. R., Liu X. R., Zhang Q. S.* (1980) The Xinanjiang model. In *Hydrological Forecasting*, IAHS Publication, 1980, no. 129, pp. 351–356.
472. *Zolina O., Simmer C., Belyaev K., Gulev S. K., Koltermann P.* Changes in the duration of European wet and dry spells during the last 60 years. *J. Climate*, 2013, vol. 26, no. 6, pp. 2022–2047, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00498.1>.







# МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА В ЗАДАЧАХ ГИДРОЛОГИИ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Авторы: *Мотовилов Ю. Г., Гельфан А. Н.*

---

Подписано в печать XX.12.2018. Формат 70x100 1/16.  
Гарнитура Times. Печ. л. 18,75.  
Тираж 300 экз. Заказ № 4410.

---

Издатель – Российская академия наук

Оригинал-макет подготовлен  
ООО «Красногорский полиграфический комбинат»

Публикуется в авторской редакции

Отпечатано в типографии ООО «Красногорский полиграфический комбинат»  
115093, г. Москва, Партийный переулок д. 1, корп. 58, стр. 1

Издается по решению Научно-издательского совета Российской академии наук  
(НИСО РАН) и распространяется бесплатно