

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

на правах рукописи

**МОТОВИЛОВ Юрий Георгиевич**

**СИСТЕМА ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ  
ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА И ЕЕ ПРИМЕНЕНИЕ В ЗАДАЧАХ  
ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ И ПРОГНОЗОВ**

Специальность 25.00.27 – Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Диссертация на соискание степени  
доктора географических наук

**Москва – 2019**

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	4
<b>ГЛАВА 1. РАЗВИТИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПОСТРОЕНИЮ ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ</b> .....	16
1.1. Детальная физико-математическая модель формирования весеннего стока с распределенными параметрами.....	18
1.2. Дискуссии вокруг физико-математических моделей.....	36
1.3. Упрощенные физико-математические модели и подходы к описанию процессов формирования стока.....	53
<b>ГЛАВА 2. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЕСОМАГ: БАЗОВЫЕ УРАВНЕНИЯ, АГРЕГИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ, ПРОЦЕДУРЫ КАЛИБРОВКИ И ПРОВЕРКИ, ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ</b> .....	66
2.1. Структура и базовые уравнения модели.....	67
2.2. Калибровка параметров модели ЕСОМАГ и критерии качества.....	87
2.3. Информационно-моделирующий комплекс ЕСОМАГ.....	97
<b>ГЛАВА 3. МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА МАЛЫХ РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ (ПО МАТЕРИАЛАМ ЕЖДУНАРОДНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА NOPEX)</b> .....	111
3.1. Исходные данные.....	112
3.2. Адаптация модели ЕСОМАГ на полигоне NOPEX.....	117
<b>ГЛАВА 4. МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА И ПОЛЕЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В КРУПНЕЙШИХ РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ</b> .....	143
4.1. Модель формирования речного стока в бассейне Волги: разработка, результаты испытаний, анализ полей гидрологических характеристик.....	143

4.2. Модель формирования речного стока в бассейне Лены: разработка, результаты испытаний, анализ полей гидрологических процессов.....	185
4.3. Модель формирования речного стока в бассейне р. Амур и ее применение для анализа условий формирования катастрофического наводнения 2013 года.....	202
4.4. Модель формирования речного стока в бассейне р. Маккензи: разработка, результаты испытаний, анализ полей гидрологических процессов.....	214
<b>ГЛАВА 5. НОВЫЕ МЕТОДЫ И ТЕХНОЛОГИИ В ЗАДАЧАХ УПРАВЛЕНИЯ ВОДНОРЕСУРСНЫМИ СИСТЕМАМИ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ И ПРОГНОЗОВ.....</b>	<b>231</b>
5.1. Оценка опасности наводнений и противопаводкового эффекта водохранилищ (на примере среднего Амура).....	232
5.2. Технология информационной поддержки при управлении каскадами водохранилищ.....	260
5.3. Развитие методов краткосрочного прогноза притока воды в водохранилища с использованием метеорологических прогнозов (на примере Чебоксарского и Бурейского водохранилищ).....	286
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>305</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>	<b>310</b>

## ВВЕДЕНИЕ

### Актуальность темы

Разработка физико-математической модели гидрологического цикла речного бассейна – фундаментальная проблема гидрологии суши. За последние десятилетия достигнуты значительные успехи в ее решении, что связано с углублением представлений об описываемых процессах, модернизацией технологий измерений (в том числе, дистанционных), хранения и обработки исходных данных и методов их усвоения моделями, совершенствованием глобальных баз данных, развитием численных методов математического моделирования, вычислительных ресурсов и т.п. В гидрологии суши обозначилась тенденция к построению методической базы решения исследовательских и прикладных задач на базовых физико-математических принципах и понятиях, единых для геофизических наук. Вместе с тем 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, наконец, недостаточность данных натурных наблюдений – по этим и другим причинам разработка адекватной физико-математической модели гидрологической системы речного бассейна относится к «одной из наиболее трудных задач геофизики» [Кучмент, 2008], которая все еще далека от своего решения.

Перспективное направление решения этой проблемы, оказавшееся особенно востребованным при построении физико-математических моделей крупных речных бассейнов, – использование концепции агрегирования процессов и параметров модели на характерных для описываемого речного бассейна пространственных масштабах (репрезентативных элементарных площадях), определяемых его физико-географическими факторами. В рамках указанной концепции элементарный водосбор (или водосбор малой реки) может являться

расчетной единицей для моделирования крупного речного бассейна, состоящего из множества таких элементарных водосборов. В этом случае для описания гидрологических процессов уже не требуется такая пространственная детализация, как в традиционных физико-математических моделях – в агрегированных моделях оперируют осредненными в пределах элементарных водосборов потоками. Для описания гидрологических процессов здесь могут быть использованы упрощенные модели, полученные при тех или иных допущениях из базисных уравнений детальных физико-математических моделей. Такого рода модели сохраняют основные черты и преимущества традиционных пространственно-распределенных физико-математических моделей и в то же время они более эффективны при решении прикладных и исследовательских задач на более крупных речных бассейнах, так как они менее требовательны к составу и полноте исходной информации, что делает их использование предпочтительным при недостаточности данных наблюдений. Подобные гидрологические модели все чаще начинают использоваться в задачах планирования и управления водными ресурсами крупных речных бассейнов, в особенности когда необходимо учесть пространственную изменчивость стокообразования, обусловленную распределением по территории климатических факторов и характеристик подстилающей поверхности. Такие агрегированные крупномасштабные гидрологические модели, совместимые с масштабом расчетной ячейки моделей общей циркуляции атмосферы (порядка  $10^4$  км<sup>2</sup> и более), могут обмениваться информацией с атмосферными моделями для исследования водных ресурсов крупнейших речных систем при климатических и антропогенных изменениях речных бассейнов [Гельфан и др., 2018а,б; Добровольский, 2011; Gelfan et al., 2015a, 2017; Hattermann et al., 2017; Kundzewicz, 2008] в дополнение к традиционным методам [Алексеевский и др., 2013; Георгиевский, 2010; Фролова и др., 2015 и др.].

Задача крупномасштабных агрегированных моделей заключается в описании процессов гидрологического цикла для всей территории речных бассейнов, в том числе для не охваченных наблюдениями районов, с единым

региональным набором параметров, определяемых на основе мониторинговых данных и физико-географического анализа факторов стокоформирования с использованием эмпирических зависимостей для рассматриваемого региона. Такие модели называют региональными гидрологическими моделями. В силу географической зональности можно ожидать, что значения таких параметров будут следовать зональности по физико-географическим факторам. Большое значение для проверки описания процессов в не охваченных гидрологическими наблюдениями районах представляют собой результаты обработки многолетних данных гидрометеорологического мониторинга речных бассейнов в виде различных карт составляющих гидрологического цикла для крупных территорий. Таким образом, преимущества региональных гидрологических моделей заключаются в: (1) применимости для крупнейших речных бассейнов мира или территорий с площадями порядка  $10^4$  км<sup>2</sup> и более; (2) применении моделей всюду в пределах этих областей для различных по масштабам водосборов (в том числе неизученных) с единым региональным набором параметров; (3) возможности калибровки и валидации моделей на пространственных полях характеристик гидрологического цикла речных бассейнов.

Диссертация посвящена развитию указанного направления в моделировании стока. С этой целью была разработана система физико-математических моделей процессов формирования речного стока, включающая модели разной степени детализации описания процессов и пространственного разрешения: от первых в мире детальных моделей с распределенными параметрами, описывающих гидротермический режим снежного покрова и мерзлой почвы на небольших водосборах, до интегральных моделей с полураспределенными параметрами, описывающих динамику полей гидрологических переменных на крупнейших речных бассейнах Земного шара. Ключевой компонент системы – модель формирования стока ECOMAG (ECOLOGICAL Model for Applied Geophysics) – первая физико-математическая модель, ориентированная на описание гидрологических процессов в крупнейших речных бассейнах со смешанным дождевым и снеговым питанием рек. Для

информационного обеспечения системы разработан Информационно-моделирующий комплекс (ИМК) (компьютерная технология с дружественным интерфейсом), созданный на базе этой модели и включающий помимо расчетного модуля средства информационной и технологической поддержки работы модели. На базе модели ЕСОМАГ с помощью ИМК были построены региональные гидрологические модели для крупнейших речных бассейнов мира, расположенных в различных физико-географических зонах с различными условиями питания и типами гидрологического режима водных объектов. Показаны возможности воспроизведения с помощью моделей гидрографов речного стока в заданных точках речной сети и динамики полей характеристик гидрологического цикла (снежного покрова, влажности почвы, испарения, речного стока). Указанные возможности позволяют использовать модель ЕСОМАГ как современный инструмент решения исследовательских задач гидрологии речных бассейнов, связанных с анализом условий формирования стока в различных частях водосборов, в том числе критических ситуаций, приводящих к формированию наводнений, получить представление о возможных изменениях условий формирования стока при антропогенных воздействиях на водосбор и возможных изменениях климата. В диссертации показаны возможности применения разработанной модели ЕСОМАГ и соответствующего информационно-моделирующего комплекса для решения перечисленных проблем гидрологии суши в области исследования формирования стока на примере крупнейших речных бассейнов северного полушария, а также актуальных для нашей страны водохозяйственных задач управления водноресурсными системами, гидрологических расчетов и прогнозов. Описанную в диссертации модель ЕСОМАГ можно рассматривать как пример эволюции физико-математических моделей в направлении решения перечисленных научных и прикладных проблем, расширения области применения моделей для бассейнов от сотен до миллионов км<sup>2</sup>.

**Цели диссертационной работы:**

1. Разработка детальных физико-математических моделей с распределенными параметрами для описания гидротермического режима снега и мерзлой почвы в моделях формирования весеннего половодья;
2. Разработка (на основе методов агрегирования уравнений и параметров детальных физико-математических моделей) модели формирования стока ЕСОМАГ как инструмента для построения региональных гидрологических моделей для крупных речных бассейнов со смешанным дождевым и снеговым питанием рек;
3. Разработка новых методов и технологий совершенствования традиционных методов гидрологических расчетов и прогнозов характеристик стока с использованием модели формирования стока ЕСОМАГ, включая:
  - совершенствование методов регулирования стока крупнейшими каскадами водохранилищ России,
  - разработку методов оценки противопаводковой роли существующих и проектируемых водохранилищ,
  - разработку методов ансамблевых долгосрочных прогнозов притока воды к водохранилищам,
  - модернизацию методов краткосрочных прогнозов притока воды к водохранилищам.

Для решения поставленных целей решались следующие задачи:

1. Разработка алгоритмов и методов численной реализации уравнений тепло- и влагопереноса в мерзлой почве и снеге, методов расчета гидро- и теплофизических характеристик талых и мерзлых почв и снежного покрова, алгоритмов учета подсеточных эффектов факторов стокообразования в моделях формирования талого стока;
2. Разработка методов агрегирования уравнений и параметров детальных физико-математических моделей для применения последних в задачах описания формирования речного стока на крупных водосборах;

3. Разработка информационно-моделирующего комплекса ECOMAG, обеспечивающего функционирование расчетного модуля модели средствами информационной и технологической поддержки;
4. Разработка методов задания и калибровки полей модельных параметров и методических приемов для смягчения эффекта эквививальности и повышения идентифицируемости значений параметров региональных гидрологических моделей;
5. Исследование физических механизмов и пространственно-временной анализ условий формирования стока в крупных речных бассейнах на основе моделирования динамики полей характеристик гидрологического цикла суши (снежного покрова, влажности почвы, испарения, речного стока), в том числе в не охваченных наблюдениями районах.

### **Научная новизна**

1. Впервые разработаны физико-математические модели с распределенными параметрами, описывающие процессы вертикального тепло- и влагопереноса в снежном покрове при его формировании и таянии, в мерзлой почве при инфильтрации в нее талых вод. Предложены алгоритмы и методы численной реализации уравнений тепло- и влагопереноса в мерзлой почве и снеге, новые формулы для расчета гидро- и теплофизических характеристик талых и мерзлых почв и снежного покрова, методы расчета фазового состава почвенной влаги при отрицательных температурах. С использованием разработанных моделей гидротермического режима снега и мерзлой почвы впервые реализована детальная физико-математическая модель формирования стока весеннего половодья на примере водосбора р. Сосны, расположенного в центральной части лесостепной зоны ЕТР. Предложены алгоритмы учета подсеточных эффектов пространственных распределений факторов формирования талого стока. Проведены испытания модели и выполнены оценки влияния возможных антропогенных и климатических изменений на характеристики талого стока и водную эрозию.

2. Разработана первая физико-математическая модель формирования стока ЕСОМАГ с описанием основных стокообразующих процессов на водосборах со смешанным дождевым и снеговым питанием рек, предназначенная для построения региональных гидрологических моделей в крупных речных бассейнах с использованием данных стандартного гидрометеорологического и водохозяйственного мониторинга. Модель базируется на представлении речного бассейна в виде мозаики из элементарных водосборов, соединенных отрезками русловой сети. Процессы гидрологического цикла на элементарном водосборе описаны путем интегрирования уравнений детальных физико-математических моделей, на основе которых построены: однослойная модель снежного покрова, модель термического режима в снеге, мерзлой и талой почве, модель процессов влагопереноса в почве, модель склонового стекания и движения воды по русловой сети. При построении модели ЕСОМАГ разработаны следующие новые методы и алгоритмы:

- а) методы численной реализации моделей частных процессов гидрологического цикла, которые являются значительно более простыми по сравнению с реализацией аналогичных детальных физико-математических моделей;
- б) алгоритмы генерализации описания процессов и параметров влагообмена при изменении пространственных масштабов моделирования и увеличении площади расчетной ячейки от микро- к макромасштабу с использованием статистических распределений и различных процедур пространственного осреднения параметров подстилающей поверхности в зависимости от алгоритмов для расчета конкретных гидрологических процессов;
- в) методы оценки, задания и калибровки полей модельных параметров, включая процедуры поэтапной калибровки и уменьшения размерности пространства поиска путем включения дополнительной информации в виде ограничений на соотношения значений параметров;

г) критерии для оценки соответствия фактических и рассчитанных полей характеристик гидрологического цикла при калибровке параметров и валидации модели.

3. На основе модели ECOMAG с использованием Информационно-моделирующего комплекса разработаны региональные гидрологические модели для крупнейших речных бассейнов северного полушария (Волги, Лены, Амура и Маккензи), которые позволяют рассчитывать динамику полей гидрологических переменных (речного стока, характеристик снежного покрова, влажности почвы и др.) в различных физико-географических зонах с различными условиями формирования стока, типами питания и гидрологического режима водных объектов.

4. Разработаны новые методы и информационные технологии модернизации традиционных методов гидрологических расчетов и прогнозов на примере актуальных для нашей страны водохозяйственных задач оценки опасности наводнений и противопаводкового эффекта действующих и планируемых водохранилищ, управления водноресурсными системами с каскадами водохранилищ комплексного назначения, долгосрочного и краткосрочного прогнозирования притока воды к водохранилищам.

#### **Практическая значимость.**

Практическая значимость результатов диссертационной работы подтверждается следующими примерами их успешного внедрения в отечественную водохозяйственную практику.

В области совершенствования методологии по экономически обоснованному и экологически безопасному управлению водными ресурсами речных бассейнов с каскадами водохранилищ комплексного назначения разработана компьютерная технология, включающая модель ECOMAG, которая в комплексе с моделью функционирования водохозяйственных систем VOLPOW (разработчик С.Е. Беднарук) используется в целях информационного обеспечения поддержки принятия оптимальных управленческих решений по регулированию

режимов работы каскадов водохранилищ в оперативной практике Федерального агентства водных ресурсов.

На основе ИМК ЕСОМАГ по заданию ОАО РусГидро разработана компьютерная технология гидроинформационной поддержки для решения одной из актуальных задач управления риском наводнений – оценки противопаводкового эффекта действующих и планируемых водохранилищ при разных сценариях развития паводковой опасности.

Технология долгосрочных прогнозов притока воды к водохранилищам была разработана для задач оптимизационных расчетов работы гидроузлов в увязке с развитием гидрологической обстановки с заблаговременностью до 3 месяцев на среднесрочном уровне планирования водно-энергетических режимов (по заданию Росводресурсов и ОАО РусГидро).

В области краткосрочных гидрологических прогнозов на базе модели ЕСОМАГ разработаны методики и технологии краткосрочного прогноза притока воды в водохранилища с заблаговременностью до семи суток с использованием прогнозных метеорологических данных (что особенно важно в условиях сокращения плотности гидрологической сети). Технологии предназначены для повышения точности определения притока воды в водохранилища на краткосрочном уровне планирования водно-энергетических режимов работы гидроузлов (по заданию ОАО РусГидро). Методики построены с учетом оперативной корректировки прогностических расчетов на основе усвоения вновь поступающей гидрометеорологической и водохозяйственной информации.

### **Защищаемые положения**

1. Детальные физико-математические модели гидротермического режима снега и мерзлой почвы – эффективные инструменты решения научных задач и получения новых знаний в области исследования и моделирования процессов формирования весеннего половодья. Алгоритмы и методы численной реализации уравнений тепло- и влагопереноса в мерзлой почве и снеге. Методы расчета гидрофизических характеристик талых и мерзлых почв, фазового состава почвенной влаги при отрицательных температурах.

2. Для крупнейших речных бассейнов России построена и доведена до технологического уровня физико-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. Это положение приобретает особую значимость 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.

3. Разработанные методы калибровки и проверки модели, в том числе привлечение пространственно распределенных данных о гидрологических переменных, позволяют существенно смягчить проблемы перекалибровки и эквививальности, ранее считавшиеся существенными недостатками физико-математических моделей.

4. Модернизированные методы гидрологических расчетов и прогнозов, базирующиеся на использовании разработанной физико-математической модели ЕСОМАГ, позволяют повысить точность и расширить информационное содержание расчетов и прогнозов по сравнению с существующими оперативными методиками. Модель ЕСОМАГ может служить единой методической основой гидрологических расчетов и прогнозов – методов, традиционно опирающихся на существенно различные методические подходы.

#### **Апробация работы.**

Результаты исследований по теме диссертации докладывались на международных, всероссийских и всесоюзных конференциях, среди которых: Ассамблеи Европейского геофизического союза (Вена, Австрия, 2018-2014, 2006, 2005); Ассамблеи Европейского геофизического общества (Ницца, Франция, 2001, 1998, Вена, Австрия, 1997); Ассамблея Международной ассоциации

гидрологических наук (Гетеборг, Швеция, 2016); Ассамблея международного геодезического и геофизического союза (Прага, Чехия, 2015); VII и VI Всероссийские гидрологические съезды, (Санкт-Петербург, 2013, 2004); V Всесоюзный гидрологический съезд (Ленинград, 1986); Тринадцатая Сессия Северо-Евразийского Климатического форума по сезонным прогнозам "NEASOF-13" (Москва, 2017); Всероссийская научная конференция с международным участием "Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения", Сочи, 2017; Международная научно-практическая конференция "BRICS Water Forum" (Москва, 2016); Всероссийская научная конференция "Научное обеспечение реализации "Водной стратегии РФ на период до 2020 г." (Петрозаводск, 2015); Международная научно-практическая конференция "Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей" (Москва, 2014); MAIRS Open Science Conference "Future Earth in Asia" (Пекин, КНР, 2014); 3-я Всероссийская конференция с международным участием "Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов" (Барнаул, 2010); Международная конференция "Управление водно-ресурсными системами в экстремальных условиях" (Москва, 2008); Британско-Российская конференция "Гидрологические последствия изменений климата" (Барнаул, 2007); Международная конференция "Будущее моделей с распределенными параметрами" (Semagref, Лион, Франция, 2004); Международный семинар НАТО "Физико-математические модели формирования речного стока и их применение при недостаточности гидрологических наблюдений в речных бассейнах" (Москва, 2004); Всемирная конференция по климату (Москва, 2003); Всероссийский конгресс работников водного хозяйства (Москва, 2003); Международная конференция "Global Energy and Water Cycle" (Пекин, КНР, 1999); 3-я Международная конференция по GEWEX в Азии и GAME (Республика Корея, 1997); Всероссийская научно-практическая конференция "Экологический мониторинг: проблемы создания и развития ЕГСЭМ" (Москва, 1996); Международная гидрологическая конференция северных стран (Рованиеми, Финляндия, 1988); Международный семинар по речным системам (Хельсинки, Финляндия, 1986) и др.

Под научным руководством автора защищены 4 кандидатские диссертации аспирантов, при его активной консультационной поддержке подготовлены и защищены еще 4 диссертации (включая две PhD в Норвегии и Швеции), исследования в которых были связаны с развитием положений и приложений физико-математической модели формирования стока ЕСОМАГ.

### **Публикации**

Основные положения диссертации изложены в двух монографиях и 82 статьях, в том числе в 51 статье в рецензируемых изданиях. Расчеты выполнены с использованием 4 разработанных автором сертифицированных программ для ЭВМ.

### **Структура и объем работы**

Диссертация состоит из введения, 5 глав и заключения. Объем работы составляет 333 страницы, включая 78 рисунков и 22 таблицы. Библиографический список содержит 249 наименования.

Диссертационная работа представляет собой результат многолетних исследований, проводившихся мной в Институте водных проблем РАН, а также ряде прикладных институтов Минэкологии. На мои научные взгляды большое влияние оказал мой учитель д.ф.-м.н., профессор Л.С. Кучмент. Позднее на меня также повлияли нестандартные полемические взгляды на проблемы гидрологии д.г.н., профессора Ю.Б. Виноградова. Считаю своим долгом выразить признательность профессору Л. Готтсчалку, чьи знания и доброжелательное отношение в трудные годы перестройки на протяжении нескольких лет совместной работы в Университете Осло оказали большую помощь в проведении исследований. Я также искренне благодарен своему единомышленнику д.ф.-м.н., профессору А.Н. Гельфану, придавшему значительный импульс совместным исследованиям на заключительном этапе работы.

## **ГЛАВА 1. РАЗВИТИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПОСТРОЕНИЮ ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ**

Интенсивное развитие методов математического моделирования в гидрологии речных бассейнов имеет более чем полувековую историю. Существенный прорыв в области создания моделей, описывающих основные процессы гидрологического цикла речного бассейна и их взаимодействие при формировании речного стока, произошел в течение 1960-х годов. Фундаментальные монографии “Динамическая гидрология” П. Иглсона [Eagleson, 1970] и “Математическое моделирование речного стока” Л.С. Кучмента [1971] подвели итог достижениям 1950–1960-х годов в области математического моделирования гидрологических процессов и во многом определили направления развития на ближайшие десятилетия. Накопление знаний и эмпирических данных, наряду с продолжающимся стремительным ростом вычислительных ресурсов, создали возможности для реализации идеи, сформулированной в этих трудах, 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.

Во многих книгах и сотнях статей дан обзор гидрологических моделей, созданных в последующий период (из публикаций последних 25 лет см. [O’Connell, Todini, 1996; Abbott, Refsgaard, 1996; Spatial patterns..., 2000; Singh, Woolhiser, 2002; Encyclopedia...2005б; Todini, 2007; Beven, 2012; Paniconi, Putti, 2015; Sivapalan, Blöschl, 2017; Sivapalan, 2018]). 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, локальные, региональные и глобальные модели.

В данной работе основное внимание будет уделено описанию детерминистических моделей формирования речного стока, относящихся к классу физико-математических моделей с полураспределенными и распределенными параметрами. Особенности таких моделей, а также их отличия от чисто эмпирических моделей типа «черного ящика» и концептуальных гидрологических моделей подробно описаны в упомянутых выше публикациях, а также более ранних публикациях (см., например, [Кучмент и др., 1983]). Физико-математические гидрологические модели опираются, в наибольшей возможной степени, на теоретическую информацию: современные представления о гидрологических процессах, базовые уравнения массо- и энергопереноса в различных средах, достижения математической физики и вычислительной математики. Значения большей части параметров моделей могут быть заданы из физических соображений, либо определены с помощью эмпирических зависимостей от измеряемых характеристик подстилающей поверхности: рельефа, почв и растительности. Поиск таких соотношений – отнюдь не простая задача, которая не может быть решена для всех параметров, поэтому часть из них по-прежнему должна подбираться по имеющимся наблюдениям 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 концепции однородных ландшафтно-гидрологических областей (модели с полураспределенными параметрами; см. ниже).

### **1.1. Детальная физико-математическая модель формирования весеннего стока с распределенными параметрами**

В серии статей 1986 года 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 европейских исследовательских институтов [Abbott et al., 1986а,б], 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 et al., 2010]; и английская SHETRAN [Ewen et al., 2000], используемые для решения широкого круга исследовательских и инженерных гидрологических задач.

В разработанной сотрудниками лаборатории гидрологического цикла суши ИВП РАН под руководством Л.С. Кучмента системе физико-математических моделей формирования стока с распределенными параметрами [Кучмент и др., 1986; Kuchment et al., 1986] значительное место уделено описанию процессов, происходящих в зимне-весенний период. Весеннее половодье в условиях нашей страны является важнейшим гидрологическим процессом, определяющим максимальные расходы на большинстве равнинных рек и основные гидрологические характеристики, используемые при регулировании стока. Предвычисление гидрографа весеннего половодья – одна из сложнейших задач гидрологии, решение которой в значительной степени связано с возможностями определения величины потерь талых вод на впитывание в почву в период снеготаяния. В традиционных методах прогнозов и расчетов стока весеннего половодья широко используются различные эмпирические и физико-статистические зависимости. Перспективы усовершенствования этих методов связаны с применением моделей формирования весеннего половодья.

Первая детальная физико-математическая модель формирования стока весеннего половодья была разработана и реализована автором в ИВП РАН. Описание отдельных блоков этой модели и ее приложений представлены в многочисленных статьях автора с соавторами [Кучмент и др., 1986; Kuchment et al., 1986; Мотовилов, 1989; 1993а,б] и в значительной степени обобщены в совместных монографиях [Кучмент, Демидов, Мотовилов, 1983; Кучмент, Мотовилов, Назаров, 1990]. Приведем краткое описание отдельных блоков модели.

### ***Физико-математическая модель формирования снежного покрова и снеготаяния***

Современные представления о закономерностях динамики характеристик снежного покрова во многом сложились на основе теоретических и экспериментальных исследований второй половины прошлого века [Кузьмин, 1957, 1960, 1961; Кучмент, 1980; Павлов, 1965; Anderson, 1976; Snow hydrology, 1956; Yosida et al., 1955 и др.]. Сравнительно хорошая изученность физических свойств снега создает надежную основу для создания математических моделей названных процессов.

Детальные физико-математические модели снежного покрова, базирующиеся на уравнениях тепло- и массопереноса в пористых средах, начали разрабатываться в 1970-е годы. Одна из первых детальных моделей тепло- и массопереноса в сухом снеге с учетом конструктивного метаморфизма вследствие термической диффузии водяного пара была разработана Е.А. Андерсоном [Anderson, 1976]. Близкая модель тепло- и массопереноса в снежном покрове в процессе его формирования и таяния, которая учитывает процессы метаморфизма снега, была предложена в работе [Morris, Godfrey, 1978]. Наши исследования [Кучмент и др., 1983] показали, что влияние паропереноса на термический режим снега может быть учтено посредством задания эффективного коэффициента теплопроводности снега. Использование моделей с учетом паропереноса в явном виде целесообразно в исследованиях, связанных с изучением процессов конструктивного метаморфизма снега, важных для задач лавиноведения.

При построении модели снежного покрова в периоды его формирования и таяния нами [Кучмент и др., 1983; Мотовилов, Жидков, 1986; Motovilov, 1986] учитывались следующие процессы тепло- и массообмена. 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. В отличие от модели [Morris, 1983] предполагается, что воды в снеге при отрицательных температурах нет и перенос влаги в тающем снежном покрове происходит под действием гравитации.

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, принято 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]:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_i I) = -\frac{\partial}{\partial z}(\rho_i IV_i) + S, \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_w \theta) = -\frac{\partial}{\partial z}(\rho_w \theta V_w) - S, \quad (1.2)$$

$$c_v \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} (\lambda \frac{\partial T}{\partial z}) + LS, \quad (1.3)$$

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:

$$S = \begin{cases} -\frac{\partial}{\partial z} (\rho_w \theta V_w), & \text{при } T < 0, \quad \theta = 0, \\ -\frac{1}{L} \frac{\partial}{\partial z} (\lambda \frac{\partial T}{\partial z}), & \text{при } T = 0, \quad \theta > 0. \end{cases} \quad (1.4a)$$

При этом предполагается, что пока снег имеет отрицательную температуру вся вода, поступающая в него, замерзает (1.4а). Температура влажного снега считается равной  $0^\circ\text{C}$ , а имеющаяся в нем вода может замерзать за счет отрицательных потоков тепла из соседних не смоченных холодных слоев снега (1.4б).

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

$$\frac{dH}{dt} = \rho_w \left[ \frac{R_s}{\rho_n} - \frac{S_T + E_s}{\rho_i I} \right] + v_s(H, I, \theta), \quad (1.5)$$

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

Для решения системы уравнений (1.1)–(1.5) на верхней границе  $Z = H$  используем следующие граничные условия:

$$\rho_i I v_i = \rho_w (R_s - S_T - E_s), \quad (1.6)$$

$$\rho_w \theta V_w = \rho_w (R_r + S_T - E_l), \quad (1.7)$$

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = \begin{cases} Q_a, & \text{при } Q_a < q_{T=0}, \\ q_T, & \text{при } Q_a \geq q_{T=0}, \end{cases} \quad (1.8a)$$

$$(1.8b)$$

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 (1.8a) весь поток тепла из атмосферы проникает через верхнюю границу снега. Это условие реализуется для периодов устойчивой зимы либо заморозков после снеготаяния. Условие (1.8б) 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 как:

$$S_T = \frac{Q_a - q_{T=0}}{\rho_w L}. \quad (1.9)$$

В случае (1.8a)  $S_T = 0$ . Условия (1.8a) и (1.8б) запишем в виде:

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = Q_a - \rho_w L S_T. \quad (1.10)$$

На нижней границе  $Z = 0$  имеем:

$$IV_i = 0, \quad (1.11)$$

$$-\theta V_w = R_w, \quad (1.12)$$

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = Q_a - \rho_w L S_T, \quad (1.13)$$

где  $R_w$  – интенсивность водоотдачи из снега;  $Q_s$  – поток тепла из снега в почву. В данном случае при формулировке условия (1.13) не рассматривается условие, аналогичное (1.8б), 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. Кроме того, для решения системы уравнений необходимо задать выражения, определяющие потоки тепла и влаги на границах снежного покрова, а также зависимости гидро- и теплофизических характеристик снега.

Поток тепла  $Q_a$ . Основными составляющими потока тепла на поверхности снежного покрова являются: прямая и рассеянная коротковолновая радиация, эффективное длинноволновое излучение, турбулентный теплообмен, 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 (напр. [Кузьмин, 1961]).

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 Иосида [Yosida et al., 1955; Кучмент и др., 1983]:

$$V_0 = \sigma / \eta, \quad (1.14)$$

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:

$$V_i(z_0) = - \int_0^{z_0} \frac{\sigma(z)}{\eta(\rho_s, T)} dz. \quad (1.15)$$

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

$$\sigma(z) = c_\sigma \int_z^H \rho_s d\xi, \quad (1.16)$$

а коэффициент компрессионной вязкости аппроксимируем выражением:

$$\eta(\rho_s, T) = c_\eta f(\rho_s, T), \quad (1.17)$$

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

Тогда:

$$V_i(z_0) = c_v - \int_0^{z_0} f^{-1}(\rho_s, T) \int_z^H \rho_s d\xi dz, \quad (1.18)$$

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

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

$$V_i(H) = c_v \bar{\rho}_s f^{-1}(\bar{\rho}_s, \bar{T})(Hz_0 - z_0^2/2), \quad (1.19)$$

а скорость оседания поверхности снежного покрова равна:

$$V_i(H) = \frac{c_v}{2} \bar{\rho}_s f^{-1}(\bar{\rho}_s, \bar{T}) H^2. \quad (1.20)$$

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:

$$\theta V_w = -k - k \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad (1.21)$$

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:

$$k(\theta, I) = k_0 \left( \frac{\theta - \theta_r}{P - \theta_r} \right)^n, \quad (1.22)$$

$$\psi(\theta, I) = \psi_0 \left( \frac{P - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^m, \quad (1.23)$$

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:

$$k_0 = 42 d^2 \exp(-7.8 \rho_s / \rho_w), \text{ см/с} \quad (1.24)$$

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.:

$$\theta V_w = \begin{cases} -k(\theta, I) & \text{при } \theta > \theta_r \\ 0, & \text{при } \theta < \theta_r \end{cases}. \quad (1.25)$$

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

$$\theta V_w(z_0) = - \left[ R_r + S_r - E_l - \int_{z_0}^H \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{S}{\rho_w} \right) dz \right], \quad \text{при } \theta \leq \theta_r. \quad (1.26)$$

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:

$$\theta V_w = \theta V_i + (\theta V_w)_{V_i=0}, \quad (1.27)$$

где  $(\theta V_w)_{V_i=0}$  – интенсивность потока воды без учета оседания снега, которая рассчитывается по одному из уравнений (1.43)–(1.45).

Другие характеристики, необходимые для задания параметров моделей (водоудерживающая способность, коэффициент теплопроводности снега, альbedo, плотность свежевыпавшего снега), задаются на основе эмпирических зависимостей от обуславливающих факторов (см. ссылки в [Кучмент и др., 1983; Мотовилов, 1993; Motovilov, 1986]).

Испытания предложенной модели проводились по данным специальных детальней измерений характеристик снежного покрова на снегомерной площадке ст. Ледник Абрамова в зимне-весенние периоды 1972-го и 1975-го годов. Кроме учащенных метеонаблюдений они включали измерения высоты снежного покрова и запасов воды в снеге, температуры и плотности снега на различных горизонтах от поверхности снега. Было показано, что модель удовлетворительно воспроизводит динамику высоты снежного покрова и снегозапасов, плотностных и термических характеристик снега на различных горизонтах, характеристик снеготаяния [Кучмент и др., 1983; Мотовилов, Жидков, 1986; Жидков, Мотовилов, 1987; Motovilov, 1986].

### ***Физико-математическая модель гидротермического режима почвы***

Формирование талого стока равнинных рек в значительной степени определяется впитывающей способностью мерзлых почв в период снеготаяния. Впервые мысль о возможной водопроницаемости мерзлой почвы была высказана А.А. Шалабановым в 1903 г. на основе анализа составляющих водного баланса на небольшом водосборе. Одно из первых экспериментальных исследований водопроницаемости мерзлой почвы было выполнено Н.А. Качинским в 1927 г. Впоследствии исследованиями факторов, обуславливающих водопроницаемость мерзлых почвогрунтов, в полевых условиях занимались А.И. Безменов, Н.Б. Вольфцун, В.С. Дыгало, П.Ф. Идзон, И.А. Кузник, Н.А. Мосиенко, В.В. Рогоцкий, А.И. Субботин, П.А. Урываев, С.И. Харченко и др. Впервые наиболее полное физическое истолкование механизма, в результате которого происходит уменьшение интенсивности инфильтрации воды в мерзлые почвы, а в некоторых случаях и полная водонепроницаемость, была дана В.Д. Комаровым на основании серии проведенных им лабораторных опытов, тщательно описанных и

проанализированных в работе [Комаров, 1957]. В частности, было установлено, что основными факторами, определяющими впитывающую способность почвогрунтов, являются распределения по глубине температуры и влажности почв. При проникновении воды в поры мерзлого почвогрунта происходит ее частичное замерзание благодаря "запасу холода" промоченного слоя и фазовым превращениям связанной влаги в области отрицательных температур, а также за счет теплопередачи из нижележащих промерзших слоев почвы посредством механизма теплопроводности. При определенных условиях лед в порах и связанная малоподвижная влага могут привести к закупорке пор и образованию водонепроницаемых "запирающих" слоев, которые в значительной степени определяют потери стока на впитывание. Впоследствии экспериментальные исследования процесса инфильтрации воды в мерзлую почву были также выполнены А.А. Капотовым [1972] и сотрудниками Гидрофизической лаборатории ГГИ [Калюжный, Павлова, 1981; Зарецкий, Лавров, 1986]. Анализ экспериментов позволил дополнить общую картину этого сложного явления и разработать теплофизический метод расчета "запирающего слоя" в почвах [Романов и др., 1974].

Теоретической базой для математического описания процессов тепло- и влагопереноса в почве являются методы термодинамики пористых сред [Лыков, 1972], на основе которых были созданы модели гидротермических процессов в промерзающих горных породах для задач мерзлотоведения и криолитологии [Павлов, 1965; Иванов, 1969]. Позднее для задач гидрологии модели медленно протекающих процессов промерзания и оттаивания почвы с учетом миграции влаги к фронту промерзания были рассмотрены в работах [Harlan, 1972; Жмаева, Кучмент, 1979; Лыкосов, Палагин, 1980; Палагин, 1981; Гельфан, 1989].

Одна из первых моделей быстропротекающих процессов тепло- и влагопереноса в мерзлой почве при инфильтрации в нее талой воды была сформулирована А.И. Будаговским [1972]. Уравнения модели учитывали фазовые переходы влаги во всем спектре отрицательных температур, кондуктивный и адвективный теплообмен. Значительный вклад в разработку моделей

инфильтрации в мерзлую почву внесли исследования В.Я. Кулика [1978], предложившего ряд формул для задания гидро- и теплофизических характеристик мерзлых почв и получившего ряд автомодельных решений для частных случаев.

Детальная физико-математическая модель тепло- и влагопереноса в мерзлой почве при инфильтрации в нее талой воды, основанная на методах термодинамики пористых сред, была впервые реализована в работах [Мотовилов, 1977 а, б; Кучмент и др., 1983]. В модели предполагалось, что температура всех компонент почвы (скелета почвы, воды, льда и воздуха) одинакова, перенос массы осуществляется в жидкой фазе, а влиянием водяного пара на тепло- и влагоперенос можно пренебречь [Мотовилов, 1982]. Модель учитывает зависимость льдистости почвы от температуры и суммарного влагосодержания при быстром изменении влагосодержания почвы, происходящем в процессе инфильтрации.

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K \right) \quad (1.28)$$

$$c_T \frac{\partial T}{\partial t} + c_w \frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_w c_w \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K \right) \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1.29)$$

где  $W = \theta + (\rho_i / \rho_\theta)I$ , – объемное содержание влаги;  $\theta$ ,  $I$  – объемное содержание незамерзшей влаги и льдистость;  $\rho_\theta, \dots, \rho_i$  – плотности воды и льда,  $K$  – гидравлическая проводимость мерзлой почвы;  $\psi$  – капиллярно-сорбционный потенциал мерзлой почвы;  $T$  – температура;  $\lambda$  – теплопроводность мерзлой почвы;  $C_T = C_{eff} - \rho_i \chi \left( \frac{\partial I}{\partial T} \right)_w$ ;  $c_w = -\rho_i \chi \left( \frac{\partial I}{\partial W} \right)_T$ ,  $C_{eff}$  – эффективная теплоемкость мерзлой почвы, равная взвешенной сумме теплоемкостей ее отдельных компонент.

На основе экспериментальных данных и теоретических работ в области физики почв в работах [Мотовилов, 1980; Кучмент и др., 1983] были предложены формулы для расчета гидрофизических характеристик талых почв в зависимости от измеряемых почвенно-гидрологических констант:

$$\psi = \psi_{MG} \left( \frac{MG}{\theta} \right)^n, \quad (1.30)$$

$$K = K_0 \left( \frac{\theta}{P} \right)^{2n+1.6}, \quad (1.31)$$

где  $\theta$  – объемная влажность;  $K_0$  – гидравлическая проводимость насыщенной почвы (коэффициент фильтрации);  $P$  – объемная пористость почвы;  $MG$  – максимальная гигроскопичность;  $\psi_{MG}$  – капиллярно-сорбционный потенциал при влажности, равной  $MG$  (принимается равным  $-550$  м);  $HB$  – наименьшая полевая влагоемкость (в % от веса сухой почвы);  $n = \frac{2.7 - 5.2 \times 10^{-6} HB^{3.5}}{\lg HB - \lg MG}$ . Формулы (2.39) и

(2.40) были проверены для различных типов почв из разных областей земного шара [Мотовилов, 1980; Кучмент и др., 1983].

Аналогичные гидрофизические характеристики для мерзлой почвы были получены в работах [Мотовилов, 1977г; Кучмент и др., 1983] на основе применения теории подобия почвенных сред [Мичурин, 1975] и подходов к оценке влияния льдистости В.Я. Кулика [1978]:

$$\psi = \psi_{MG} (1+8I)^2 \left( \frac{MG}{\theta} \right)^n \left( \frac{P-I}{P} \right)^{n-1}, \quad (1.32)$$

$$K = K_0 \left( \frac{\theta}{P} \right)^{2n+1.6} \times \frac{1}{(1+8I)^2}, \quad (1.33)$$

где  $\theta$  – количество незамерзшей влаги в единице объема почвы. Тогда при заданных температуре и суммарной влажности почвы содержание льда рассчитывается из уравнения:

$$\frac{55}{12} (1-8I)^2 \left( \frac{P-I}{P} \right)^{n-1} \left[ \frac{MG}{W - \frac{\rho_i}{\rho_w} I} \right]^n + T = 0, \quad (1.34)$$

а количество незамерзшей влаги рассчитывается как  $\theta = W - (\rho_i / \rho_w) I$ .

Результаты расчета фазового состава влаги в почвах при отрицательных температурах были сопоставлены с данными лабораторных экспериментов по определению количества незамерзшей влаги, выполненными З.А. Нерсесовой

[1953], Л.А. Разумовой [1951] и другими исследователями. В частности, и результаты экспериментов, и расчеты по предложенным формулам показали, что при определенной температуре с увеличением суммарного влагосодержания количество незамерзшей влаги в почве сначала несколько увеличивается, а затем, при дальнейшем увеличении влагонасыщения, интенсивно уменьшается [Мотовилов, 1977г; Кучмент и др., 1983].

Численное интегрирование уравнений (1.28), (1.29) с соответствующими краевыми условиями выполнялось с помощью неявной разностной схемы, описанной в работах [Мотовилов, 1977а,б; Кучмент и др., 1983], методом последовательных прогонок с дополнительными итерациями между уравнениями. Модель позволила с удовлетворительной точностью воспроизвести результаты лабораторных экспериментов по инфильтрации воды в мерзлую почву, выполненных В.Д. Комаровым [1957] – [Мотовилов, 1977а,б], А.А. Капотовым [1972] – [Мотовилов, 1979; Кучмент и др., 1983], в гидрофизической лаборатории ГГИ [Зарецкий, Лавров, 1986] – [Кучмент и др., 1983]. В частности, и лабораторными экспериментами, и результатами расчетов по модели было показано, что в ряде экспериментов после впитывания в почвенные монолиты некоторого количества воды дальнейшая инфильтрация прекращалась и внутри почвенных монолитов образовывался "запирающий слой". Спустя некоторое время после обогрева монолитов инфильтрация возобновлялась и интенсивность впитывания увеличивалась. В других экспериментах с другими начальными увлажнением и промерзанием почвы "запирающие слои" не формировались. Модель удовлетворительно воспроизводила не только динамику впитывания воды в мерзлую почву, но также и динамику изменения вертикальных профилей температуры и влажности почвы.

В качестве одной из иллюстраций возможности применения модели инфильтрации воды в мерзлую почву к практическим задачам гидрологии в работах [Мотовилов, 1977в; 1979] была рассмотрена методика расчета объема стока весеннего половодья на водосборе р. Сосны (приток Дона, площадь водосбора 16300 км<sup>2</sup>) путем оценки доли площади, на которой при

наблюдавшихся перед началом половодья увлажнением и промерзанием почвогрунтов образуется "запирающей слой", с учетом кривых распределения по площади глубины промерзания и запасов воды в снежном покрове. Применение методики позволяет получить приемлемую точность расчета, поэтому она была рекомендована Центральной методической комиссией по гидрометеорологическим прогнозам к испытаниям в качестве дополнительной методики долгосрочного прогноза. В течение трех лет (1978–1980) опытные прогнозы объема стока весеннего половодья поставлялись в отдел гидропрогнозов Гидрометцентра. Из трех лет не оправдался прогноз для одного года. К сожалению, в дальнейшем в связи с переходом автора на работу из Гидрометцентра в ИВП РАН выдача прогнозов прекратилась.

В последующие годы был разработан ряд моделей тепло- и влагопереноса в мерзлой почве, близких по структуре к предложенной выше модели инфильтрации воды в мерзлую почву. Так, в работе [Зарецкий, Лавров, 1986] предложена модель, в которой в сравнении с моделью (1.28), (1.29) не учитывается влияние конвективного переноса тепла (член  $\rho_w c_w \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K \right) \frac{\partial T}{\partial z}$  в уравнении (1.29)) на тепловой режим почвы, а также зависимость льдистости почвы от ее суммарного влагосодержания. Авторы модели воспроизвели результаты поставленных ими лабораторных экспериментов по изучению процессов промерзания и впитывания воды в почвогрунты.

Если в модели (1.28), (1.29) предположить, что количество незамерзшей влаги зависит от температуры почвы, но не зависит от суммарного влагосодержания, и записать уравнения в диффузионной форме, то получим систему уравнений тепло- и влагопереноса, предложенную А.Н. Гельфаном [Gelfan, 2006]. Зависимости потенциала почвенной влаги и гидравлической проводимости от влажности незамерзшей почвы задавались по формулам Ван Генухтена [van Genuchten, 1980]. Для мерзлых почв эти зависимости модифицировались в соответствии с подходами, описанными в [Кулик, 1978; Мотовилов, 1977а]. Проверка модели производилась А.Н. Гельфаном по данным

лабораторных экспериментов по определению гидрофизических характеристик почвы, а также описанных в работе [Зарецкий, Лавров, 1986] результатов экспериментов по физическому моделированию гидротермических процессов в промерзающей почве и инфильтрации воды в мерзлую почву.

Е.М. Гусевым [Гусев, 1993] разработана модель инфильтрации воды в мерзлую почву на основе описания влагопереноса по схеме капиллярных колонн, где температурный профиль мерзлых почвогрунтов находится из аналитического решения уравнения теплопроводности. Для получения аналитического решения температурный профиль задается в виде полинома пространственной координаты, коэффициенты которого находятся из уравнений теплопроводности, проинтегрированных по глубине промоченного и непромоченного слоев. Модель проверялась по данным на стоковых площадках Подмосковной воднобалансовой станции и Курской биосферной станции. В последствии эта модель использовалась в первой отечественной физико-математической модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой, успешно применяемой для описания формирования речного стока на водосборах разных размеров [Гусев, Насонова 2010; Gusev, Nasonova 2002].

### ***Модель склонового и руслового стекания***

Поверхностное склоновое стекание и движение воды по русловой сети описаны в модели системой уравнений кинематической волны:

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = R_{ef}, \quad (1.35)$$

$$Q = i^{1/2} h^{5/3} B / n, \quad (1.36)$$

где  $F$  – площадь поперечного сечения потока воды высотой  $h$  на склоне (в русле) шириной  $B$ ,  $Q$  – расход воды,  $i$  – уклон,  $n$  – коэффициент шероховатости Маннинга,  $R_{ef}$  – интенсивность эффективного притока воды на поверхность склона (интенсивность поступления воды со склона в русло). Численное интегрирование (1.35)–(1.36) выполнялось методом конечных элементов по программе, разработанной В.Н. Демидовым [Демидов, Мотовилов, 1984].

### *Физико-математическая модель формирования талого стока*

Первая физико-математическая модель формирования стока весеннего половодья была реализована автором в лаборатории гидрологического цикла суши ИВП РАН под руководством Л.С. Кучмента на примере водосбора р. Сосны, расположенного в центральной части лесостепной зоны ЕТР, и описана нами в работах [Кучмент и др., 1986; Kuchment et al., 1986; Motovilov, 1987; Мотовилов, 1989; 1993б; Кучмент и др., 1990]. Водосбор характеризуется большой изменчивостью потерь талых вод год от года (за многолетний период изменяется в диапазоне от 7 до 160 мм с коэффициентом вариации 0,55), что вызывается главным образом вариацией впитывающей способности мерзлой почвы. Характеристики водосбора р. Сосны хорошо изучены, чему способствовали полевые и экспериментальные работы ГГИ [Калюжный, Лавров, 2012], проводимые в этом районе в течение ряда лет. Река Сосна – один из крупных притоков Дона, площадь водосбора до г. Елец составляет 16300 км<sup>2</sup>, овражно-балочная сеть занимает 8%-ов, лес и лесополосы – 2%-а территории. Грунтовые воды залегают в основном глубоко (20–25 м), поэтому их влияние на сток половодья не учитывалось. Преобладающие типы почв – оподзоленные и выщелоченные черноземы – по механическому составу относятся к средне- и тяжелосуглинистым.

Модель формирования весеннего половодья основана на конечноэлементной схематизации водосборной площади [Демидов, Мотовилов, 1984]. Для расчета поступления воды на склоновый элемент решается гидротермодинамическая задача в системе атмосфера–снег–почва. Склоновое стекание и движение воды по русловой сети описаны уравнениями кинематической волны.

Для схематизации водосборной площади и задания параметров модели привлекались топографическая, почвенная, ландшафтная и физико-географическая бумажные карты, а также региональные справочники агрогидрологических свойств почв. Для задания начальных условий использовались данные снегомерных наблюдений и профили температуры и

влажности почвы по имеющимся на водосборе снегомерным пунктам и агрометеорологическим станциям в пунктах наблюдений перед началом снеготаяния. Граничные условия задавались по метеорологическим данным на метеостанциях с учетом внутрисуточного хода в сроки наблюдений. Для контроля точности расчетов привлекались данные о расходах воды в замыкающем створе р. Сосны и в створах на ее притоках.

Уже первые расчеты талого стока по модели показали, что качественно она достаточно хорошо воспроизводит основные процессы. Однако для достижения необходимой точности расчетов модель требует усовершенствования в плане учета пространственных распределений характеристик водосбора и метеорологических воздействий. Подсеточные эффекты, обусловленные изменчивостью характеристик снежного покрова и глубины промерзания почвы внутри однородных элементов, учитывались следующим образом.

1. Для каждого выделенного элемента площади вводились статистические распределения снеготаяния и глубины промерзания почвы в начальный момент времени в виде двухпараметрического гамма-распределения.
2. Коэффициенты вариации распределений на элементах площади связаны с нормами величин снеготаяния и глубин промерзания в узлах расчетной сетки по эмпирическим формулам, полученным на основе данных ГГИ.
3. Для определения потерь талых вод в бессточных емкостях рельефа использовалась известная формула Е.Г. Попова [Попов, 1963].

Расчет стокоформирующих талых вод в пределах каждого расчетного элемента площади выполнялся для нескольких ординат кривых распределений, причем предполагалось, что снеготаянностям  $p$  соответствует глубина промерзания обеспеченности  $1-p$ . Затем вычислялось средневзвешенное количество стокоформирующих талых вод на расчетном элементе, которые затем трансформировались в речной сток.

Испытания модели проводились на водосборе р. Сосны, на поверхности которого выделялось 300 конечных элементов, а русловая сеть кроме основной реки включала семь притоков первого порядка. Шаг интегрирования по времени

для уравнений тепло- и влагопереноса в снеге и почве был принят равным 1 ч., а для стекания по уравнениям кинематической волны – 6 ч. Испытания проводилась для 10-летнего ряда (1967–1976 гг.), причем в рамках единого расчета рассчитывались расходы в замыкающем створе и в створах на ее притоках. Анализ результатов расчетов показал, что в целом модель дает достаточно хорошее соответствие рассчитанных и фактических слоев талого стока, хотя для половодья 1968 г. погрешности расчетов были весьма велики. Оценка  $S/\sigma$  для слоя стока половодья в замыкающем створе составила 0,32, а для максимальных расходов – 0,35.

Разработанная физико-математическая модель формирования весеннего половодья в бассейне р. Сосны использовалась для оценки влияния антропогенных изменений речных водосборов на талый сток [Motovilov, 1987; Кучмент и др., 1990]. На основании анализа материалов на стоковых площадках и экспериментальных бассейнах были сделаны выводы о влиянии различных агротехнических мероприятий на поверхностное задержание, связанное с созданием искусственного микрорельефа пашни, и водопроницаемость почвы, а также составлены соответствующие таблицы изменения этих параметров модели. По модели были выполнены и проанализированы численные эксперименты по оценкам влияния различных способов обработки почвы на талый сток.

В этих же работах показаны возможности разработанной модели для оценок влияния различных агрофонов на водную эрозию, определяющую процесс смыва почвы. Методика может быть полезной при оценках целесообразности и эффективности тех или иных агротехнических приемов в конкретных физико-географических и гидрометеорологических условиях. Методика оценки включает совмещение рассчитанных по модели пространственных полей модулей стока весеннего половодья при различных агрофонах с эмпирическими зависимостями, связывающими модули стока наносов со слоем стока на различных агрофонах, приведенными в Инструкции по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на ЕТС [1979].

В нашей работе [Кучмент и др., 1990] с помощью разработанной физико-математической модели выполнено одно из первых исследований влияния возможных климатических изменений на характеристики талого стока в бассейне р. Сосны по двум сценариям: при увеличении температуры воздуха на  $1^{\circ}\text{C}$  и осадков на 10%-ов; при увеличении температуры на  $1^{\circ}\text{C}$  и осадков на 10%-ов. По результатам численных экспериментов прослеживается неопределенность в реакции гидрологического бассейна на изменение климатических характеристик: при одних и тех же сценариях климатических изменений в разные годы можно ожидать знакопеременные изменения характеристик талого стока. В целом при увеличении температуры воздуха и осадков с большей вероятностью следует ожидать уменьшения весеннего талого стока и в то же время увеличения стока в периоды зимних оттепелей. Суммарный сток талых вод за зимне-весенний период изменяется в пределах  $\pm 20\%$ -ов, хотя вероятность его снижения более высокая.

В нашей работе [Кучмент и др., 1994] показаны возможности разработанной модели для оценки опасности катастрофических наводнений в бассейнах рек Сосны и Уды (Забайкалье, площадь водосбора  $34800\text{км}^2$ ).

## **1.2. Дискуссии вокруг физико-математических моделей**

### ***Критика отдельных положений физико-математических моделей***

Бурное развитие и становление физико-математических моделей формирования стока пришлось на 70–80-ые годы прошлого столетия (напр., [Кучмент, 1980; Кучмент и др., 1983; 1990; Кондратьев, 1981; Румянцев, Кондратьев, 1981; Румянцев и др., 1985; Abbott et al., 1986a,b; Dooge, 1986]), однако уже в 90-х годах эйфория от успехов в описании и моделировании отдельных процессов гидрологического цикла заметно снизилась, и на протяжении последних 25 лет в гидрологическом сообществе активно дискутировались проблемы физико-математического моделирования речных бассейнов. Наиболее яркие критики этого направления в моделировании – крупный английский гидролог К. Бивен [Abbot, Refsgaard, 1996; Beven, 1989;

Beven, Binley 1992], который сам в 80-х годах являлся одним из активных разработчиков широко известной физико-математической модели IHDM [Beven et al., 1987], и являвшийся ведущим представителем российской школы математического моделирования в гидрологии Ю.Б. Виноградов [Виноградов, 1988; Виноградов, Виноградова, 2010]. В значительной степени, благодаря этим ярким полемистам и умелым пропагандистам своих, порой неоднозначных, взглядов на проблемы гидрологии, критическая тема имела определенную известность и послужила мотивацией для проведения целенаправленных исследований по совершенствованию физико-математических моделей у части гидрологического сообщества "модельеров", включая диссертанта. Одним из возможных ответов на нее стало создание физико-математической модели ЕСОМАГ, описание которой и результаты ее применения составляют основное содержание настоящей диссертации. Основная суть претензий к физико-математическим моделям сводится к тезису, что уравнения математической физики неадекватно описывают ряд гидрологических процессов и применяются на реальных водосборах для несвойственных пространственных масштабов, где параметры моделей не могут быть измерены и их необходимо калибровать подобно тому, как это делается в концептуальных моделях стока.

Поясним суть претензий, которые давно широко известны и повторяются в ряде критических статей, на двух конкретных примерах. Во многих физико-математических моделях для описания движения влаги в почве как аксиома используется уравнение движения почвенной влаги Ричардса. Уравнение многократно проверялось в лабораторных условиях как на нарушенных образцах однородной (модельной) почвы, так и на ненарушенных по структуре почв. В большинстве своем оно удовлетворительно описывает динамику влаги в почве, хотя в отдельных случаях при определенных условиях заложенные в уравнение диффузии закономерности перемещения влаги против градиента влажности не выполняются (подвешенная влага, эффект Аллэра). В уравнение Ричардса входят две гидрофизические характеристики почвы: зависимости потенциала почвенной влаги и гидравлической проводимости от влажности почвы. Диапазон изменения

обеих характеристик составляет несколько порядков в диапазоне реального изменения влажности почвы в природе. На величину коэффициента фильтрации почвы (основной измеряемый параметр гидравлической проводимости) влияет заземленный воздух, наличие некапиллярных пустот (ходы червей и других насекомых, корневая система растений и т.д.). Различные методы определения коэффициента фильтрации в полевых условиях даже для одной точки разными приборами нередко дают значения, различающиеся на порядки, что, в первую очередь, обусловлено диаметром захвата инфилтметров и наличием некапиллярных пустот в заливаемых образцах почвы [Sharon et al., 1999].

Значительные сложности возникают также при измерении различными методами и увязке ветвей зависимости капиллярно-сорбционного потенциала в различных диапазонах изменения почвенной влаги [Глобус, 1969; 1987]. Кроме того, на эти зависимости оказывают влияние термическое состояние, явления гистерезиса и осмоса. Таким образом, даже в точке в полевых условиях мы не можем уверенно измерить гидрофизические характеристики почвы. При переходе от точки на пространство трудности в оценке почвенных параметров значительно возрастают. Например, известно, что значения коэффициента фильтрации в точках на расстоянии нескольких метров могут отличаться на порядки [Гусев, 1978; Sharon et al., 1999].

Кроме того, для задания верхних граничных условий для уравнения Ричардса зачастую используются среднесуточные осадки по измерениям на метеостанциях (либо срочные данные измерений осадков, обычно 2 раза в сутки). Поэтому в расчетах по моделям формирования стока используется фиктивная (заниженная) интенсивность осадков, "размазанная" на продолжительность дождя 12 или 24 часа, а чтобы получить Хортоновский поверхностный сток (разность между интенсивностями осадков и впитывания), мы должны оперировать и фиктивными коэффициентами фильтрации и другими гидрофизическими характеристиками почвы, подбираемыми в процессе калибровки модельных параметров.

Таким образом, можно согласиться, что уравнение Ричардса достаточно уверенно может применяться для моделирования влагопереноса в идеальных (лабораторных) однородных почвенных колоннах в микромасштабе (в точке), однако для природных почв на мезомасштабном уровне (склон, водосбор) применение этого уравнения неправомерно в силу:

1. пространственной и вертикальной гетерогенности структуры почв и значительной вариации их гидрофизических характеристик, наличия макропористости, в особенности в верхнем деятельном слое почвы, по которой осуществляется гравитационное движение влаги, не описываемое уравнением диффузии под действием капиллярно-сорбционных сил;
2. отсутствия надежных методов определения гидрофизических параметров и зависимостей почв как в точке, так и их пространственных распределений на мезомасштабном уровне;
3. сильной нелинейности уравнения диффузии влаги, когда мы не можем использовать осредненные по пространству параметры гидрофизических характеристик, т.к. такое осреднение в силу нелинейности процессов не приводит к осреднению потоков.

Не меньше вопросов у критиков направления возникает и к описанию склонового поверхностного стекания, где используется гипотеза сплошного стекания, а размеры расчетных ячеек часто намного превышают размеры реальных склонов. Это влечет за собой использование фиктивных уклонов поверхности и коэффициентов шероховатости. Параметры моделей склонового подповерхностного стекания вообще трудно поддаются оценке в природных условиях и калибруются по данным наблюдений за стоком. Калибровкой обычно находятся и параметры моделей грунтового стока, при этом информация о мощности водоносных горизонтов, их уклонах, границах подземных водосборов и других характеристиках обычно задается из самых общих умозрительных заключений.

Казалось бы, отмеченные несовершенства физико-математических моделей должны приводить к абсурдным результатам моделирования, однако многолетняя

практика их применения на реальных водосборах и достигнутые положительные результаты опровергают эти доводы. Критики традиционных физико-математических моделей объясняют этот факт тем, что системы дифференциальных уравнений физико-математических моделей обладают достаточной гибкостью и с учетом оптимизируемых параметров моделей чисто математически выполняют навязанную им задачу – перераспределяют сток во времени, хотя на самом деле описывают не совсем тот процесс, который имеет место в природе [Виноградов, Виноградова, 2008, 2010]. И даже более категоричное заключение: текущая генерация распределенных физико-математических моделей по сути – емкостные концептуальные модели [Even, 1989]. Основная причина отмеченных противоречий физико-математического направления в моделировании заключается в том, что физика базисных уравнений для описания основных процессов основана на микромасштабной физике гомогенных систем. Уравнения моделей дают хорошее описание процессов, протекающих в определенных пространственно-однородных, структурно стационарных модельных почвах и склонах в лабораториях. В реальных приложениях авторы применяют эту микрофизику к масштабам ячейки расчетной сетки порядка десятков, сотен метров или того больше пространственно-неоднородной нестационарной системы, которой является реальный склон или водосбор. Никакого теоретического обоснования относительно того, как уравнения, основанные на микрофизику, можно перенести на мезомасштабный или макромасштабный уровни склонов и водосборов, как правило, не делается. При этом ошибочно предполагается, что модель верна и для этих масштабов с теми же самыми параметрами. Это заблуждение чревато, в первую очередь, методологическими противоречиями при осуществлении калибровки параметров и проверки (валидации) модели не только по стоку (в этих случаях упрощенные концептуальные модели зачастую дают более точные результаты [Кучмент, 2015]), но и по внутренним переменным состояниям водосборов (поля влажности почв, уровней грунтовых вод, снежного покрова и т.п.). Кроме того, зависимые от масштаба калибровочные параметры моделей трудно обобщать и

систематизировать, что существенно снижает возможности использования моделей на неизученных водосборах [Ehret et al., 2014].

Таким образом, основные положения критики в концентрированном виде 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 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 соответствует физике описываемых процессов. Наиболее часто упоминается гипотеза плоскостного стекания, которая излишне, по мнению критиков, 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 (напр., 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 эквививальности 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 полемическим талантам К. Бевена и Ю.Б.Виноградова, частью гидрологического сообщества, начиная с 1990-х годов, стало разделяться мнение, что перечисленные проблемы являются патологическими для физико-математических моделей, ограничивают область их применимости решением исследовательских задач на малых экспериментальных бассейнах, делают очень неопределенными перспективы их применения для крупных бассейнов, а также для решения прикладных задач гидрологических расчетов и прогнозов.

### *Пути решения проблем*

Активная дискуссия сторонников и критиков традиционного физико-математического направления в моделировании формирования стока не имеет целью принизить научный потенциал таких моделей, достижения в этой области признаются подавляющим большинством ведущих гидрологов. Цель дискуссии заключается, в первую очередь, в поиске путей разрешения проблемы масштабирования в моделировании гидрологических процессов при переходе от точки к склону и далее к элементарному водосбору и речному бассейну и, в конечном итоге, в усовершенствовании текущей генерации физико-математических моделей формирования стока. Сейчас, по прошествии более 20 лет, в течение которых усилиями множества исследователей достигнуты значительные успехи по совершенствованию физико-математических моделей и расширению области их применимости, некоторые положения критики утратили свою остроту. В частности, 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. Для широкого класса используемых в гидрологических моделях уравнений 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; Renard, de Marsily, 1997; Horne, Kavvas, 1997; Kavvas, 1999; McDonnell et al., 2007; Wildenschild and Jensen, 1999]. 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 вертикальным, 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 работах [Grayson et al., 2000a,b], 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.

Ведущие российские гидрологи Л.С. Кучмент [2008] и А.Н. Гельфан [2007] резервы для усовершенствования физико-математических моделей связывают с уточнением описания отдельных гидрологических процессов, включением в модели новых механизмов и учетом стохастических закономерностей пространственного изменения характеристик водосбора. Критики направления видят возможности развития моделей скорее не в уточнении теории описания

отдельных процессов, а в ориентации на пространственную информацию и параметризацию процессов в пространственном масштабе, свойственном масштабу моделирования речных бассейнов, причем допускают возможности варианта концептуализации моделей. По мнению многих ученых проблема масштаба считается фундаментальной и главной нерешенной задачей современного гидрологического моделирования [Виноградов, Виноградова, 2008, 2010; Гельфан, 2007; Кучмент, Гельфан, 1993; Blöschl, 1999; Blöschl, Sivapalan, 1995].

Проблема масштаба. По мнению критиков, характерный масштаб речных бассейнов при использовании традиционных распределенных физико-математических моделей формирования стока ограничивается размерами небольших (элементарных) водосборов. В их пределах с помощью таких моделей можно с большой детальностью воспроизводить гидрологические процессы на различных частях склонов (характерный масштаб расчетной ячейки – десятки и сотни квадратных метров) и в русловой сети с учетом разнообразия рельефа, типов почвы, растительности и других компонентов ландшафта на водосборах. При гидрологическом моделировании больших территорий и крупных речных систем такая схема зачастую оказывается неэффективной из-за жестких требований к детальности и объемам картографической, геофизической и гидрометеорологической информации, необходимой для задания модельных параметров, проведения калибровки и валидации модели. Очевидно, чем крупнее водосбор, тем разнообразнее в нем климат, рельеф, характеристики подстилающей поверхности. Многократно увеличивается и количество калибровочных параметров, что при традиционных подходах к методам их калибровки и оптимизации делает применение полностью распределенных физико-математических моделей для крупных речных бассейнов трудно реализуемым, а учитывая трудозатраты на подготовку исходных данных, вычислительное время и усилия на калибровку, и экономически невыгодной задачей.

Компромиссным выходом из сложившейся ситуации явилась идея использования для крупных речных бассейнов и более крупных расчетных ячеек порядка десятков, сотен или даже тысяч квадратных километров. При этом необходимо дополнительное теоретическое обоснование проблемы масштабирования в гидрологических моделях. Проблема заключается в нахождении новых (по сравнению с точкой) расчетных единиц определенного масштаба, генерализации (фильтрации) микромасштабных флуктуаций характеристик, имеющих второстепенное значение на данном уровне рассмотрения, параметризации моделей гидрологических процессов на мезо- или макромасштабном уровне и нахождении эффективных параметров моделей.

Одной из вех на пути разрешения проблемы масштаба явилась выдвинутая Е. Вудом с соавторами [Wood et al., 1988; 1990] концепция репрезентативной элементарной области (REA – representative elementary area) по аналогии с концепцией репрезентативного элементарного объема (REV – representative elementary volume) в микрофизике, т.е. точечного элементарного объема, для которого, собственно, выполняются законы неразрывности, сохранения и переноса уравнений физико-математических моделей. Вуд с соавторами предположили, что на определенном масштабе (определенных 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 потоков (расходов воды, испарения и т.д.) 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 для гидрологических исследований концепция была предложена П. Реджани с соавторами (см. напр. [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 как через русловую сеть, а также представил уравнения сохранения массы, импульса и энергии для масштаба REW. Не вдаваясь в детали, смысл этих концепций заключается в нахождении новых (по сравнению с точкой) ландшафтно-однородных расчетных единиц определенного масштаба (REA или REW) и генерализации параметров гидрологических моделей для этого масштаба. Источниками информации для определения размеров таких расчетных единиц и их параметров являются 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.

Полураспределенные модели. В рамках предложенных концепций элементарный водосбор (REA или REW) может являться расчетной единицей для моделирования крупного речного бассейна, состоящего из множества таких элементарных водосборов. В этом случае для описания гидрологических процессов уже не требуется такая пространственная детализация, как в детальных полностью распределенных физико-математических моделях (например, детализация потоков и переменных состояния на различных участках склонов) – в агрегированных моделях оперируют осредненными в пределах элементарных водосборов потоками. Поэтому для описания гидрологических процессов здесь могут быть использованы упрощенные модели, в рамках которых элементарный бассейн рассматривается как расчетная точка (модель с сосредоточенными «эффективными» параметрами). Таким образом, ключевая концепция масштабирования заключается в нахождении новых укрупненных расчетных единиц масштаба REA или REW, либо еще более крупных, и разделении водосборного бассейна на ряд элементарных подводосборов или элементарных репрезентативных областей. При этом полагают, что горизонтальные перетоки воды через границы подводосборов отсутствуют, а трансформация стока,

образующегося на каждой из выделенных единиц, осуществляется через речную сеть. Хотя в масштабе каждого из выделенных подвodosборов REW (или ячеек REA) моделирование гидрологических процессов может рассматриваться как на основе модели с сосредоточенными параметрами (за исключением некоторых случаев, когда подвodosборы далее делятся на более мелкие единицы), в масштабе всего бассейна пространственные неоднородности стокоформирования учитываются путем задания для подвodosборов различных метеорологических воздействий и различных характеристик подстилающей поверхности. Такого рода модели широко признаны в качестве разумного компромисса между сосредоточенными и полностью распределенными подходами в гидрологическом моделировании речных бассейнов и получили название полураспределенные (semi-distributed) модели [Boyle et al., 2001].

За прошедшие годы было разработано множество хорошо зарекомендовавших себя полураспределенных гидрологических моделей. Обзоры этих работ приведены в работах [Wooldridge, Kalma, 2001; Haghnegahdar 2015; Savvidou et al., 2018]. В большинстве случаев пространственная дискретизация речного бассейна на отдельные подвodosборы осуществляется в среде ГИС на основе цифровой модели рельефа (ЦМР) с использованием критического числа площади аккумуляции потоков для выделения модельной речной сети, а характеристики подстилающей поверхности, на основе которых задаются параметры модели на этих подвodosборах, определяются с использованием цифровых карт почв, ландшафтов и т.п. путем наложения этих картографических слоев на мозаику выделенных подвodosборов. Таким образом крупный речной бассейн разбивается на универсальные единицы – подвodosборы, которые имеют четкие границы водоразделов, оконтуривающих эти подвodosборы. Вместе с принадлежащими этим объектам отрезками модельной гидрографической сети обычно они рассматриваются как однородные элементы, описываемые набором осредненных в пределах границ подвodosборов ландшафтных и гидравлических параметров. Звенья гидрографической сети посредством топологических

отношений объединяются в древовидную структуру русловой системы речного бассейна.

Во многих моделях при дискретизации речного бассейна с помощью ГИС выделяются достаточно крупные по размерам подводосборы, намного превышающие типичные линейные размеры REA (1–10 км). Чтобы учесть вариацию стокоформирующих факторов внутри выделенных крупных расчетных подводосборов, осуществляется дополнительное неявное (без конкретной координатной привязки, т.е. не идентифицируемое в пространстве) разделение вышеупомянутых 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-технологий путем нахождения уникальных комбинаций участков с однородными характеристиками (например, сочетаний "данный тип почвы с данным типом растительности"), представляющими процентные доли подводосборов, которые по-разному влияют на все реакции водосборного бассейна, и используются в дальнейшем в качестве вычислительных единиц 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, Braud, 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), которые определяются Флюгелем [Flügel, 1995] как "распределенные, разнородно структурированные субъекты, имеющие общий климат, землепользование и

лежащие в его основе педо-топо-геологические ассоциации, контролирующие гидрологическую динамику".

Одной из первых моделей такого класса, которая применяется для решения исследовательских и инженерных задач, стала распространенная в скандинавских странах концептуальная модель HBV, разработанная С. Бергстромом [Bergström, 1976]. 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; Motovilov, Nazarov, 1991]. 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.

Калибровка параметров и эквивалентность. Физико-математические модели содержат большое количество хорошо интерпретируемых с физической точки зрения параметров. Часть из этих параметров представляет собой количественное выражение качественных свойств почв, растительности и других характеристик ландшафта и, в принципе, может быть измерена в полевых и лабораторных условиях. В силу географической зональности можно ожидать, что значения таких параметров будут следовать зональности по физико-

географическим факторам. Картирование параметров моделей может существенно упростить процедуру задания их начальных значений [Merz, Bloschl, 2004]. Возможные предельные значения остальных трудно измеряемых параметров могут быть приближенно оценены с учетом их физического смысла на основании физико-географического анализа различных обобщенных данных, эмпирических зависимостей для рассматриваемого региона, а также опыта использования модели для других водосборов. Измерения физически обоснованных параметров, как правило, производятся в точечном масштабе, в то время как в моделях они назначаются масштабу ячейки сетки и, таким образом, по определению становятся концептуальными и их, как и трудно измеряемую часть параметров, необходимо калибровать. Отсюда следует, что пространственно-распределенные физико-математические модели, как и модели с сосредоточенными параметрами, также уязвимы к известным недостаткам калибровки, т. е. к проблемам эквививальности и неопределенности, связанным с оценкой их параметров.

Методическим вопросам калибровки и оптимизации параметров посвящена обширная литература. Первые исследования в этом направлении появились в середине 1960-х годов (например, [Dawdy, O'Donnell, 1965; Корень, Кучмент, 1969]), а с 1970-х годов, с развитием вычислительной техники, это направление стало одним из активно развивающихся в области моделирования гидрологических процессов. В данном подразделе мы лишь кратко обозначим основные причины, приводящие к трудностям калибровки, и возможные способы их преодоления.

Основная причина всех сложностей, возникающих в процессе калибровки параметров гидрологических моделей, заключается в несоответствии детальности описания гидрологических процессов полноте по составу, детальности и объемам информации гидрометеорологического мониторинга, по которой калибруются параметры и верифицируется модель. В особенности это касается пространственно-распределенных гидрологических моделей, где количество параметров линейно увеличивается с увеличением числа выделенных расчетных

пространственных единиц – подвodosборов. В самом деле, для задания пространственных распределений параметров моделей здесь используются карты почв, растительности, землепользования. В то же время, за редким исключением, калибровка всех параметров осуществляется только по гидрографам стока в замыкающем створе водосбора, а, к примеру, пространственные данные мониторинга состояния почв (увлажнение, промерзание), грунтовых вод или снежного покрова не используются при калибровке и валидации модели. Более того, нечасто можно встретить и калибровку параметров модели сразу по нескольким гидрометрическим створам на водосборе, которая хоть в какой-то мере учитывает пространственное распределение факторов стокоформирования. Сток в замыкающем створе водосбора отражает интегральную реакцию сложной системы речного бассейна на внешние воздействия, и калибровка по стоку значительно снижает возможности пространственного моделирования гидрологических процессов. Отдельные параметры в гидрологических моделях отражают свойства конкретных частных процессов гидрологического цикла. Поскольку сток в замыкающем створе связан со всеми происходящими на водосборе частными процессами, а следовательно и со множеством параметров модели, то чисто математически можно подобрать большое количество наборов калибровочных параметров, с примерно одинаковой точностью воспроизводящих гидрограф в замыкающем створе. Иными словами, при попытке нахождения параметров по ограниченному набору данных наблюдений решение обратного моделирования методом проб и ошибок может быть не единственным. Этот эффект в гидрологическом моделировании получил название эквивифинальности.

Эквивифинальность в значительной степени обусловлена недостатком данных для калибровки параметров, связанных с отдельными процессами гидрологического цикла, учитываемых в модели. Речь идет о возможности калибровки ряда параметров распределенных моделей, ответственных за определенные процессы, по данным регионального гидрометеорологического мониторинга этих процессов. Кроме того, часть параметров в подмоделях подповерхностного и грунтового стекания вообще трудно поддается оценке в

природных условиях и обычно калибруется по данным наблюдений за стоком. В последнем случае эквивиальность усиливается из-за возможной корреляции и взаимозависимости параметров подмоделей подповерхностного и грунтового стока. Можно привести примеры и других взаимозависимых параметров в гидрологических моделях. Например, параметр глубины поверхностного корнеобитаемого слоя связан с параметрами доступного для эвапотранспирации влагонасыщения почвы и т.п. Таким образом, эффект эквивиальности – возможность получения совершенно различных наборов калибровочных параметров для одинаково "хороших" моделей – обуславливают, главным образом, недостаток данных для калибровки параметров подмоделей отдельных процессов гидрологического цикла пространственно-распределенных физико-математических моделей и взаимозависимость модельных параметров.

Эквивиальность является одним из главных недостатков калибровки параметров пространственно-распределенных гидрологических моделей [Gotzinger, Bardossy, 2008; Gourley, Vieux, 2006; Sorooshian, Gupta, 1983]. Представим себе два различных набора параметров, доставляющих примерено одинаковую точность моделирования стока. По сути они представляют собой модели различных речных бассейнов с примерно одинаковой интегральной реакцией на внешние воздействия. Как было показано выше, один и тот же гидрограф в замыкающем створе водосбора может быть сформирован различными сочетаниями смоделированных генетических составляющих речного стока: к примеру, в одних случаях в суммарном гидрографе может превалировать подповерхностный сток, в других – такой же гидрограф может быть сформирован сочетанием поверхностной и грунтовой составляющих. Поведение составляющих гидрологического цикла в обоих случаях совершенно различно, хотя интегральная реакция водосбора примерно одинакова.

Калибровка пространственно-распределенных гидрологических моделей для крупных речных бассейнов из-за большого числа параметров, связанных с пространственной вариацией характеристик подстилающей поверхности, представляет собой трудоемкую задачу с затратами большого количества

вычислительных ресурсов. В связи с этим значительные усилия исследователей были направлены на поиск методов повышения эффективности калибровки и снижения трудовых и материальных ресурсов на ее проведение. В частности, облегчить проблему эквивалентности можно за счет увеличения рядов наблюдений и привлечения данных дополнительных измерений характеристик гидрологического цикла во внутренних точках водосбора для калибровки и валидации моделей (напр. [Her, Chaubey, 2015]). Чем больше данных используется для валидации (разные переменные, более длинные ряды), тем выше вероятность адекватного воспроизведения отдельных гидрологических процессов в речном бассейне. Еще одним из подходов, способствующих снижению эквивалентности и повышению идентифицируемости значений параметров, является уменьшение числа калибровочных параметров в распределенных моделях. Эта стратегия помогает уменьшить размерность пространства поиска путем включения дополнительной информации в виде ограничений на соотношения значений параметров (например, [Santhi et al., 2008]). Так называемый метод "множителей" является достаточно распространенной практикой в пространственно-распределенном моделировании водосборов и подразумевает применение скалярного множителя к значениям параметров, например, для различных типов почв или растительности и калибровку этих множителей.

### **1.3. Упрощенные физико-математические модели и подходы к описанию процессов формирования стока**

За последние 10–15 лет широкое распространение получили физико-математические модели формирования стока, где за основу принят тип полураспределенных гидрологических моделей. Основные расчетные уравнения в этих моделях получены из полных уравнений гидро- и термодинамики с использованием физически обоснованных допущений, которые позволяют упростить полные уравнения (в частности, обычно применяется интегрирование

уравнений тепло- и влагопереноса в снеге и мерзлой почве). Такие модели называют также упрощенными физико-математическими моделями [Кучмент, Гельфан, 1993]. В определенном смысле они занимают промежуточное положение между концептуальными моделями и детальными физико-математическими моделями: они менее требовательны к исходной информации и проще в реализации, чем детальные физико-математические модели, большинство их параметров сохраняет физическое содержание и их можно связать с имеющимися на водосборе измерениями или задать априори.

Ниже рассматриваются упрощенные подходы к описанию основных процессов формирования стока и их модели на основе осреднения и пространственного интегрирования уравнений детальными моделями, приведенных в разделе 1.1.

#### ***Упрощенный подход к описанию влагопереноса в почве и снеге***

При описании влагопереноса в почве в моделях формирования стока ввиду отсутствия информации о гидрофизических характеристиках почв на водосборе (зависимостей потенциала почвенной влаги и гидравлической проводимости от влажности) они восстанавливаются по приближенным зависимостям на основе данных о почвенно-гидрологических константах [Гельфан, 2007; Глобус, 1987; Гусев, Насонова, 2010; Калюжный, Лавров, 2012; Кучмент и др., 1983; Мотовилов, 1980]. И хотя качественная картина при моделировании влагопереноса при этом может сохраняться (перенос влаги осуществляется из влажных слоев в более сухие), судить о точности расчетов в этой ситуации надо с большой осторожностью, учитывая точность восстановления гидрофизических характеристик, диапазоны изменения их значений на несколько порядков при изменении влажности почвы и возможные ошибки при определении вертикальных градиентов на площади расчетных участков.

Для описания водного режима почвы на мезомасштабном уровне может оказаться полезным более упрощенный подход, основанный на концепции так называемых почвенно-гидрологических констант. В рамках этой концепции вода в почве разделяется на несколько классов в соответствии с природой взаимодействия

влаги с почвенными частицами. В частности, вода в пористой среде может классифицироваться по трем разрядам [Роде, 1965; Baver et al., 1972]:

- *Гигроскопическая влага*, которая сорбируется из атмосферного воздуха на поверхности твердых частиц как результат действия сил притяжения.
- *Капиллярная вода*, которая удерживается силами натяжения неразрывных водных пленок вокруг частиц и капиллярными силами.
- *Гравитационная вода*, которая не удерживается почвой и дренируется в более глубокие горизонты под действием сил гравитации.

Аналогичное разделение жидкой влаги на классы может рассматриваться и в тающем снежном покрове.

В гидрологии почв существуют так называемые почвенно-гидрологические константы, которые служат для разделения влаги в почве, удерживаемой в результате сил взаимодействия почвенными частицами различной природы. Согласно Роде [1965], Baver et al. [1972] и Maidment [1993]:

*Влажность завядания (wilting point, WP)* обозначает содержание влаги в почве, которое уже не может усваиваться растениями и при котором растения начинают завядать. Натяжение почвенной влаги при *WP* составляет около 15 атмосфер. Влага в почве при этом удерживается в тонких пленках вокруг почвенных частиц. Движение влаги в почве осуществляется главным образом в виде водяного пара, т.к. капиллярная гидравлическая проводимость почвы при этом равна нулю.

*Полевая влагоемкость (field capacity, FC)* обозначает количество влаги, удерживаемой почвой под действием капиллярных сил после стекания и дренирования в более глубокие слои гравитационной влаги. Среднее значение натяжения почвенной влаги составляет около 0,3 атмосферы. Гидравлическая проводимость почвы при этом близка к нулю или, по крайней мере, на несколько порядков ниже чем гидравлическая проводимость насыщенной почвы (коэффициент фильтрации почв). Вода в почве при влажности ниже *FC* передвигается по пленкам вокруг почвенных частиц очень медленно. Аналогичная

константа для снежного покрова называется водоудерживающей способностью снега (water holding capacity, *WHC*).

*Насыщающая влажность почвы (снега)* представляет собой количество воды, необходимое для заполнения всего пористого пространства почвы (снега). Содержание влаги при этом равно пористости (за исключением пространства, занятого заземленным воздухом). Капиллярное натяжение близко к нулю. Вода движется под действием сил гравитации.

Почвенно-гидрологические и снежные константы можно рассматривать как границы, разделяющие различные классы влаги по отношению к возможности ее передвижения и водообмена. В состоянии насыщения почва интенсивно дренирует воду под действием сил гравитации до достижения полевой влагоемкости (гравитационная вода). Для снега такой режим проистекает, пока влажность снега не достигнет уровня водоудерживающей способности снега. Движение воды происходит главным образом в крупных некапиллярных порах, не подверженных капиллярным силам. Определим некапиллярную пористость (*D*) как разницу между общей пористостью и полевой влагоемкостью (водоудерживающей способностью снега).

В результате эвапотранспирации содержание влаги в почве может уменьшаться от полевой влагоемкости до влажности завядания. Вода в этом диапазоне доступна для растений. Назовем ее капиллярной пористостью (*C*). Движение влаги в капиллярной пористости слабо выражено и происходит главным образом в тонких пленках вокруг почвенных частиц к ближайшим корням растений. Существенно, что такое движение влаги может рассматриваться как более мелкомасштабное относительно крупномасштабного горизонтального и вертикального движения гравитационной влаги в некапиллярных порах. В снежном покрове вода в капиллярных порах в диапазоне от водоудерживающей способности снега до нуля может уменьшаться в результате испарения или замерзания этой влаги в периоды похолоданий.

Уменьшение влажности почвы ниже влажности завядания может быть обусловлено физическим испарением с поверхности почвы в периоды длительных засух, которые отмечаются достаточно редко.

Рассмотренная схема движения почвенной влаги на основе концепции почвенно-гидрологических констант составляет базис для математического описания этих процессов, при этом константы рассматриваются как границы, разделяющие влагу в пористом пространстве на несколько классов с различными режимами влагообмена. Необходимо отметить, что подобный подход составлял основу схемы влагопереноса в моделях Ю.Б. Виноградова [1988], Э.Г. Палагина [1981], а также напоминает схемы влагообмена в почвенных емкостях в некоторых концептуальных моделях, например в HBV [Bergström, 1976], HUSYMODEL [Fukushima et al., 1991] и др.

### ***Интегральная физико-математическая модель формирования снежного покрова и снеготаяния***

Детальная физико-математическая модель формирования снежного покрова и снеготаяния [Motovilov, 1986] описана в разделе 1.1. Упрощенная однослойная модель снежного покрова получена путем интегрирования по вертикали базисных уравнений детальной физико-математической модели в работе [Мотовилов, 1993а].

Проинтегрировав уравнения (1.1) и (1.2) почленно по вертикали  $Z$  от 0 до  $H$  с учетом граничных условий (1.6), (1.7), (1.11), (1.12), получим

$$\frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{d}{dt} (\bar{I} H) = R_s - E_s - S_T + \bar{S} H, \quad (1.37)$$

$$\frac{d}{dt} (\bar{\theta} H) = R_r + S_T - E_l - R_w - \bar{S} H, \quad (1.38)$$

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

Сложив (1.37) и (1.38) и учитывая, что  $\rho_s = \rho_i I + \rho_w \theta$  – плотность снега, получим

$$\frac{d}{dt} (\bar{\rho}_s H) = \rho_w (R - E - R_w), \quad (1.39)$$

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

$$\frac{d}{dt}(\overline{c_v T H}) = Q_a - Q_s - \rho_w L S_T + L \overline{S H}. \quad (1.40)$$

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

$$S_T = \frac{Q_a - Q_s}{\rho_w L}. \quad (1.41)$$

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 (1.4а). Интегрируя данное условие по  $Z$  и учитывая, что  $\theta = 0$ ,  $E_l = 0$ ,  $S_T = 0$ ,  $R_w = 0$ , получим:

$$\overline{S H} = \rho_w R_l, \quad T < 0, \quad \theta = 0. \quad (1.42a)$$

Выполняя аналогичную операцию интегрирования для условия (1.4б), характеризующего ситуацию замерзания талой воды в снеге за счет отрицательных тепловых потоков ( $Q_a - Q_s < 0$ ), и учитывая, что  $S_T = 0$ , находим:

$$\overline{S H} = \frac{Q_a - Q_s}{L}, \quad T = 0, \quad \theta > 0. \quad (1.42б)$$

При определении водоотдачи снежного покрова на основе подхода, описанного в разделе 1.1, 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 (1.38) имеем

$$R_w = \begin{cases} R_0, & \text{при } \theta = \theta_r, \quad R_0 > 0, \\ 0, & \text{при } \theta < \theta_r, \end{cases} \quad (1.43)$$

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

$$\frac{d}{dt}(\rho_i \bar{I} H) = \frac{d}{dt}(\rho_s H) = \rho_w (R_s - E_s), \quad (1.44)$$

$$\frac{d}{dt}(c_v \bar{T} H) = Q_a - Q_s. \quad (1.45)$$

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

$$\frac{d}{dt}(\rho_i \bar{I} H) = \rho_w (R_s - E_s - S_T), \quad (1.46)$$

$$\frac{d}{dt}(\rho_w \bar{\theta} H) = \rho_w (R_r - E_l + S_T - R_w), \quad (1.47)$$

$$S_T = \frac{Q_a - Q_s}{\rho_w L}. \quad (1.48)$$

Напомним, что рассмотренные системы уравнений дополняются уравнением динамики высоты снежного покрова (1.5).

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:

$$W = \bar{\rho}_s H, \quad W_i = \rho_i \bar{I} H, \quad W_\theta = \rho_w \bar{\theta} H, \quad \text{и} \quad W_s = \bar{S} H. \quad (1.49)$$

Тогда для приближенных расчетов используются уравнения:

$$\frac{dW_i}{dt} \approx \rho_w (R_s - S_T) + W_s, \quad (1.50)$$

$$\frac{dW_\theta}{dt} \approx \rho_w (R_r + S_T - R_w) - W_s, \quad (1.51)$$

$$\frac{dW}{dt} \approx \rho_w (R - R_w). \quad (1.52)$$

где

$$R_w = \begin{cases} R_0, & \text{при } W_\theta = \gamma W, \quad R_0 > 0, \\ 0, & \text{при } W_\theta < \gamma W, \end{cases} \quad (1.53)$$

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

$$S_T = \begin{cases} \frac{Q_a}{\rho_w L} \approx k_{st} T_a, & T_a > 0 \\ 0 & T_a \leq 0, \end{cases} \quad (1.54)$$

$$W_s = \begin{cases} 0, & T_a > 0 \quad \vee \quad W_\theta = 0, \\ k_{st} \sqrt{|T_a|}, & T_a < 0 \quad \wedge \quad W_\theta > 0, \end{cases} \quad (1.55)$$

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

### ***Сравнение результатов расчетов по моделям***

В работе [Мотовилов, 1993а] 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 определенные выводы и 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.

### ***Упрощенная модель термического режима в системе снег-почва***

Детальные физико-математические модели гидротермического режима снега и почвы описаны в разделе 1.1. Упрощенная многослойная модель термического режима в снеге, мерзлой и талой почве получена нами в работах [Vehvilainen, Motovilov, 1989]. При формулировке модели были приняты следующие основные допущения:

- вертикальный теплоперенос в снеге и почве осуществляется механизмом кондуктивной теплопередачи;
- фазовые переходы влаги в мерзлой почве происходят на фронтах промерзания и оттаивания почвы;
- при промерзании почвы миграцией влаги к фронту промерзания можно пренебречь;
- вертикальные профили температуры в снеге, мерзлой и талой почве близки к линейным.

Эти допущения позволяют записать следующие соотношения:

$$q_1 = -\lambda_s \frac{T_0 - T_s}{H_s}, \quad q_2 = -\lambda_f \frac{T_f - T_0}{H_f}, \quad q_3 = -\lambda_t \frac{T_g - T_f}{H_g - H_f}, \quad (1.56)$$

где  $T_s$ ,  $T_0$ ,  $T_f$  и  $T_g$  – температуры поверхностей снега, мерзлой почвы, на фронте промерзания почвы и на нижней границе рассматриваемого слоя талой

(незамерзшей) почвы,  $H_s$ ,  $H_0$  и  $H_g$  – соответственно высота снега, глубина промерзания почвы и высота рассматриваемого слоя почвы,  $\lambda_s$ ,  $\lambda_f$  и  $\lambda_t$  – теплопроводности снега, мерзлой и талой почвы.

На границе раздела снега и почвы  $q_1 = q_2$  и с учетом того, что на фронте промерзания  $T_f = 0$ , температура  $T_0$  равна

$$T_0 = \frac{\lambda_s H_f}{\lambda_s H_f + \lambda_f H_s} T_s. \quad (1.57)$$

На фронте промерзания часть почвенной влаги замерзает и выполняется следующее теплобалансовое соотношение:

$$q_2 = q_3 - Q_f \frac{dH_f}{dt}, \quad (1.58)$$

где  $Q_f = \rho_w L_f (W - W_u)$ ,  $L_f$  – скрытая теплота плавления льда,  $W_u$  – количество незамерзшей влаги в почве при отрицательных температурах.

Если предположить, что кондуктивный поток тепла из талого слоя почвы к фронту промерзания мал по сравнению с теплотой, выделяемой на фронте промерзания при замерзании почвенной влаги, то динамика фронта промерзания рассчитывается по уравнению

$$H_f = -U + \left( (U + H_f)^2 - \frac{2\lambda_f T_s}{Q_f} \delta t \right)^{0.5}, \quad (1.59)$$

где  $U = \frac{\lambda_f}{\lambda_s} H_s$ , а динамика фронта оттаивания мерзлой почвы при отсутствии снежного покрова – по формуле

$$H_t = \left( H_f^2 + \frac{2\lambda_t T_0}{Q_f} \delta t \right)^{0.5}. \quad (1.60)$$

Рассмотренная упрощенная модель термического режима в системе снег-почва использована в наших работах [Vehvilainen, Motovilov, 1989], где была предложена модификация модели HBV, широко применяемой для оперативных прогнозов в скандинавских странах, путем введения блоков снежного покрова и впитывания воды в почву с учетом льдистости верхнего слоя почвы, рассчитываемых по упрощенным моделям. Испытания модифицированной версии

НВУ проводились для небольшого водосбора р. Тууюя в Финляндии (площадь водосбора 20,6 км<sup>2</sup>, лесистость 82%-а, поля занимают 12%-ов, болота 4%-а и 2%-а занято урбанизированными территориями). Калибровка параметров модели выполнялась для периода 1976–1981 гг., валидация – для 1970–1975 гг. Сопоставление результатов расчетов с данными измерений на водосборе показало, что характеристики снежного покрова (высота снега, его плотность, запасы воды в снеге) моделируются с удовлетворительной точностью, несколько хуже получились оценки для глубины промерзания почвы (значения критерия Нэша-Сатклифа *NSE* для калибровочной и проверочной серий расчетов получились равными около 0,15). Здесь, по-видимому, сыграл свою роль недостаток фактических данных для сравнения (измерения глубины промерзания почв проводились в среднем 2 раза в год в одной точке бассейна). Гидрографы стока в замыкающем створе водосбора рассчитываются с удовлетворительной точностью (для калибровочной и проверочной серий значения *NSE* получены равными соответственно 0,857 и 0,629). Кроме того, была проведена серия численных экспериментов по версии модели НВУ без учета влияния льдистости на формирование стока. Оценки *NSE* для калибровочной и проверочной серий оказались равными, соответственно 0,856 и 0,635. Таким образом, наши расчеты подтвердили известные положения из практики гидрологических расчетов и прогнозов о том, что для северных лесных водосборов влияние промерзания почв на сток незначительно [Апполов., и др., 1974; Kuusisto, 1984].

#### ***Интегральная модель кинематической волны***

В общем виде система уравнений кинематической волны для склонового стекания и движения воды по русловой сети (1.35)–(1.36), описанная в разделе 1.1, решается численными методами. В серии работ [Rose et al., 1983; Moore, 1985; Moore, Kinnell, 1987], были предложены приближенные алгоритмы решения этой системы уравнений для выделенного склона длиной  $L$  и шириной  $B$ . В предположении, что форма профиля водной поверхности линейно изменяется вдоль оси  $x$ , после почленного интегрирования уравнения (1.35), получим балансовое уравнение:

$$\frac{1}{2} \frac{d}{dt} (h_L + h_0) = R_{ef} - (Q_L - Q_0) / LB \quad (1.61)$$

или, если принять, что на верхней (в плане) границе склона высота слоя воды равна 0, то из (1.61) можно получить уравнение

$$\frac{1}{2} \frac{dh}{dt} = R_{ef} - Q / LB, \quad (1.62)$$

где 
$$Q = i^{1/2} h^{5/3} B / n, \quad (1.63)$$

которое легко решается.

Сравнение результатов численных экспериментов по моделированию волны схематизированного паводка (подъем уровня при постоянной водоподаче и спад уровня после ее прекращения), выполненных с детальной моделью (1.35)–(1.36), реализованной конечно-разностным методом, с приближенной теорией в работах [Moore, 1985; Moore, Kinnell, 1987], показало, что приближенное решение может обеспечить необходимую точность расчета с использованием фактора формы водной поверхности в различные фазы водного режима. Проведенные нами численные эксперименты с уравнением (1.61) для того же модельного эксперимента, что и в работах [Moore, 1985; Moore, Kinnell, 1987], с разбиением склона на 4 и 8 последовательных участков дали практически те же результаты, что и расчеты по детальной модели (1.35)–(1.36) конечно-разностным методом. Таким образом, результаты численных экспериментов подтверждают, что запись уравнений в виде (1.62)–(1.63) может считаться интегральной формой записи уравнений кинематической волны.

#### *Основные выводы.*

- Дана характеристика первой детальной физико-математической модели формирования стока весеннего половодья. Наибольшее внимание уделено частным процессам тепло- и влагопереноса в снеге и почве. Приведены основные уравнения, описаны методы численной реализации уравнений тепло- и влагопереноса в снеге и почве и методики задания гидро- и теплофизических характеристик. Проведены испытания модели формирования талого стока на примере водосбора р. Сосны, расположенного в центральной части лесостепной зоны ЕТР.

- Рассмотрены основные положения дискуссии, разгоревшейся в гидрологическом сообществе на рубеже 90-х годов, связанной с проблемами физико-математического моделирования речных бассейнов. Цель дискуссии заключается в поиске путей разрешения проблемы масштабирования в моделировании гидрологических процессов при переходе от точки к склону и далее к элементарному водосбору и речному бассейну и, в конечном итоге, в усовершенствовании текущей генерации физико-математических моделей формирования стока. Рассмотрены возможные подходы к решению проблем.
- При ориентации на построение физико-математических моделей формирования стока для крупных речных бассейнов за основу принят тип полураспределенных гидрологических моделей, основные расчетные уравнения которых могут быть получены из полных уравнений гидро- и термодинамики с использованием физически обоснованных допущений. Рассмотрены упрощенные подходы к описанию основных процессов формирования стока и их модели на основе осреднения и пространственного интегрирования уравнений детальных моделей тепло- и влагопереноса в снеге и мерзлой почве.

## **ГЛАВА 2. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЕСОМАГ: БАЗОВЫЕ УРАВНЕНИЯ, АГРЕГИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ, ПРОЦЕДУРЫ КАЛИБРОВКИ И ПРОВЕРКИ, ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ**

Исследования диссертанта по совершенствованию физико-математических моделей в 1990–2000-х годах были, в определенной степени, мотивированы описанной в предыдущей главе дискуссией вокруг традиционных физико-математических моделей формирования стока. Одним из возможных ответов на нее стало создание физико-математической модели ЕСОМАГ, результаты применения которой составляют основное содержание диссертации и описанию которой посвящена настоящая глава.

Несколько слов об истории создания модели ЕСОМАГ. Начальная версия модели была разработана автором в ИВП РАН в 1992 году. На этом этапе в разработке модели принимал участие А.Н. Гельфан – тогда молодой кандидат наук. Прикладная моделирующая система, которая помимо собственно расчетного модуля математической модели включает ее информационное и технологическое обеспечение (управляющие оболочки с дружественным интерфейсом, базы данных и их взаимодействие с моделью, специализированную ГИС, графическое сопровождение и т.д.), разрабатывалась диссертантом уже после его ухода из ИВП РАН в Институте прикладной экологии Минэкологии России с участием молодых сотрудников, некоторые из которых впоследствии защитили под руководством автора кандидатские диссертации: А.С. Белокурова, к.ф.-м.н. О.О. Бородина, к.т.н. И.А. Вишнева, А.В. Матрюковой, к.т.н. Е.Ю. Рыбиной (Шикуновой). Система была названа ЕСОМАГ (ECOLOGical Model for Applied Geophysics). Значительный прогресс в описании масштабных эффектов в модели был достигнут во второй половине 1990-х годов, в период многолетнего сотрудничества автора модели с проф. Л. Готтсчалком из Геофизического факультета Университета Осло. Совместно с ним, а также при участии его 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. Следующий крупный этап в развитии модельного комплекса произошел в период активного внедрения модели для решения водохозяйственных задач (в частности, регулирование крупнейших каскадов водохранилищ) под руководством С.Е. Беднарука в Центре Регистра и Кадастра Росводресурсов. И наконец, заключительный плодотворный этап в развитии комплекса ЕСОМАГ связан с возвращением автора после 20-летнего периода работы в ведомственных организациях в ИВП РАН, где с участием молодых сотрудников и аспирантов Лаборатории гидрологии речных бассейнов под руководством д.ф.-м.н., профессора А.Н. Гельфана комплекс ЕСОМАГ стал активно использоваться при выполнении многих исследовательских и прикладных 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 и базовые уравнения модели**

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, 1995; 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; 2016б]. Гидрологические процессы в пределах расчетных элементов описываются системой дифференциальных уравнений, большая часть которых получена путем интегрирования по пространству базисных уравнений детальных физико-математических моделей (см. раздел 1.3), либо путем отбрасывания второстепенных членов этих уравнений, либо привлечением иных упрощенных схем описания процессов, разумных в принятых пространственно-

временных масштабах. Как отмечалось в 1-й главе, полураспределенные модели сохраняют основные черты и преимущества физико-математических моделей с распределенными параметрами и в то же время менее требовательны к составу и полноте исходной информации, что делает их использование предпочтительным при недостаточности данных наблюдений. Основные уравнения модели описаны в работах [Motovilov, 1995; Motovilov et al., 1999a; Мотовилов, 2016a], а также научно-производственных отчетах автора в период 1990-х – 2000-х годов.

Общая схема описания процессов формирования речного стока в модели ЕСОМАГ выглядит следующим образом. "В летний период выпадающие жидкие осадки частично перехватываются растительностью, частично попадают 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 водупорам. 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 формирование снежного покрова и снеготаяние, промерзание и оттаивание почвогрунтов, инфильтрацию незамерзшей влаги в мерзлую почву.

При модельной схематизации речного бассейна его поверхность разделяется регулярной или нерегулярной (Рисунок 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" [Мотовилов, 2016a]. Схема включает описание поверхностного и подземного стока воды на водосборе, движения воды по речной сети.

Ниже при описании "процедур генерализации алгоритмов и параметров модели рассматриваются следующие пространственные масштабы расчетных ячеек: точечный масштаб (микромасштаб) для моделирования гидрологических процессов на малых однородных участках бассейна – характерный 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" [Мотовилов, 2016а].

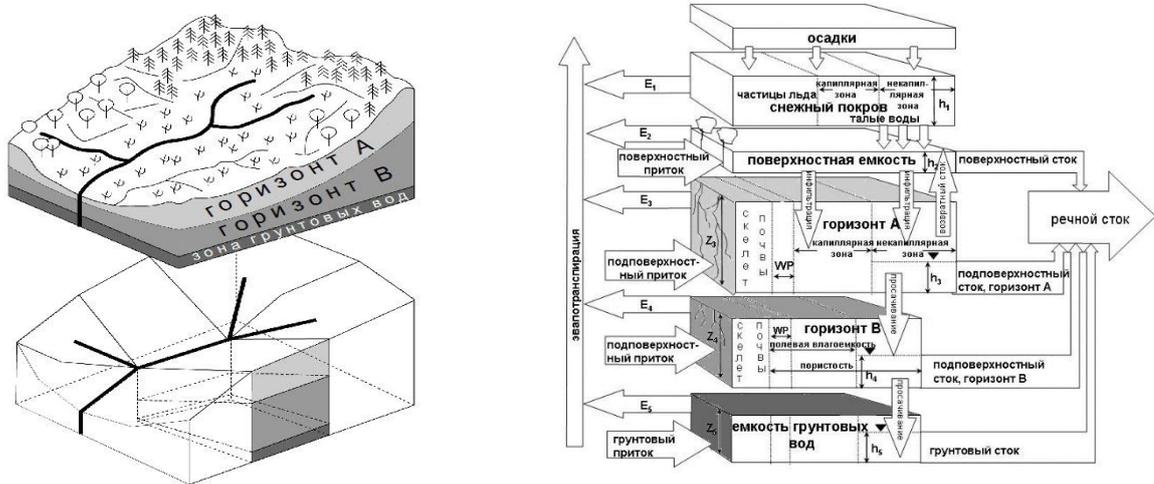


Рисунок 2.1 – Схематизация речного бассейна и вертикальная структура гидрологической модели для элементарной площадки (из [Мотовилов, 2016а])

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 Рисунке 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.

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 под действием внутренних источников вследствие поглощения влаги корнями растений на транспирацию. Следовательно горизонтальными потоками влаги в капиллярной зоне пористого пространства почвы можно пренебречь.

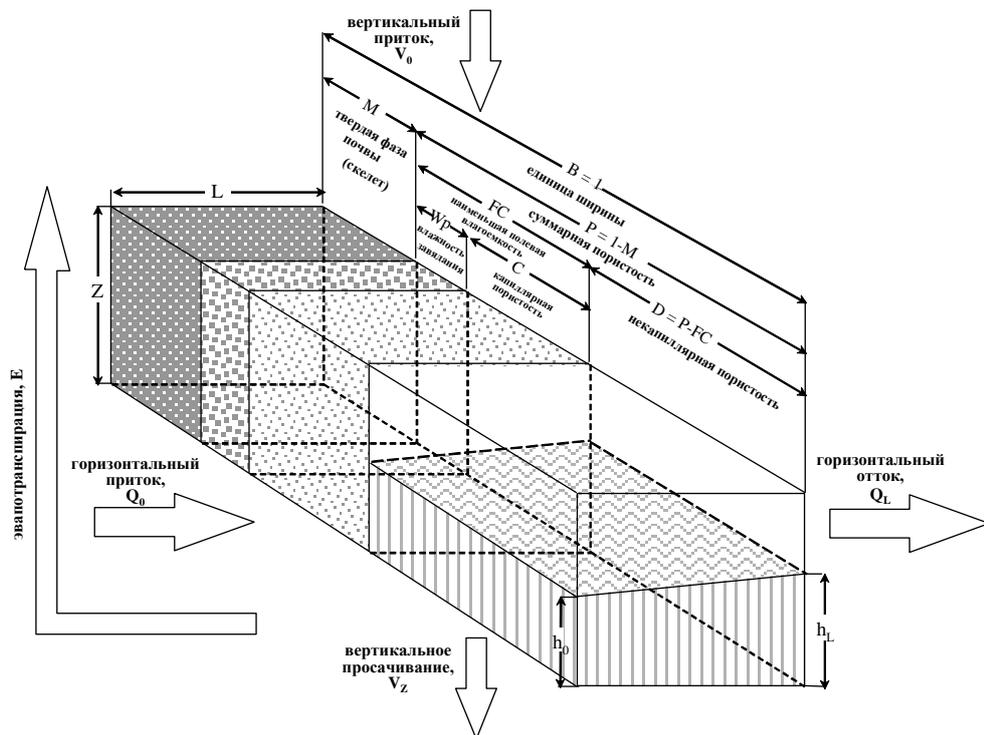


Рисунок 2.2 – Структурная схема процессов влагопереноса в почвенной колонке (из [Motovilov, 1999a])

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:

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

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

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 ECOMAG 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 Пояснении к этому параграфу.

### *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.

Приняв во внимание формулу П.3 (см. Пояснение к параграфу), 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.

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 REA 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 П.3, П.6 Пояснения к параграфу) 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. Пояснение к параграфу).

*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 П.3 и П.10 Пояснения к параграфу), 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.

*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

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

*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  $Q = iK_x B h$ ,  $D = P - FC$ ,  $K_x$  – 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  $Q = 2l_r i k h = a i k h / l_s = 2\eta a i k h$ ,  $R_{ef} = V - E$ ,  $V$  – 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:

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

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.

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 П.3 и П.10 из Пояснения к параграфу, 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  $Q = 2l_r i^{1/2} h^{5/3} / (na) = i^{1/2} h^{5/3} / (nl_s) = 2\eta i^{1/2} h^{5/3} / n$ .

#### 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 свежеснега.

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 разделе 1.3.

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 стаивания.

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, которая поступает на поверхность почвы  $R_w$ , 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. также многочисленные примеры применения модели (2.39)–(2.45) в книге А.Н. 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  $T_g$ ,  $\lambda_s$ ,  $\lambda_f$ ,  $\lambda_T$  – соответственно коэффициенты теплопроводности снега, мерзлой и талой почвы,  $T_0$  – 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  $0^\circ\text{C}$ .

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 натурных 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" [Мотовилов, 2016а].

Пояснение к параграфу 2.1

## **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:

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

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 в зависимости 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  $k_j$ :

$$k_{j,g} = \sqrt[N-1]{\prod_{i=1}^N k_i}, \quad (\text{П.2})$$

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  $N$ :

$$k_g \approx k_{j,g}. \quad (\text{П.3})$$

Очевидно, что максимальные ошибки (П.3) будут для минимального  $k_1$  или максимального  $k_N$  значений ранжированного набора  $k$ . Можно показать, что:

$$\frac{k_{1,g}}{k_{N,g}} = \sqrt[N-1]{\frac{k_N}{k_1}}. \quad (\text{П.4})$$

Например, для нашего ряда при  $N=21$  и  $k_N/k_1=100$  максимальное отношение  $k_{1,g}/k_{N,g} = 1,26$ . Отношения  $k_{1,g}/k_g$  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 (П.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  $k_j$ :

$$\frac{1}{k_{j,h}} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \frac{1}{k_i}, \quad (\text{П.5})$$

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  $N$ :

$$\frac{1}{k_h} \approx \frac{1}{k_{j,h}}. \quad (\text{П.6})$$

Очевидно, что максимальные ошибки (П.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:

$$\frac{k_{N,h}}{k_{1,h}} = \frac{k_1(Ak_N + 1)}{k_N(Ak_1 + 1)}, \quad (\text{П.7})$$

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  $N$ )

$$(kx)_{ar} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N k_i x_i. \quad (\text{П.8})$$

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

$$(kx)_{ar} = \frac{\prod_{i=1}^N k_i}{N} \left( \frac{x_1}{\prod_{i=2}^N k_i} + \dots + \frac{x_N}{\prod_{i=1}^{N-1} k_i} \right). \quad (\text{П.9})$$

Приняв во внимание 1-е допущение и формулу П.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

$$(kx)_{ar} \approx k_g x_{ar}. \quad (\text{П.10})$$

В отличие от формул (П.3) и (П.6), полученных при допущениях Д1 и Д2 соответственно, формула (П.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. " [Мотовилов, 2016а].

## 2.2. Калибровка модели ЕСОМАГ и критерии качества

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; 2017а,б; 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 Таблице 2.1 перечислены основные параметры модели ЕСОМАГ.

Таблица 2.1 – Основные параметры модели ЕСОМАГ

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

Для смягчения эффектов перепараметризации и эквивиальности в модели ЕСОМАГ реализована следующая схема калибровки параметров модели [Мотовилов, 2017б]:

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 ЕСОМАГ 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 картографическим 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 перечисленными выше почвенными характеристиками. Критическая температура для вида осадков (снег/дождь) определяется на основе анализа метеорологических данных. Высотный температурный градиент обычно задается равным  $0,6^{\circ}\text{C}/100$  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 добегаёт до ручейковой сети при любых значениях параметра. Наиболее чувствительны расчеты по модели к изменению 6 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 в них и пространственным распределением 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. раздел 2.4). 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 стока 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 (поэтапная калибровка).

Поэтапная 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 от 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 сосредоточены 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 их большинство расположены 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 минус  $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ) и градиент изменения осадков с высотой. Эти градиенты позволяют экстраполировать значения метеоэлементов 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 калибровки ключевых параметров 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 [Мотовилов, 2017б]. Поясним на конкретных примерах. Например, из литературы известны следующие типичные значения коэффициентов стаивания для различных типов растительного покрова: 5,0 мм/(сутки  $\times$   $^{\circ}$ C) для открытого пространства, 1,5 мм/(сутки  $\times$   $^{\circ}$ C) – для густого хвойного леса, 3,0 мм/(сутки  $\times$   $^{\circ}$ C) – для лиственного леса и т.д. (см., например, [Апполов и др., 1974]). Предположим, что в некотором бассейне имеются только эти три вышеупомянутые 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 и 3,6 мм/(сутки  $\times$   $^{\circ}$ 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 базовые 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.

### *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 [Мотовилов, 2016б].

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  $0.35 < NSE \leq 0.75$  – 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  $F_0^2 = F1^t$ . 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  $F_0^2 = F1$ . 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.

5. Коэффициент корреляции  $Kkor5$  между рассчитанными и фактическими полями относительно среднегодового значения поля:

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

6. Коэффициент корреляции  $Kkor6$  между рассчитанными и фактическими полями относительно среднегодового поля:

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

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

$$Kkor7 = r_{xy}^t = \frac{\sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X_{ij}^t - X^t)(Y_{ij}^t - Y^t)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{NY} \sum_{j=1}^{NI} (X_{ij}^t - X^t)^2 (Y_{ij}^t - Y^t)^2}}. \quad (2.59)$$

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  $|PBIAS| \leq 5\%$ -ов расчет может квалифицироваться как хороший, при  $5\% < |PBIAS| \leq 15\%$  – удовлетворительный.

### **2.3. Информационно-моделирующий комплекс ЕСОМАГ**

#### *Структура комплекса*

Для удобства проведения расчетов в рамках различных проектов информационной поддержки при управлении водными ресурсами речных бассейнов, прогнозировании 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 ЕСОМАГ и средства информационной и технологической поддержки работы этого модуля для конкретного речного бассейна – тематические цифровые электронные карты различных масштабов, цифровые модели рельефа 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 ЕСОМАГ приведена на Рисунке 2.3.

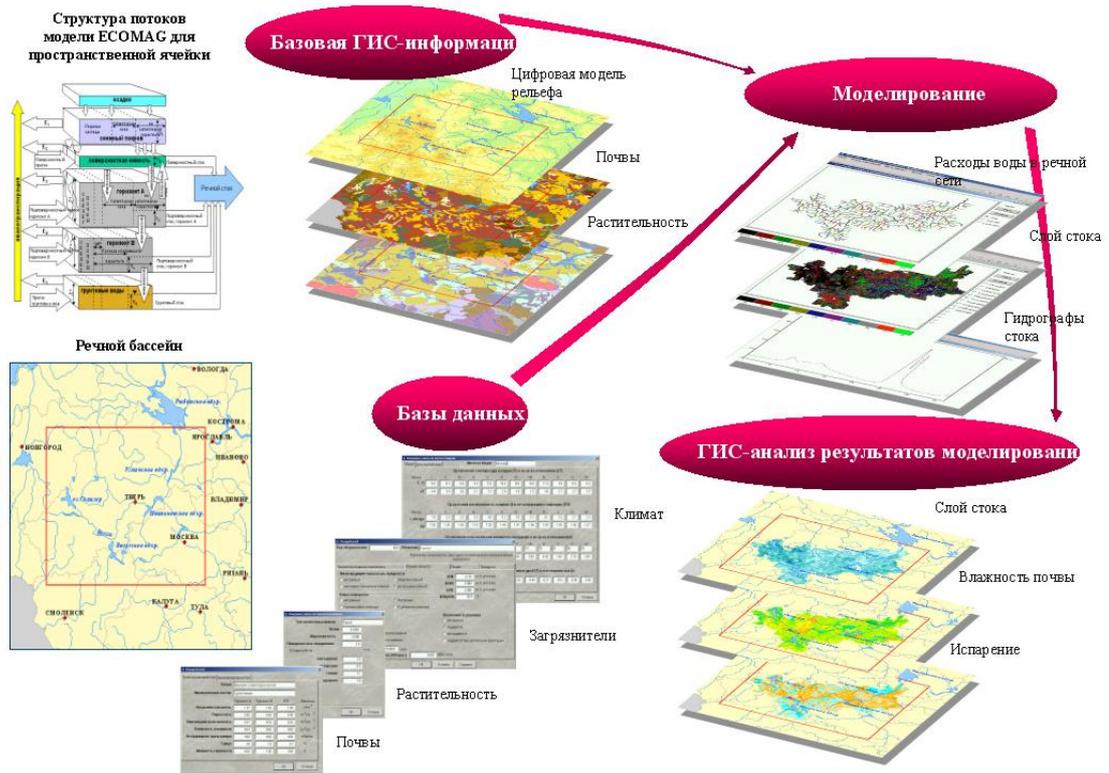


Рисунок 2.3 – Структура Информационно-моделирующего комплекса ECOMAG

Расчетный модуль ИМК – физико-математическая модель формирования стока описана выше в разделах 2.1–2.3. Расчеты по модели проводились по сертифицированным программам для ЭВМ, написанным на языке Fortran [Мотовилов, 2013].

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, осуществлять 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 них 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 ECOMAG 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 ECOMAG.

Базы данных бассейновых характеристик и модельных параметров ECOMAG. Базы данных ИМК ECOMAG 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 ECOMAG

собраны гидрофизические характеристики типов почв, распространенных 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. (Рисунок 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.) (Рисунок 2.5). Всего в базу данных занесена информация по 32 типам землепользования и 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 (Рисунок 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-сильноподзолистая

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

Рисунок 2.4 – Гидрофизические характеристики БД «Почвы»

**ЕГОМАГ - ECOlogical Model for Applied Geophysics**

Файл Редактирование База данных Архив Окно Справка

Землепользование

По алфавиту

Тип землепользования

Изменение записи по землепользованию

Тип землепользования: Пашня

Уклон: 0.0350

Шероховатость: 0.600

Поверхностное задержание: 2.0

Коэффициенты (мм)

впитывания	1.0
испарения	0.9
таяния	1.1
промерзания	1.0

OK Отмена

Пуск | Входящие - Outlook Expr... | Windows Commander 4.0... | Ecomag2002 - Microsoft... | Microsoft Photo Editor - [...] | ECOMAG - ECOlogical... | 20:34

Рисунок 2.5 – Вид окна БД «Землепользование»

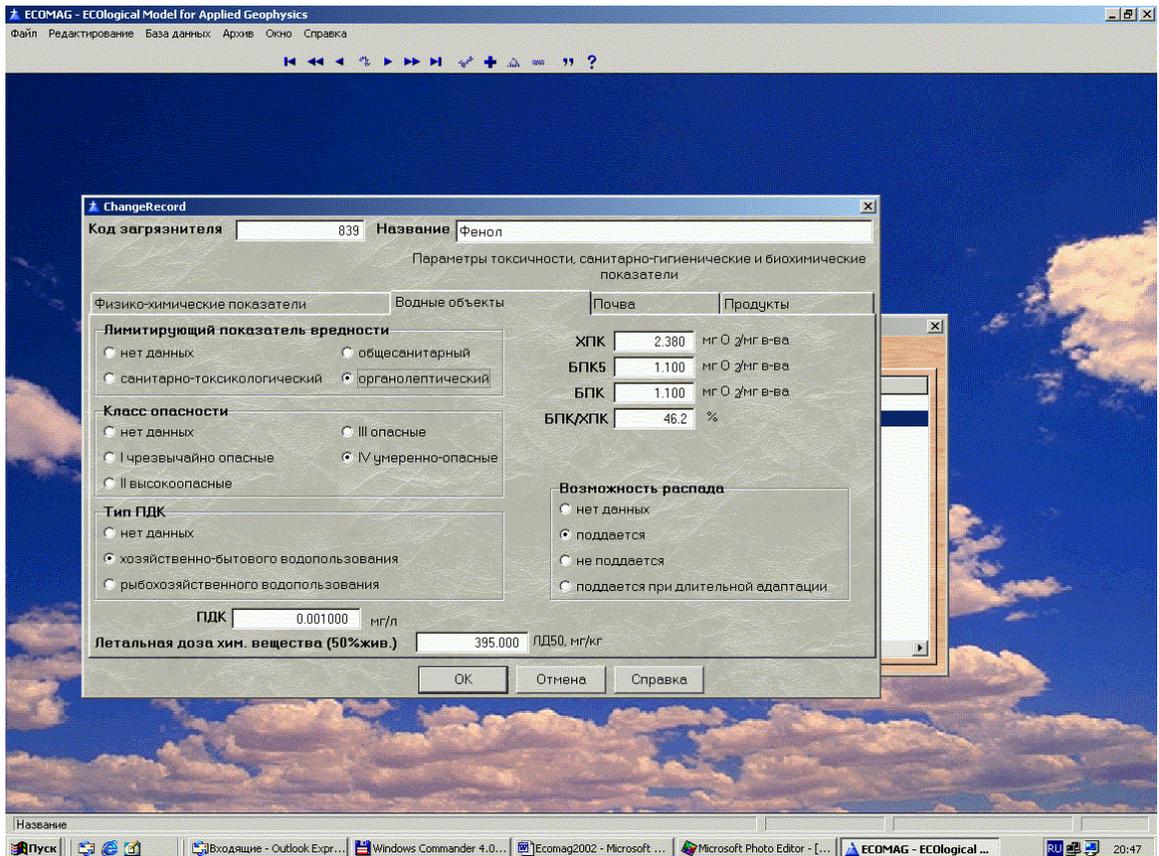


Рисунок 2.6 – Вид окна БД «Загрязнитель»

Компьютерная управляющая оболочка ИМК ECOMAG 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.

### *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 (Рисунок 2.7), карты модулей стока.

*Почвенная карта России* в масштабе 1:2500000 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 районах с частым чередованием различных почв выделены ареалы с определенными сочетаниями почв. Основой для деления почв является генетическая классификация. Для всех почв указан их механический состав, что особенно важно при задании водно-физических свойств почв (Рисунок 2.7).

*Ландшафтная карта* стран бывшего СССР в масштабе 1:2500000 составлена коллективом авторов под руководством В.А. Николаева и представлена в электронном виде Почвенным институтом им. В.В. Докучаева. Карта изображает природно-территориальные комплексы регионального порядка, то есть ландшафты (Рисунок 2.7). Для деления 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 30×30 секунд (разрешение около 1 км) или 3 секунды (разрешение 90 м). В настоящее время аналогичные информационные продукты разработаны для территории России (Рисунок 2.7). За рубежом также известны различные источники ЦМР на территорию суши Земли.

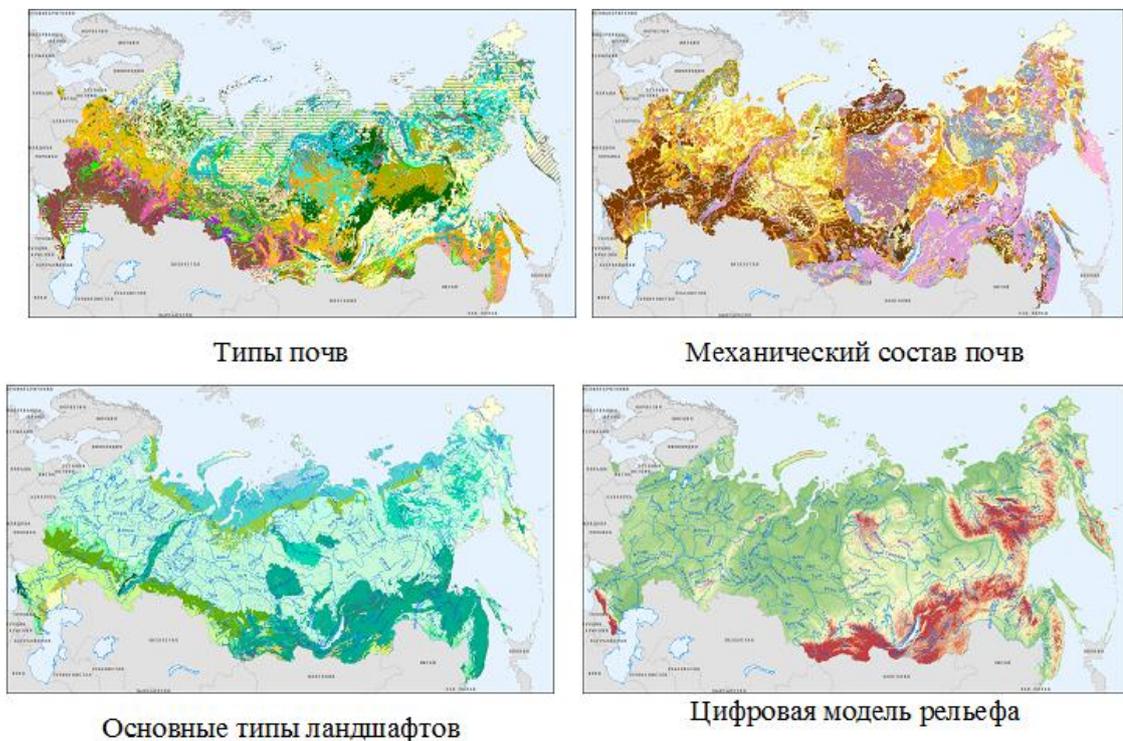


Рисунок 2.7 – Картографические информационные ресурсы на территорию России

*Среднегодовое количество стока.* Карты модулей стока все чаще задействуются для валидации пространственно-распределенных моделей [Beldring et al., 2003; Santhi et al., 2008; Мотовилов 2017а,б; Мотовилов, Попова, 2017]. 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 гидропостах [СН 435-72, 1972]. 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 водохозяйственных 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, декодироваться 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 Рисунке 2.8.



Рисунок 2.8 – Гидрометеорологические и водохозяйственные информационные ресурсы на территорию России (из [Беднарук, Мотовилов, 2017])

Имеющиеся информационные ресурсы, привлекаемые для проведения расчетов по модели ECOMAG, 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 16000 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 1:2500000, разработанной под руководством М.А. Глазовской.

Перспективы определения необходимых для расчетов по модели ECOMAG почвенно-гидрологических констант связаны с возможностью нахождения их связей с измеряемыми свойствами почвы в базе HWSD (т.н. «педотрансферные функции»). Для ИМК ECOMAG 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., 2017].

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.

### **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 на основе данных детальных полевых и экспериментальных исследований [Motovilov, 1985; Motovilov, Belokurov, 1997; Motovilov et al., 1999a, б] 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 [Halldin et al., 1999]. Регион проведения эксперимента был расположен в типичной для европейской лесной зоны области распространения бореальных лесов, играющих важную роль в глобальных гидрологических и биогеохимических циклах [Thomas, Rowntree, 1992].

Комплексные испытания базирующейся на основе ИМК ECOMAG региональной гидрологической модели области NOPEX проводились по следующим этапам [Motovilov et al., 1999a, b]:

- 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

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

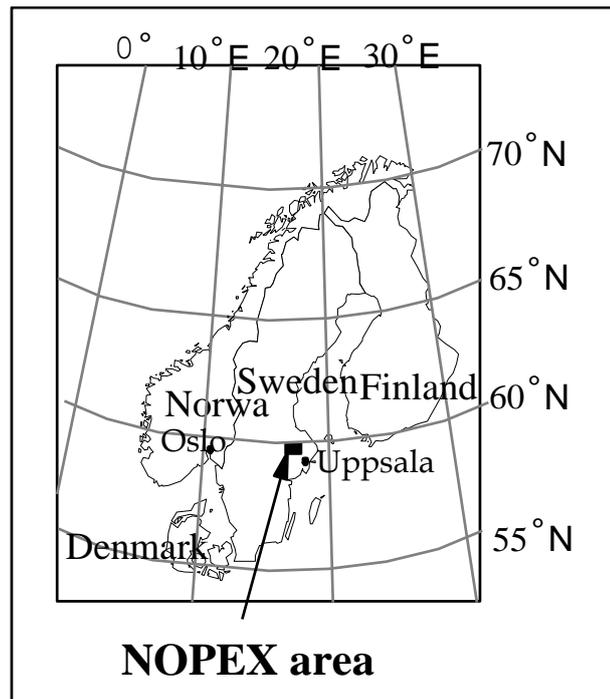


Рисунок 3.1 – Расположение области NOPEX (из [Motovilov et al., 1999a])

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 гг. 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. Значительная часть поверхности экспериментальной области занята хвойными и смешанными лесами (57%-ов) и открытыми участками (в основном сельскохозяйственными землями)

(35,8%-ов), болотами занято 2,6%-а, озерами 2,6%-а и урбанизированными территориями 2,0%-а. Лесистость увеличивается с юга на север. Большая часть лесов представлена хвойными породами.

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 года – было собрано (с участием автора) 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, покрывающую область NOPEX, с разрешением 2x2 км. 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> (Рисунок 3.2), различающиеся характеристиками почв и подстилающей поверхности.

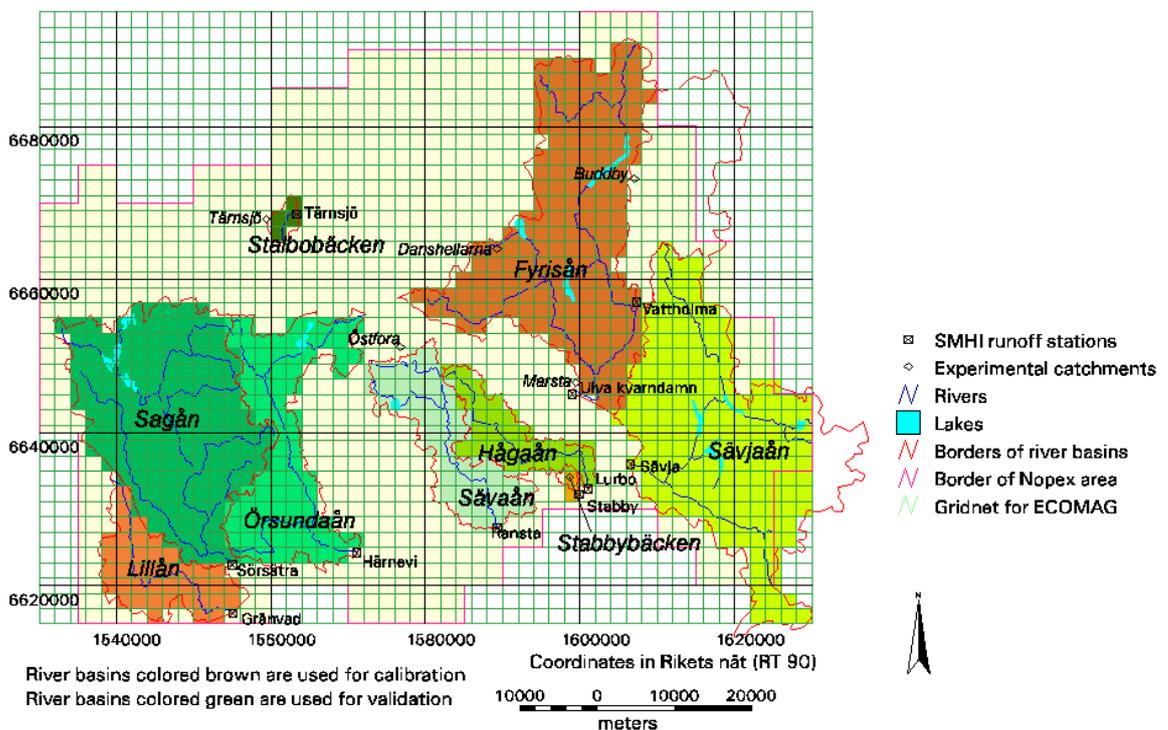


Рисунок 3.2 – Расположение 9 речных бассейнов в области NOPEX

(из [Motovilov et al., 1999a,b])

На основании почвенной карты региона было выделено 5 основных типов почв: торфяники, глинистые, песчаные, почвы на тилле<sup>1</sup> и на моренных породах. На карте типов подстилающей поверхности также было выделено 5 классов: леса, озера, болота, открытые участки и урбанизированные территории (Рисунок 3.3).

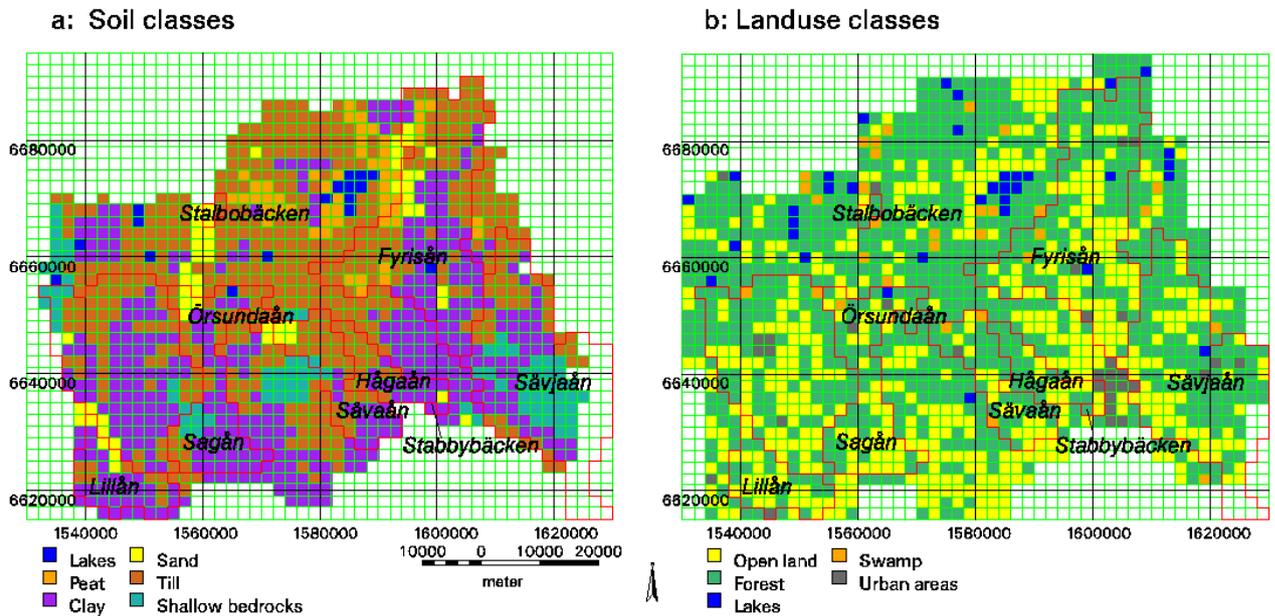


Рисунок 3.3 – Типы почв и подстилающей поверхности в области NOPEX  
(из [Motovilov et al., 1999a])

Гидрометеорологические данные включали информацию режимной гидрологической сети наблюдений, которая была предоставлена Шведским институтом метеорологии и гидрологии (SMHI) и содержала среднесуточные данные по стоку на 10 гидрометрических постах в речных бассейнах, охватывающих основную часть области NOPEX (Рисунок 3.2, Таблица 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.М. Красовской [Krasovskaia, 1988].

Среднесуточные осадки по 25 осадкомерным пунктам, достаточно равномерно распределенным в пределах области NOPEX и на прилегающих территориях, 7

<sup>1</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»]

станциям, измеряющим температуру воздуха, и 5 станциям с измерениями влажности воздуха за тот же период 1981–1995 г.г. были предоставлены 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
Sörsätra	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 (Таблица 3.2). Наборы данных содержат в общей сложности около 2000 измерений уровней грунтовых вод и около 16000 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	целина
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 трассирующих полетов аэролабораторий над областью NOPEX в периоды CFE [Samuelsson, Tjernstrom, 1999].

### 3.2 Адаптация модели ECOMAG на полигоне NOPEX

*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, 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 Рисунка 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]).

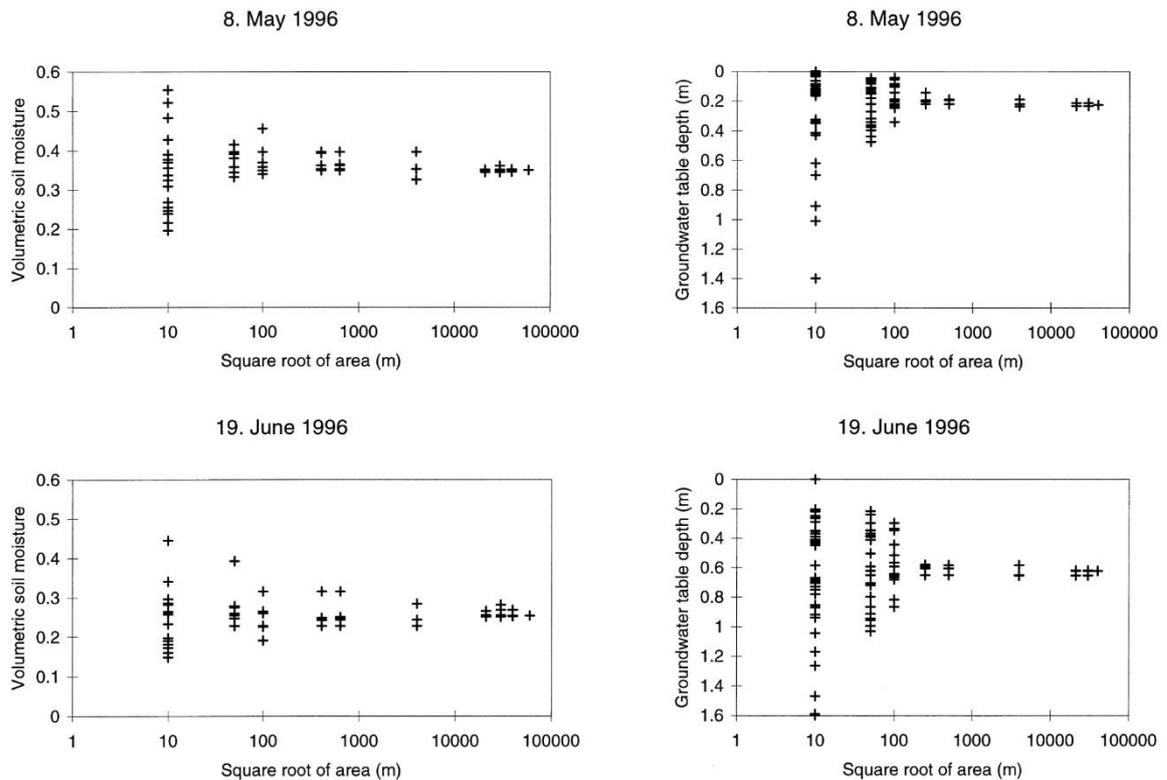


Рисунок 3.4 – Пространственная изменчивость влажности почвы и уровней грунтовых вод как функция масштаба агрегирования (осреднения)  
(из [Beldring et al., 1999])

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 речных бассейнов (Рисунок 3.2, Таблица 3.1). Каждой выделенной ячейке REA размером 2x2 км из почвенной и ландшафтной карт, агрегированных на такую же сетку (Рисунок 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 (Таблица 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	61	78	41	55	84	87	66	64	71	61
Озера	3	3	0	1	15	0	9	2	5	2
Торф	9	0	0	1	0	0	6	0	6	4
Глина	34	47	68	52	0	7	35	32	34	39
Тилль	49	5	22	35	50	3	49	43	49	44
Песок	6	3	10	4	50	0	6	0	6	5
Морена	0	0	0	7	0	0	4	24	0	8
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 территорию полигона NOPEX являются входом в модель. Интерполяции 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 во 2-й главе.

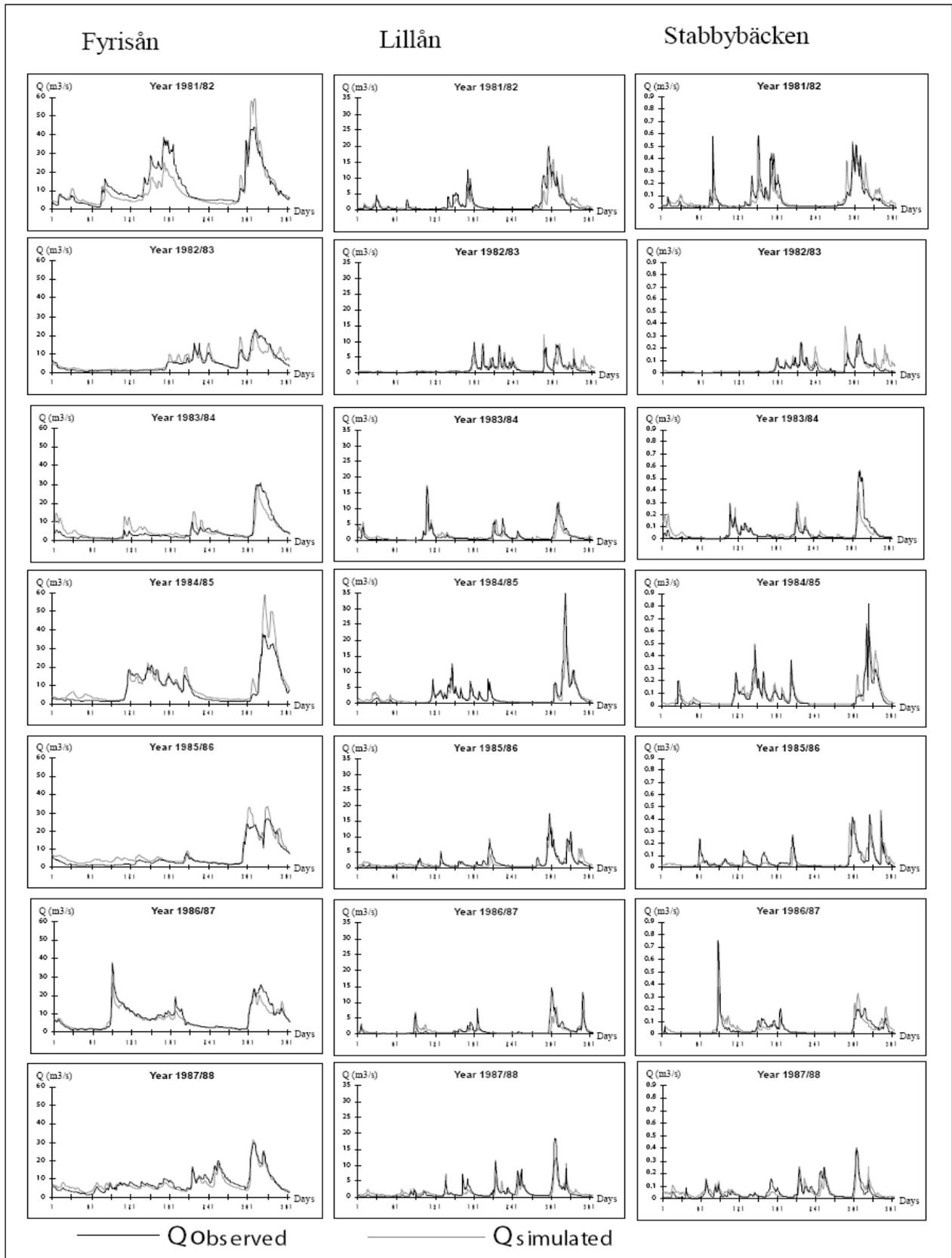
*Результаты калибровки и проверки модели по данным о речном стоке.* Калибровка параметров модели по данным наблюдений речного стока на сети режимных гидрометрических станций проводилась для трех речных бассейнов: бассейна р. Fyrisån (г/с Ulva Kvarndam) площадью 950 км<sup>2</sup> преимущественно на тилль почвах с лесистостью 61%, р. Lillån (г/с Gränvad) – площадь водосбора 168 км<sup>2</sup> на глинистых почвах, лесистость 41% и водосбора р. Stabbybäcken (г/с Stabby) площадью 6,2 км<sup>2</sup> на глинистых и тиль почвах с лесистостью 87%-ов. 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 оценивалась 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 (Таблица 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 (Таблица 3.4). На Рисунке 3.5 показаны наблюдаемые и рассчитанные по модели гидрографы стока для трех речных бассейнов, по которым производилась калибровка регионального набора

параметров, за весь период наблюдений, включая периоды калибровки и валидации модели, а на Рисунке 3.6 показаны гидрографы стока для всех девяти бассейнов в области NOPEX для гидрологического года – 1984–85 г. с «хорошим» качеством моделирования (по критерию к *NSE*), и другого – 1994–95 г. с плохим соответствием гидрографов. Отметим широкий диапазон моделируемых региональной моделью изменений речного стока: 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.

Таблица 3.4 – Значения критерия соответствия *NSE* гидрографов стока для водосборов области NOPEX (числитель – *NSE* суточных гидрографов, знаменатель – *NSE* месячных гидрографов; жирным шрифтом выделены бассейны и годы, используемые для калибровки) (из [Motovilov et al., 1999a])

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



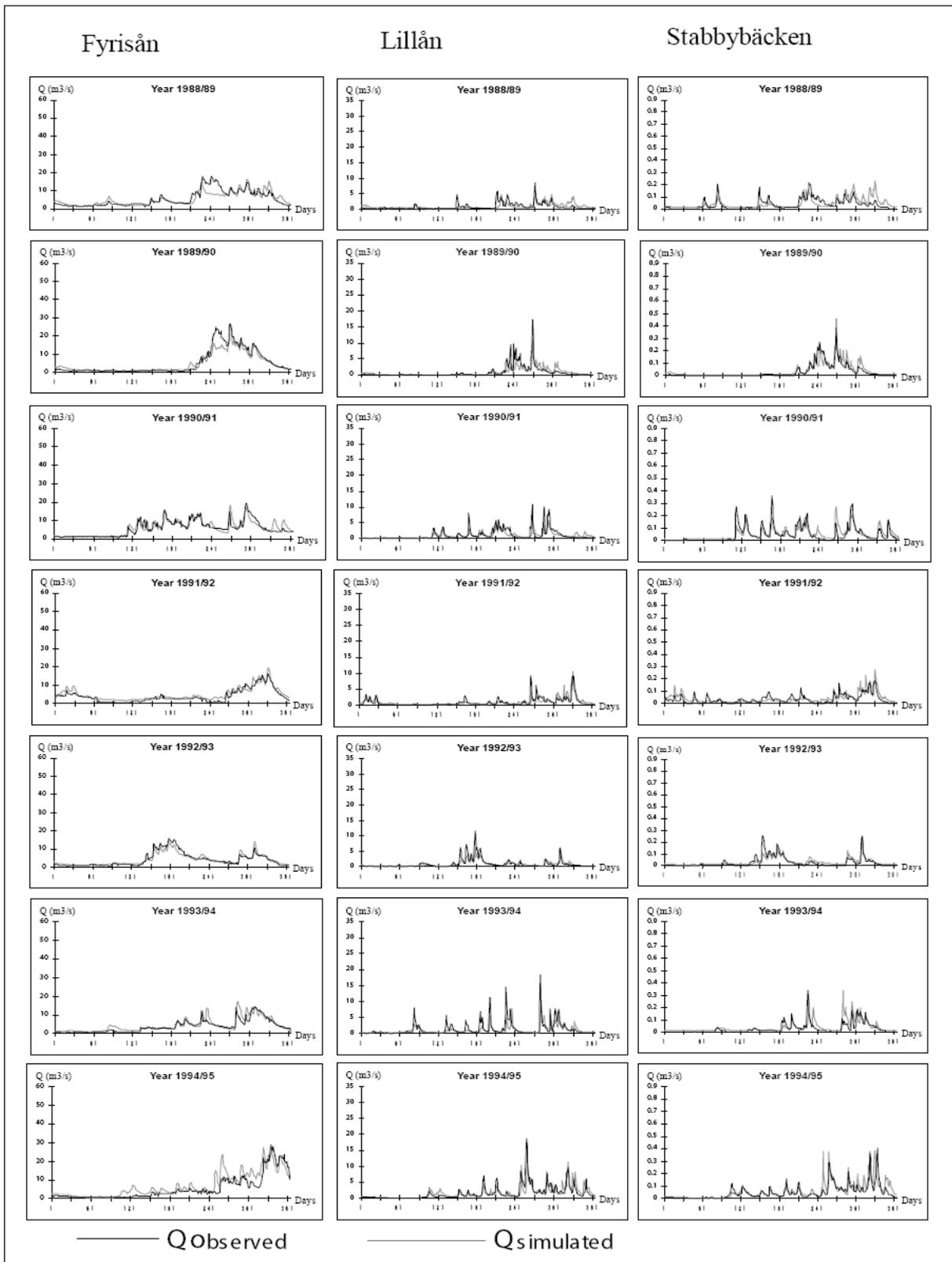
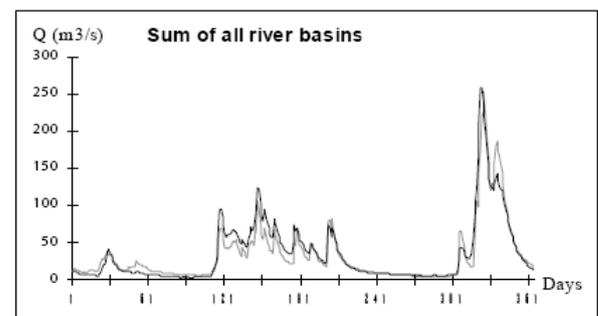
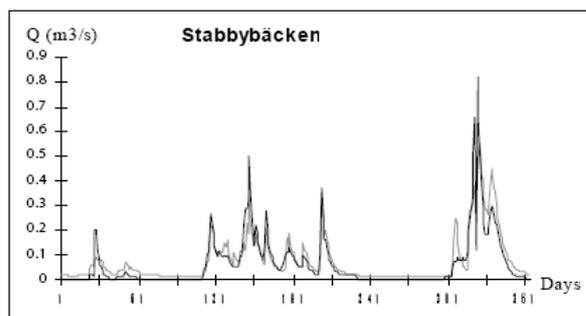
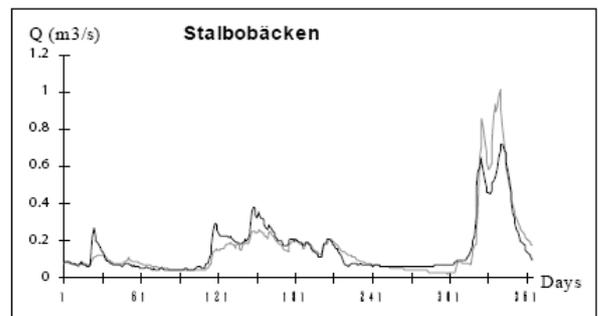
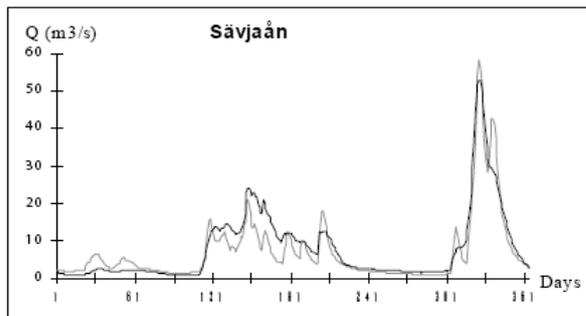
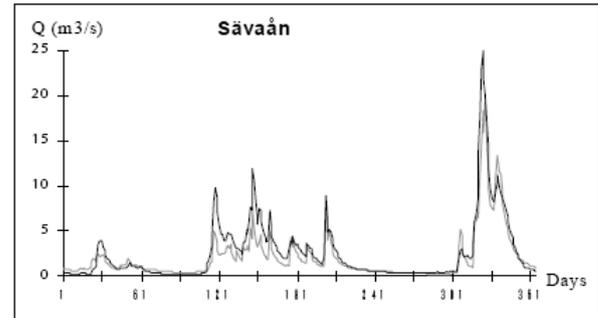
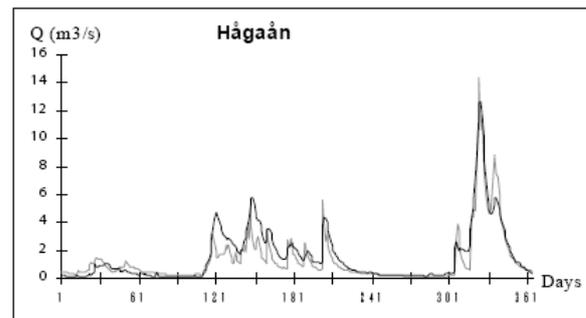
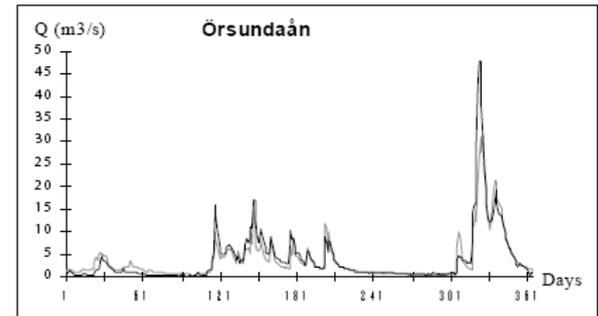
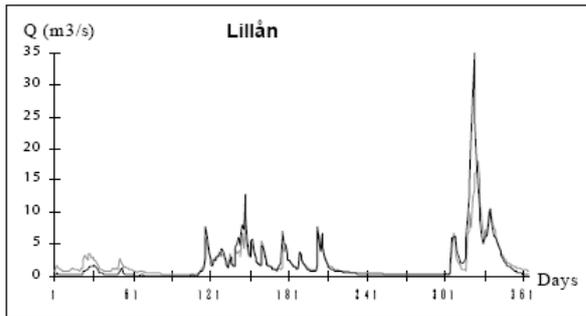
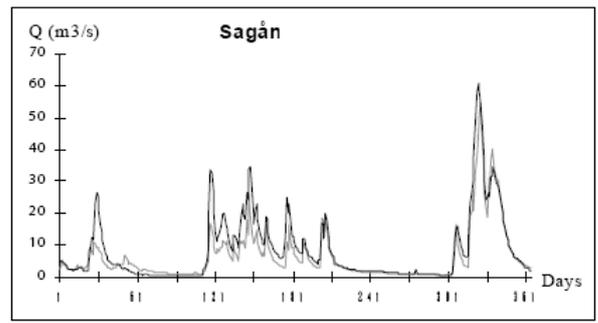
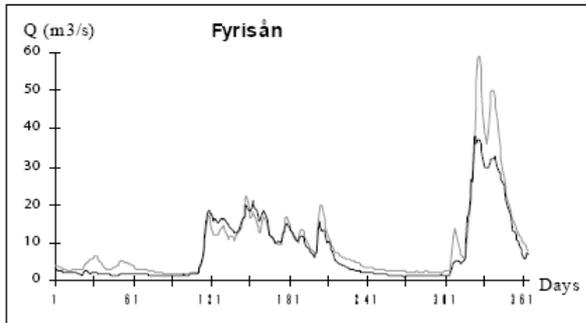


Рисунок 3.5 – Наблюдаемые и рассчитанные гидрографы стока для речных бассейнов, использовавшихся при калибровке параметров модели (из [Motovilov et al., 1999a])

## a) 1984/85



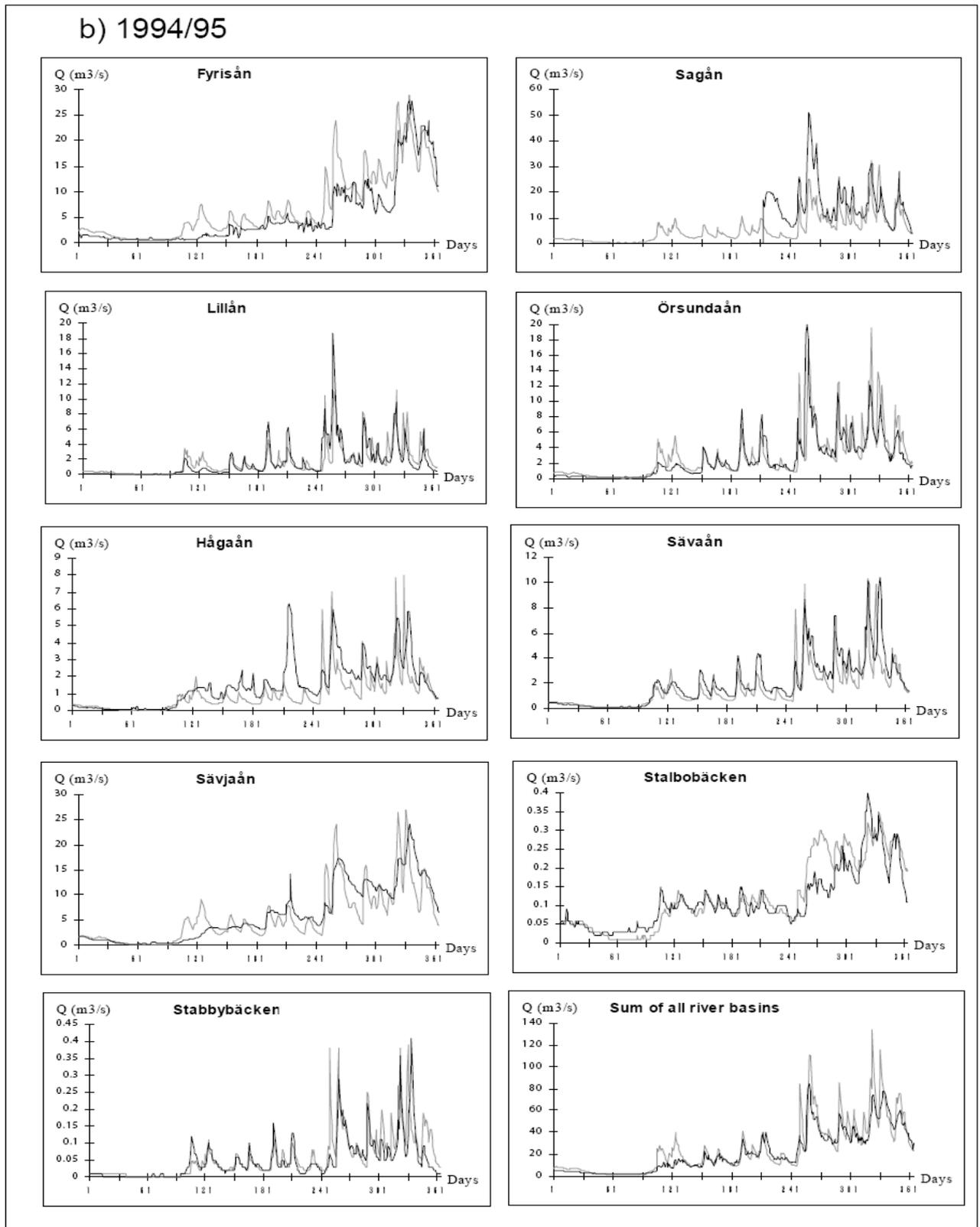


Рисунок 3.6 – Наблюдаемые и рассчитанные гидрографы стока для всех речных бассейнов в области NOPEX для «хорошего»(а) и «плохого» годов (б) ) (из [Motovilov et al., 1999a,b])

В соответствии со сложившейся системой оценок результатов моделирования по критерию Нэша-Сатклифа  $NSE$  хорошие результаты моделирования суточных гидрографов стока были получены для речных бассейнов Fyrisån, Sävvaån и 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 Stalbobækken, 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, в том числе, для так называемых «неизученных» водосборов, которые не входили в калибровочную серию расчетов.

В Таблице 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*), не значительно отличаются между собой;
- оценки точности расчетов стока для трех речных бассейнов, задействованных при калибровке параметров модели, и шести бассейнов, не задействованных в ней, 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*).

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	Stabbyb äcken	Örsun daån	Hågaån	Sävaån	Sävjaån	Stalbobäk ken	Total 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

Таким образом, результаты испытаний по схеме Клемеша показали, что гидрологическая модель ЕСОМАГ 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.

Помимо сопоставления рассчитанных гидрографов стока с фактическими для разных речных бассейнов, качество расчетов речного стока по модели ЕСОМАГ 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 точек речной сети, которые рассчитываются в модели (Рисунок 3.7), остальные точки расположены на более мелких притоках (ручьях), не выделяемых при модельной схематизации речного бассейна. На правой части Рисунка 3.7 выполнено сравнение рассчитанных по модели и измеренных расходов воды в этих 12 точках для 4 серий измерений.

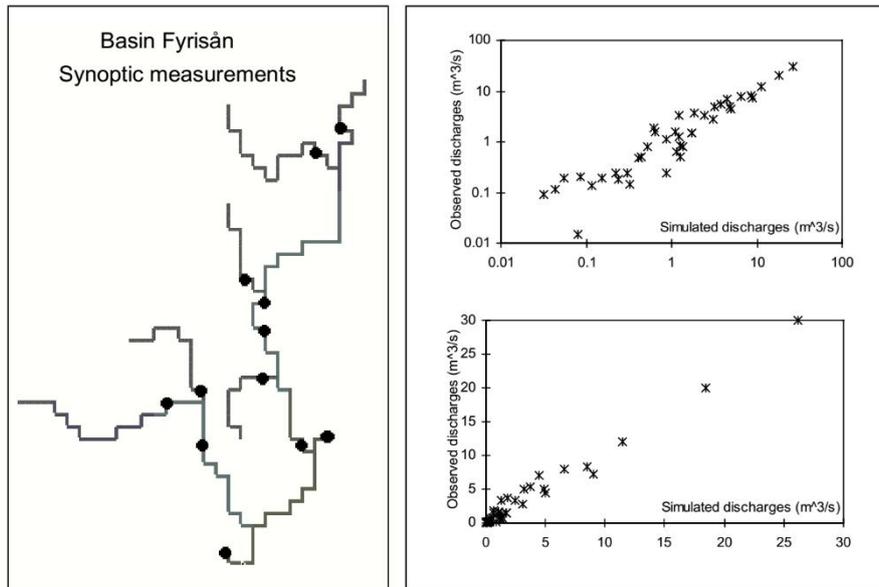


Рисунок 3.7 – Расположение точек измерений стока на р. Fyrisån (слева) и сравнение измеренных и рассчитанных расходов воды для 4 серий синоптических измерений (справа) (из [Motovilov et al., 1999a,b])

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.

*Результаты калибровки и проверки модели по данным о влажности почвы и уровне грунтовых вод.* Наблюдения за динамикой влажности почвы и уровнем

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 характеристика 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 Рисунке 3.8 показана динамика смоделированных и осредненных по площади экспериментальных площадок наблюдаемых значений содержания влаги в почве и уровней грунтовых вод. 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 площадок получилось больше 0,83 (Таблица 3.6) и оценивается как хорошее, для одной площадки (Tärnsjö) – удовлетворительное ( $NSE=0,42$ ).

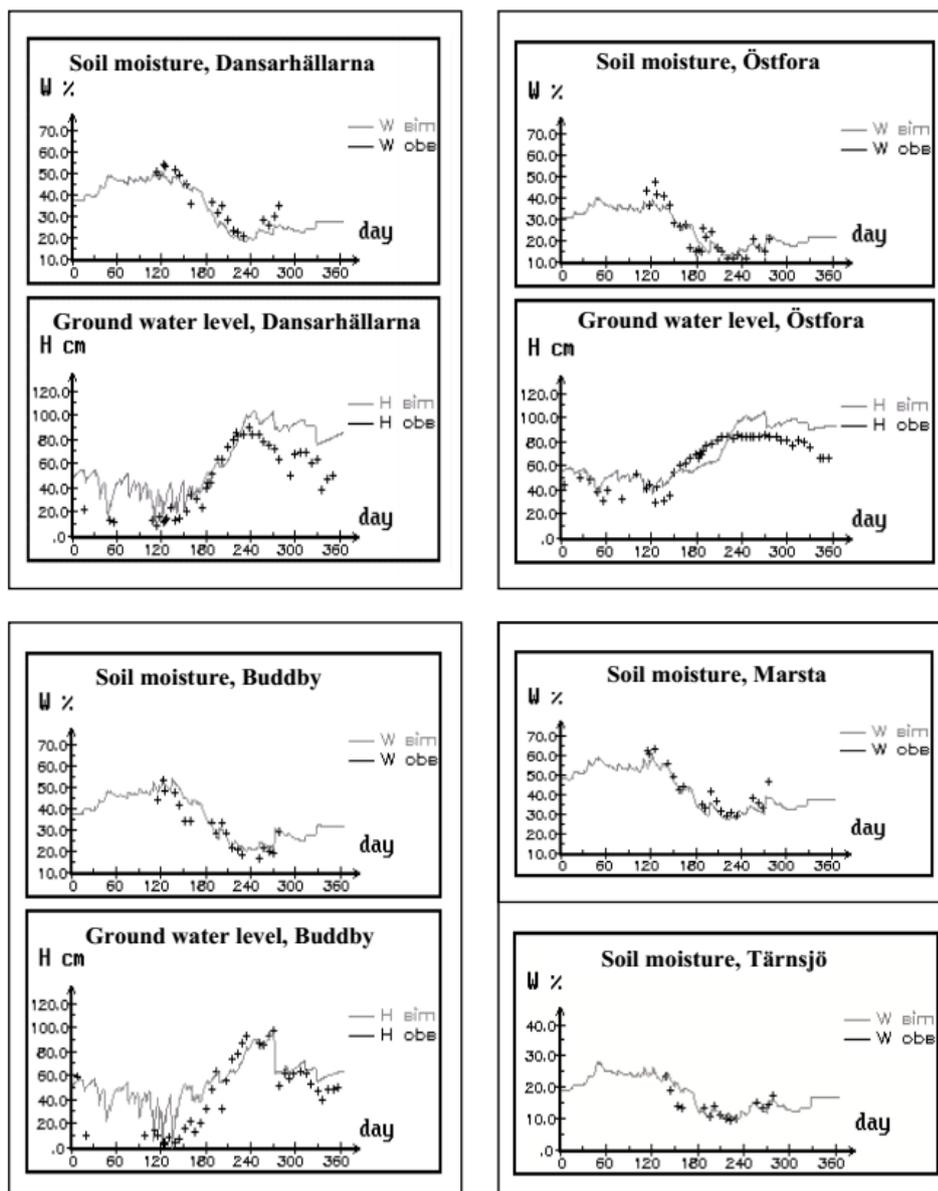


Рисунок 3.8 – Сравнение величин осредненной по площади экспериментальных участков измеренной (+) и осредненной для участков REA рассчитанной по модели (линии) влажности почвы и уровня грунтовых вод в 1995 году (из [Motovilov et al., 1999a,b])

Таблица 3.6 – Значения критерия соответствия *NSE* для динамики влажности почвы и уровней грунтовых вод

Бассейн	<i>NSE</i>	
	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 (Рисунок 3.8). Соответствие, однако, не такое хорошее, как для влажности почвы. Отчасти это объясняется тем, что количество точек измерений уровней подземных вод не является репрезентативным, чтобы отразить изменчивость этой характеристики в масштабе REA. Кроме того, на точность определения усредненных значений уровней грунтовых вод оказывают 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.

*Высота снежного покрова на метеостанции Упсала.* Валидация блока модели снежного покрова проводилась по данным наблюдений за высотой снежного покрова на метеостанции Упсала за период 1981–1995 гг. Необходимо отметить, что измерения высоты снега выполняются в точке, в то время как в модели рассчитывается средняя высота снега для REA элемента размером 2x2 км. В этом плане гораздо более показательным сравнением модельных величин с маршрутными снегомерными измерениями, дающими осредненные по площади характеристики снежного покрова, а также позволяющие оценить параметры пространственных статистических распределений. Такие сопоставления будут сделаны для территории России, где маршрутными снегомерными наблюдениями охвачена большая часть территории страны. К сожалению, в других странах такие

наблюдения проводятся редко, они отсутствуют и в пределах области NOPEX. Поэтому следует относиться достаточно осторожно к результатам сравнения модельной и измеренной на станции Упсала динамики высоты снежного покрова, представленным на Рисунке 3.9.

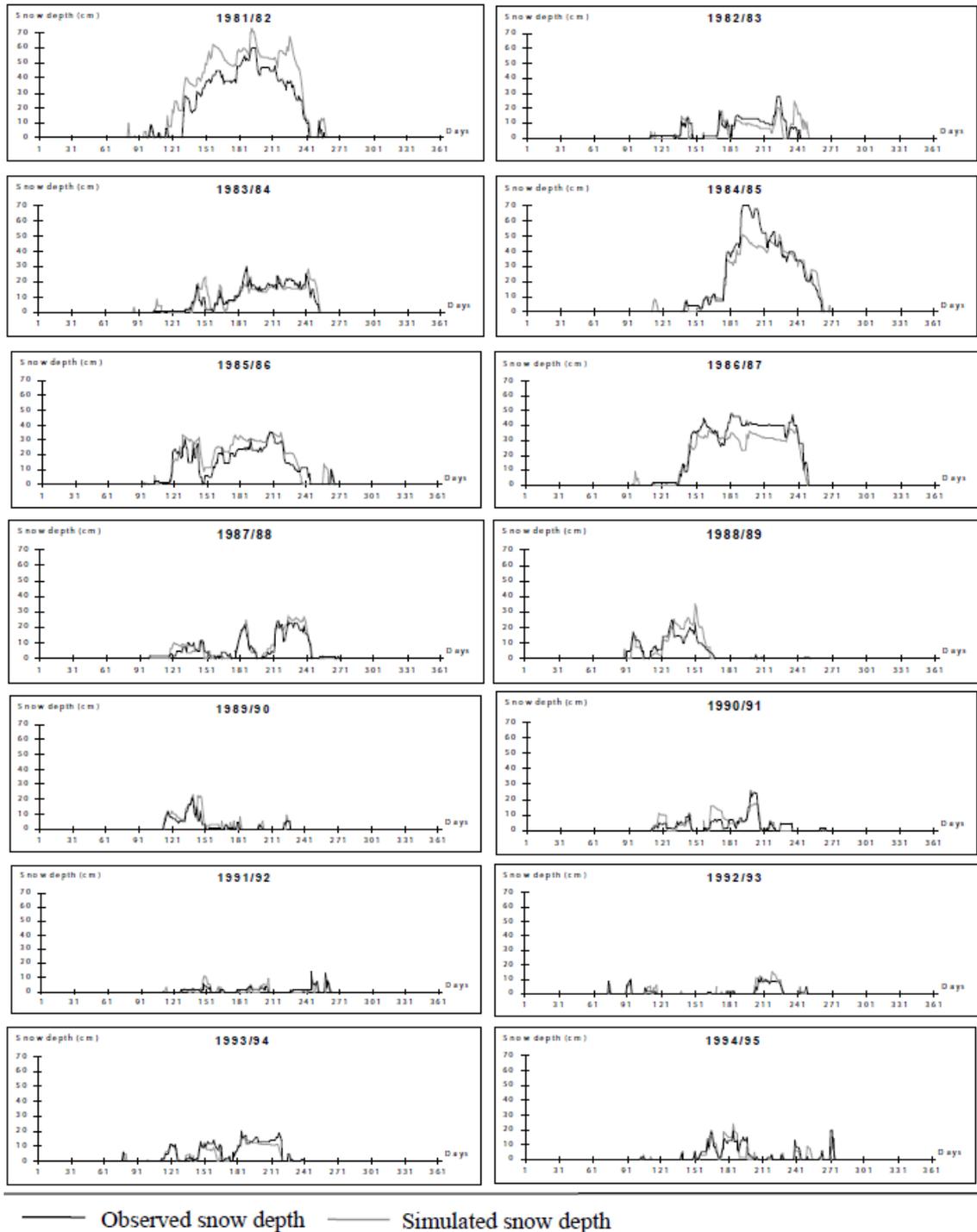


Рисунок 3.9 – Наблюденная и рассчитанная динамика высоты снежного покрова на метеостанции Упсала за период 1981–1995 гг. (из [Motovilov et al., 1999a])

*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 (Рисунок 3.10а и Рисунок 3.10б).

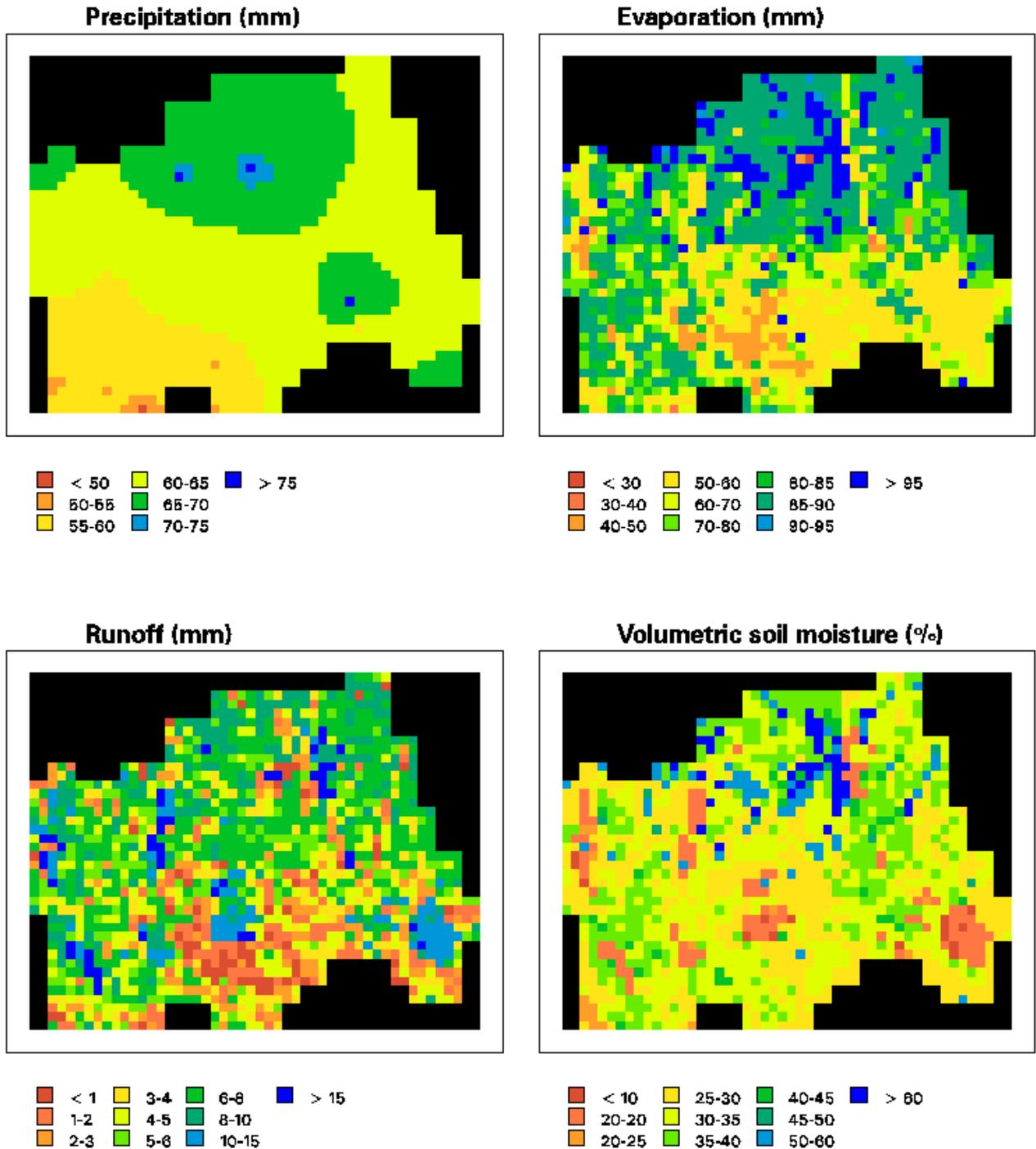


Рисунок 3.10а – Поля характеристик гидрологического цикла для области NOPEX за период CFE1 (из [Motovilov et al., 1999a, b])

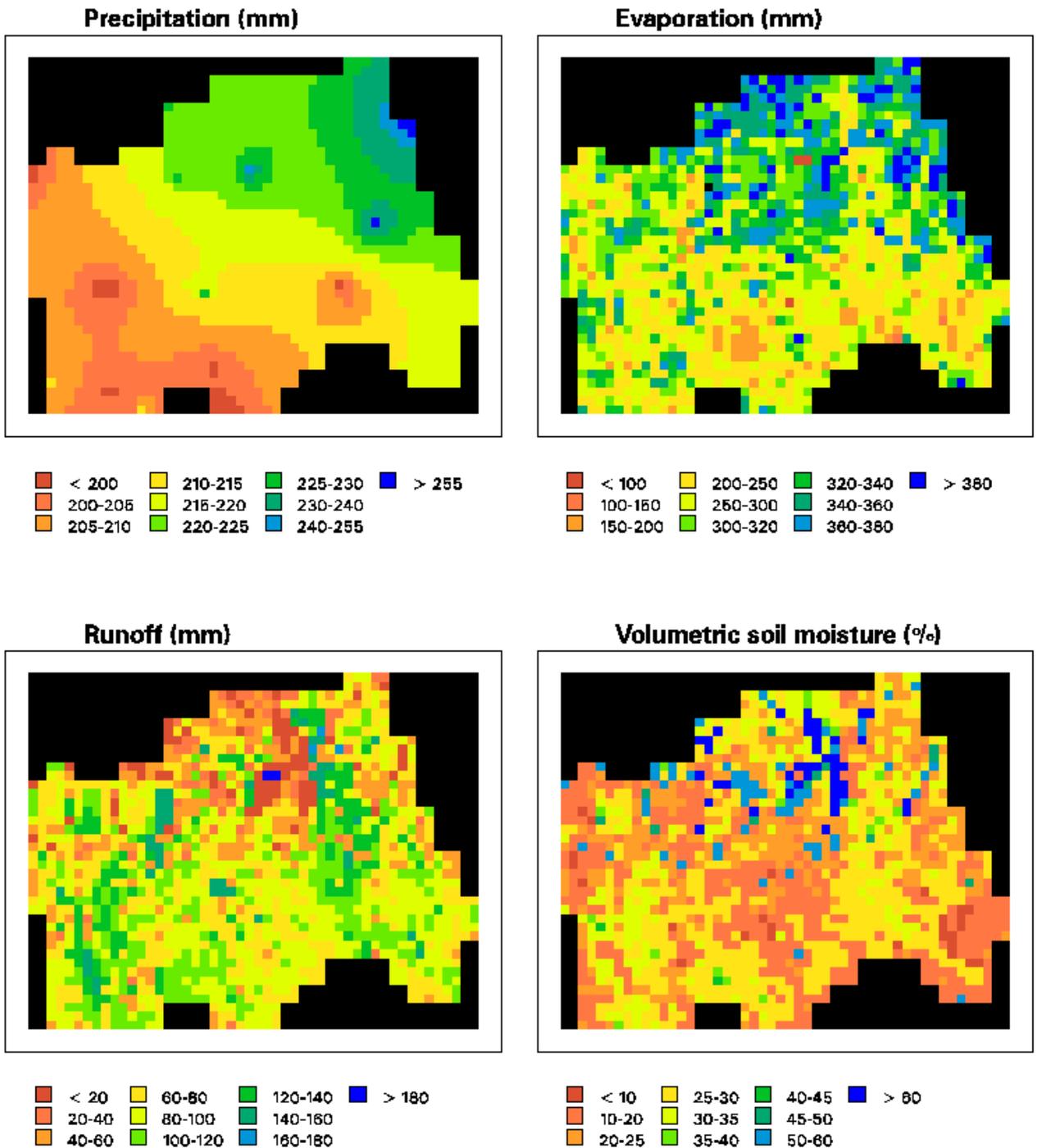


Рисунок 3.10б – Поля характеристик гидрологического цикла для области NOPEX за период CFE2 (из [Motovilov et al., 1999a, b])

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.

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 3.2.6). Вместе с тем показанная на Рисунках 3.10 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 пространственным 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.

*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 Таблице 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  $^{\circ}$ ) и рассчитанные (индекс  $^s$ ) 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)	$Q^s$ (мм)	$Q^{\circ}_{\max}$ (м <sup>3</sup> /с)	$Q^s_{\max}$ (м <sup>3</sup> /с)	$Q^{\circ}$ (мм)	$Q^s$ (мм)	$Q^{\circ}_{\max}$ (м <sup>3</sup> /с)	$Q^s_{\max}$ (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		11
Örsundaån	3	5	0,7	0,8	75	90	12	20
Hågaån	4	3	0,4	0,3	94	89		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		0,07	90	104		0,4
Stabbybäcken	2	3		0,01	73	83		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 характеристик подстилающей поверхности по трассе полета;

- моделирования региональных потоков по мезомасштабной метеорологической модели MIUU;
- моделирования региональных потоков по региональной гидрологической модели области NOPEX.

Критический анализ сравнения различных оценок испарения выполнен в работах [Gottschalk et al., 1999, 2001; Motovilov et al., 1999 a, b]. На Рисунке 3.11 показан график связи суточных интенсивностей испарения со всей области NOPEX, оцененных на основе измерений на мачтах и по региональной модели. 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, равны 74 мм и 289 мм.

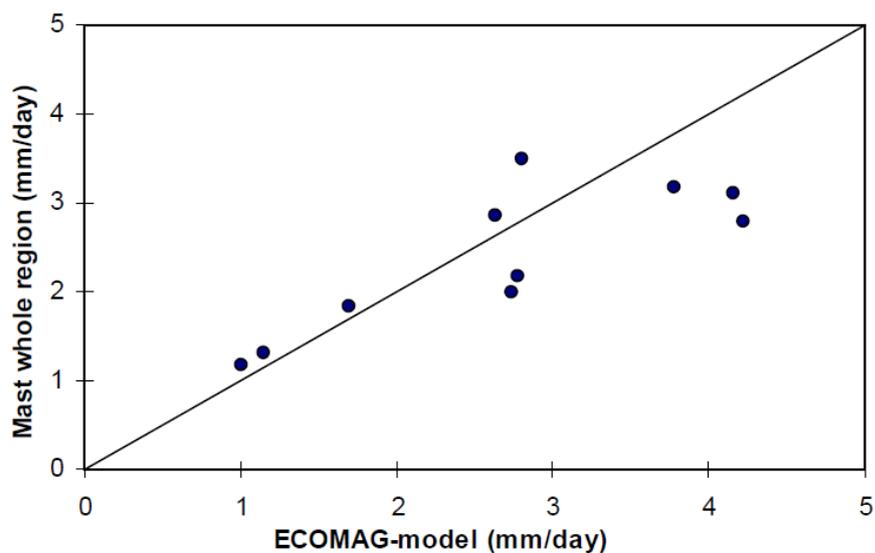


Рисунок 3.11 – Связь суточных интенсивностей испарения со всей области NOPEX, оцененных на основе измерений на мачтах и по региональной модели (из [Motovilov et al., 1999a])

Водный баланс. В Таблице 3.8 приведены значения компонентов водного баланса территории NOPEX, оцененные с помощью модели для периодов CFE1 и CFE2. Расчеты показывают, что за время относительно короткого периода CFE1 рассчитанное испарение на 10 мм превышало слой выпавших наблюдаемых

осадков, 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 – Рассчитанный по региональной модели водный баланс всей области NOPEX для периодов CFE1 и CFE2

Период	Осадки (мм)	Испарение (мм)	Сток (мм)	$\Delta W$ (мм)
CFE1, 27 мая – 23 июня 1994	64	74	6	-16
CFE2, 18 апреля – 14 июля		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. 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.
2. 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).

3. 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).
4. 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.

*Заключение к главе 3.* Испытания алгоритмов модели ECOMAG, процедур генерализации и агрегирования параметров влагообмена при изменении пространственных масштабов моделирования для небольших водосборов проводились на материалах детального междисциплинарного международного полевого эксперимента NOPEX. Комплексные исследования на полигоне NOPEX проводились в течение летних сезонов 1994–1995 гг. на трех уровнях и включали наземные наблюдения, наблюдения на высотных мачтах и зондирование территории с самолетов. Этот набор данных позволил оценить линейный масштаб репрезентативной элементарной области REA, который для данного региона оценивается ~2 км [Beldring et al., 1999], а также гидрофизические параметры для различных типов почв и ландшафтов. Таким образом, в модели ECOMAG для области NOPEX использовалась регулярная расчетная сетка с размером ячейки 2×2 км.

Комплексные испытания региональной гидрологической модели ECOMAG проводились по данным:

- многолетних наблюдений за речным стоком в 9 речных бассейнах области NOPEX, причем в шести из этих бассейнов без калибровки модельных параметров;

- многолетних наблюдений за высотой снежного покрова на ст. Аэропорт Упсала;
- синоптических наблюдений за речным стоком в периоды CFE1 и CFE2 в различных точках речной сети р. Fyrisån;
- синоптических наблюдений за динамикой влажности почвы и уровней грунтовых вод;
- водно-балансовых наблюдений в периоды CFE1 и CFE2.

Всесторонние испытания модели по многолетним рядам наблюдений за стоком в 9 речных бассейнах области NOPEX по иерархической схеме Клемеша показали, что гидрологическая модель может быть использована с единым набором региональных параметров для расчетов гидрографов стока как на изученных, так и неизученных речных бассейнах в условиях меняющегося климата и при антропогенных изменениях речных бассейнов в широком диапазоне размеров моделируемых объектов: от достаточно крупных рек до мелких ручьев. Получено удовлетворительное соответствие рассчитанных по модели среднегодовых значений составляющих водного баланса речных бассейнов со значениями, оцененными по данным гидрометеорологических наблюдений. Сравнение результатов моделирования с данными синоптических наблюдений за стоком в различных точках речной сети в периоды проведения полевых сессий эксперимента CFE1 и CFE2 показывает значительный потенциал модели воспроизводить диапазон изменения и пространственную дисперсию характеристик удельного стока.

В разделе 3.2 показаны возможности модели воспроизводить динамику пространственно-осредненной влажности почвы для различных типов почв. Соответствие между модельной и фактической динамикой уровней грунтовых на исследовательских площадках REA получилось несколько хуже, чем для влажности почвы, главным образом из-за проблем, связанных с получением репрезентативных значений осредненных в пределах ячейки грида уровней грунтовых вод.

Модельные поля характеристик гидрологического цикла для всей территории NOPEX характеризуются значительной пространственной изменчивостью и не могут быть подтверждены данными наблюдений даже такого детального эксперимента, как NOPEX, хотя на качественном уровне прослеживаются тенденции пространственных изменений водно-балансовых характеристик с пространственным распределением характеристик подстилающей поверхности. Косвенным подтверждением эффективности модельных расчетов полей характеристик гидрологического цикла является сравнение интегрированных по границам 9 речных бассейнов области NOPEX водно-балансовых характеристик с таковыми, полученными на основе гидрологических наблюдений. Интегральные оценки характеристик гидрологического цикла (осадки, сток, испарение) для всей области NOPEX, полученные на основании модельных расчетов и водно-балансовых исследований, также находятся в удовлетворительном соответствии.

Таким образом, комплексные испытания модели ECOMAG по данным детального междисциплинарного международного эксперимента NOPEX [Motovilov et al., 1999a,b] позволяют положительно ответить на вопрос о возможности применения модели для гидрологических расчетов везде внутри области площадью порядка  $10^4$  км<sup>2</sup> с единым региональным набором параметров в нестационарных климатических условиях.

## **ГЛАВА 4. МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА И ПОЛЕЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В КРУПНЕЙШИХ РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ**

Разработка физико-математической модели формирования стока для речного бассейна субконтинентального масштаба, адекватно описывающей пространственную неоднородность физико-географических, 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 информационных технологий. В последующих разделах будет рассмотрен опыт применения построенных на основе модели ЕСОМАГ региональных моделей формирования стока для четырех крупнейших речных бассейнов северного полушария, расположенных в различных физико-географических зонах с различными условиями формирования стока, типами питания и гидрологического режима водных объектов: Волги, Лены, Амура и Маккензи.

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

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.

Основные результаты этого раздела изложены в работе [Мотовилов, 2016б], частичное цитирование из которой выполняется в этом разделе.

*Краткая характеристика бассейна.* Бассейн Волги – крупнейшей реки Европы, имеет площадь 1360000 км<sup>2</sup>, длина реки – 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%-ов годового стока), грунтовыми (30%-ов) и дождевыми (10%-ов) водами. Естественный режим характеризуется весенним половодьем (апрель–июнь), малой водностью в период летней и зимней межени и осенними дождевыми паводками. Среднемноголетний водный баланс бассейна Волги составляет: осадки 662 мм, или 900 км<sup>3</sup> в год, речной сток 187 мм, или 254 км<sup>3</sup> в год, испарение 475 мм, или 646 км<sup>3</sup> в год.

На территории бассейна частично или полностью расположено 39 субъектов Российской Федерации. На площади, составляющей 8 процентов территории страны, сосредоточено около 45%-ов промышленного и 50%-ов 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 водохозяйственных систем комплексного назначения.

*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 1:2500000, разработанные, соответственно, под руководством М.А. Глазовской и В.А. Николаева,
- карта среднемноголетнего модуля стока на территорию СССР по СН 435-72 [1972],
- карты-схемы пунктов наблюдений за состоянием окружающей среды.

В состав гидрометеорологического и водохозяйственного обеспечения региональной модели 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.

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

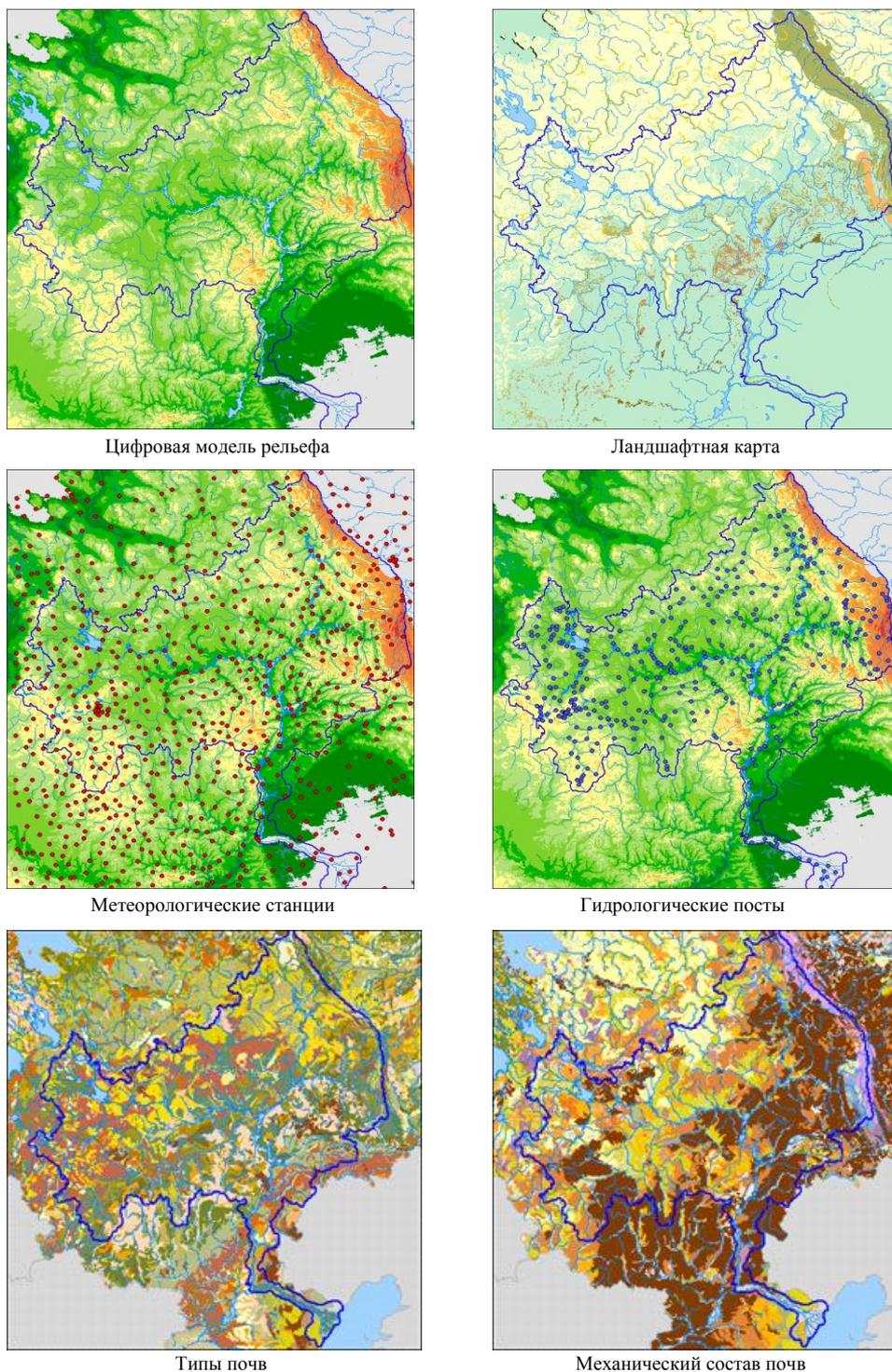


Рисунок 4.1 – Базовая информация по бассейну Волги для проведения расчетов с помощью модели ECOMAG

*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 ECOMAG 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 различных

значений критического числа  $K_{кр.}=100, 500, 1000, 2000, 4000$  и  $8000$  (Рисунки 4.2, 4.3).

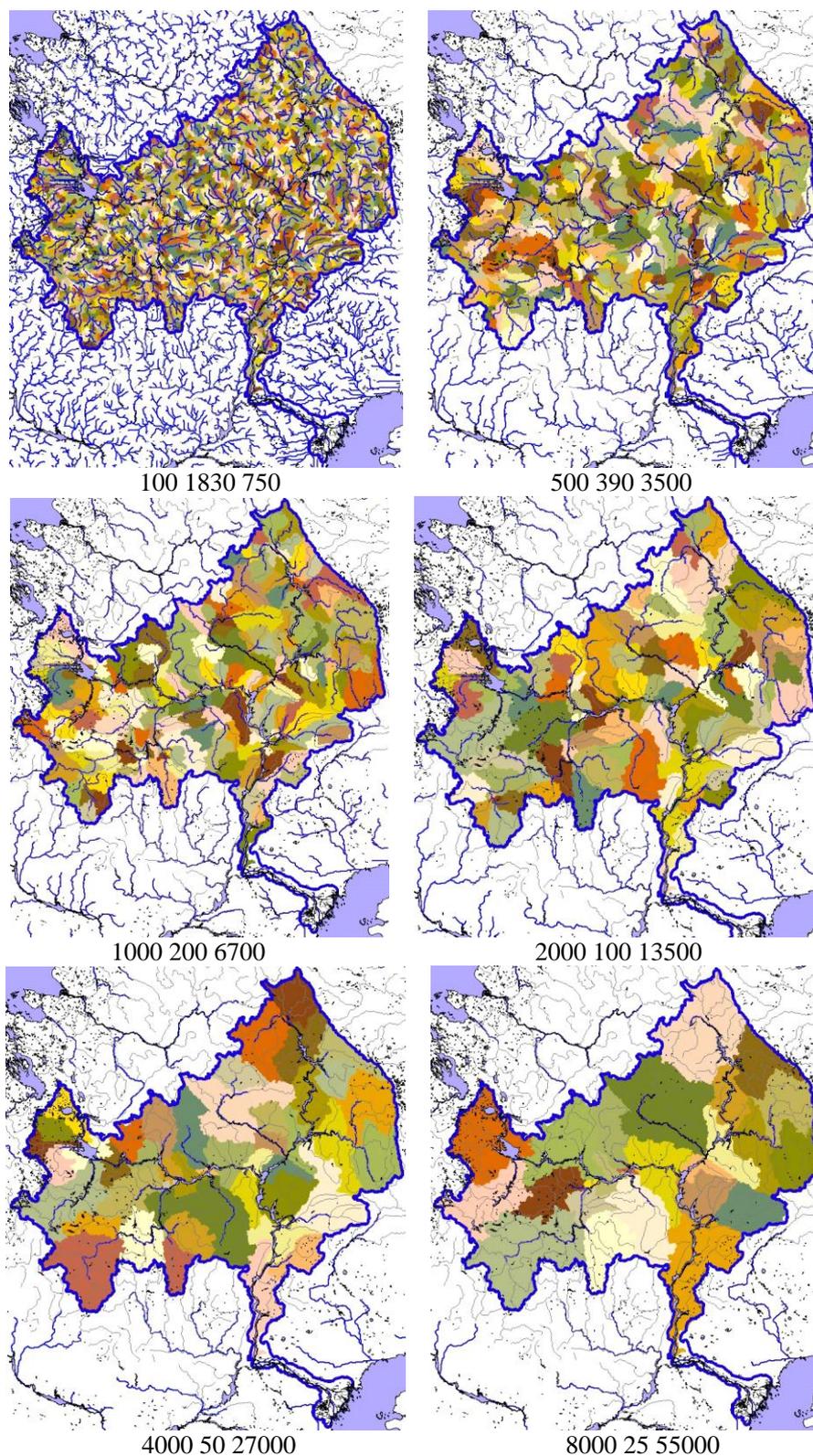


Рисунок 4.2 – Фактическая (тонкие линии) и модельная (жирные линии) речная сеть и расчетные водосборы при различных значениях  $K_{кр}$  (из [Мотовилов, 2016б])

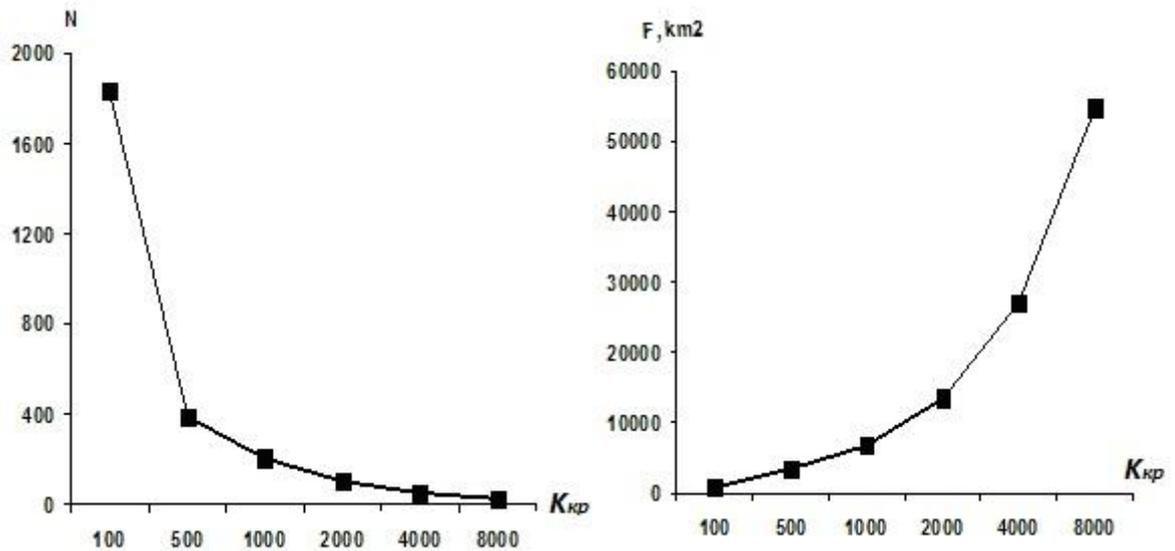


Рисунок 4.3 – Количество расчетных участков  $N$  (слева) и средняя площадь расчетных участков (справа) для различных схематизаций бассейна Волги в зависимости от критического числа  $K_{кр}$

Ниже каждой из 6 карт на Рисунке 4.2 приведены по 3 числа: первое число указывает значение  $K_{кр}$ , второе – количество выделенных расчетных водосборов и третье – средняя 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. Так, при  $K_{кр} = 100$  модельная речная сеть близка к фактической на картах масштаба 1:2000000, а при  $K_{кр} = 8000$  – на картах масштаба 1:18000000. Соответственно значительно различаются и средние площади расчетных элементов: если в первом случае она составляет 750 км<sup>2</sup>, то во втором – 55000 км<sup>2</sup>. Фактически, в последнем случае расчетными элементами модели являются водосборы крупных рек: при такой схематизации воспроизводятся только наиболее крупные притоки Волги: Верхняя Волга, Ока, Вятка, Кама, Белая и др. (нижняя правая карта на Рисунке 4.2).

Расчеты по модели проводятся с суточным шагом по времени по метеорологическим данным. Ежедневные поля метеохарактеристик на территорию 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.

*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 стаивания 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 годов. Проверка модели осуществлялась для периода 2004–2011 годов.

При расчетах полей влажности почвы в бассейне Волги калибровались два параметра модели в формуле испарения из почвы. Испаряемость считается 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 региональной 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. Рисунок 4.2, верхняя левая карта).

На Рисунке 4.4 приведено сравнение фактических и рассчитанных полей запасов воды в снежном покрове в моменты максимального снегонакопления (20 марта) для 2009–2011 годов, а на Рисунке 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 Рисунках 4.6 и 4.7.

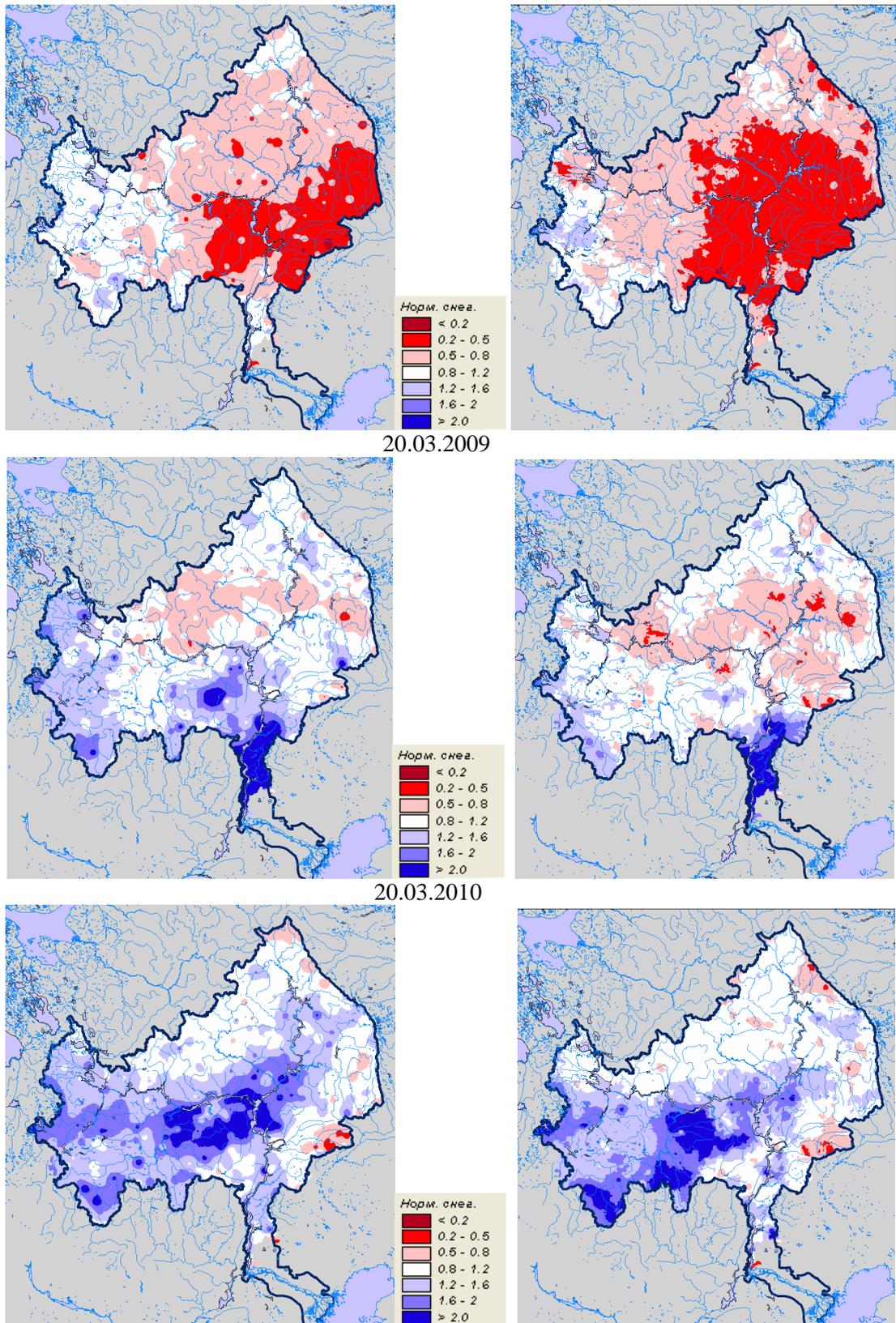


Рисунок 4.4 – Фактические (слева) и смоделированные (справа) поля нормированных запасов воды в снежном покрове в бассейне Волги на 20 марта 2009–2011 годов (из [Мотовилов, 2016б])

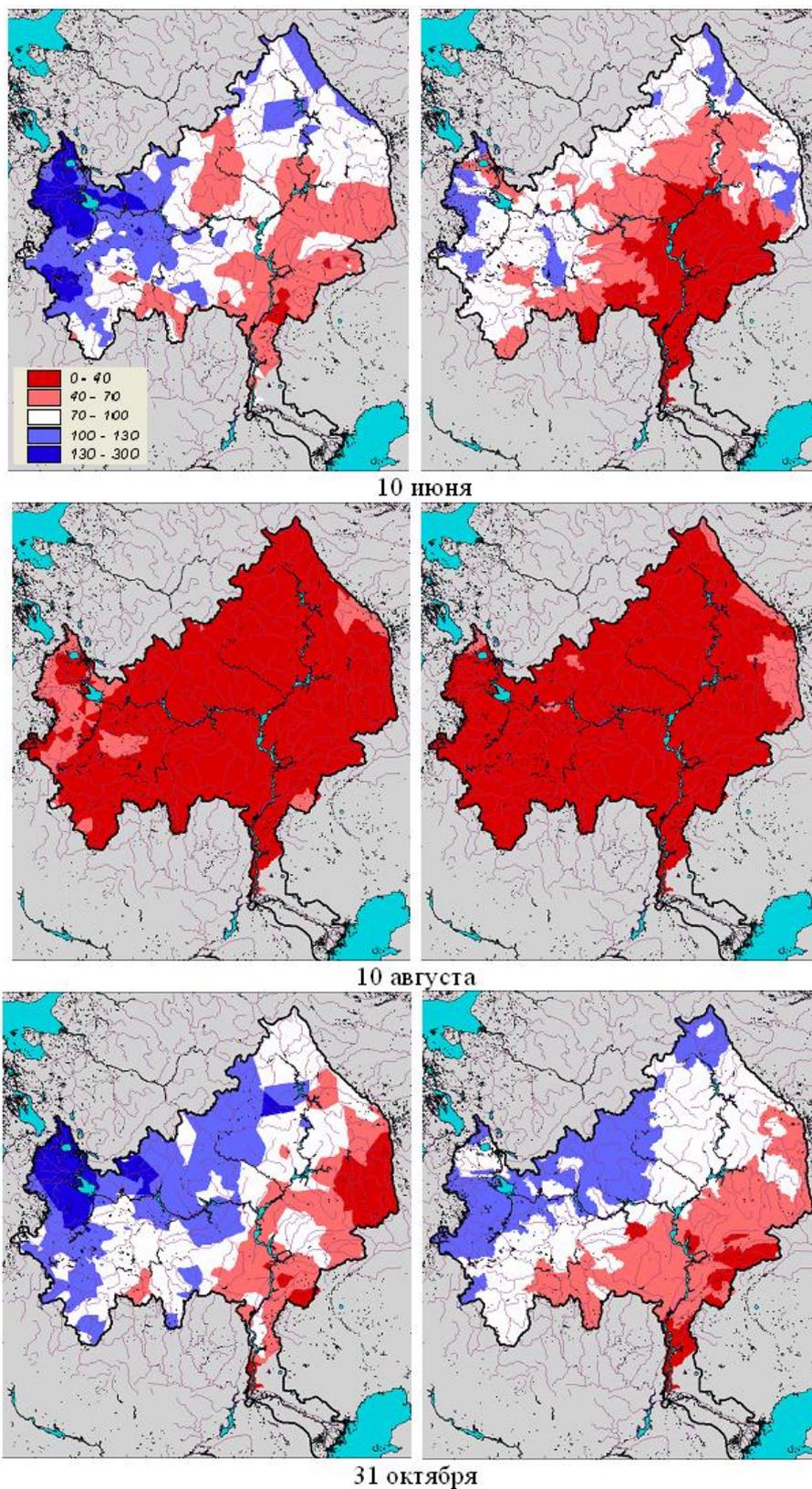


Рисунок 4.5 – Фактические (слева) и смоделированные (справа) поля продуктивной влаги в 50-сантиметровом слое почвы в бассейне Волги в 2010 году (из [Мотовилов, 2016б])

В Таблице 4.1 даны значения критериев соответствия, рассмотренных выше в разделе 2.3. 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 годов (Рисунок 4.6,  $NSE_4=0,93$ ) и осредненной по бассейну Волги влажности почвы (Рисунок 4.7,  $NSE_4=0,90$ ) свидетельствует как о высоком качестве модели, так и о надежности определения этих интегральных характеристик в бассейне Волги по данным снегомерных съемок и агрометеорологических измерений. Среднемноголетние значения 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 среднемноголетние запасы продуктивной влаги в верхнем 50-см слое почвы за периоды вегетации – соответственно 66 и 63 мм.

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 дает удовлетворительные результаты (Таблица 4.1). Так, отмечаются достаточно высокие коэффициенты корреляции между рассчитанными и фактическими полями, в особенности для вариантов с учетом временной изменчивости полей ( $K_{kor5}$ ,  $K_{kor6}$  – формулы 2.57, 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,

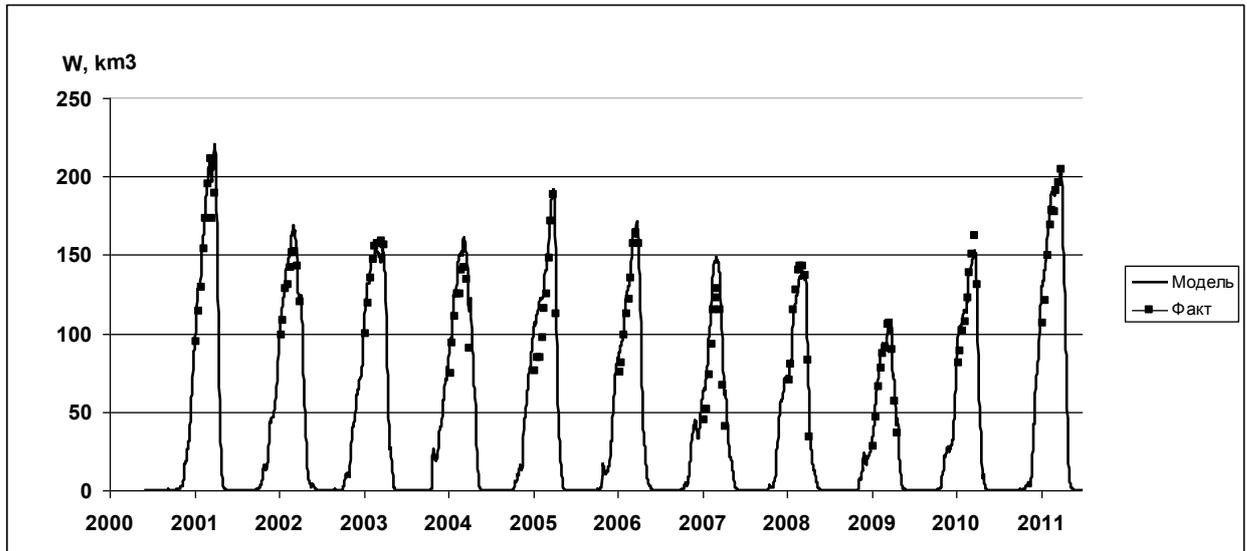


Рисунок 4.6 – Динамика осредненных по бассейну Волги фактических и смоделированных запасов воды в снежном покрове за период 2001–2011 годов (из [Мотовилов, 2016б])

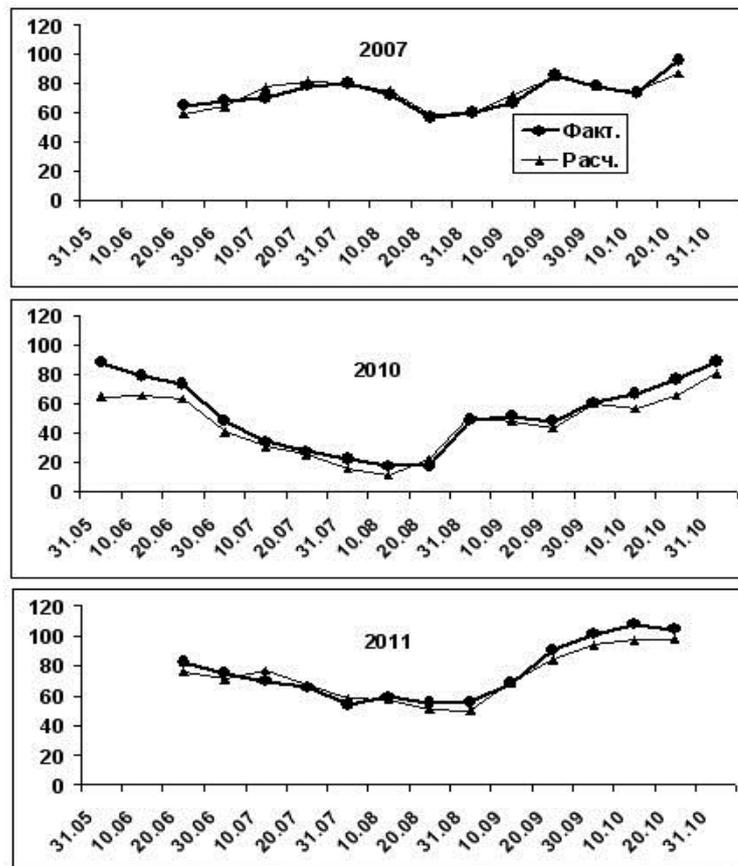


Рисунок 4.7 – Динамика осредненных по бассейну Волги фактических и смоделированных запасов продуктивной влаги в 50-см слое почвы за периоды вегетации 2007, 2010 и 2011 годов (из [Мотовилов, 2016б])

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.

Таблица 4.1 – Значения критериев соответствия рассчитанных и фактических полей (из [Мотовилов, 2016б])

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

*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 расчетов относительно расчетов по более мелким пространственным расчетным ячейкам (минимальный размер ячеек ограничен размерами области (REA)). Смысл проведенных ниже численных экспериментов заключается в эмпирическом установлении максимальных размеров расчетных ячеек, приемлемых с точки зрения точности расчетов.

На Рисунках 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 годов, рассчитанные для 6 различных схематизаций, показанных на Рисунке 4.2 (числа под картами показывают значения масштабируемого критического числа  $K_{кр}$ ).

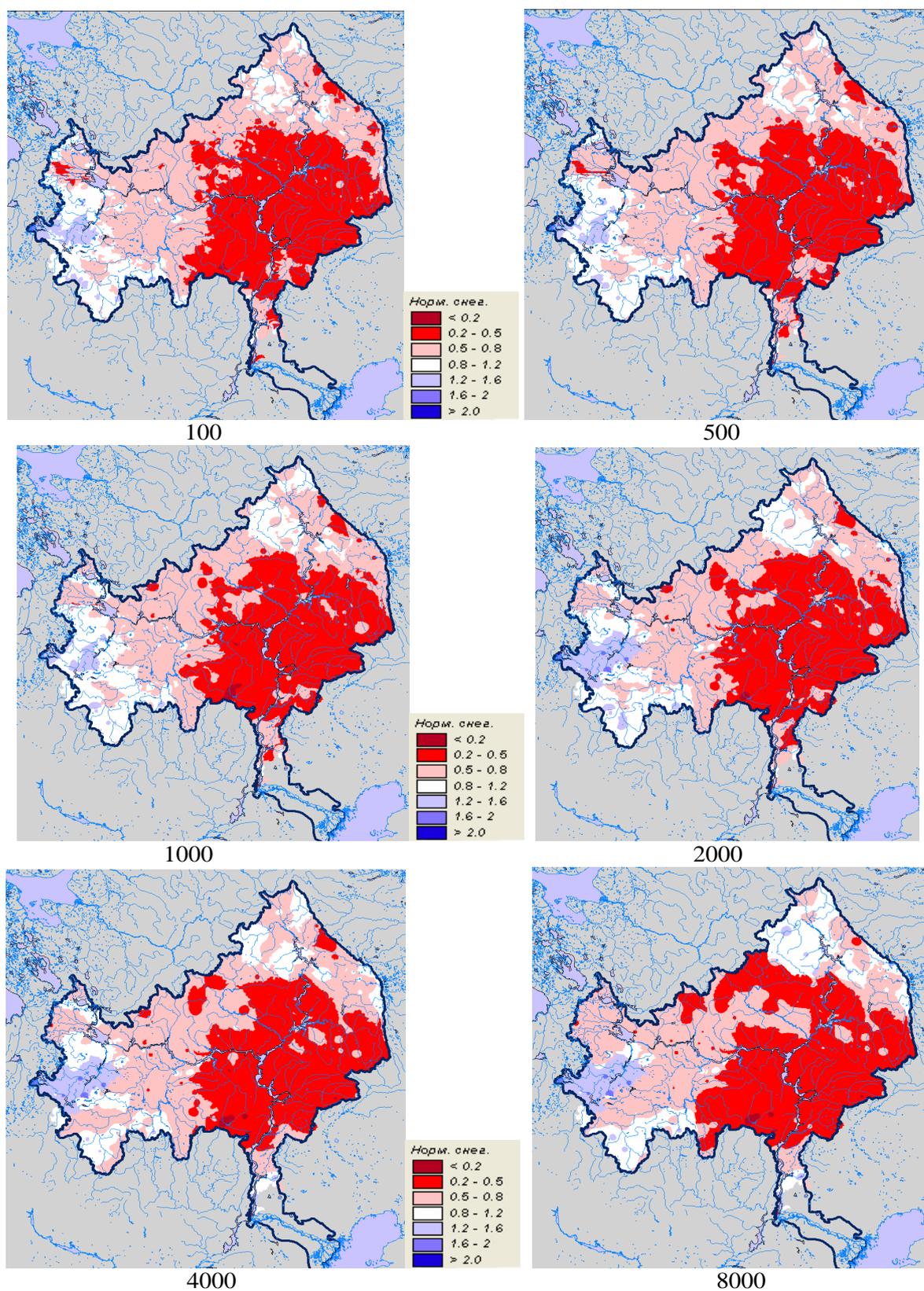


Рисунок 4.8 – Рассчитанные поля запасов воды в снежном покрове для 2009 года при различной детальности схематизации бассейна Волги

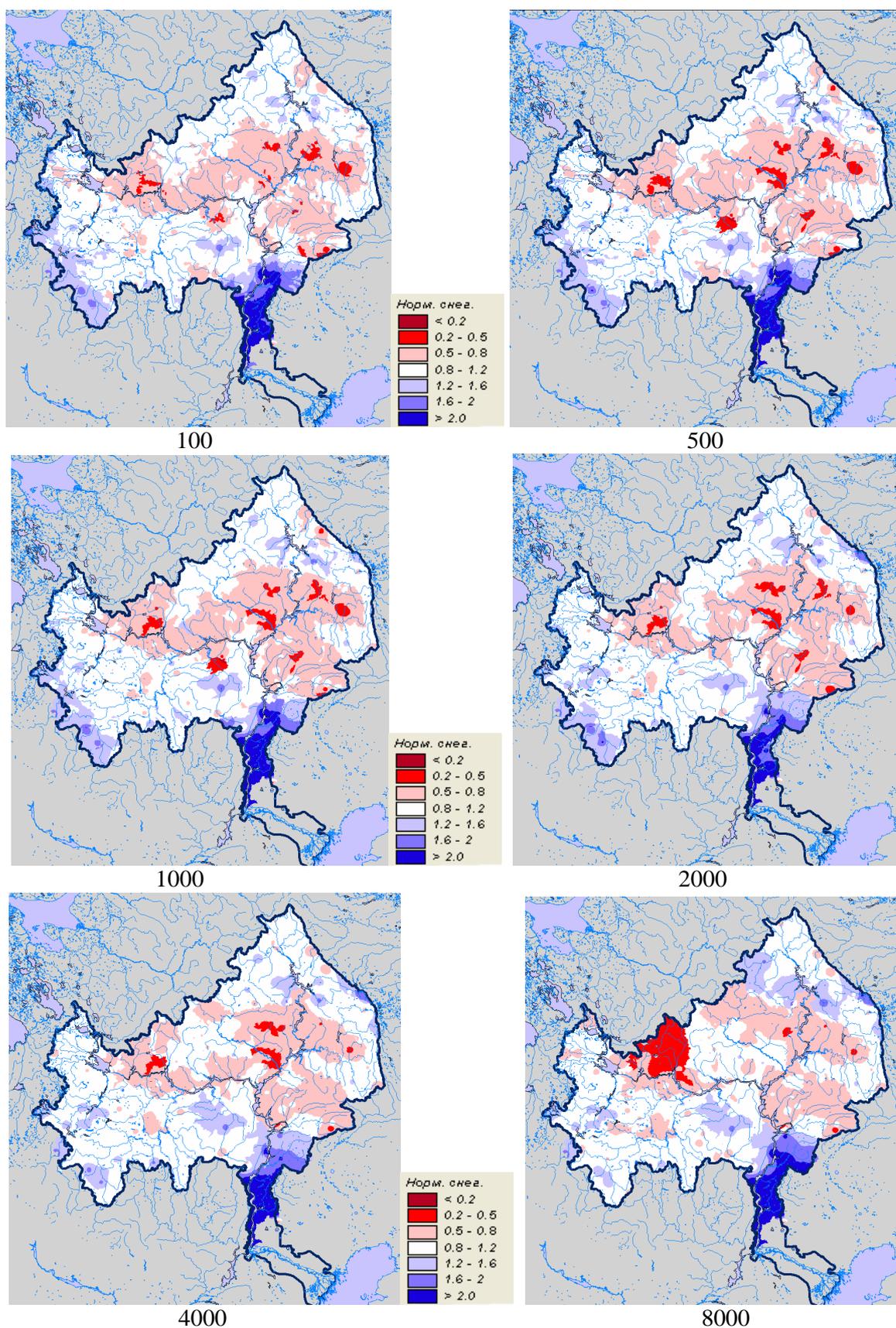


Рисунок 4.9 – Рассчитанные поля запасов воды в снежном покрове для 2010 года при различной детальности схематизации бассейна Волги

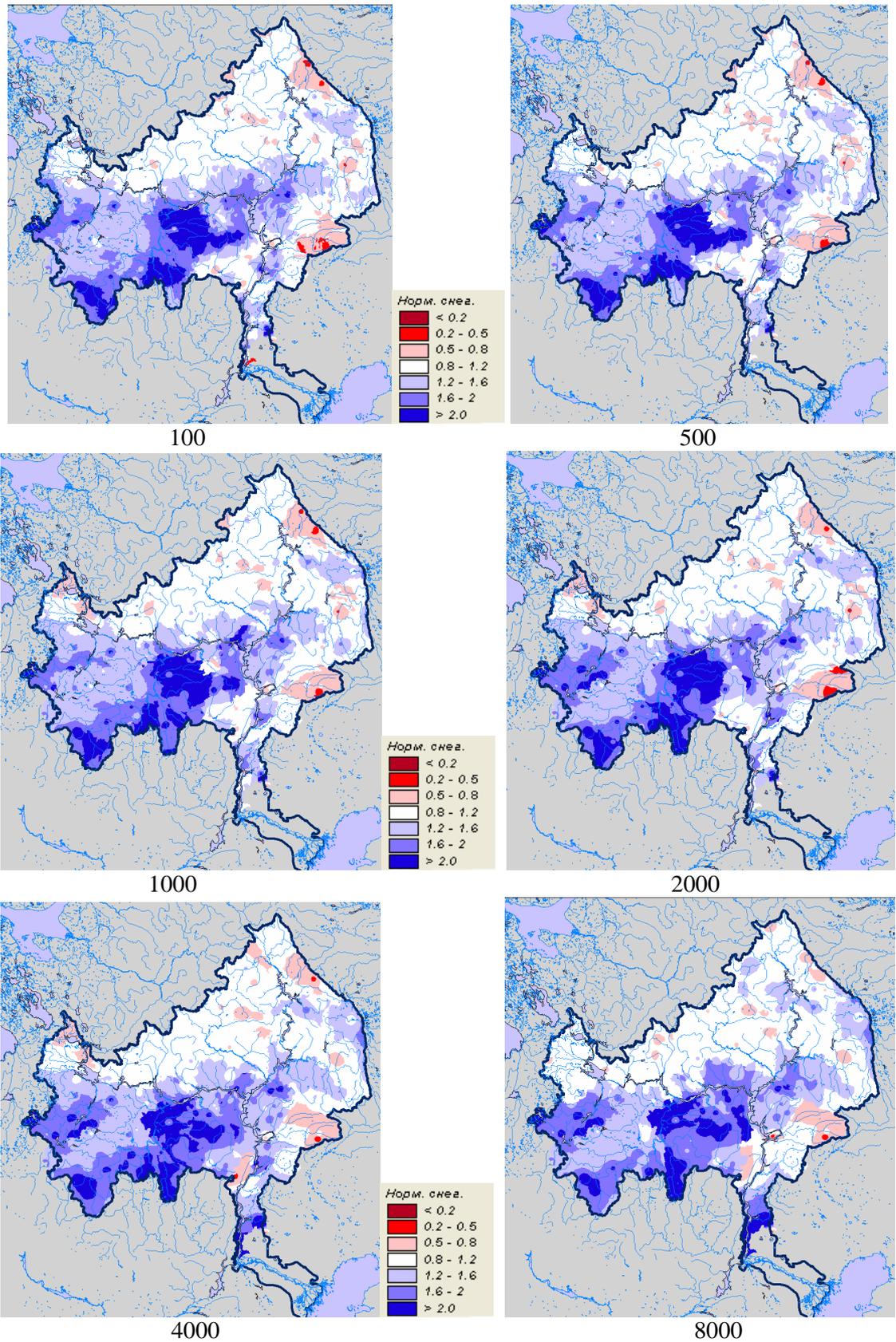


Рисунок 4.10 – Рассчитанные поля запасов воды в снежном покрове для 2011 года при различной детальности схематизации бассейна Волги

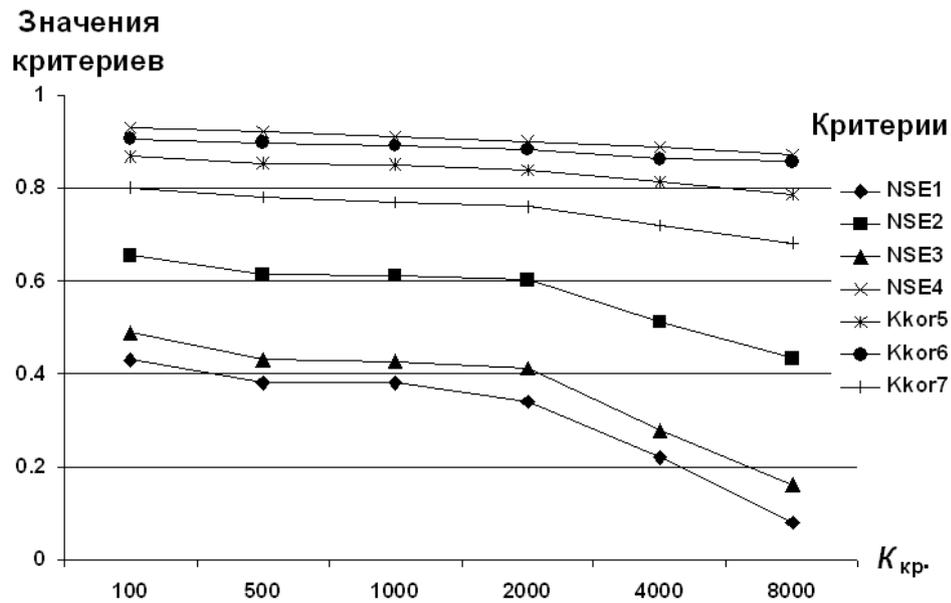


Рисунок 4.11 – Изменение статистических критериев соответствия рассчитанных полей запасов воды в снежном покрове для различных схематизаций бассейна Волги в зависимости от критического числа  $K_{кр}$  (детальности схематизации бассейна Волги) (из [Мотовилов, 2016б])

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, приведенные на Рисунке 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 13500 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 13500 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 13500 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. Рисунок 3.4 по определению репрезентативной элементарной площади для региона NOPEX).

*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 Рисунка 4.2. При схематизации речного бассейна с малыми значениями масштабируемого критического числа  $K_{кр}$  (левая верхняя карта на Рисунке 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 Рисунке 4.2) воспроизводится сильно агрегированная модельная речная сеть с наиболее крупными притоками реки. Все притоки более мелкого порядка (первостепенная речная сеть) отфильтровываются. На таких масштабах получается, что склоновое поступление воды, минуя первостепенную речную сеть, осуществляется непосредственно в наиболее крупные притоки реки. Таким образом, на крупных расчетных ячейках 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 ( $q_p$ , л/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 масштабируемого 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 Рисунке 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.

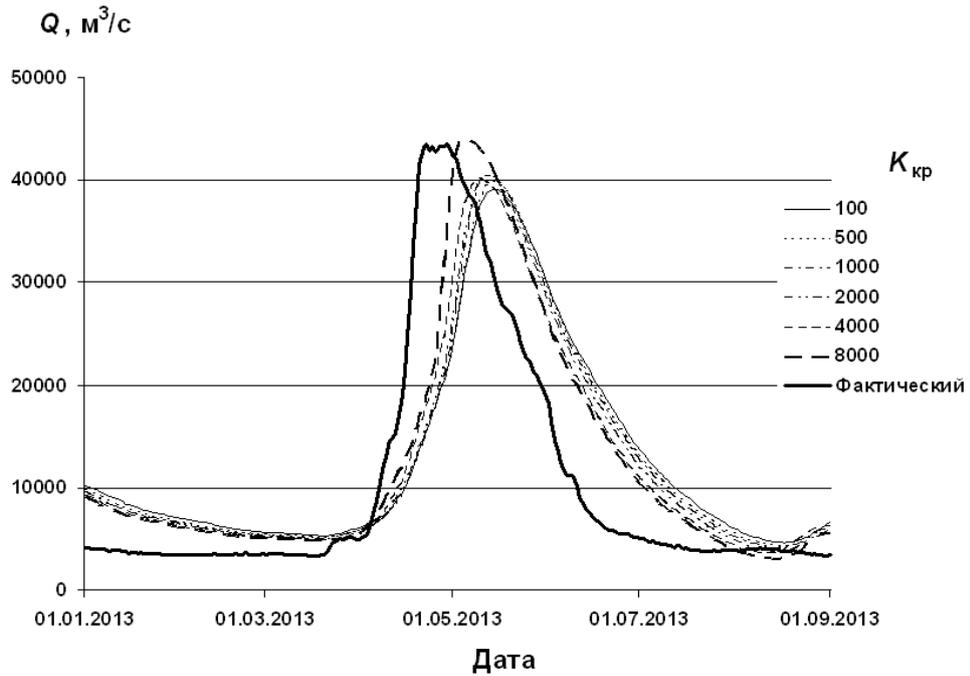


Рисунок 4.12 – Рассчитанные гидрографы стока у г. Волгограда для гипотетического сценария отсутствия водохранилищ на Волге для различных схематизаций бассейна и фактический гидрограф притока ко всем водохранилищам Волжско-Камского каскада в 2013 году ( $\Phi_{\text{факт}}$  – рассчитанный суммарный гидрограф притока воды ко всем водохранилищам Волжско-Камского каскада) (из [Мотовилов, 2016б])

Анализ кривых на Рисунке 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  $K_{кр} = 8000$  (самые крупные расчетные ячейки) существенно отличается от гидрографов с более низкими значениями  $K_{кр}$ . На Рисунке 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, 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.

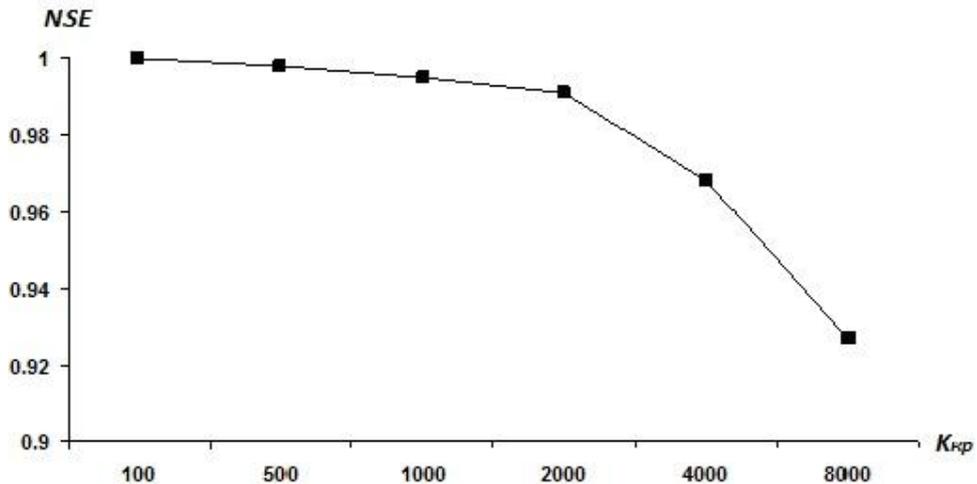


Рисунок 4.13 – Зависимость критерия Нэша-Сатклифа (формула 2.56) соответствия рассчитанных гидрографов стока при различных схематизациях речного бассейна относительно гидрографа при  $K_{кр} = 100$

**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 5.2). 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], Нижнекамского водохранилища [Мотовилов, Фашевская, 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 водохранилищ ВКК (Чебоксарского, Камского и Нижнекамского). Информационные ресурсы (картографические, гидрометеорологические, водохозяйственные), привлекаемые для моделирования конкретных водосборов, являются частью описанных выше в разделе 4.1 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.) калибровались 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 (раздел 4.1).

#### Бассейн Чебоксарского водохранилища

Чебоксарское водохранилище, образованное плотиной Чебоксарской ГЭС на р. Волге в г. Новочебоксарске, было заполнено в 1980–1982 годах. Общая площадь бассейна Чебоксарского водохранилища составляет 604000 км<sup>2</sup>, частная площадь водосбора бокового притока в водохранилище между створами Горьковской и Чебоксарской ГЭС – 373800 км<sup>2</sup>. Это самый большой по площади из всех частных водосборов водохранилищ ВКК. Основные притоки водохранилища – реки Ока, Сура, Ветлуга. Боковой приток этих рек составляет в среднегодовом разрезе около 80–90%-ов 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%-ов на севере до 2-10%-ов 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°С на севере до 4,6–4,8°С на юге и юго-западе. Территория 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 (Рисунок 4.14), их средняя площадь составляет около  $350 \text{ км}^2$ , модельная речная сеть кроме главной реки (Волги) включает притоки 6 порядков, из них 21 приток 1-го порядка, впадающих в главную реку, 123 – 2-го порядка, 199 – 3-го и т.д. [Gelfan et al., 2018].

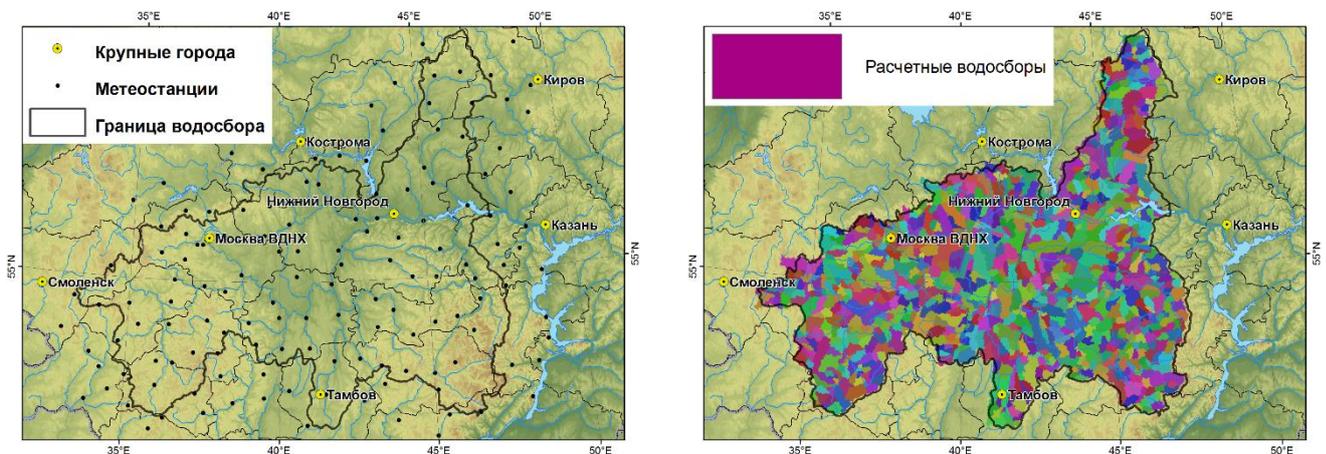


Рисунок 4.14 – Расположение метеорологических станций (слева), данные измерений которых использованы для построения модели, и схематизация водосбора водохранилища (справа) (из [Гельфан, Мотовилов, 2014])

Модель калибровалась и проверялась по данным о боковом притоке воды к Чебоксарскому водохранилищу за 35 лет – с начала его функционирования в 1982 году по 2016 год. Калибровка параметров модели производилась по данным о притоке воды за период с 2000 по 2014 годы; проверка модели на независимых данных производилась для периода 1982–1999 годы, а также за 2015 и 2016 годы. На Рисунке 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, соответственно для кварталных и месячных периодов осреднения, что

свидетельствует об удовлетворительном соответствии результатов моделирования фактическим данным.

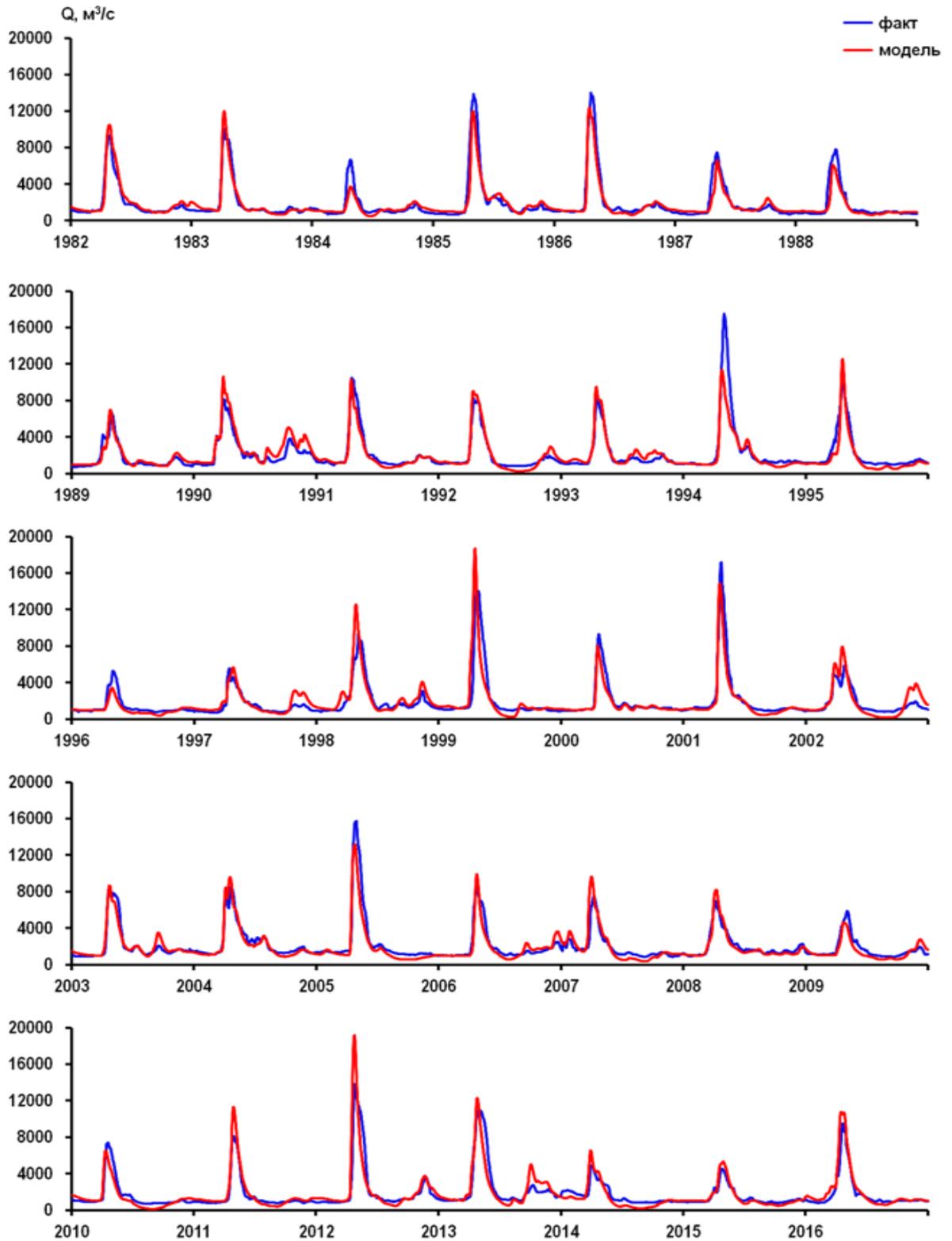


Рисунок 4.15 – Фактический (синий) и рассчитанный (красный) гидрографы притока воды к Чебоксарскому водохранилищу

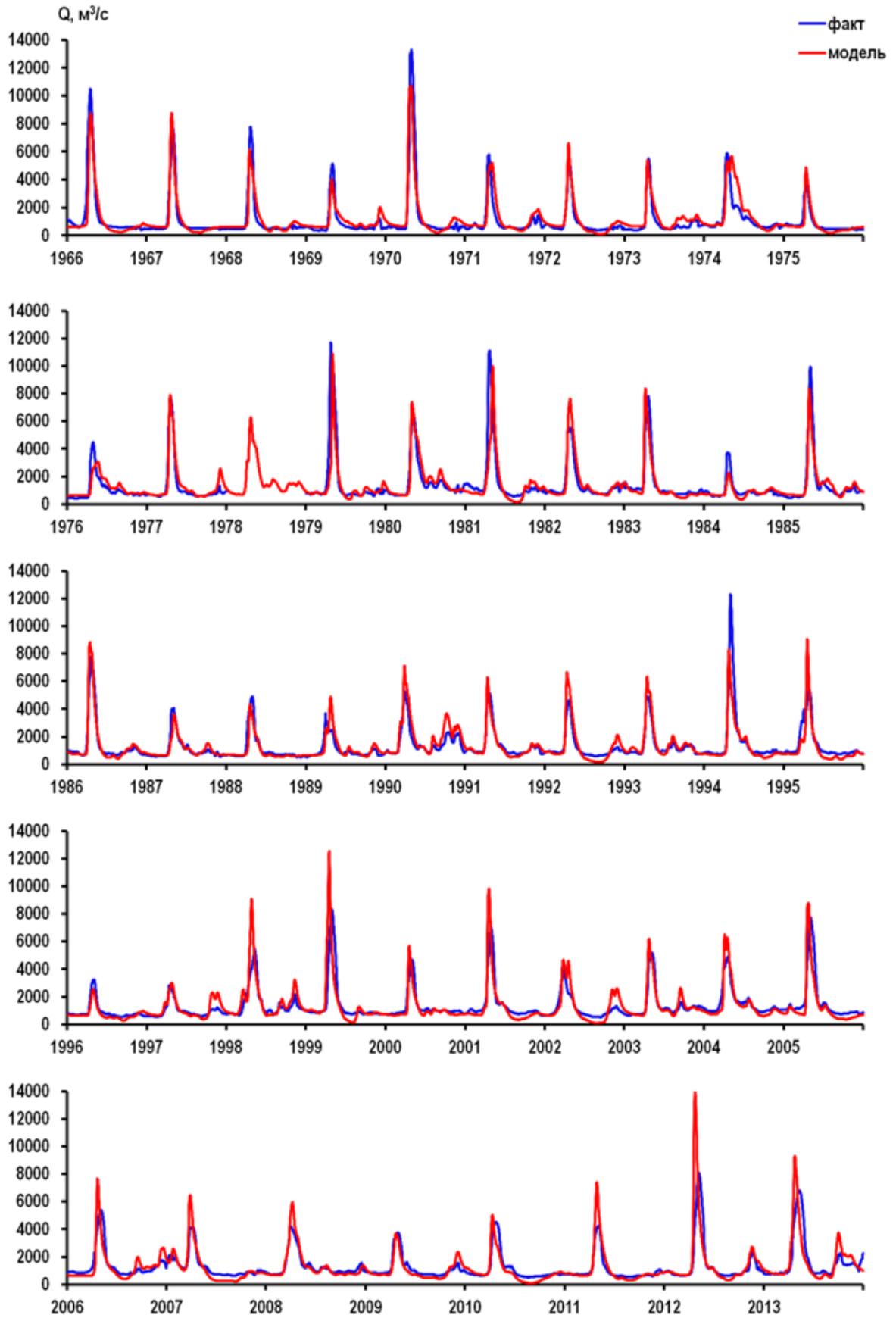


Рисунок 4.16 – Фактический (синий) и рассчитанный (красный) гидрографы стока на р. Оке – г/п Горбатов

Поскольку в рамках единого прогона модель рассчитывает гидрографы стока во всех точках модельной речной сети, то в качестве дополнительной валидации модели на Рисунке 4.16 показано сопоставление фактических и рассчитанных гидрографов для крупнейшего притока в Чебоксарского водохранилище – р.Оки с замыкающим створом в г/п Горбатов (площадь водосбора 240000 км<sup>3</sup>) за период наблюдений с 1966 по 2013 гг. ( $NSE = 0,73$ ,  $BIAS = 2\%$ -а). Для р. Оки у г. Мурома получены оценки  $NSE = 0,71$ ,  $BIAS = 8\%$ -ов.

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

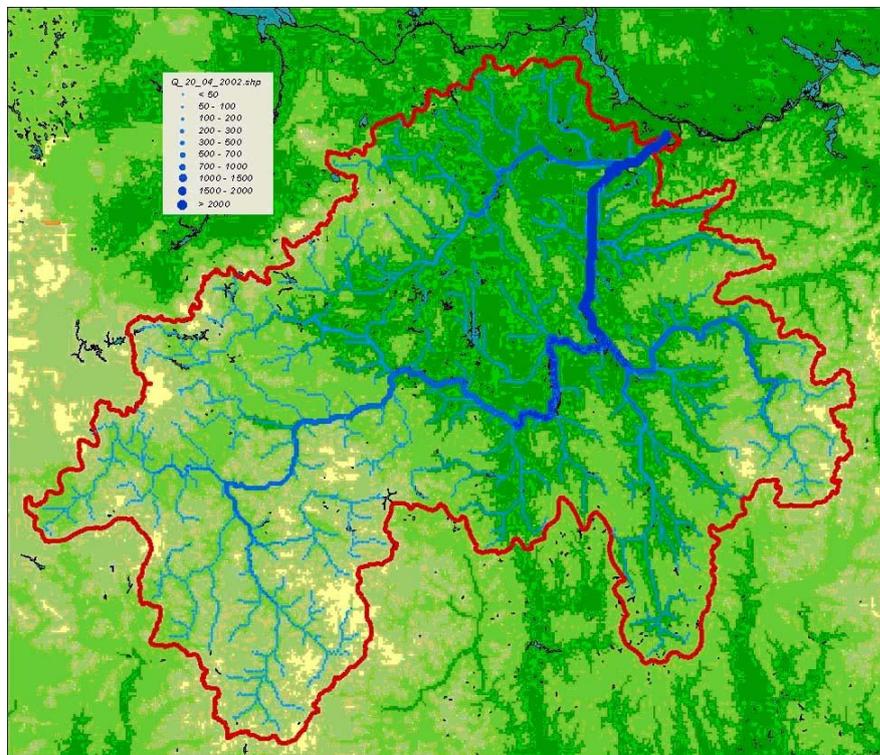


Рисунок 4.17 – Распределение рассчитанных расходов воды в речной сети бассейна Оки на 20.04.2002

### Бассейн Камского водохранилища

Камское водохранилище вступило в строй в 1964 г. Площадь водосбора р. Камы до створа Камского гидроузла у г. Пермь – 168000 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 у Камской ГЭС 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%-ов 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 (Рисунок 4.18а), их средняя площадь 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 (Рисунок 4.18б) [Мотовилов, Попова, 2017].

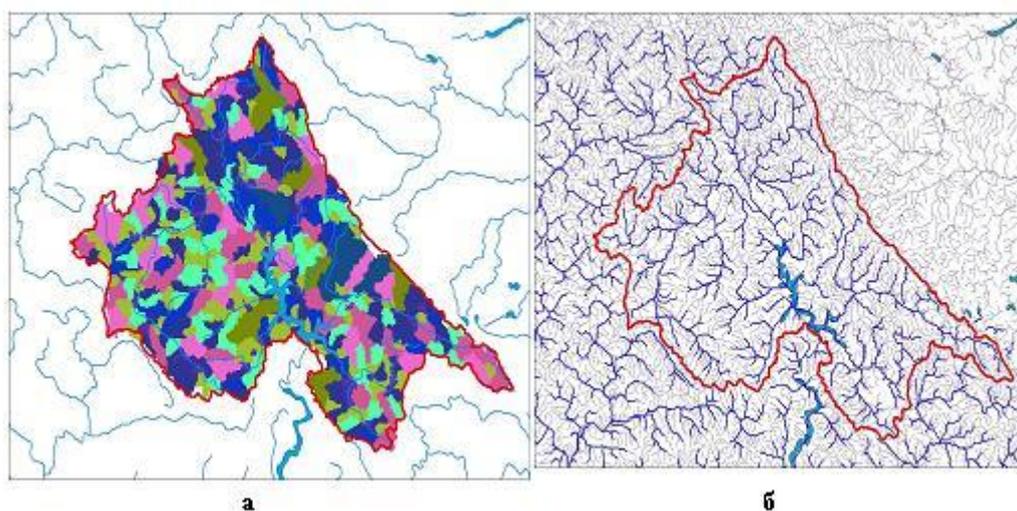


Рисунок 4.18 – Модельная схематизация водосборной площади (а) и речной сети (б) в бассейне Камского водохранилища

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

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.

Таблица 4.2 – Значения критериев соответствия фактических и рассчитанных гидрографов (из [Мотовилов, Попова, 2017])

Река–Пункт наблюдений	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Период сравнения	<i>NSE</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>	<i>R</i> <sup>2</sup>
			сутки	месяц	квартал
Приток к Камскому вдхр	168000	1966–2011	0,90	0,94	0,96
Кама–Бондюг	46300	2002–2011	0,69	0,95	0,94
Вишера–Рябино	30900	2002–2011	0,46	0,79	0,51
Яйва–Усть-Игум	5320	2002–2011	0,59	0,93	0,89
Иньва–Слудка	5210	2002–2011	0,18	0,80	0,91
Обва–Карагай	4310	2002–2011	0,21	0,81	0,91
Косьва–Пермское	6220	2002–2011	0,49	0,88	0,83
Усьва–Усьва	2170	2002–2011	0,59	0,87	0,80
Чусовая–Лямино	21500	2002–2011	0,74	0,92	0,93
Велва–Ошиб	836	2002–2011	0,46	0,82	0,91

В качестве примера на Рисунке 4.19 приведены результаты расчетов притока в Камское водохранилище и гидрографов стока на реках в бассейне Камы за период 2003–2009 годов. 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 м<sup>3</sup>/с, так и мелкие водотоки с максимальными расходами до 100 м<sup>3</sup>/с, хотя и с меньшей точностью.

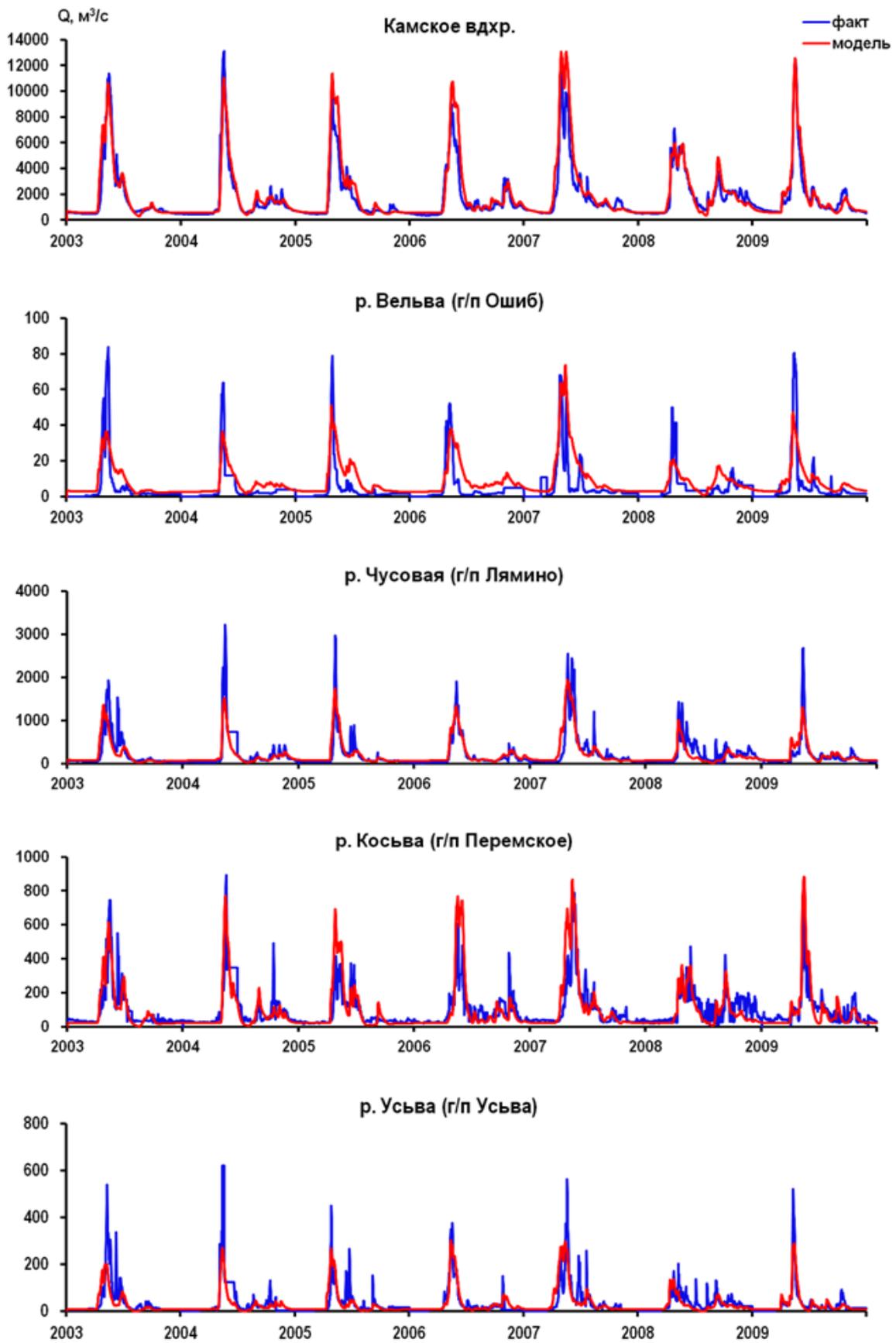


Рисунок 4.19 – Фактический (синий) и рассчитанный (красный) гидрографы на водных объектах в бассейне Камского водохранилища

На Рисунке 4.20а представлена приведенная в СН 435-72 [1972] карта среднемноголетнего модуля стока, построенная интерполяцией данных гидрометрических наблюдений, а на Рисунке 4.20б – рассчитанная по модели (методика построения – см. раздел 2.3). 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 г. составил 53,3 км<sup>3</sup>. Таким образом, погрешность в расчетах объемов среднегодового стока Камы не превышает 5%.

На Рисунке 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.

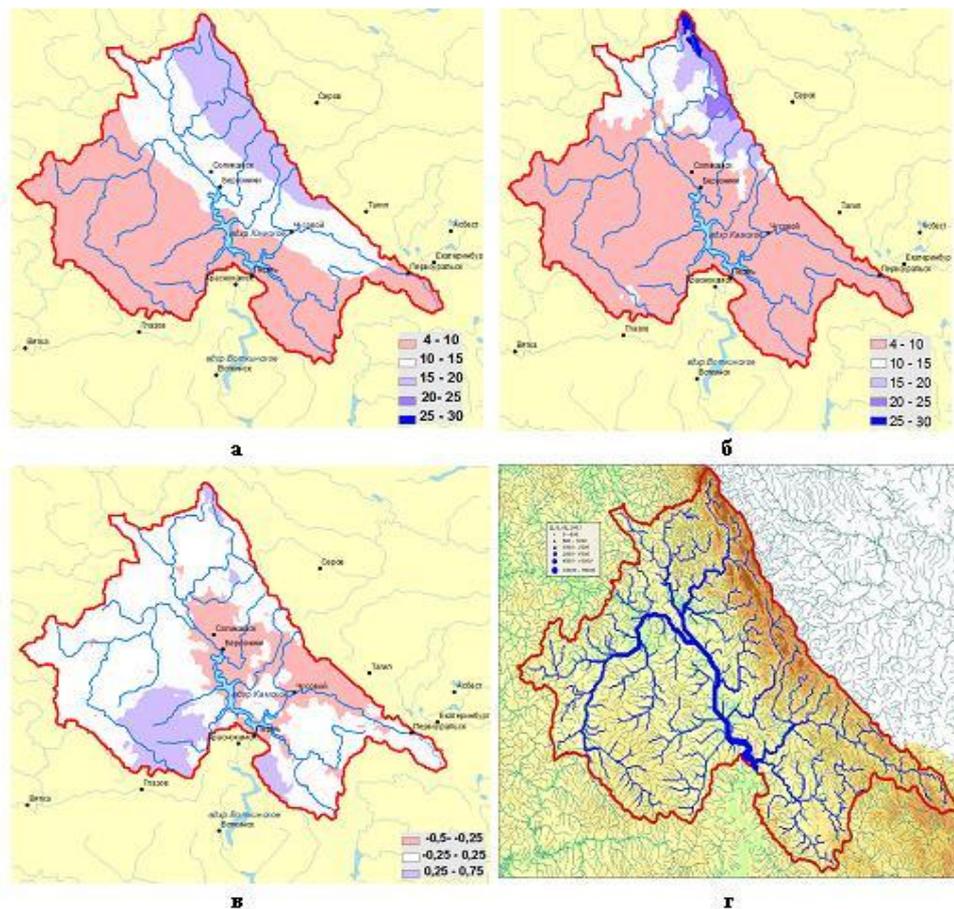


Рисунок 4.20 – Фактическая (а) и рассчитанная (б) карты модуля стока ( $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ ), относительные ошибки расчета (в) и распределение рассчитанных среднегодовых расходов воды ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) в речной системе (г) бассейна р. Камы (из [Мотовилов, Попова, 2017])

Дополнительный гидрологический анализ результатов расчетов может быть проведен средствами ГИС-технологий. На Рисунке 4.20г представлена карта распределения рассчитанных среднегодовых расходов воды в речной системе бассейна Камы за период 1966–2011 годов. Толщина линии указывает на величину расхода воды в русловой сети в соответствии с легендой. Точность определения среднегодовых расходов в различных точках речной сети должна быть сопоставима с точностью определения характеристик стока, представленной в Таблице 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 тыс. км<sup>2</sup>, большую его часть (142 тыс. 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%-ов 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°С, к более увлажненным районам (северо-восточным и восточным горно-лесным), где годовое количество осадков превышает 600 мм, а средняя годовая температура воздуха менее 1°С. 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%-ов объема годового стока. Среднегодовая боковая приточность в НКВ составляет 36,5 км<sup>3</sup>. Поверхностные

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 тыс. м<sup>3</sup> и 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 (Рисунок 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 (Рисунок 4.21а) [Мотовилов, Фащевская, 2018].

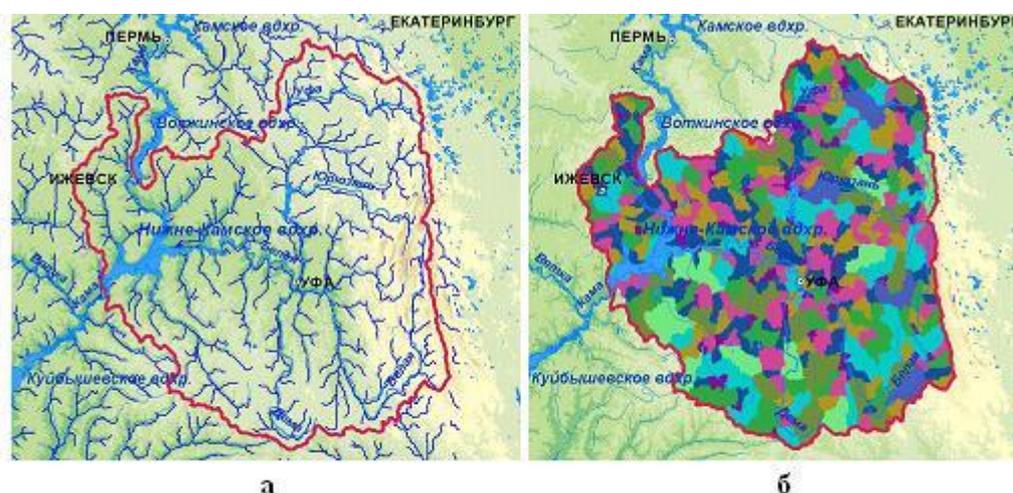


Рисунок 4.21 – Модельная схематизация речной сети (а) и водосборной площади (б) Нижнекамского водохранилища (из [Мотовилов, Фащевская, 2018])

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 годов, валидация – за период 2008–2013 годов. Кроме того, 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 Таблице 4.3, из которой видно, что в целом получено хорошее соответствие рассчитанных и фактических значений характеристик стока. На Рисунке 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

Река–Пункт наблюдений	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	<i>NSE</i>	$R^2$	$R^2$
		сутки	месяц	квартал
Нугушское водохранилище	2870	0,70	0,73	0,94
Павловское водохранилище	46500	0,82	0,87	0,91
Белая–г/п Уфа	100000	0,91	0,96	0,97
Белая–г/п Бирск	121000	0,88	0,91	0,98
Нижнекамское водохранилище	184400	0,81	0,88	0,93

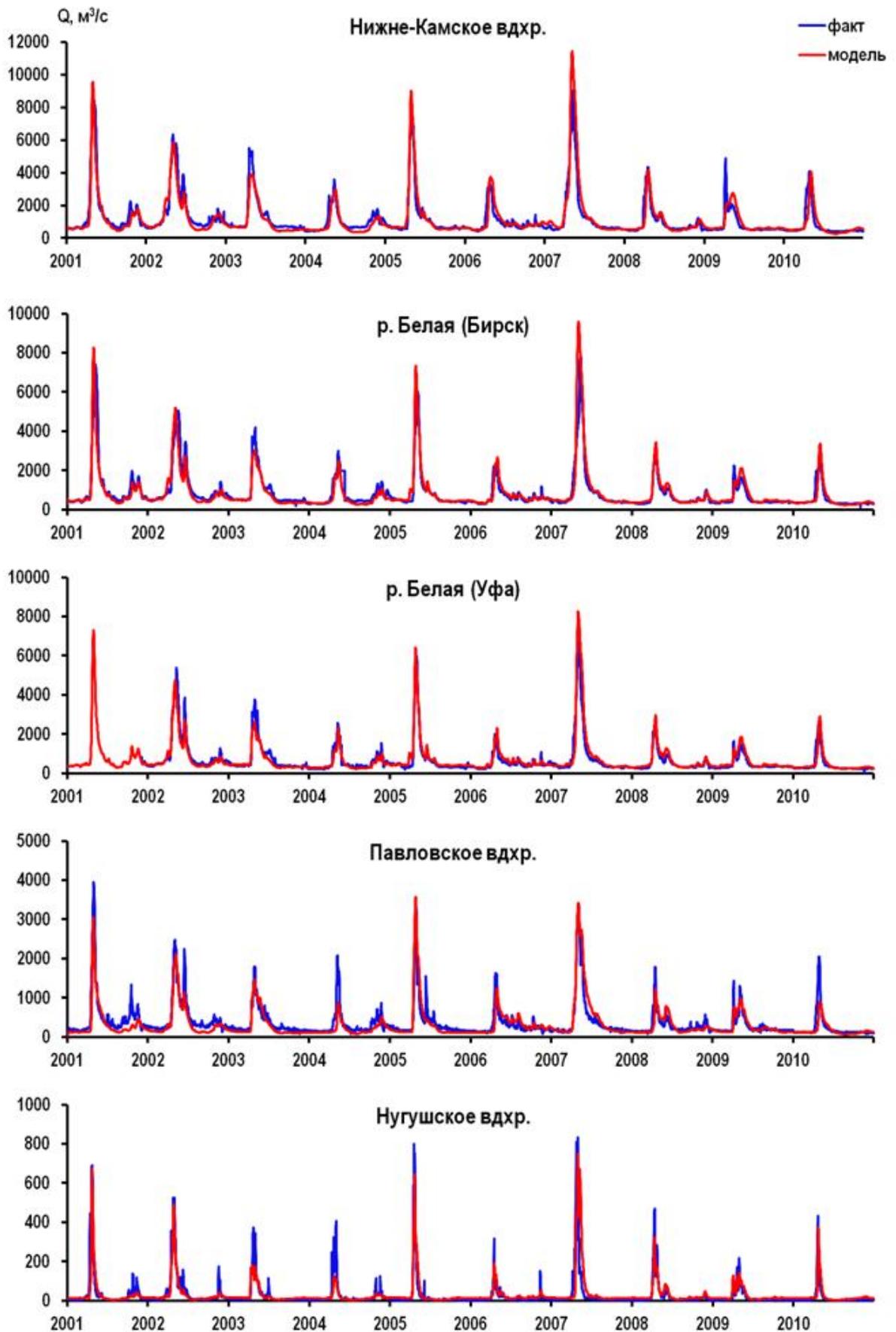


Рисунок 4.22 – Фактический (синий) и рассчитанный (красный) гидрографы р. Белой и притока к водохранилищам в бассейне Нижнекамского водохранилища

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  $R^2$  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 Рисунках 4.23а и 4.23б представлены карта среднемноголетнего модуля стока, построенная интерполяцией данных гидрометрических наблюдений, и карта, рассчитанная по модели.

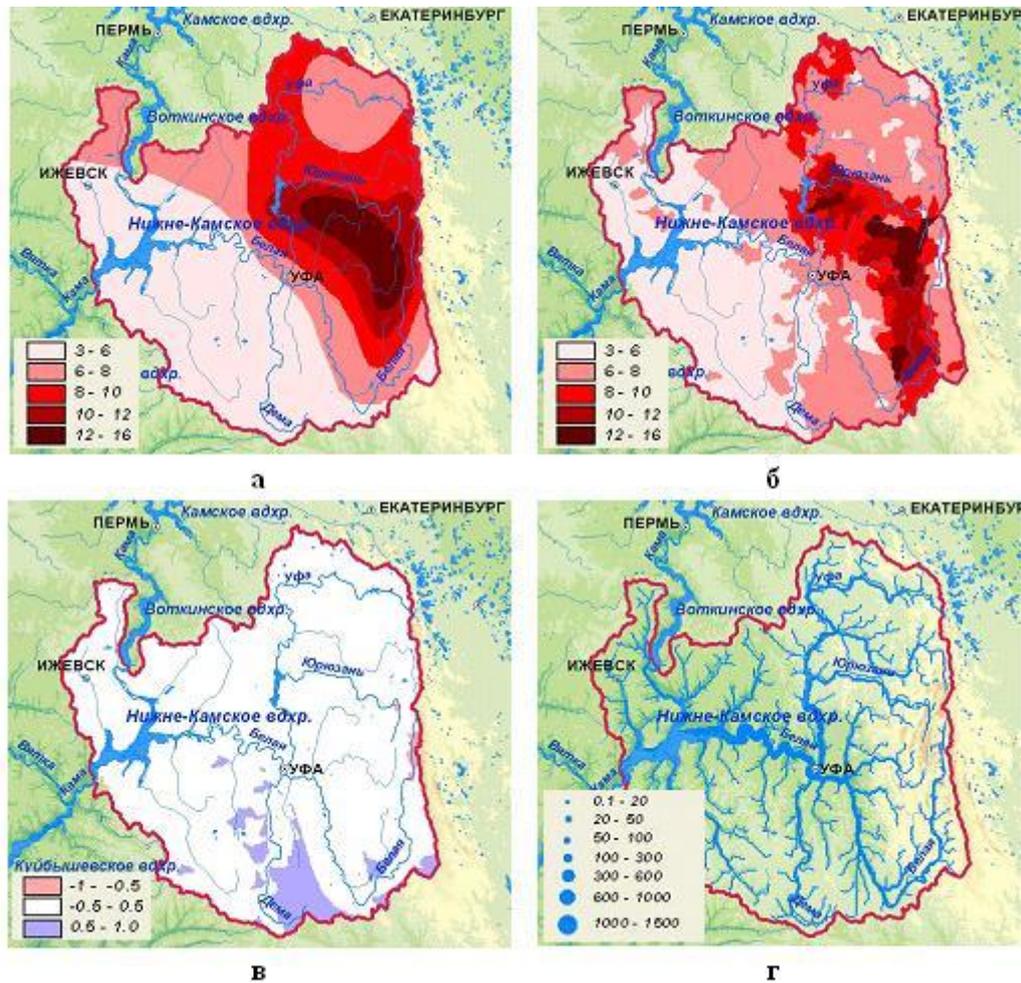


Рисунок 4.23 – Поля характеристик речного стока в бассейне Нижнекамского водохранилища: фактическая (а) и рассчитанная (б) карты среднемноголетнего модуля стока, л/(с×км<sup>2</sup>); относительные ошибки расчета модуля стока (в); распределение рассчитанных среднемноголетних расходов воды в речной системе (г), м<sup>3</sup>/с (из [Мотовилов, Фащевская, 2018])

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%-ов, что укладывается в рамки допустимых погрешностей.

Для более детальной оценки погрешностей расчетов поля среднемноголетнего модуля стока на Рисунке 4.23в приведено поле относительных ошибок расчета. Из Рисунка видно, что на подавляющей части речного бассейна относительные ошибки находятся в пределах от -0,5 до 0,5.

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

*Основные результаты моделирования полей гидрологических процессов в бассейне Волги.* На примере бассейна Волги проиллюстрированы возможности модели ЕСОМАГ 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, 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 Лены: разработка, результаты испытаний, анализ полей гидрологических процессов**

Основные результаты этого раздела изложены в работах [Мотовилов, 2017а,б], частичное цитирование из которых выполняется в этом разделе.

*Краткая характеристика бассейна.* Лена является крупнейшей рекой Восточной Сибири, ее длина – 4260 км, площадь бассейна – 2490000 км<sup>2</sup>. Основные притоки Лены имеют длину более 1000 км (Витим, Олекма, Алдан, Мая, Амга, Виллюй, Марха, Тюннг). 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 Рисунка 4.25, на котором изображена базовая ГИС-информация, используемая для схематизации водосборной площади р. Лена и задания параметров модели ЕСОМАГ.

Рассматриваемая территория принадлежит двум крупнейшим тектоническим структурам Восточной Сибири – Сибирской платформе и Байкальской горноскладчатой области. На Сибирской платформе преимущественно развиты плоскогорья, плато и равнины, и только в пределах Алданского щита находится нагорье с интенсивно расчлененным рельефом (Рисунок 4.24а).

Резко континентальный климат территории характеризуется очень низкими зимними (до  $-50$ – $-65^{\circ}\text{C}$ ) и высокими летними (до  $+20$ ... $+35^{\circ}\text{C}$ ) 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. Участки с талыми породами (талики), пронизывающие мерзлые толщ, 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%-ов) преимущественно в период весеннего половодья (до 70–90%-ов). 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 л/сек×км<sup>2</sup>) 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.

*Информационное обеспечение модели.* В состав картографических материалов, использованных для формирования пространственно распределенных баз данных и адаптации моделирующей системы ЕСОМАГ для бассейна р. Лены, входят следующие картографические и цифровые информационные ресурсы на территорию России: цифровая топографическая карта миллионного масштаба; цифровая модель рельефа с разрешением 1 км (Рисунок 4.24а); цифровые тематические карты характеристик подстилающей поверхности: почвенная (Рисунок 4.24в, г) и ландшафтная (Рисунок 4.24б) карты масштаба 1:2500000, 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 (Рисунок 4.24д, е).

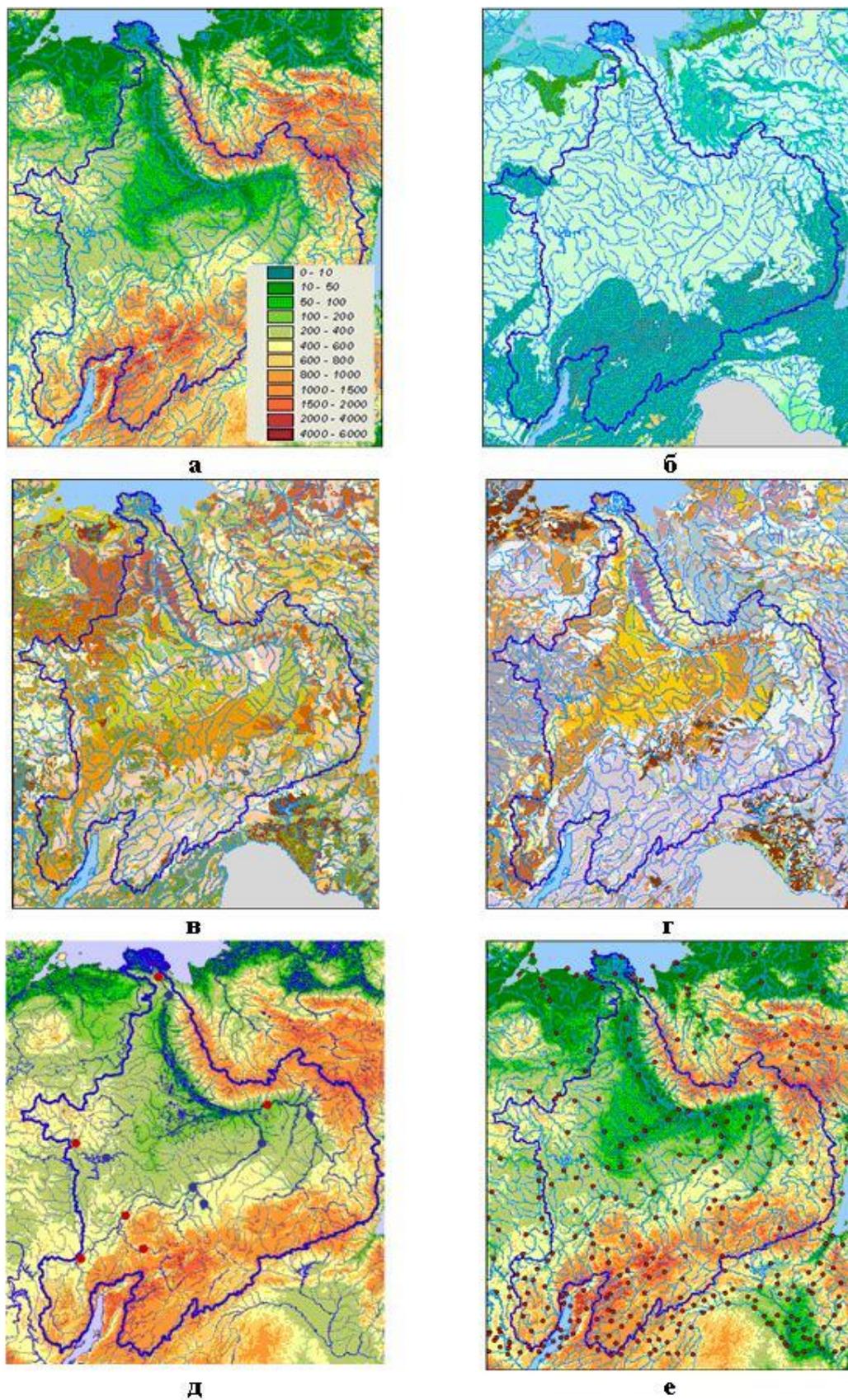


Рисунок 4.24 – Базовая информация в бассейне реки Лены: а – цифровая модель рельефа, б – типы основных ландшафтов, в – механический состав почв, г – типы почв, д – речная сеть и гидропосты, е – метеостанции

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

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

*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 2000 км<sup>2</sup>. Всего в бассейне Лены было выделено 668 расчетных элементов (Рисунок 4.25), их средняя площадь составляет около 3600 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 (Рисунок 4.25).

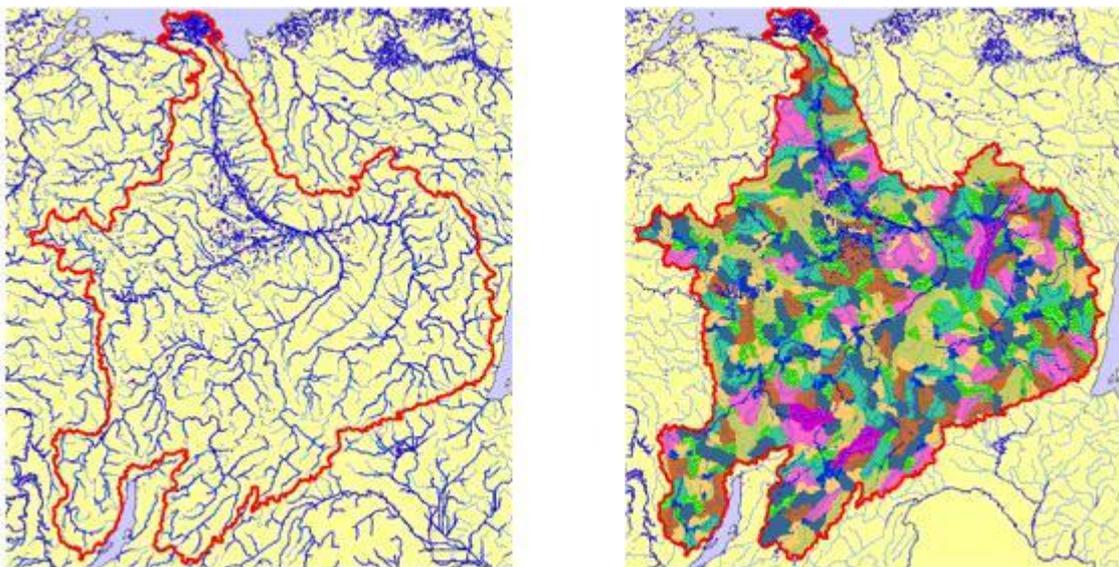


Рисунок 4.25 Схематизация водосборной площади и речной сети в бассейне Лены: модельная речная сеть и расчетные водосборы (из [Мотовилов, 2017а])

*Калибровка параметров.* Процедура поэтапной калибровки параметров модели ЕСОМАГ, показавшая эффективность для бассейна Волги (см. раздел 4.1), не применима 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 о речном стоке в различных точках русловой сети реки Лены и ее притоков на ряде гидропостов за период 2000–2009 годов, 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 участках 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 среднесноголетнего модуля стока.

*Результаты расчета гидрографов стока в различных створах речной сети.* Результаты расчетов представлены в Таблице 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 Рисунке 4.24д 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. Лена

Река–Пункт наблюдений	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	2460000	1966-2002	0,87	0,96	0,97	0,72	6,0
<b>Лена–Кюсюр</b>	<b>2430000</b>	<b>1966-2009</b>	<b>0,87</b>	<b>0,96</b>	<b>0,96</b>	<b>0,80</b>	<b>-3,0</b>
<b>Лена–Табага</b>	<b>897000</b>	<b>1966-2009</b>	<b>0,84</b>	<b>0,92</b>	<b>0,91</b>	<b>0,78</b>	<b>-1,7</b>
<b>Лена–Солянка</b>	<b>770000</b>	<b>1966-2009</b>	<b>0,85</b>	<b>0,94</b>	<b>0,95</b>	<b>0,86</b>	<b>-3,9</b>
Лена–Крестовский	440000	1966-2002	0,80	0,93	0,94	0,88	-4,9
Лена–Змеиново	140000	1966-1988	0,66	0,73	0,69	0,71	-4,4
<b>Виллой–Виллойская ГЭС</b>	<b>136000</b>	<b>1986-2009</b>	<b>0,63</b>	<b>0,75</b>	<b>0,85</b>	<b>0,81</b>	<b>-8,9</b>
Виллой–Усть-Амбардах	57300	2001-2009	0,64	0,82	0,88	0,73	-25,5
Алдан–Верхоянский Перевоз	696000	1966-2009	0,76	0,93	0,96	0,75	5,1
<b>Алдан–Охотский Перевоз</b>	<b>514000</b>	<b>2001-2009</b>	<b>0,79</b>	<b>0,92</b>	<b>0,95</b>	<b>0,89</b>	<b>1,9</b>
<b>Олекма–Куду-Кель</b>	<b>115000</b>	<b>2001-2009</b>	<b>0,70</b>	<b>0,87</b>	<b>0,87</b>	<b>0,84</b>	<b>18,2</b>
Витим–Бодайбо	186000	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. Лена 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 Виллое, Олекме, Витиме) оценки получаются немного хуже, но, тем не менее, могут быть признаны удовлетворительными (минимальное значение *NSE* = 0,63).

На Рисунке 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.

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 1:2500000, 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 1:100000, 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.

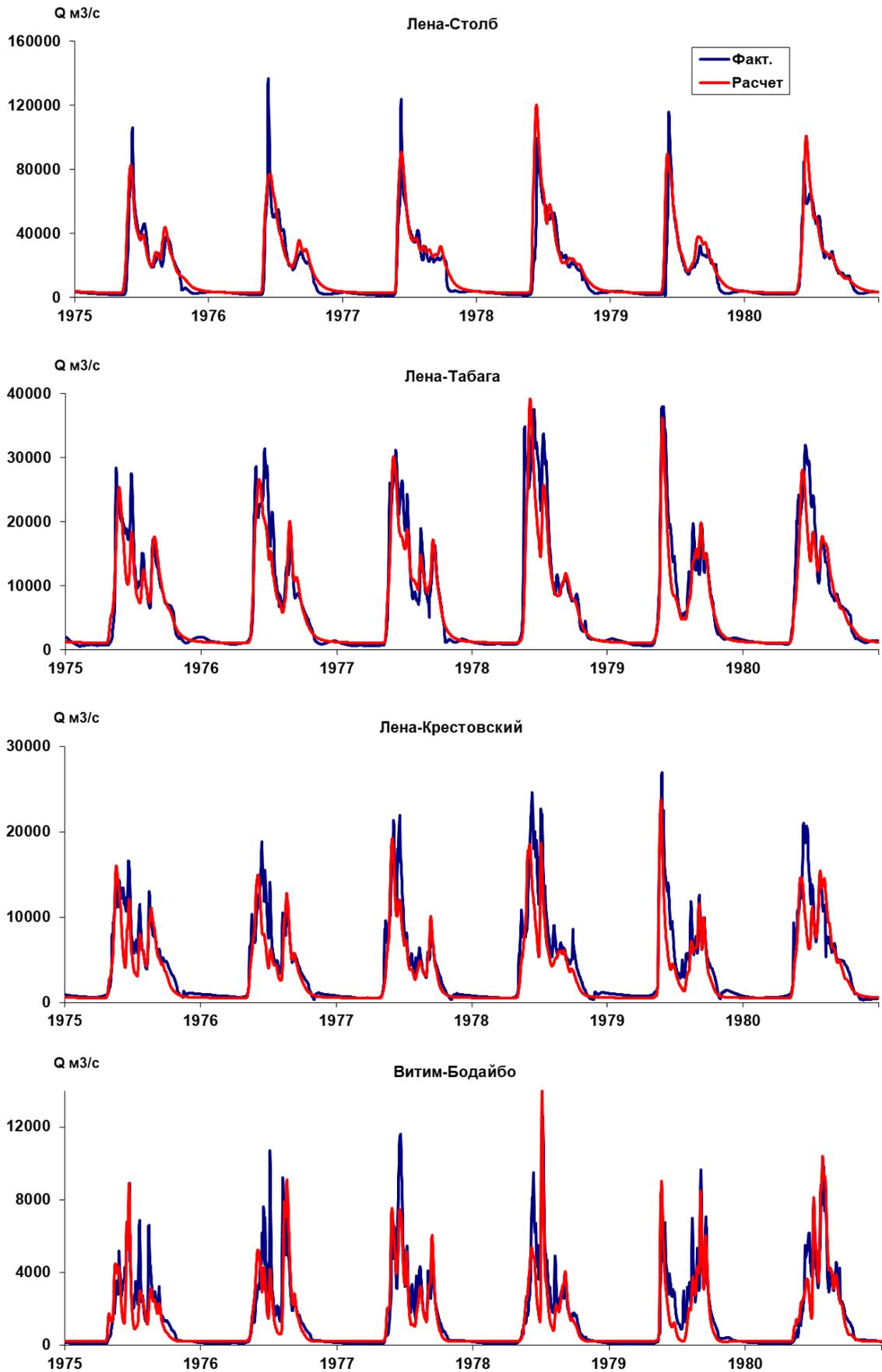


Рисунок 4.26 – Фактические и рассчитанные гидрографы стока в бассейне Лены  
(начало)

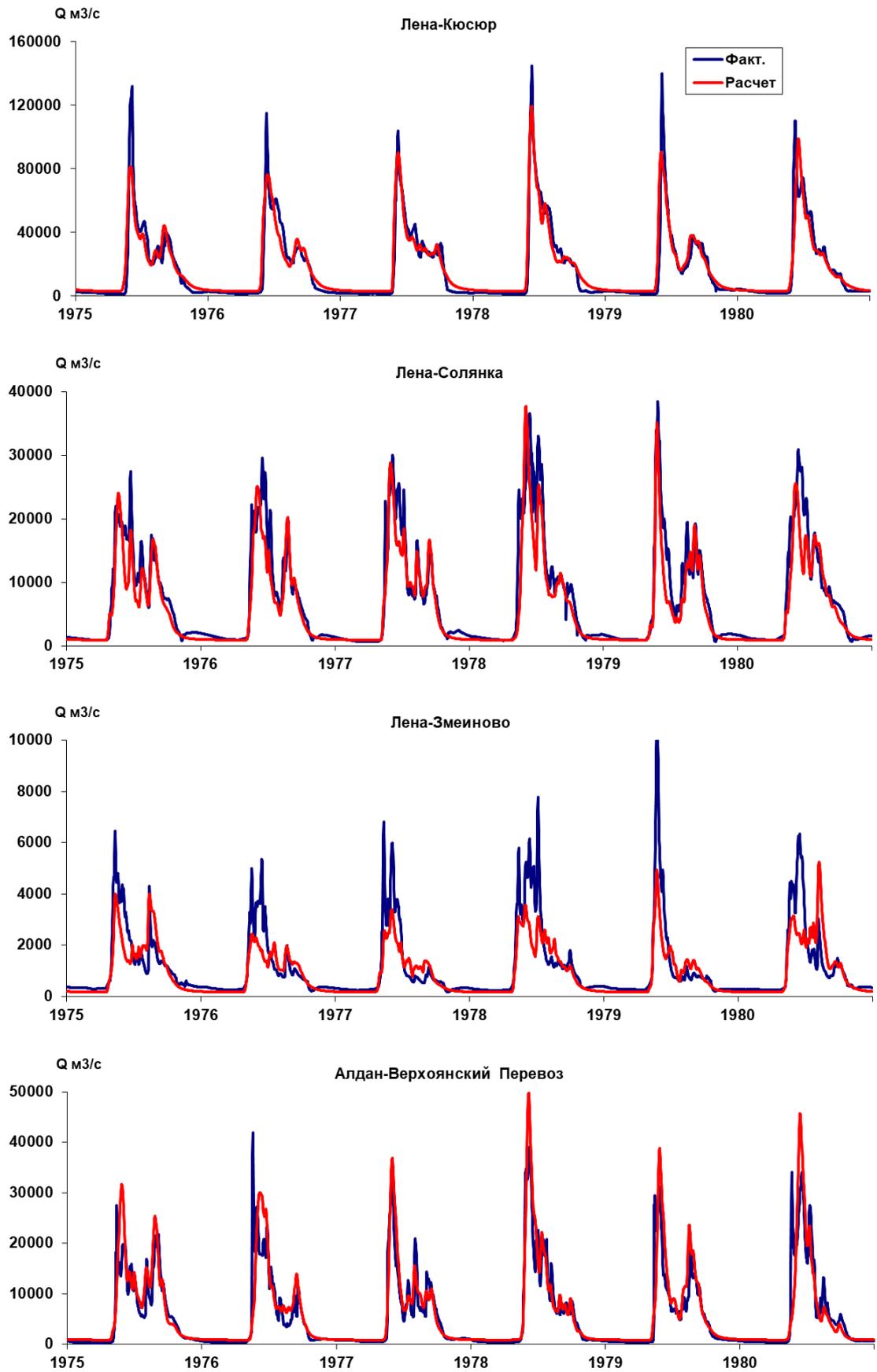


Рисунок 4.26 – Фактические и рассчитанные гидрографы стока в бассейне Лены  
(продолжение)

Последнее положение покажем на конкретном примере. Гидропосты Кюсюр и Столб расположены на приустьевом участке реки Лены. Площадь водосборов гидропостов составляет соответственно 2430000 и 2460000 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 Рисунке 4.27а сопоставлены среднемноголетние 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 Рисунке 4.27б приведена динамика годовых расходов на этих постах за период с 1966 по 2002 г. Оценки показывают, что среднемноголетний годовой сток на г/п Кюсюр на 10%-ов 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 (Рисунок 4.28). Более детальный анализ причин существенных различий в оценках стока можно провести на основании Рисунка 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 215000 м<sup>3</sup>/с, а на г/п Столб – 132000 м<sup>3</sup>/с. Разница в 83000 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%-а. 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 215000 м<sup>3</sup>/с, максимальные расходы половодья на р. Лене в

створе г/п Табага ( $F=897000 \text{ км}^2$ ) и на основном притоке Алдане (г/п Верхоянский Перевоз,  $F = 696000 \text{ км}^2$ ), впадающем в Лену ниже г/п Табага, составили соответственно  $36600 \text{ м}^3/\text{с}$  и  $28400 \text{ м}^3/\text{с}$ , т.е. сток с 2/3 площади бассейна Лены в сумме дает максимальный расход  $65000 \text{ м}^3/\text{с}$ . Нереально, чтобы сток с оставшейся 1/3 площади бассейна дал дополнительно к максимальному расходу ( $215000-65000$ )  $150000 \text{ м}^3/\text{с}$ . 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) с приемлемой точностью совпадают. Необходимо отметить также низкую точность определения зимних меженных расходов на гидропостах (Рисунок 4.29б). С учетом проведенного анализа можно заключить, что даже для среднемноголетних характеристик стока точность их определения для замыкающего створа составляет около 10%-ов, в период весеннего половодья ошибки в определении максимальных расходов могут превышать 50%-ов, а в период зимней межени – 100%-ов. 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 сеть гидрологического мониторинга в бассейне Лены по степени освещенности территории и качеству гидрологических данных является одной из лучших в России.

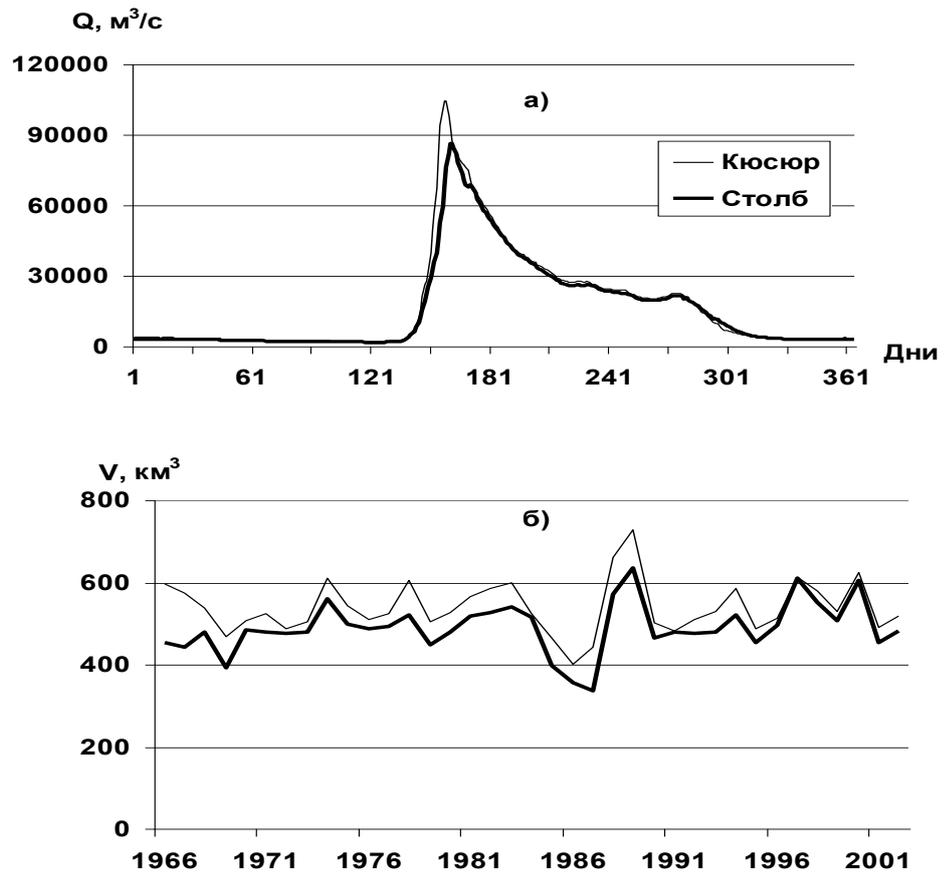


Рисунок 4.27 – Среднегоголетние гидрографы (а) и годовые объемы стока (б) р. Лены на г/п Кюсюр и г/п Столб за период 1966–2002 гг.

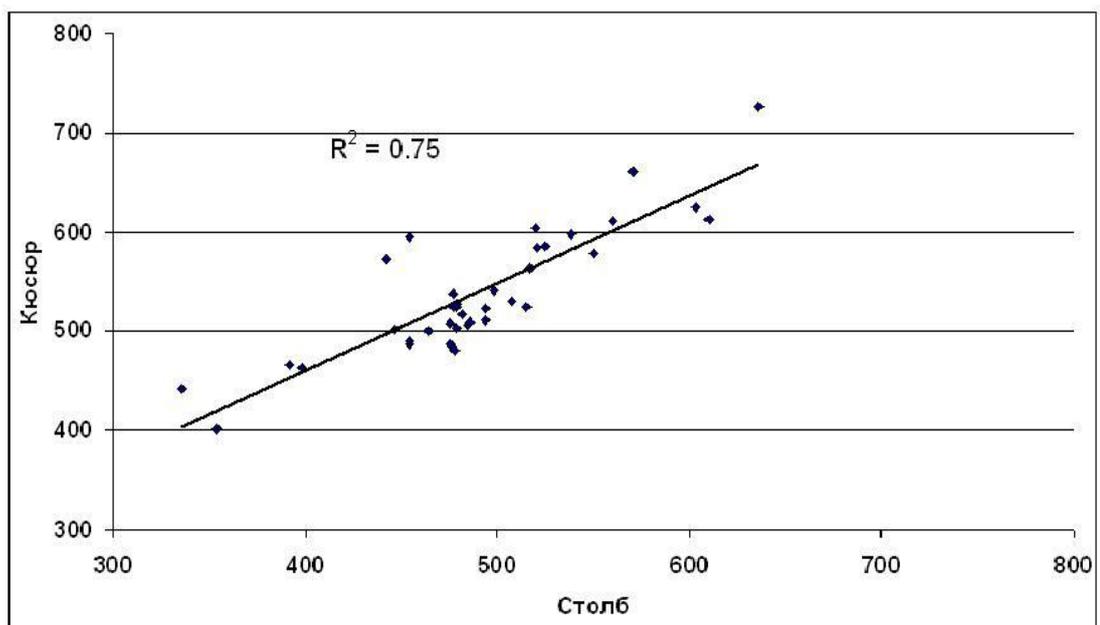


Рисунок 4.28 – Графики связи фактических годовых объемов стока на гидропостах Столб и Кюсюр за 1966–2002 гг.

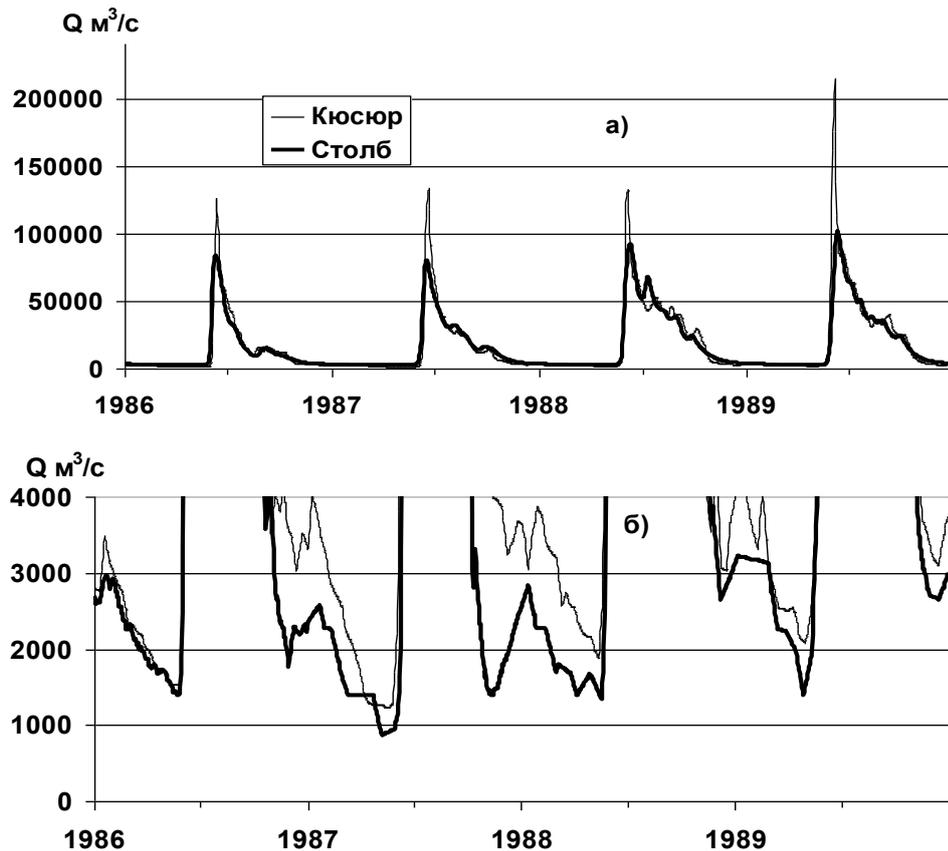


Рисунок 4.29 – Годовые (а) и зимние меженные (б) гидрографы стока р. Лены на г/п Кюсюр и г/п Столб за период 1986–1989 гг.

*Расчеты поля среднемноголетнего модуля стока.* На Рисунках 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 моделируемыми значениям в центре тяжести этих расчетных единиц.

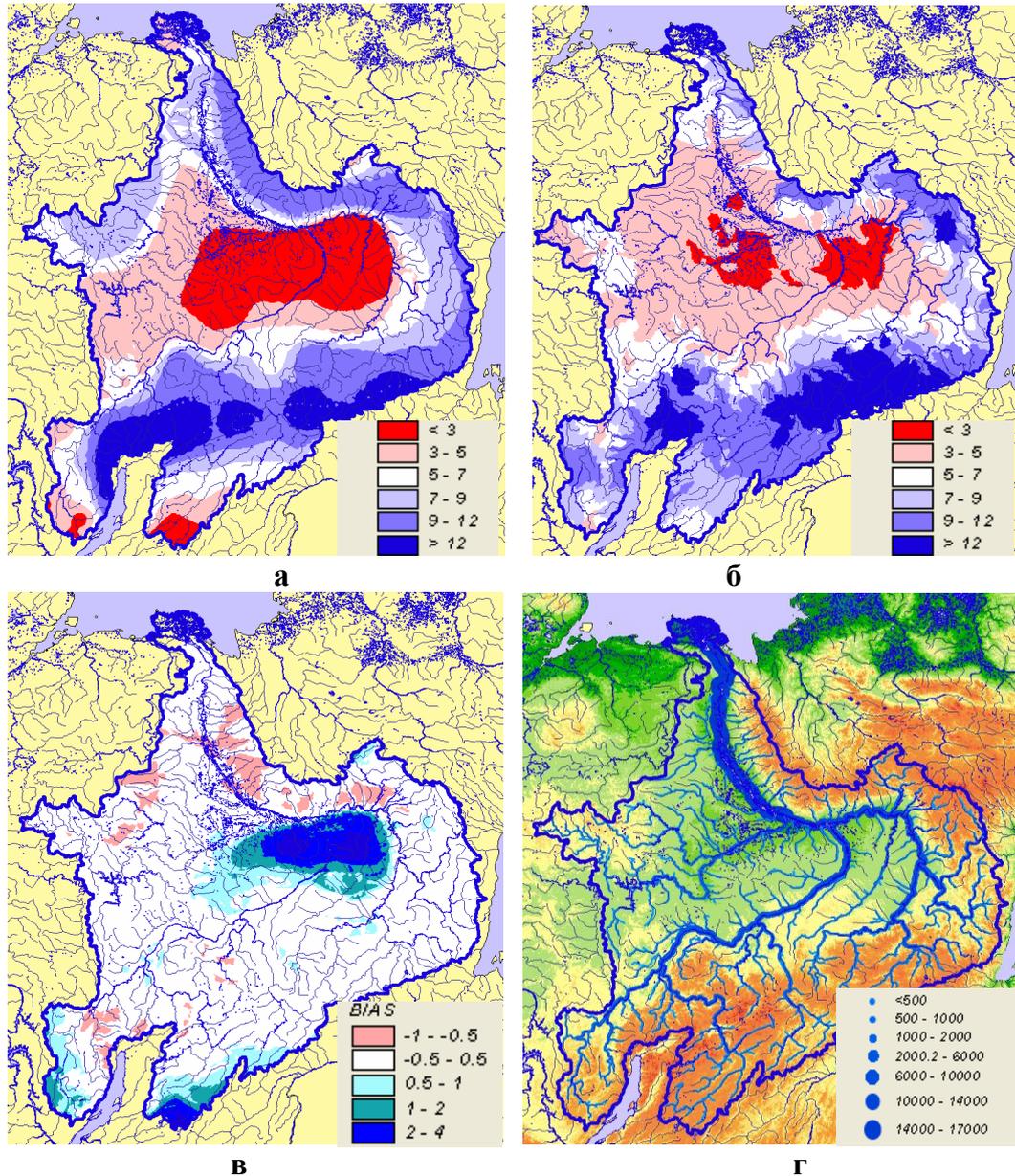


Рисунок 4.30 – Фактическая (а) и рассчитанная (б) карты модуля стока ( $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ ), относительные ошибки расчета (в) и распределение рассчитанных среднегоголетних расходов воды ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) в речной системе (г) в бассейне р. Лены (из [Мотовилов, 2017а])

Сравнивая визуально карты на Рисунках 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×км<sup>2</sup>), диапазон расчетных значений – от 1,5 до 31 л/(с×км<sup>2</sup>). 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%-ов, что в целом характеризует точность определения «фактического» годового стока в бассейне Лены.

Для более детальной оценки погрешностей расчетов поля среднемноголетнего модуля стока на Рисунке 4.30в 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 –0,5 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 не учитывается моделью.

Следует также отметить еще один возможный источник ошибок, связанный с недостатком надежных данных гидрометрических наблюдений при построении карты распределения фактического среднемноголетнего 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 среднемноголетних характеристик стока.

*Основные результаты моделирования полей речного стока в бассейне Лены.* Показаны результаты модельного подхода для построения карты среднемноголетнего модуля стока в бассейне Лены, рассчитанной по метеоданным с помощью региональной модели, построенной на основе ИМК 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 среднемноголетнего модуля стока в бассейне Лены показал их внешнее подобие с сохранением пространственного распределения тенденций изменения модуля стока 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%-ов. 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**

Бассейн р. Амур расположен на территории трех стран, что существенно усложняет построение региональной гидрологической модели на основе однородных гидрометеорологических данных. В результате накопленный опыт моделирования формирования речного стока в бассейне р. Амур ограничен разработкой моделей его притоков [Борщ и др., 2016; Бугаец, 2011; Гарцман, 2008; Мотовилов и др., 2015; Фалько, 2002]. На основе ограниченных для зарубежной части бассейна гидрометеоданных была создана первая версия гидрологической модели Амура [Мотовилов, 2009]. Актуальность разработки гидрологической модели бассейна Амура возросла после катастрофического наводнения 2013 года, что стало следствием масштабных гидрометеорологических процессов, охвативших большую часть бассейна. Обострились вопросы анализа стокообразующих факторов и режима стока рек, оценки влияния климатических изменений на водный режим, оценки противопаводковой роли действующих и анализа эффективности планируемых водохранилищ. Решения подобных научных и практических задач могут быть обоснованы с применением модели формирования речного стока для всего бассейна р. Амур с учетом ее современного информационного обеспечения. Усовершенствование гидрологической модели Амура было выполнено совместно с научным сотрудником ИВП РАН к.г.н. А.С. Калугиным [Калугин, Мотовилов, 2018]).

*Краткая характеристика речного бассейна.* Общая площадь водосбора р. Амур – 1,85 млн км<sup>2</sup> (десятый по размеру бассейн в мире). Амур образуется в результате слияния Шилки и Аргуни, направление течения преимущественно широтное с запада на восток. Длина реки от слияния Шилки и Аргуни – 2824 км, от истока Аргуни – 4444 км.

Исходя из водоносности реки, выделяют три основных участка: Верхний Амур от слияния Шилки и Аргуни до впадения Зеи – 883 км, Средний Амур от г. Благовещенск до г. Хабаровск – 975 км, Нижний Амур от Хабаровска до устья – 966 км. Основные притоки: Зея, Бурей, Сунгари и Уссури.

Среднемноголетний годовой расход воды Амура – 11330 м<sup>3</sup>/с или 357 км<sup>3</sup>/год. Объем стока с территории КНР и Монголии составляет 28%-ов. Межгодовая амплитуда годового стока Амура – 314 км<sup>3</sup> (от 131 км<sup>3</sup> в 2008 г. до 445 км<sup>3</sup> в 2013 г.).

Бассейн Амура расположен в зоне умеренного климата с выраженным муссонным характером циркуляции атмосферы. Характерной чертой является преобладание летних осадков, смягчающих континентальность климата в направлении с запада на восток. Муссонные летние осадки продолжительностью 20–30 суток охватывают площади до 200 тыс. км<sup>2</sup>, а количество за отдельные дожди может превышать среднемесячные нормы в 2–3 раза (200–400 мм). Горный рельеф и наличие многолетнемерзлых пород способствуют быстрому поверхностному стоку поступающих осадков, что приводит к интенсивному (1–3 м/сут) подъему уровня воды и мощным дождевым паводкам. Возможности снижения риска наводнений и смягчения их последствий связаны с регулированием речного стока водохранилищами. В бассейне Амура расположены следующие крупные водохранилища: Зейское и Бурейское на территории Российской Федерации и Фэнмань, Байшань, Лианхуа, Ниэрцзы на территории КНР.

*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, были заданы на основе почвенной и ландшафтной карт СССР, которые не могли быть использованы для модели Амура, поскольку около 46%-ов площади бассейна приходится на зарубежную территорию. Поэтому для определения распределенных по площади бассейна параметров модели были адаптированы глобальные базы данных: почвенная база Harmonized World Soil Database (HWSD) и ландшафтная база Global Land Cover Characterization (GLCC) (см. описание в разделе 2.4).

Информация о рельефе с разрешением  $1 \times 1$  км задействована из базы данных HYDRO1k [<https://lta.cr.usgs.gov/HYDRO1K>]. Метеорологическая информация была подготовлена на основе данных ВНИИГМИ–МЦД [<http://meteo.ru/>], а также данных, любезно предоставленных коллегами из КНР, включая среднесуточные величины температуры и влажности воздуха, осадков, измеренных на 232 метеостанциях, расположенных в бассейне Амура (169 из них приходятся на российскую часть бассейна) [Калугин, 2015].

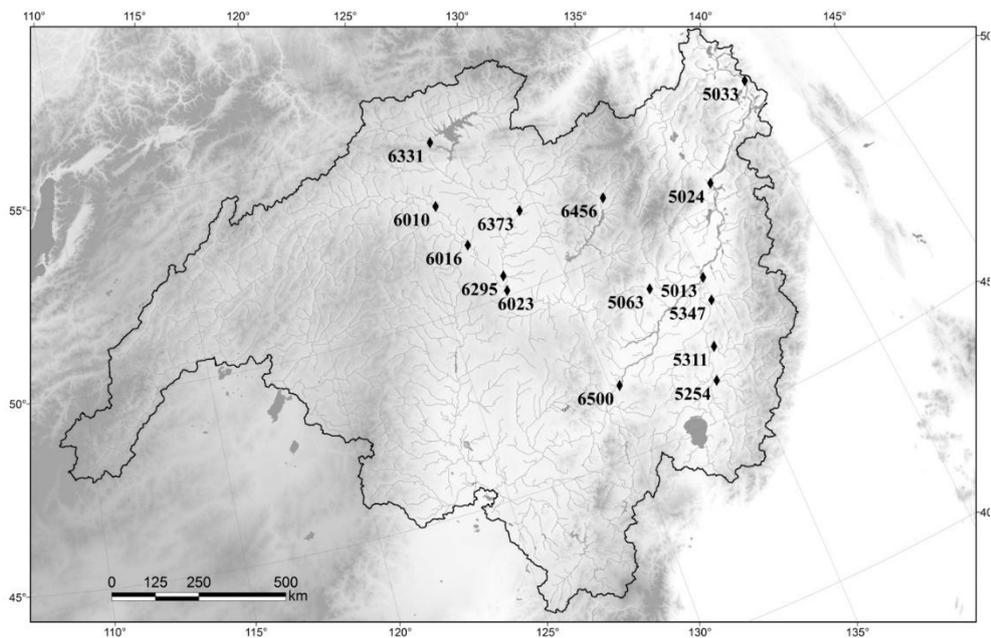


Рисунок 4.31 – Схема бассейна Амура с расположением гидрометрических постов, данные которых использовались при калибровке модели формирования стока (из [Калугин, Мотовилов, 2018])

Для проведения расчетов по модели была подготовлена база данных суточных расходов воды на гидрометрических постах в бассейне Амура (Рисунок 4.31), а также сбросов воды из Зейского и Бурейского водохранилищ на основе ежегодных данных о режиме и ресурсах поверхностных вод суши и данных Росводресурсов.

*Модельная схематизация речного бассейна, оценка гидрофизических параметров почв.* При схематизации водосбора Амура с использованием специализированного модуля *Ecomag Extension* (описание модуля см. раздел 2.4) оптимальным минимальным количеством расчетных ячеек ЦМР, сток с которых начинает формировать речную сеть, было принято 500. Построенная речная сеть сопоставлена с фактической на Рисунке 4.32, из которого видно, что выбранное пространственное разрешение позволило с хорошей точностью описать структуру речной сети бассейна Амура.

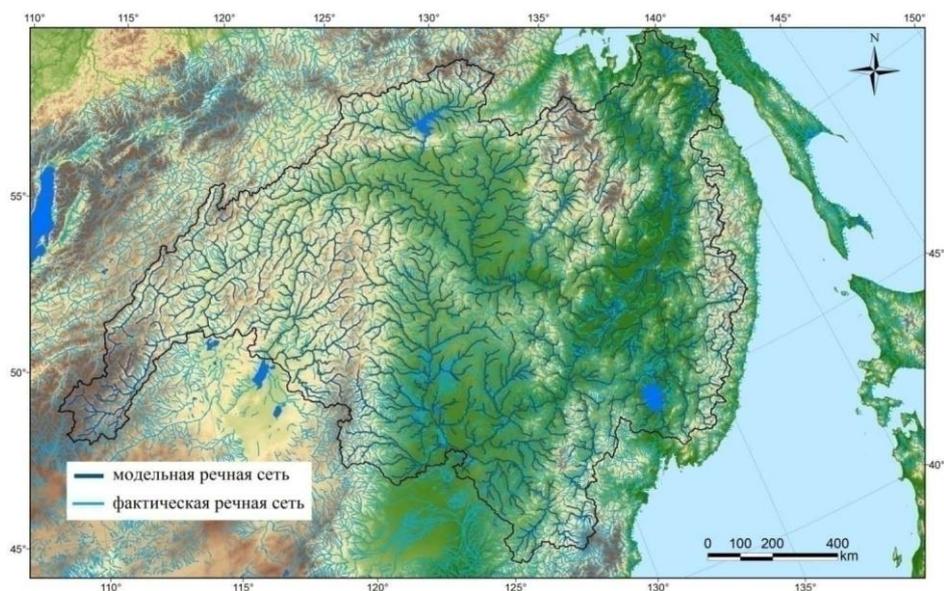


Рисунок 4.32 – Модельная и фактическая речная сеть бассейна Амура

Рассчитанная по модельной структуре речной сети площадь водосбора составила 1837000 км<sup>2</sup>. Погрешность определения оказалась менее 1%-а по сравнению со справочными данными, где площадь бассейна за вычетом бессточных областей в районе озера Далайнор оценена в 1855000 км<sup>2</sup>. Средняя площадь построенных частных водосборов в бассейне Амура составила 944 км<sup>2</sup>.

Из-за отсутствия либо недостатка данных измерений гидрофизических характеристик почв для российской и зарубежной части бассейна Амура для нахождения характеристик почв были применены соотношения (педотрансферные функции), полученные на основе измеряемых показателей гранулометрического состава. Гидрофизические характеристики 70 типов почв, выделенных в бассейне Амура, были рассчитаны по данным глобальной почвенной базы HWSD. С применением педотрансферных функций [Saxton, Rawls, 2006] по величинам содержания песка, глины, гравия и органического вещества для каждого типа почв рассчитывались почвенно-гидрологические характеристики – параметры модели: объемная плотность, пористость, наименьшая полевая влагоемкость, влажность завядания, коэффициент фильтрации. Часть параметров модели задана на основе глобальной базы типов ландшафтов GLCC [Loveland et al., 2000]. Для каждого из 22 выделенных типов ландшафтов были определены следующие параметры модели: коэффициенты стаивания, испарения почвенной влаги и промерзания почвы.

*Калибровка параметров и проверка модели.* Калибровка параметров модели для бассейна Амура проводилась за период с 1994 по 2003 гг. на 15 гидропостах (6 на Амуре и 9 на притоках) (Таблица 4.5) по информации о суточных расходах воды. Сбросы через гидроузлы задавались следующим образом: для Зейского и Бурейского по данным Росводресурсов, из-за отсутствия данных для китайских водохранилищ в бассейне р. Сунгари, они были описаны как озера моделью линейных емкостей. Аналогично учтен сток воды из оз. Ханка. Сток р. Сунгари был проверен по имеющимся данным за летний период в приустьевом створе Цзямусы. Выше г. Хабаровска ведутся измерения только уровней воды р. Амур. В связи с этим для оценки расчетов стока Верхнего и Среднего Амура расходы воды были восстановлены по зависимостям  $Q = f(H)$  на гидрометрических постах Черняево, Кумара и Гродеково. На Рисунке 4.33 представлены фактические и рассчитанные суточные расходы воды для нескольких гидропостов в бассейне Амура. В процессе калибровки минимизировались усредненные (относительно

площади водосбора) по рассматриваемым створам речной сети значения критерия *BIAS* и максимизировались значения критерия *NSE*.

Таблица 4.5 – Значения статистических критериев точности расчета суточного и месячного стока в бассейне р. Амур (из [Калугин, Мотовилов, 2018])

Индекс гидропоста	Река–гидропост	F, тыс. км <sup>2</sup>	Период калибровки 1994–2003 гг.			Период верификации 2004–2013 гг.		
			сутки		месяц	сутки		месяц
			<i>NSE</i>	<i>BIAS</i> , %	<i>R</i> <sup>2</sup>	<i>NSE</i>	<i>BIAS</i> , %	<i>R</i> <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	Гиллой–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. Вагутон	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 из 15 задействованных в модели створов были получены хорошие или удовлетворительные результаты расчета суточных гидрографов, при этом лучшие результаты получены для Нижнего Амура. В целом качество расчетов оказалось хуже для створов с малой площадью водосбора либо створов, для которых фактические расходы воды были восстановлены по зависимостям  $Q = f(H)$ . Помимо того, для каждого гидрометрического поста с помощью корреляционного отношения  $R^2$  была оценена степень тесноты связи рассчитанных и фактических объемов стока за месяцы. Проверка модели проводилась для тех же створов на независимых данных за период 2004–2013 гг.

Следует отметить высокую робастность модели по отдельным гидропостам при переходе от калибровочного к проверочному периоду (Таблица 4.5).

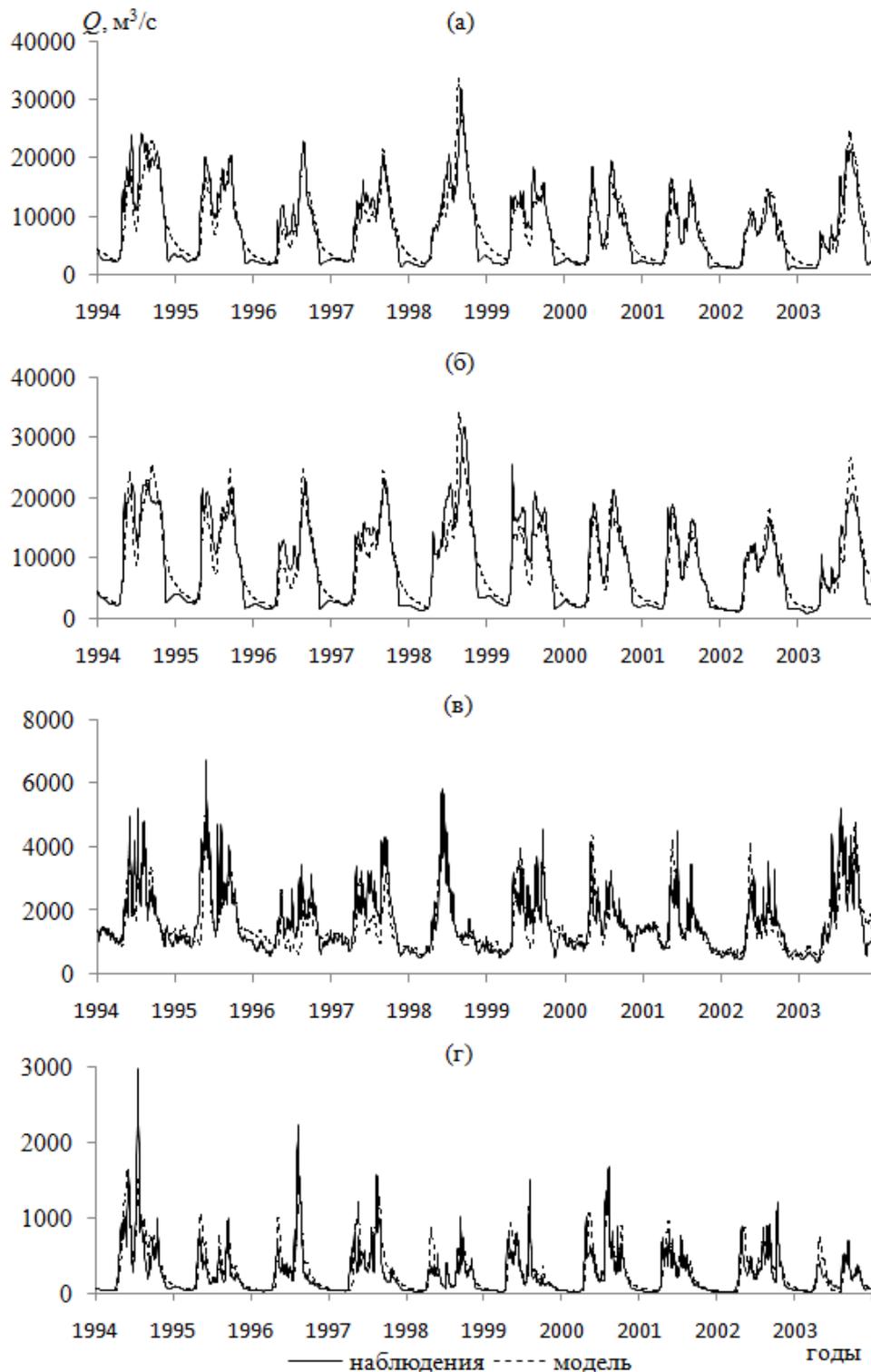


Рисунок 4.33 – Фактические и рассчитанные суточные расходы воды в различных створах речной сети в бассейне Амура за период калибровки модели. Гидропосты: а – р. Амур, г. Хабаровск; б – р. Амур, г. Комсомольск; в – р. Зея, с. Белогорье; г – р. Бикин, ст. Звеньевой (из [Калугин, Мотовилов, 2018])

Для Нижнего Амура с высокой точностью рассчитан гидрограф как многоводного 2013 г., так и маловодного 2008 г. Дополнительно была проведена оценка качества расчета максимальных расходов воды и объемов стока за паводковый период в течение июля–сентября в створе Хабаровска за двадцатилетний период 1994–2013 гг. Коэффициент детерминации по максимальным расходам воды составил 0,91, а по объемам стока за июль–сентябрь – 0,93.

Модель настраивалась не по отдельным речным бассейнам притоков Амура, а для всего бассейна с одним набором параметров. Условия формирования стока в разных частях водосбора Амура значительно отличаются, однако разработанная модель позволила учесть эту неоднородность.

*Моделирование полей гидрометеорологических условий формирования наводнения 2013 г. в бассейне р. Амур.* Дождевой паводок июля–сентября 2013 г. вызвал наводнение, которое охватило огромные территории Дальнего Востока и северо-востока Китая, став одним из самых масштабных стихийных бедствий XXI века. Исследованию причин и факторов формирования 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%-ов стока Амура в створе Хабаровска, р. Зеи – 26%-ов, Верхнего Амура – 20%-ов, р. Уссури – 16%-ов, р. Буреи – 6%-ов. Общий сток Амура у Хабаровска в 2013 г. составил  $445 \text{ км}^3$ , а объем дождевого паводка в июле–сентябре –  $230 \text{ км}^3$ . Максимальный за период наблюдений расход воды, измеренный специалистами Государственного гидрологического института и Дальневосточного УГМС на пике паводка 4 сентября в районе Хабаровска, составил  $46000 \text{ м}^3/\text{с}$ . Повторяемость такого расхода оценена как один раз в 200–250 лет [Фролов, Георгиевский, 2014].

Первые результаты анализа особенностей экстраординарного наводнения 2013 г. на основе модели его формирования описаны в работе [Данилов-Данильян

и др., 2014а]. С помощью модели формирования стока в бассейне р. Зеи и одномерной гидродинамической модели для 850-километрового участка Среднего Амура оценена точность расчета расходов и уровней воды в период прохождения паводка 2013 г., а также проведена оценка противопаводковой роли Зейского водохранилища.

Ниже рассмотрены результаты применения разработанной для всего бассейна модели по воспроизведению условий формирования паводка 2013 г. Моделирование паводка 2013 г. проведено при тех же значениях параметров модели, которые были определены при ее калибровке. В итоге получено хорошее соответствие рассчитанных и фактических суточных гидрографов стока 2013 г. Значения критерия NSE для отдельных створов составили: г. Хабаровск – 0,92, г. Комсомольск – 0,77, с. Богородское – 0,72, приток к Зейскому водохранилищу – 0,90, приток к Бурейскому водохранилищу – 0,87, с. Белогорье – 0,89, с. Усть-Ульма – 0,78, с. Кумара – 0,79, с. Гродеково – 0,82, с. У перевоза – 0,83, с. Усть-Ниман – 0,75, п. Вагутон – 0,85, ст. Звеньевой – 0,79, г. Цзямусы – 0,76, пгт Хор – 0,64.

С помощью разработанной модели формирования стока возможен более детальный анализ условий формирования наводнения 2013 г., чем это было сделано по весьма скудным имеющимся данным наблюдений за стокообразующими факторами. По результатам моделирования в бассейне Амура на разные даты в период формирования паводка 2013 г. были построены картосхемы пространственного распределения значений запасов воды в снежном покрове и влажности почвы, а также слоя речного стока. На основе этих картосхем, а также распределения измеренных осадков проведена оценка трех основных природных факторов формирования критического состояния водосбора к началу паводка и экстремального стока в период его прохождения. Первым фактором являлась высокая насыщенность почвогрунтов водой на большей части бассейна в результате значительного количества осадков осенью 2012 г. Для демонстрации этого на первое число каждого месяца были построены картосхемы отношения рассчитанных влагозапасов в верхнем полуметровом слое почвы к

влажностным запасам при наименьшей полевой влагоемкости для каждого типа почв, что отражает степень насыщения водой почвогрунтов (Рисунок 4.34).

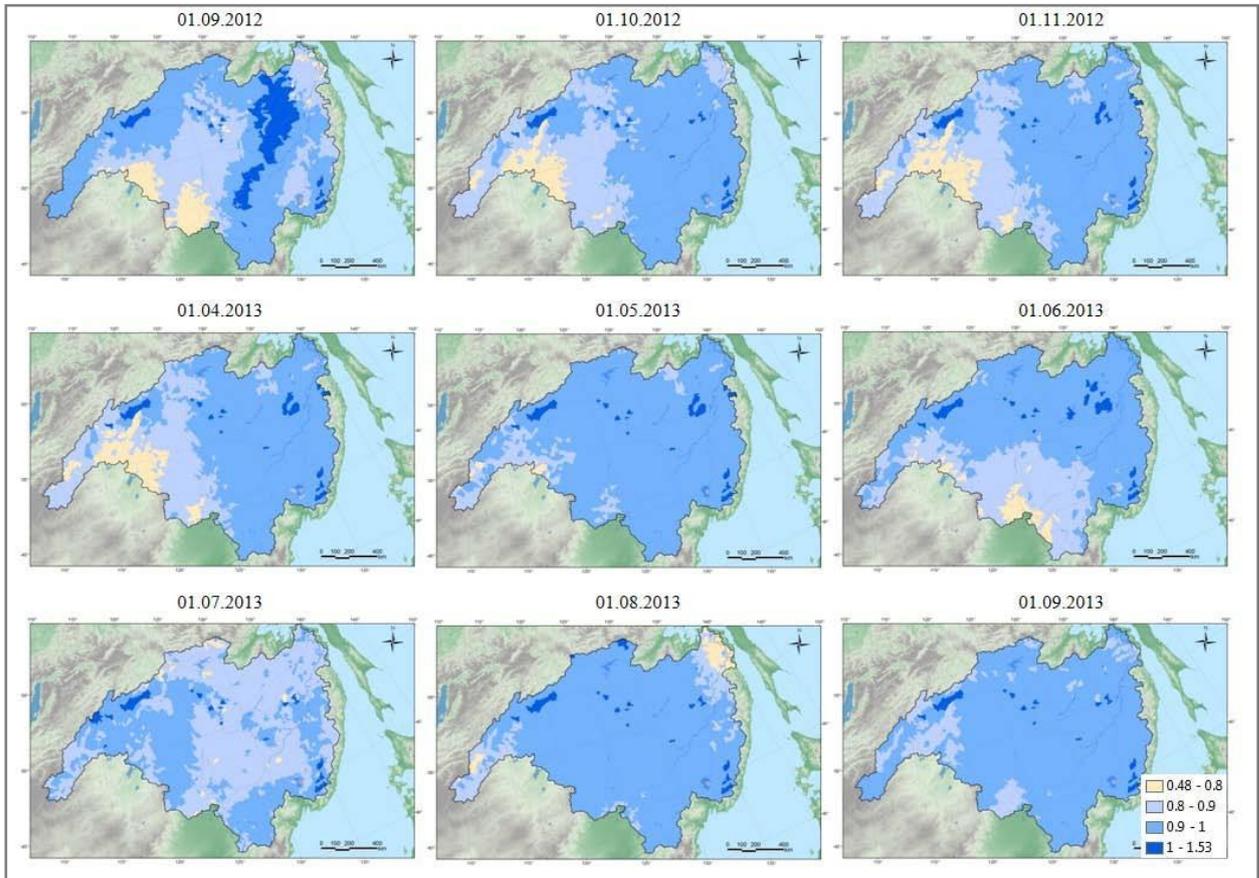


Рисунок 4.34 – Отношение рассчитанных запасов воды в верхнем полуметровом слое почвы к наименьшей полевой влагоемкости почв в бассейне р. Амур на 1-ое число каждого месяца 2013 г. (из [Калугин, Мотовилов, 2018])

Результаты расчетов показали, что на большей части водосбора почвогрунты были близки к насыщению в период весеннего половодья, а максимальное увлажнение сформировалось к маю 2013 г. Во многом это стало следствием снежной зимы 2012–2013 гг., максимум запасов воды в снежном покрове сформировался к апрелю 2013 г. – это второй фактор (Рисунок 4.35).

Для весны 2013 г. был отмечен более поздний переход среднебассейновой суточной температуры воздуха через  $0^{\circ}\text{C}$  (20 апреля), в то время как в среднем за последние 20 лет это происходило 3 апреля. Таким образом впитывающая способность почвогрунтов оказалась невысокой, что привело к формированию на

водосборе позднего и мощного половодья, а также уменьшению естественной зарегулированности в бассейне Амура перед летним дождливым периодом.

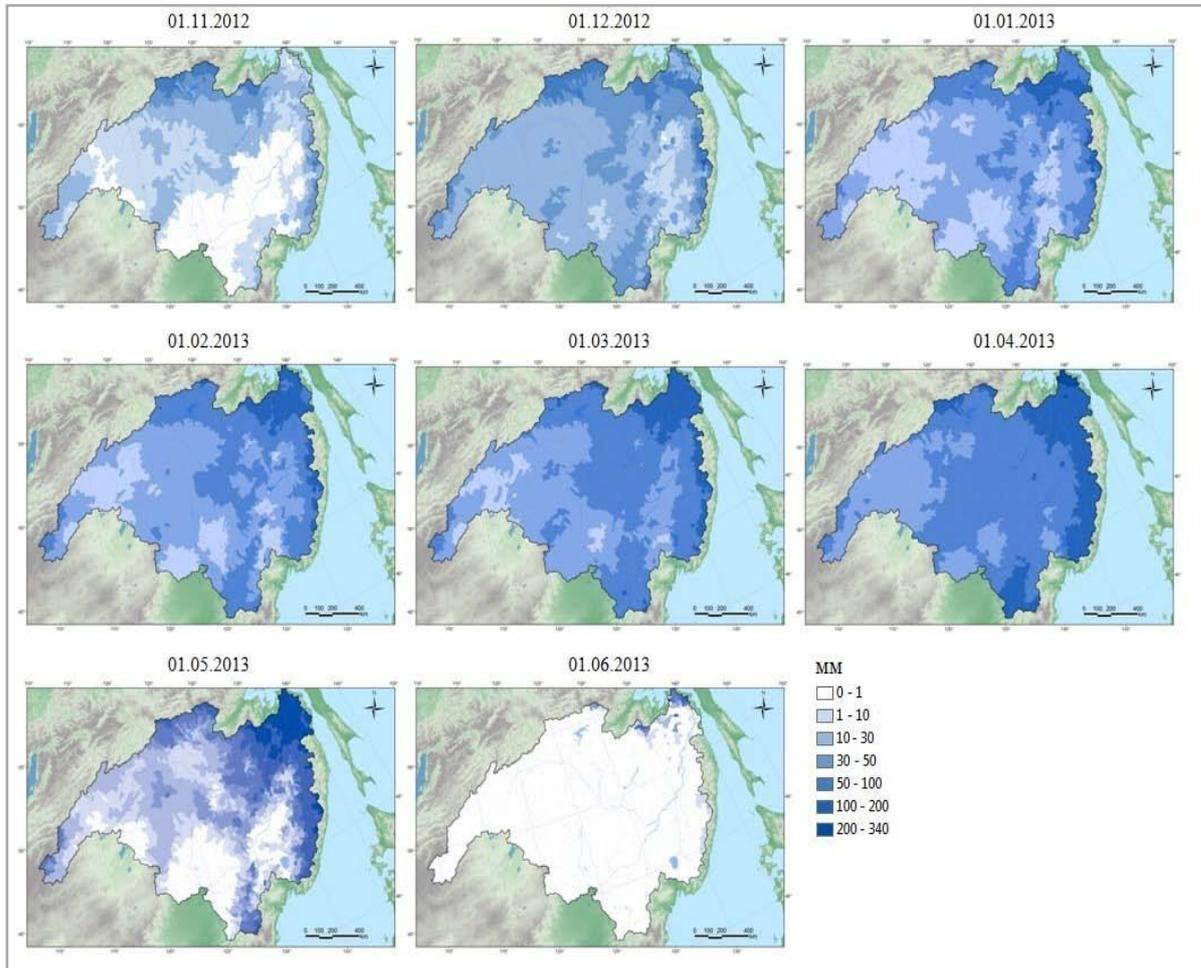


Рисунок 4.35 – Рассчитанные запасы воды (мм) в снежном покрове в бассейне Амура на 1-ое число каждого месяца 2013 г. (из [Калугин, Мотовилов, 2018])

Главным фактором катастрофического наводнения стала уникальная синоптическая обстановка над территориями российского Дальнего Востока и северо-востока Китая. Начиная уже со второй половины июня, значительные летние осадки стали следствием серии мощных полярно-фронтовых циклонов. Это объясняется аномальным углублением муссонной депрессии над сушей и блокирующим гавайским антициклоном [Семенов и др., 2014]. В результате были превышены в несколько раз месячные нормы осадков (по данным Гидрометцентра за 1961–1990 гг.) на многих метеостанциях. Анализ распределения атмосферных осадков в бассейне Амура по месяцам показал, что в июне максимальные осадки наблюдались в бассейне Сунгари, Аргуни и верховьях

Буреи; в июле – в бассейне Зеи и особенно Зейского водохранилища; в августе – на притоках Уссури и в нижнем течении Зеи и Буреи; в сентябре также для Зеи и Буреи, но при этом наблюдавшаяся сумма осадков в несколько раз меньше, чем ранее. Максимальные значения сумм осадков в июле–августе для всего бассейна Амура приурочены к Нижне-Зейской равнине.

В результате обильных осадков, выпавших на увлажненную почву, дождевая вода с минимальными потерями на впитывание достигала речной сети, что привело к резкому росту расходов воды в реках. Максимумы среднемесячного слоя стока приурочены к территориям с наибольшими осадками и горным районам: в июне – верхнее течение Буреи и Амгуни, июле – притоки Уссури и бассейн Зеи, августе – бассейны Зеи и Буреи, притоки Уссури. В сентябре в основном наблюдалось добегание воды по русловой сети (Рисунок 4.36).

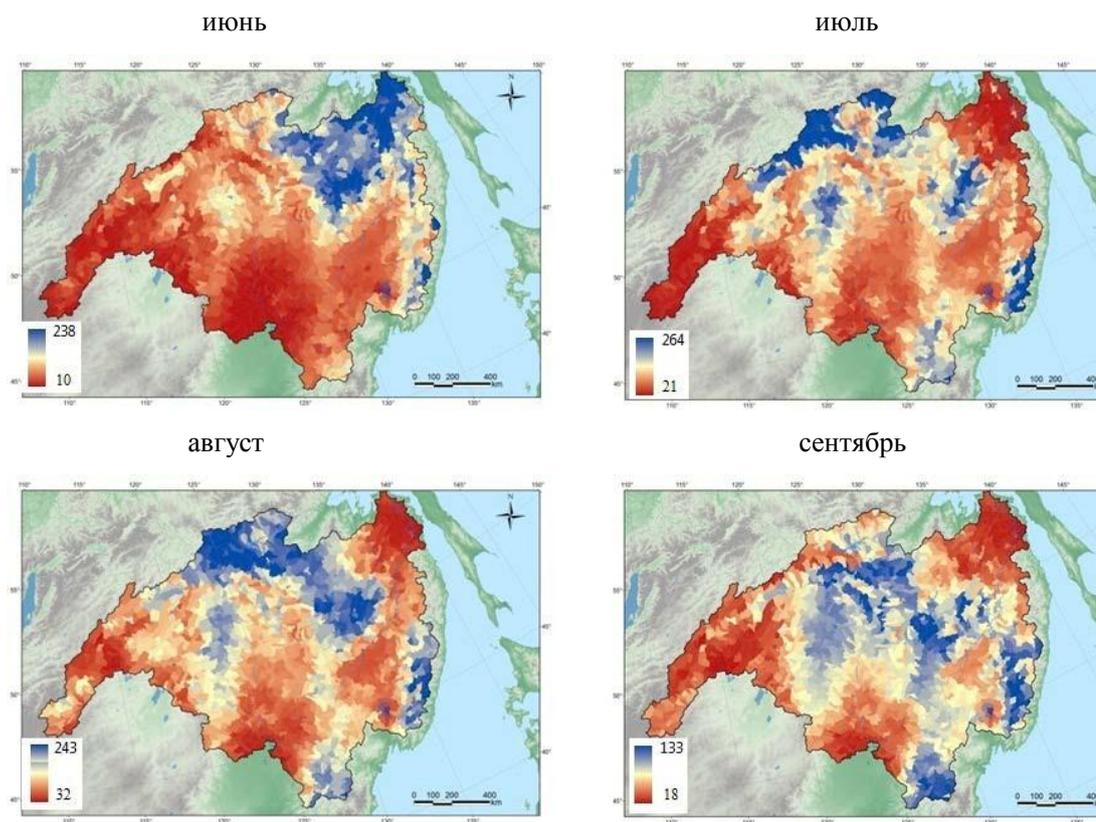


Рисунок 4.36 – Рассчитанный среднемесячный слой стока (мм) в бассейне Амура в 2013 г. (из [Калугин, Мотовилов, 2018])

На формирование наводнения 2013 г., помимо комплекса природных факторов, повлияли результаты антропогенного воздействия, выраженные, в частности, в снижении пропускной способности русла в районе Хабаровска из-за искусственного перераспределения стока между протоками, что вызвало повышение уровня воды до экстремальных значений [Болгов и др., 2015]. В результате на многих участках речной сети были превышены исторические максимумы уровней воды за период инструментальных наблюдений. На Среднем и Нижнем Амуре уровень на 1–2,5 м превысил опасные отметки подтопления жилых строений, а продолжительность затопления достигала почти 1,5 месяцев.

*Основные результаты моделирования формирования речного стока в бассейне р. Амур.* На основе стандартных данных метеорологического и водохозяйственного мониторинга и глобальных баз данных характеристик почв и ландшафтов разработана и апробирована региональная модель формирования стока для всего бассейна р. Амур, учитывающая влияние водохранилищ и позволяющая рассчитать среднесуточные расходы воды за многолетний период, моделировать пространственное распределение характеристик снежного покрова, влажности почвы и других составляющих гидрологического цикла речного бассейна. Проведена калибровка параметров модели и верификация на независимом материале. С удовлетворительной точностью рассчитаны гидрографы суточного стока на 15 гидрологических постах (6 на основном русле Амура и 9 на притоках). Показаны возможности региональной гидрологической модели для детального анализа условий формирования наводнения 2013 г.

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

*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 1700 км, но вместе с притоком Атабаска река простирается на

4240 км. Площадь водосбора 1800 тыс. км<sup>2</sup>. К бассейну реки относятся крупнейшие канадские озера – Большое Медвежье (площадь зеркала 31300 км<sup>2</sup>), Большое Невольничье (28570 км<sup>2</sup>), Атабаска (7850 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%-ов 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, которые варьируют 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 является 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 experimental basin [e.g. Pomeroy et al., 2007], Liard River [Thorne, 2011], Peace and Atabaska Rivers [Toth et al., 2006], Smoky River [Kamali, et al., 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 [Gelfan et al., 2017; Motovilov et al., 2017].

*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 глобальные картографические и цифровые информационные ресурсы на территорию суши, пространственное распределение которых отражено в виде гридов (матриц) с разрешением 1x1 км: цифровая модель рельефа HYDRO1k, почвенная база HWSO, ландшафтная база GLCC; карты пространственных полей характеристик гидрологического цикла в бассейне р. Маккензи масштаба 1:10000000 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  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  и суточным временным разрешением, разработанного Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), и данных Climate Research Unit TS2.1 (CRU) с пространственным разрешением  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  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 с пространственным разрешением  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  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/>].

*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 (Рисунок 4.37а) выделялись частные водосборные площади притоков (Рисунок 4.37б) с площадью не менее 2000 км<sup>2</sup>.

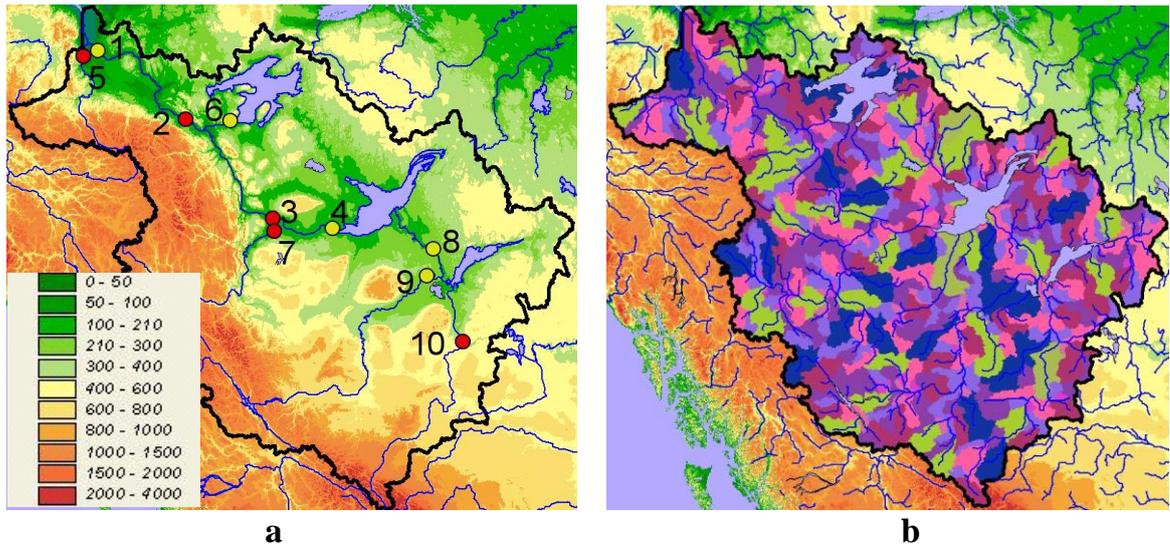


Рисунок 4.37 – Цифровая модель рельефа и гидрометрические посты (а), модельная речная сеть и расчетные водосборы (б) в бассейне р. Маккензи

Всего в бассейне Макензи было выделено 492 расчетных элемента (Рисунок 4.37b), их средняя площадь составляет около  $3600 \text{ км}^2$ , модельная речная сеть кроме основной реки включала 54 впадающих в главную реку притоков 1-го порядка, 112 притоков 2-го порядка, 71 – 3-го и 9 притоков 4-го порядка (Рисунок 4.37b). Из баз данных HWSD 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.

*Учет региональных особенностей формирования стока при разработке модели.* Особенности генезиса формирования стока в бассейне р. Маккензи обусловили необходимость расширения оригинальной версии модели ECOMAG

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:

$$\frac{dW}{dt} \pm \frac{dW_{ice}}{dt} = Q_{in} - k_1 W, \quad (4.6)$$

$$W_{ice} = Ak_2 \sum_t -T_a,$$

где  $W$  – емкость озера, км<sup>3</sup>,  $W_{ice}$  – емкость ледяного покрова, км<sup>3</sup>;  $Q_{in}$  – приток воды в озеро, км<sup>3</sup>/сут;  $T_a$  – среднесуточная температура воздуха, °С;  $A$  – 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.

*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 Рисунке 4.37а гидропосты, включенные в калибровочную серию расчетов, окрашены желтым цветом, а в Таблице 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 Таблице 4.6. Гидрометрические посты здесь приведены в порядке их расположения от устья р. Маккензи к ее верховьям. На Рисунке 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>	NSE (сутки)	NSE (месяц)	R <sup>2</sup> (месяц)	R <sup>2</sup> (год)	BIAS, %
<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>
Mackenzie River at Norman Wells	1570	0,86	0,93	0,93	0,59	0,7
Mackenzie River at Fort Simpson	1270	0,86	0,93	0,93	0,56	3,2
<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>
Peel River above Fort Mopherson	70.6	0,60	0,70	0,83	0,12	-28,1
<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>
Liard River near the Mouth	275	0,71	0,87	0,87	0,54	-5,5
<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>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>
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 ( $NSE > 0,70$ ,  $BIAS < 10\%$ -ов) 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 (Рисунок 4.38). Необходимо отметить, что на гидрографах стока рек, вытекающих из крупных озер, во-первых сказывается непосредственное регулирующее влияние крупных емкостей и, во-вторых, влияние изменения объемов этих емкостей вследствие замерзания–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 ( $NSE > 0,40$  и  $|BIAS| < 15\%$ -ов). 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.

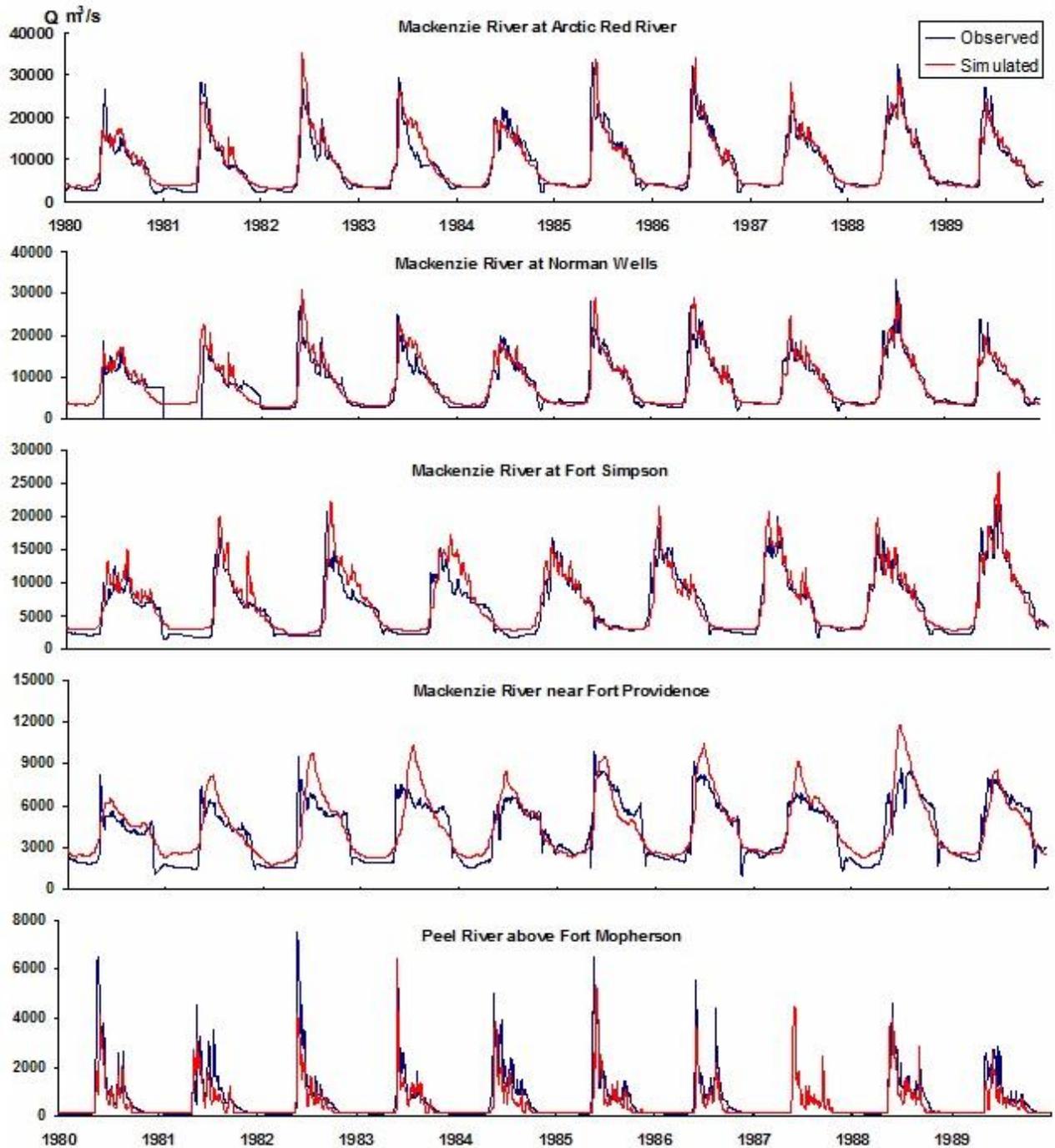


Рисунок 4.38 – Фактические (синий) и рассчитанные (красный) гидрографы стока в бассейне р. Маккензи за период 1980–1989 гг (начало)

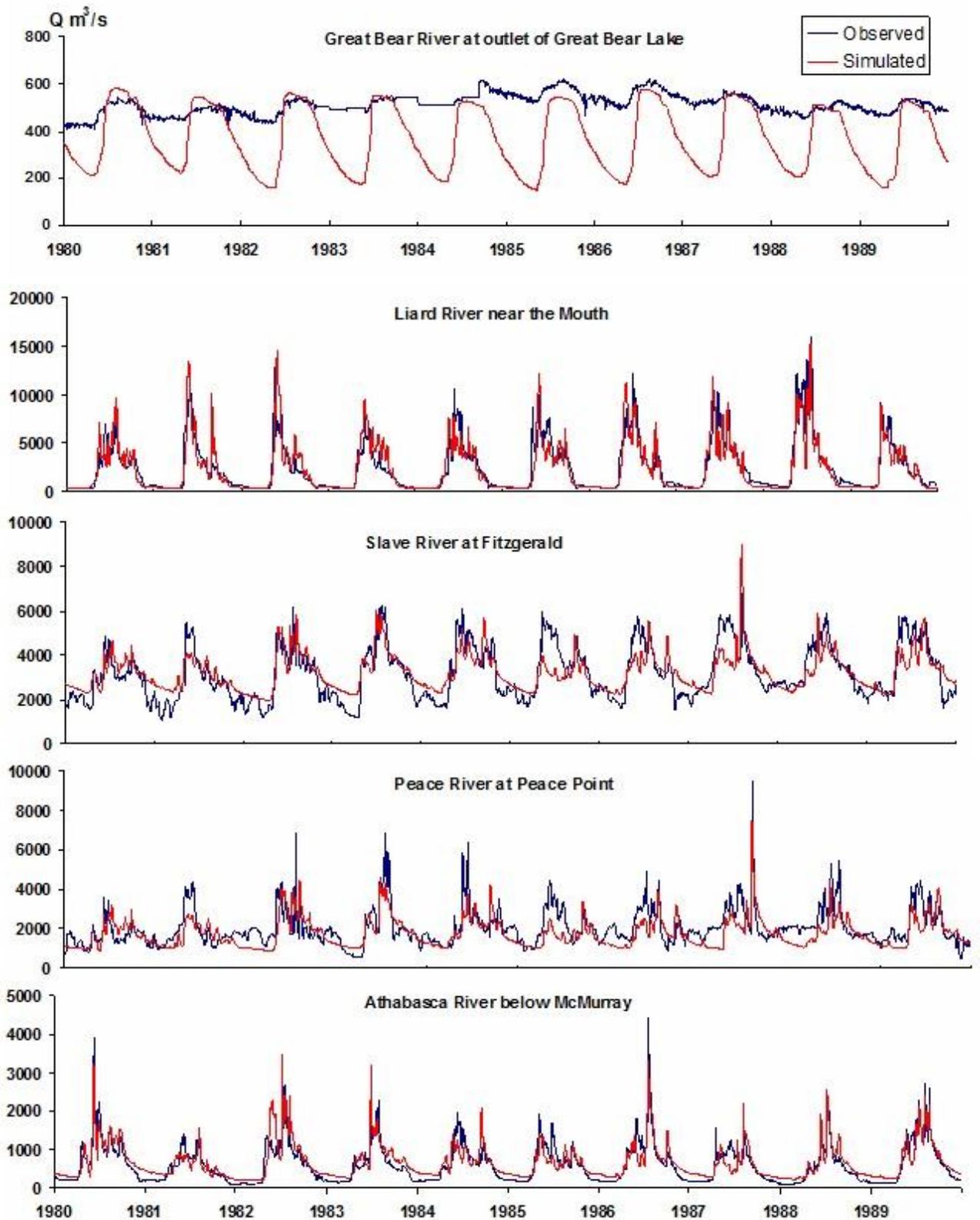


Рисунок 4.38 Фактические (синий) и рассчитанные (красный) гидрографы стока в бассейне р. Маккензи за период 1980–1989 гг. (продолжение)

Из Рисунка 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  $31300 \text{ км}^2$ ), 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%-ов 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.

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%-ов ниже фактического. Основная 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%-ов), 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%-ов 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].

*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 (Рисунок 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, а также суммарного

испарения. Эти поля затем осреднялись и с помощью ГИС-технологии строились карты среднемноголетних слоев этих характеристик.

На Рисунке 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, справа показаны поля, рассчитанные по региональной модели бассейна Маккензи.

При сравнении фактического и рассчитанного на основе данных метеорологического реанализа полей осадков на верхних панелях Рисунка 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 получают 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 Рисунке 4.39а, составил 471 мм, для поля реанализа на Рисунке 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.

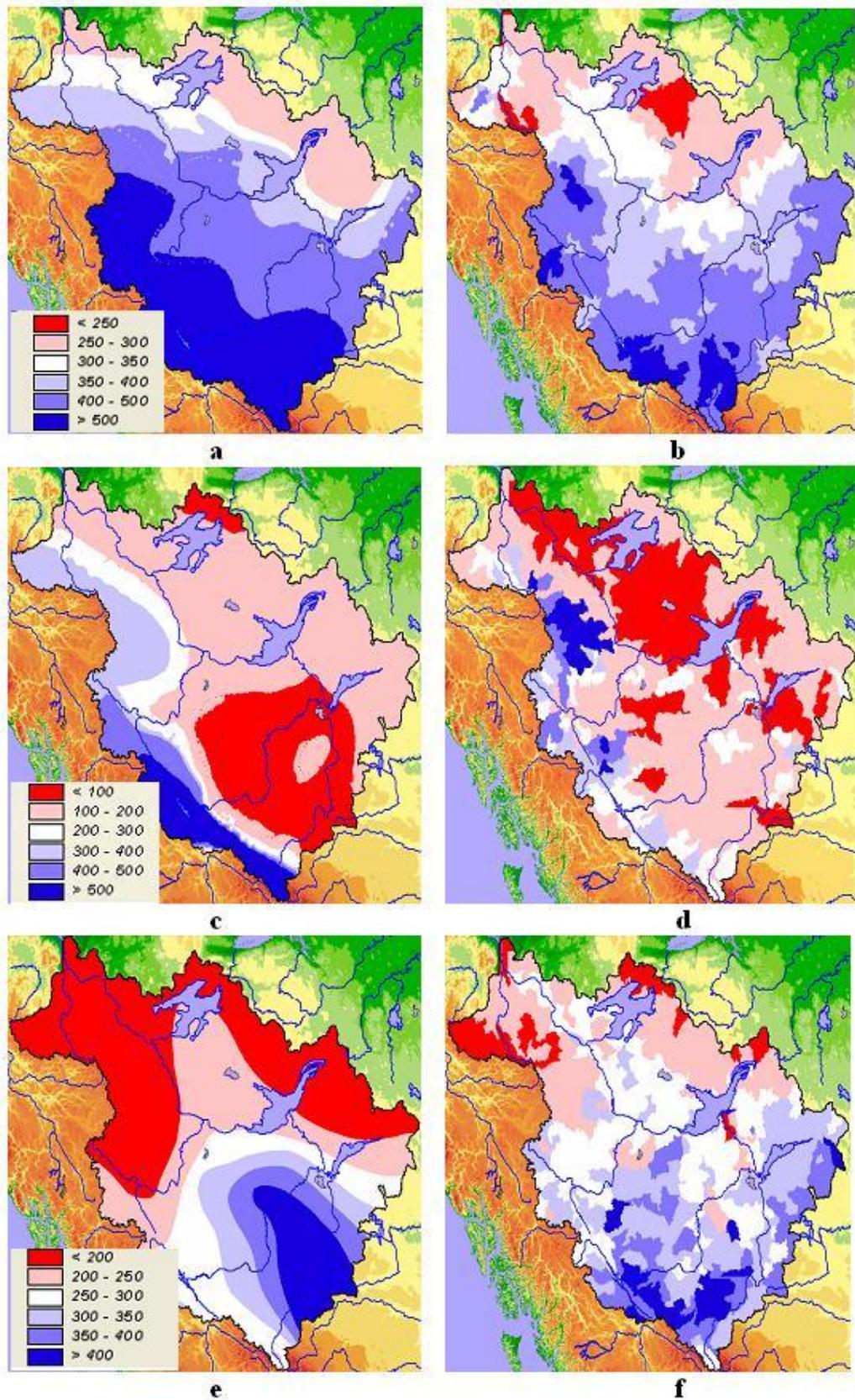


Рисунок 4.39 – Фактические и рассчитанные среднемноголетние поля слоя осадков (соответственно, а и б), стока (с и d) и испарения (е и f) в бассейне р. Маккензи (мм)

На средних панелях Рисунка 4.39с и 4.39d представлены соответственно карта среднемноголетнего слоя стока, построенная по данным гидрометрических наблюдений за 30-летний период 1941–1970 г.г. 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 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 среднегодовой сток реки по гидрометрическим данным за период 1971–2002 г.г. в устье реки составил 9900 м<sup>3</sup>/с (312 км<sup>3</sup>), а рассчитанный по модели – 9700 м<sup>3</sup>/с (306 км<sup>3</sup>), т.е. отличается на 2%-а. Фактический среднегодовой объем стока р. Маккензи по данным различных авторов приводится в диапазоне от 300 км<sup>3</sup> [Woo, Thorne, 2014] до 350 км<sup>3</sup> [Данилов-Данильян, 2012] при средних значениях 325 км<sup>3</sup> [Yang et al., 2015] и 316 км<sup>3</sup> [Louie et al., 2002]. Из этих оценок становится очевидным, что оцифрованная нами карта фактического среднемноголетнего слоя стока

[Hydrological Atlas of Canada, 1978] содержит погрешности и переоценивает средний слой стока примерно на 25%-ов. На нижних панелях Рисунка 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 Рисунке 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 региональной модели бассейна Маккензи.

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 осадков по реанализу и карт фактических среднемноголетних 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. НОВЫЕ МЕТОДЫ И ТЕХНОЛОГИИ В ЗАДАЧАХ УПРАВЛЕНИЯ ВОДНОРЕСУРСНЫМИ СИСТЕМАМИ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ И ПРОГНОЗОВ**

Предотвращение угроз водной безопасности России требует системных мер по развитию водохозяйственного комплекса страны и совершенствованию управления водными ресурсами. Согласно [Global Water Security, 2010] перспективы реализации концепции интегрированного управления водными ресурсами связаны с возможностью получения надежных пространственно-временных оценок и прогнозов речного стока и других составляющих гидрологического цикла речного бассейна на основе новых инструментов (методов, моделей и технологий), аккумулирующих передовые достижения в области гидрологии суши. За рубежом такие инструменты и технологии развиваются на базе физически обоснованных моделей формирования речного стока и гидрологического цикла. Из многочисленных примеров такого развития здесь упомянем последний амбициозный проект по созданию Национальной Гидрологической Модели 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]. Цель этой главы – показать возможность разработки на базе физико-математической модели ECOMAG новых отечественных методов и технологий информационной поддержки водной безопасности на примере задач оценки опасности наводнений и противопаводкового эффекта действующих и планируемых водохранилищ, управления действующими водноресурсными системами, а также в прогнозах притока воды к водохранилищам.

## **5.1. 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. В течение последних 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.

Возможности повышения эффективности управления риском наводнений (осуществления мер, позволяющих минимизировать наносимый наводнениями социально-экономический и экологический ущерб) связаны с развитием комплекса неструктурных мероприятий, направленных на разработку эффективных методов оценки опасности, риска и возможных размеров будущих наводнений. Результаты реализации этих 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. Недостатки таких подходов в условиях меняющегося климата и антропогенной деятельности на водосборе хорошо известны. Возрастание требований к точности оценки экономического и экологического ущерба от наводнений обуславливает необходимость расчета не

только максимального расхода или уровня воды, но и других характеристик 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. Необходима модернизация существующих средств технологического и информационного обеспечения управления риском наводнений на основе современных технологий моделирования наводнений, которые бы в полной мере учитывали физико-географические условия формирования речного стока на паводкоопасных водосборах России и 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 региональной физико-математической модели формирования стока р. Амур (см. глава 4) в сочетании с гидродинамической моделью движения паводковой волны в речной сети для решения одной из актуальных задач управления риском наводнений – оценки противопаводкового эффекта действующих и планируемых водохранилищ при разных сценариях развития паводковой опасности на Среднем Амуре (Рисунок 5.1). Приведенные ниже результаты опубликованы нами в серии совместных статей [Данилов-Данильян и др., 2014а,б; Мотовилов и др., 2015; Бугаец и др., 2015; Motovilov et al., 2015] и частично цитируются в этом разделе.



первом из экспериментов моделирование гидрографа стока в устьях рек Зеи и Буреи 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 Рисунка 5.2 хорошо видна противопаводковая функция регулирования этих водохранилищ в 2013 г.

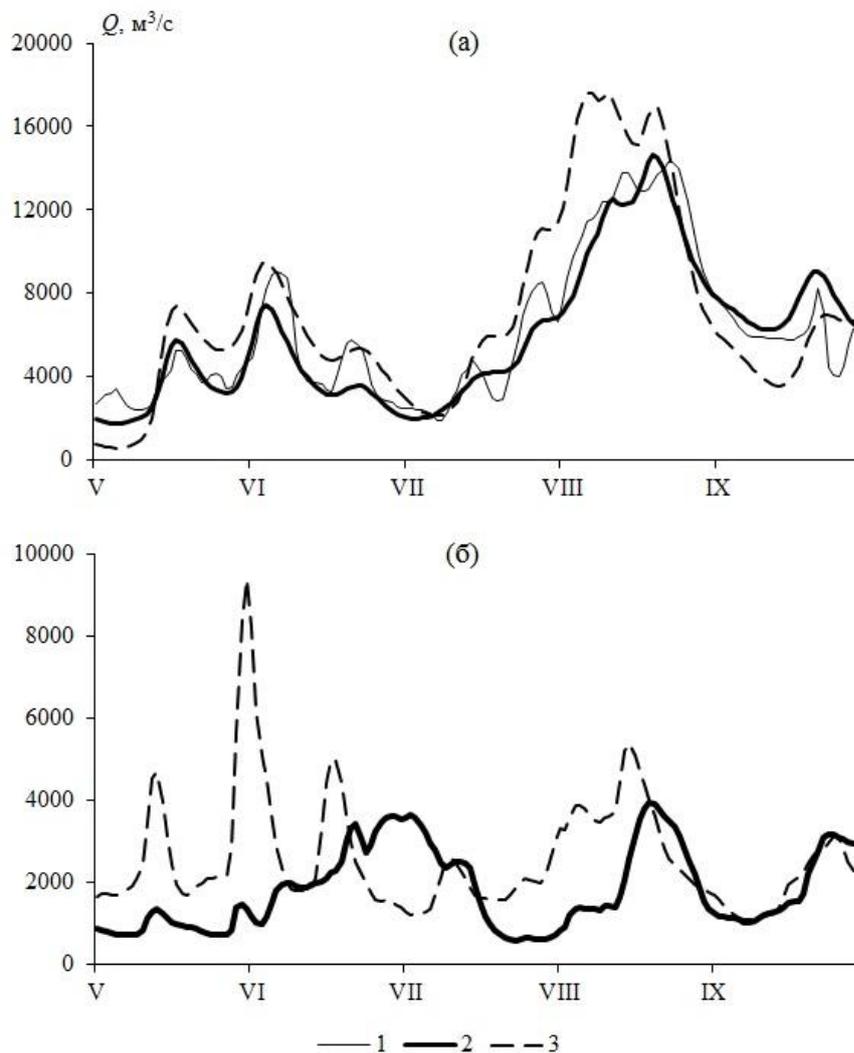


Рисунок 5.2 – Фактический (1) и рассчитанные гидрографы стока в устьях рек Зеи (а) и Буреи (б) в 2013 г. с учетом (2) и без учета (3) регулирования водохранилищ (из [Мотовилов и др., 2015])

В частности, следует обратить внимание на то, что гидрограф стока в устье р. Зеи, 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. Зеи 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 распластыванием этой волны паводка по руслу р. Зеи. 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. Зеи 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. Зеи. Максимальная разница расходов воды в устье Зеи, рассчитанных на эту дату по двум сценариям, составила 5,1 тыс. м<sup>3</sup>/с.

На формирование второго основного пика гидрографа стока (21 августа), рассчитанного по сценарию 1, оказало 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. м<sup>3</sup>/с.

Моделирование формирования стока на участке бассейна р. Буреи ниже Бурейского гидроузла до устья проводилось с теми же параметрами, что и для Верхней Буреи. Проведенные для многолетнего периода численные эксперименты показали, что для немногочисленных лет регулирования водохранилища Бурейским гидроузлом может полностью срезать пики на гидрографе притока и зарегулировать паводковый сток. На Рисунке 5.2б для паводкового периода 2013 г. показано, что срезка пика паводка водохранилищем в устье р. Буреи в конце мая–начале июня 2013 г. достигала 8 тыс. м<sup>3</sup>/с.

Таким образом, проведенные численные эксперименты показали важную роль регулирования Зейского и Бурейского водохранилищ на снижение максимальных расходов в устьях рек Зеи и Буреи.

*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 Зеи и Буреи – 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 НПУ водохранилища. При этом резервная емкость размещается в водохранилищах над отметкой НПУ, а ее величина определяется с учетом топографии 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%-й (или 0,1%-й) 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 Зеи были отобраны следующие перспективные объекты: Нижне-Зейский гидроузел на р. Зее и Селемджинский гидроузел на р. Селемдже (приток р. Зеи) (Рисунок 5.1).

Нижне-Зейский ГУ предполагалось создать на р. Зее в 290 км от устья реки выше впадения наиболее крупного ее притока – р. Селемджи. Приток к Нижне-Зейскому гидроузлу на 70%-в составляет зарегулированный сток из Зейского водохранилища и на 30%-в 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 выше расположенной 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%-й обеспеченности.

Гидрологические и водохозяйственные расчеты по модели формирования стока ЕСОМАГ в бассейнах рек Зеи и Буреи 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  $Q_{mc}$ , а сработка емкости рассчитывалась по разнице расходов  $Q_{mc}$  и  $Q$ , 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), а по максимальному расходу притока (11,7 тыс. м<sup>3</sup>/с) обеспеченность оказалась намного выше (5,7%-ов). Максимальный приток в Бурейское водохранилище в паводок 2013 г. нельзя отнести к экстремальным: по

объему притока обеспеченность оценивается около 14%-ов, а по максимальному расходу ( $9860 \text{ м}^3/\text{с}$ ) – около 50%-ов.

Расчеты по модели ЕСОМАГ проводились для различных вариантов воздействующих 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 гг. 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%-й и 0,1%-й 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. Зеи) при отсутствии Зейского водохранилища. Затем по модели формирования стока ЕСОМАГ были смоделированы искусственные паводки, близкие по максимальным расходам к паводкам 1%-й и 0,1%-й 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%-й обеспеченности получен при множителе на осадки 1,15, а паводок 0,1%-й обеспеченности – при множителе 1,36. При этом рассчитанные максимальные расходы в устье р. Зеи составили соответственно 21,1 и 26,3 тыс.  $\text{м}^3/\text{с}$ , а в створе Зейской ГЭС – соответственно 14,9 и 19,4  $\text{м}^3/\text{с}$ . В [Основные правила..., 1984] максимальные расходы 1%-й и 0,1%-й обеспеченностей для створа Зейской ГЭС оцениваются в 14,5 и 19,8  $\text{м}^3/\text{с}$ . Таким образом, 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%-й и 0,1%-й обеспеченностей приведены в Таблице 5.1.

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 Рисунке 5.3 показаны гидрографы стока в устье р. Зеи при различных сочетаниях максимальных сбросных расходов в нижние бьефы Нижне-Зейского и Селемджинского гидроузлов для паводков 1%-й и 0,1%-й обеспеченностей. Легенда к этому рисунку соответствует номерам рядов в Таблице 5.1: 1-й ряд в легенде на Рисунке 5.3 (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.

Таблица 5.1 – Оценки максимальных резервных противопаводковых емкостей на Нижне-Зейском (Н-З) и Селемджинском (С) водохранилищах для паводков 2013 г., 1%-й и 0,1%-й обеспеченностей для различных сочетаний максимальных сбросных расходов в нижние бьефы гидроузлов (из [Мотовилов и др., 2015])

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%-й 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%-й 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

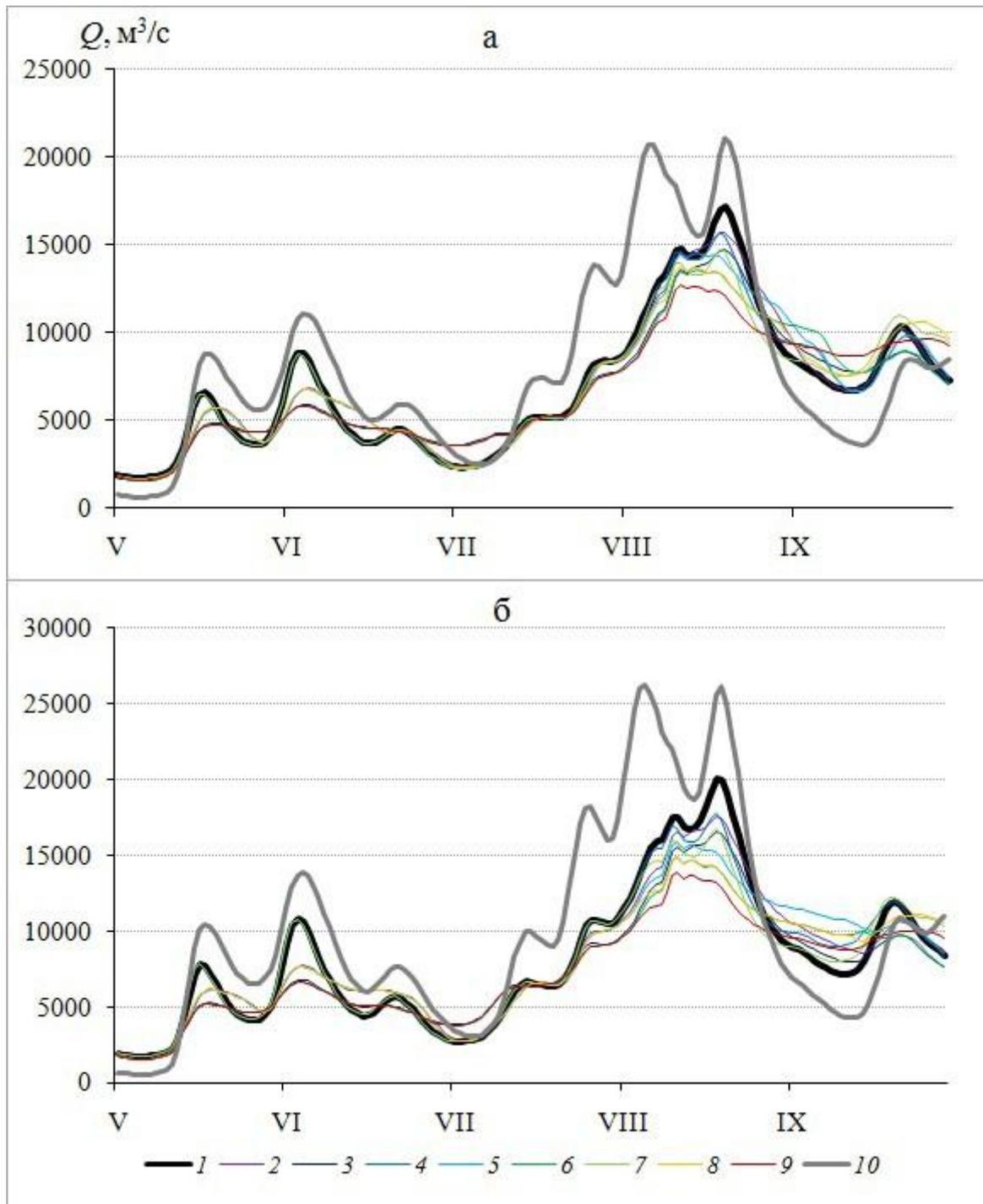


Рисунок 5.3 – Рассчитанные гидрографы стока в устье р. Зеи для паводков 1%-й (а) и 0,1%-й (б) обеспеченностей при различных сочетаниях максимальных сбросных расходов в нижние бьефы Нижне-Зейского и Селемджинского гидроузлов (из [Мотовилов и др., 2015])

На основе анализа результатов расчетов, представленных на Рисунке 5.3 и в Таблице 5.1, можно сделать следующие основные выводы о влиянии

действующего и планируемых водохранилищ на р. Зее 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%-й обеспеченности и на 6,4 тыс. м<sup>3</sup>/с для паводка 0,1%-й обеспеченности (см. кривые 1 и 10 на Рисунке 5.3). В разделе 5.1 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%-й обеспеченности и до 6 тыс. м<sup>3</sup>/с для паводка 0,1%-й обеспеченности (Рисунок 5.3). 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%-й 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 Рисунке 5.4 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%-й обеспеченности при максимальных сбросных расходах в нижние бьефы соответственно 7 и 3 тыс. м<sup>3</sup>/с.

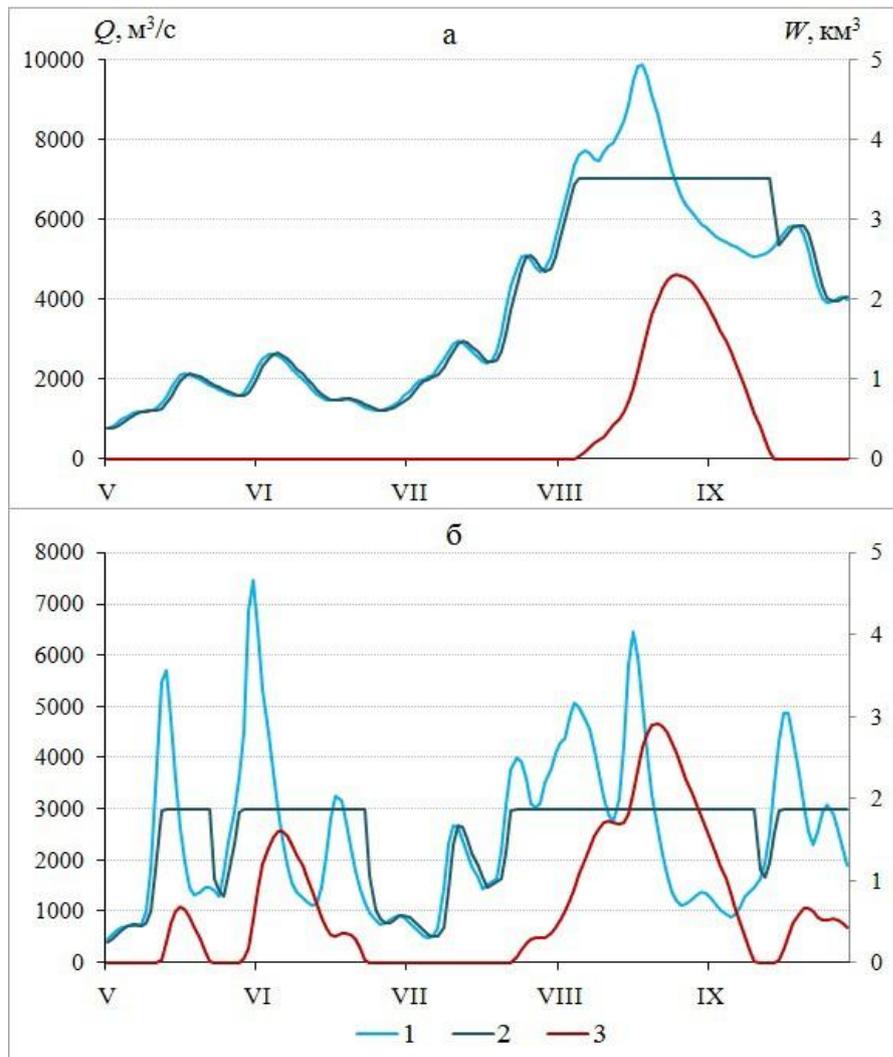


Рисунок 5.4 – Гидрографы  $Q$  притока (1) и сбросов (2) воды и динамика наполнения и сработки противопаводковой емкости  $W$  (3) для Нижне-Зейского (а) и Селемджинского (б) водохранилищ для паводка 0,1%-й обеспеченности при максимальных сбросных расходах в нижние бьефы гидроузлов соответственно 7 и 3 тыс.  $\text{m}^3/\text{с}$  (из [Мотовилов и др., 2015])

Проведенные расчеты показали, что требование снижения максимального сбросного расхода с 3 до 2 тыс.  $\text{m}^3/\text{с}$  для Селемджинского водохранилища приводит к значительному увеличению резервной противопаводковой емкости – с 2,9 до 7,6  $\text{km}^3$  для паводка 0,1%-й обеспеченности, а для Нижне-Зейского водохранилища снижение требуемого максимального сбросного расхода с 7 до 6 тыс.  $\text{m}^3/\text{с}$  приводит к увеличению противопаводковой емкости с 2,3 до 4,4  $\text{km}^3$  (Таблица 5.1). При этом максимальные резервные емкости для паводка 1%-й

обеспеченности в аналогичных условиях примерно в 2 раза меньше, чем для паводка 0,1%-й обеспеченности. Кроме того, в последнем случае время наполнения и сработки противопаводковых емкостей на водохранилищах значительно увеличивается по сравнению с вариантом паводка 1%-й 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.

*Оценки влияния водохранилищ на водный режим среднего Амура на основе системы гидрологической и гидродинамической модели.* 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, технологий 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 Зеи и Буреи 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 (Рисунок 5.5). Соединения между моделями создаются указанием модели-источника данных и модели-потребителя, корректность соединения определяется пользователем.

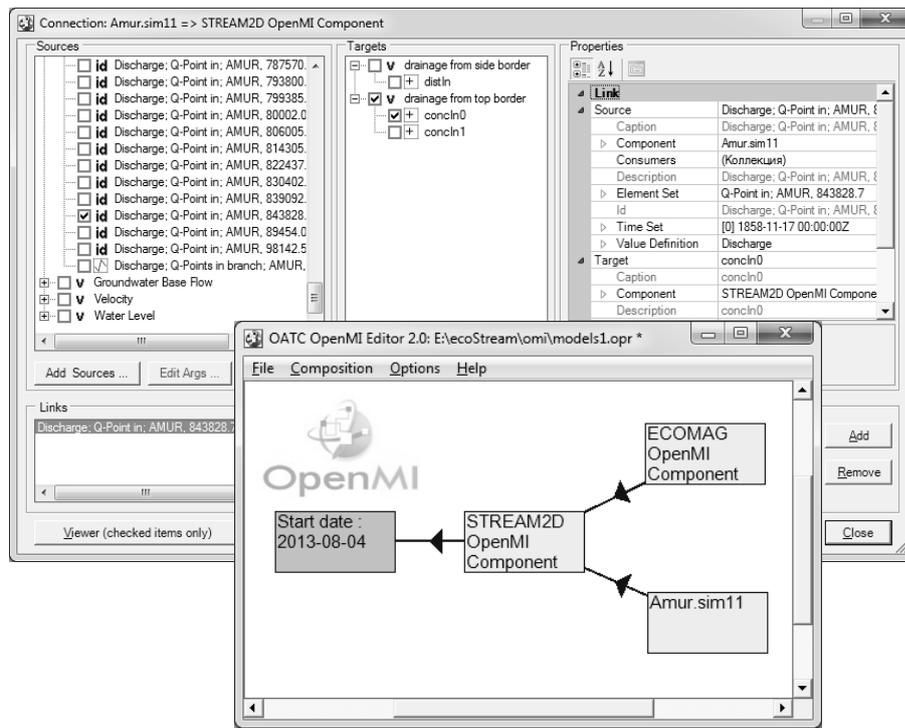


Рисунок 5.5 – Компоненты интегрированной системы моделирования в окне конфигуратора GUI OpenMI (из [Бугаец и др., 2015])

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 1:100000. 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 (Рисунок 5.1) задавались среднесуточные значения расходов воды, рассчитанные по измеренным уровням воды с использованием кривых расходов. При расчете расходов воды за период ледовых явлений 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. 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 (Таблица 5.2). Боковой 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 Амура (Таблица 5.2).

Таблица 5.2 – 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	<i>NSE</i> Калибровка 1975–1999 гг.	<i>NSE</i> Валидация 2000–2011 гг.	<i>NSE</i> 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 Рисунке 5.6, из которого видно их хорошее соответствие как по максимальным расходам отдельных паводков, так и по времени их прохождения.

Кроме того, на Рисунке 5.6 представлены результаты численных экспериментов по оценке эффекта регулирования Зейского и Бурейского водохранилищ на уровенный режим р. Амур ниже впадения рек Зеи и Буреи 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. Буреи при отсутствии регулирования стока водохранилищами (кривые 3 на Рисунке 5.2). Эти эксперименты показали, что регулирование стока Зейским и Бурейским водохранилищами существенно ослабило последствия наводнения на участке Среднего Амура ниже г. Благовещенска. 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. Буреи) на 2,1 м, а в пик паводка на Амуре (21–22 августа) к росту уровней на г/п Гродеково на 0,45 м, а 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 (Рисунок 5.6б), а на г/п Иннокентьевка – с 16 до 24 суток (Рисунок 5.6г). 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 Рисунке 5.6).

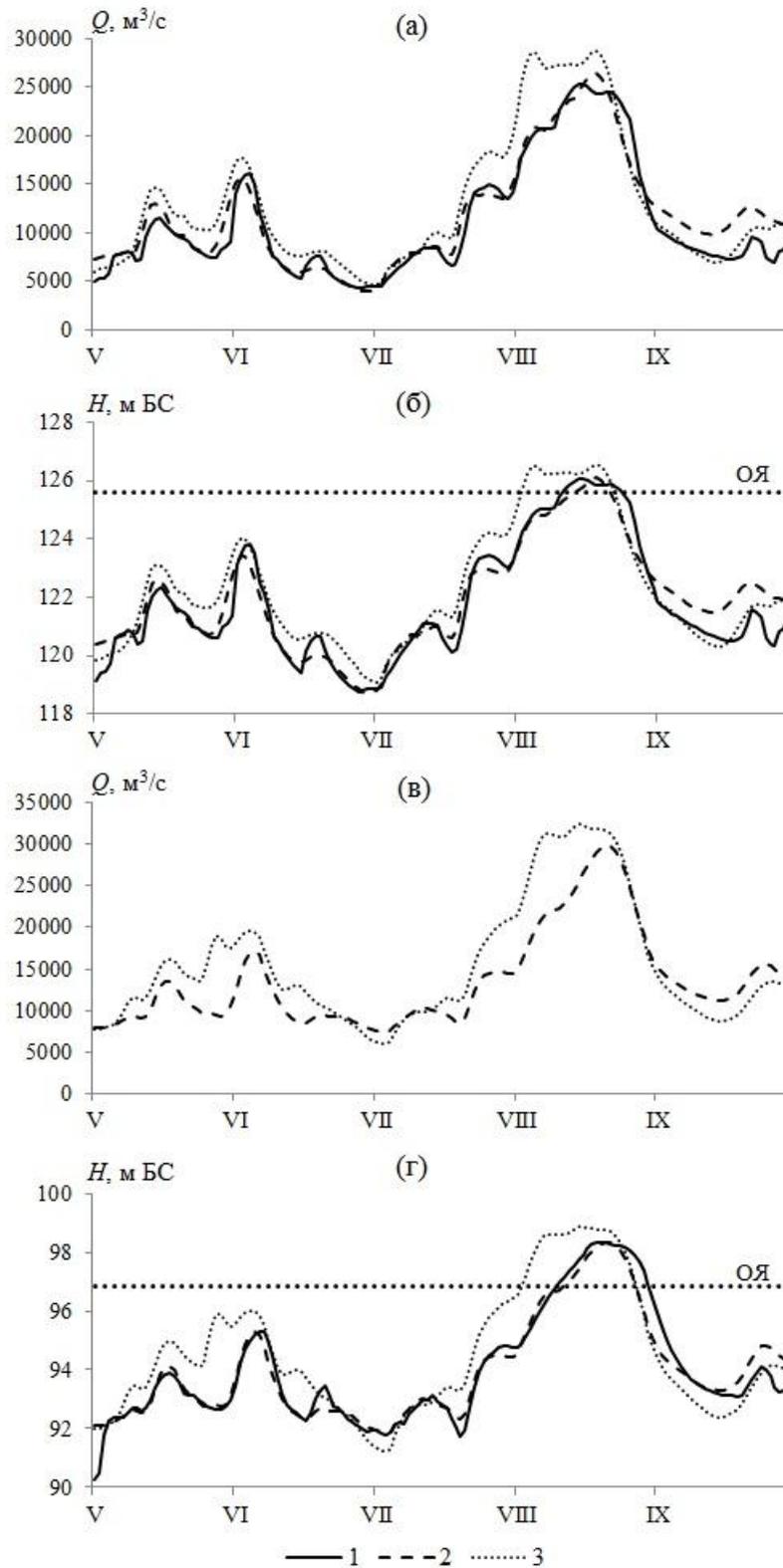


Рисунок 5.6 – Фактические (1) и рассчитанные с учетом фактических сбросов из Зейского и Бурейского водохранилищ (2) и при отсутствии регулирования стока водохранилищами (3) расходы и уровни воды р. Амур в 2013 г. Гидропосты: а, б – Гродеково; в, г – Иннокентьевка (из [Мотовилов и др., 2015])

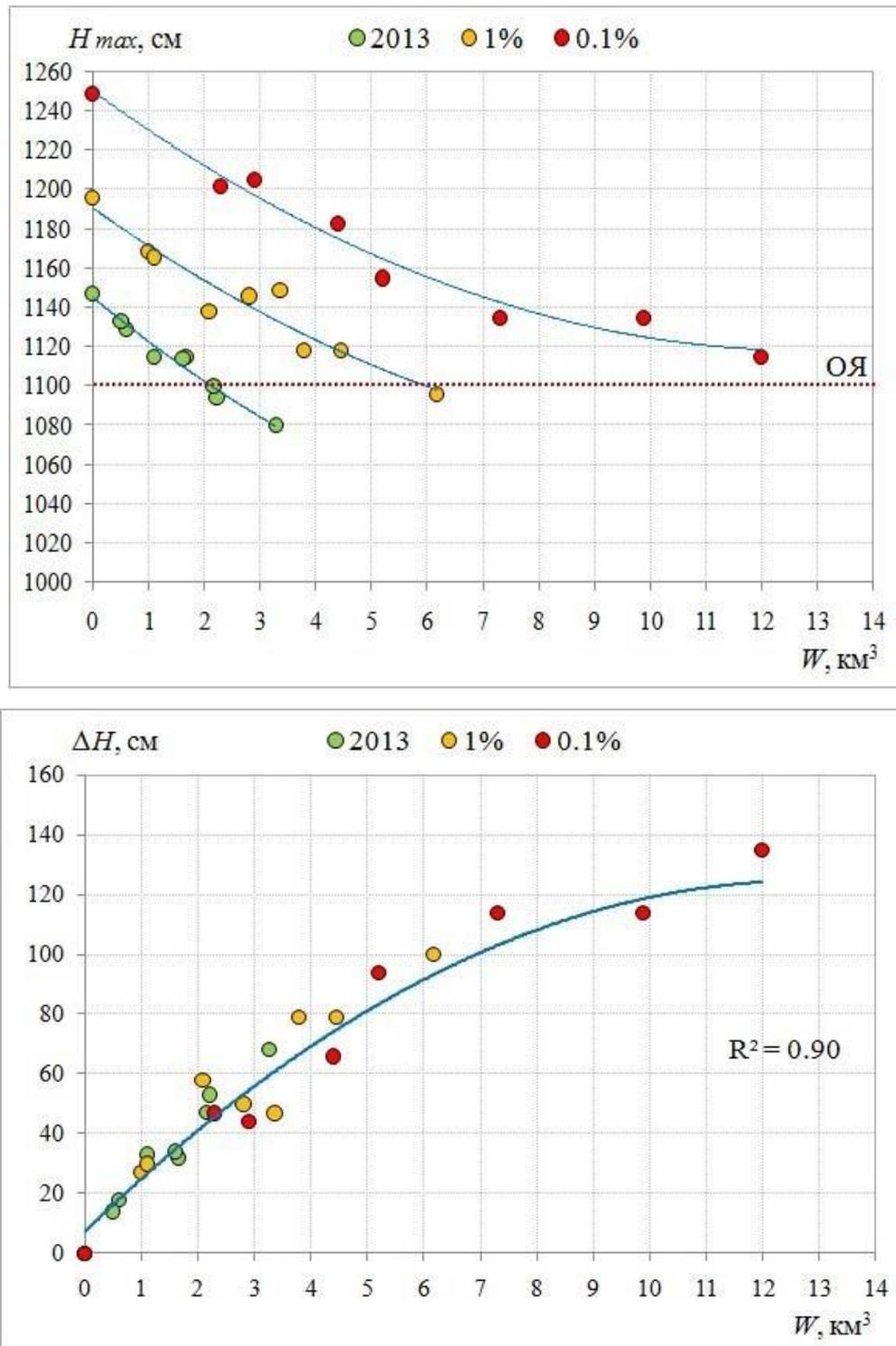


Рисунок 5.7 – Зависимость максимального уровня воды ( $H_{max}$ ) (вверху) и его срезки ( $\Delta H_{max}$ ) (внизу) на г/п Гродеково от величины суммарной противопаводковой емкости Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ ( $W$ ): 1 – по модели метеоусловий 2013 г., 2 – сценарий прохождения на р. Зее паводка 1%-й обеспеченности, 3 – сценарий прохождения паводка 0,1%-й обеспеченности (из [Мотовилов и др., 2015])

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 ЕСОМАГ, 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%-й и 0,1%-й обеспеченностей (Рисунок 5.4). Результаты этих расчетов для рассматриваемых створов гидропостов на Среднем Амуре ниже г. Благовещенска для максимальных за период паводка уровней воды приведены в Таблице 5.3, а на Рисунке 5.7 представлен графический анализ выполненных расчетов для одного из гидропостов – г/п Гродеково.

Из верхнего Рисунка 5.7 следует, что для каждого из выбранных метеорологических сценариев (сценарий 2013 г, сценарии для паводков 1 и 0,1%-й 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 (Таблица 5.3). 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%-й 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. Зеи паводка 0,1%-й 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 Рисунке 5.7 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. Зеи, связь на Рисунке 5.7б 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 различным эффектам.

Аналогичный анализ результатов численных экспериментов на основании Таблицы 5.3 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, Таблица 5.3), хотя и выражено менее контрастно, чем для близлежащих к устьям этих рек створов.

***Основные результаты проведенных работ.*** Разработана компьютерная технология гидроинформационной поддержки управления риском наводнений для оценки противопаводковой функции действующих и планируемых водохранилищ на реках Зее и Бурее и выявления эффекта регулирования этих водохранилищ на снижение максимальных расходов и уровней воды на 850-километровом участке Среднего Амура [Мотовилов и др., 2015; Motovilov et al., 2015]. Основу технологии составляют три взаимоувязанных компонента: (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 Зее и Буре (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 Зеи и Буреи 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 опасному 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. Как иллюстрация, 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).

Таблица 5.3 – 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%-й и 0,1%-й обеспеченностей (из [Мотовилов и др., 2015])

Q, тыс. м <sup>3</sup> /с		W, км <sup>3</sup>		W общ, км <sup>3</sup>	Гидропост											
					Гродеково		Константиновк а		Поярково		Иннокентьевка		Пашково		Екатерино- Никольское	
Н-З	С	Н-З	С		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%-й обеспеченности																
0	0	0	0	0	1196	—	959	—	882	—	1127	—	1859	—	1170	—

Продолжение Таблицы 5.3

Q, тыс. м <sup>3</sup> /с		W, км <sup>3</sup>		W общ, км <sup>3</sup>	Гидропост											
					Гродеково		Константиновк а		Поярково		Иннокентьевка		Пашково		Екатерино- Никольское	
Н-3	С	Н-3	С		Н, см	ΔН, см	Н, см	ΔН, см	Н, см	ΔН, см	Н, см	ΔН, см	Н, см	ΔН, см	Н, см	ΔН, см
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%-й 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

## 5.2. Технология информационной поддержки при управлении каскадами водохранилищ<sup>1</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, поставленных 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 по экономически обоснованному и экологически безопасному управлению водными ресурсами речных бассейнов с каскадами водохранилищ комплексного назначения. Прикладная часть этой методологии реализована в виде описанной ниже компьютерной технологии, включающей ИМК ECOMAG, которая в комплексе с моделью функционирования водохозяйственных систем VOLPOW используется в

---

<sup>1</sup> Технология гидроинформационной поддержки разработана по инициативе 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

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) [Gelfan, Motovilov, 2009].

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 (Рисунок 5.8). 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.



Рисунок 5.8 – Схема расположения водохранилищ Волжско-Камского каскада

Изменение характера внутригодового стока – уменьшение стока в период половодья и соответствующее увеличение меженного стока, перекрытие путей миграции на нерест ценнейших и уникальных видов проходных и полупроходных рыб и т. п. создали угрозу существованию целых отраслей народного хозяйства на Нижней Волге. В качестве компенсационных мер, позволяющих сохранить сельскохозяйственный и рыбохозяйственный потенциал региона предусматривалось проведение большого объема строительных работ, направленных на реконструкцию всего сельского и рыбного хозяйства низовий Волги. Однако к моменту ввода в эксплуатацию замыкающего каскад Волгоградского гидроузла планировавшиеся работы выполнены не были. С 1959 года по решению Правительств СССР и РСФСР в качестве «вынужденной» временной меры «до завершения реконструкции сельского и рыбного хозяйства Нижней Волги» было принято решение об осуществлении во втором квартале

ежегодного весеннего попуска через Волгоградский гидроузел по специальному графику (Рисунок 5.9), обеспечивающему потребности сельского хозяйства в затоплении поймы и заполнении пойменных водоемов (ильменей), а также нерест ценных промысловых видов рыбы, прежде всего осетровых. Поскольку реконструкция сельского и рыбного хозяйства Нижней Волги с тех пор так и не была выполнена, весенний спецпопуск продолжает осуществляться до сих пор в течение уже более 50 лет. Противоречивость требований различных водопользователей к режимам весеннего попуска 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.



Рисунок 5.9 – Типовой график специального весеннего попуска через Волгоградский гидроузел в низовья Волги

Возложенная на каскад функция осуществления ежегодных специальных весенних попусков в низовья Волги не имеет аналогов в мировой водохозяйственной практике и по существу является длительное время

практикуемым масштабным экологическим попуском, ведущим 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.

Алгоритм процесса принятия решений с помощью описанной ниже технологии схематично сводится к следующему (Рисунок 5.10). 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) принимается решение 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.

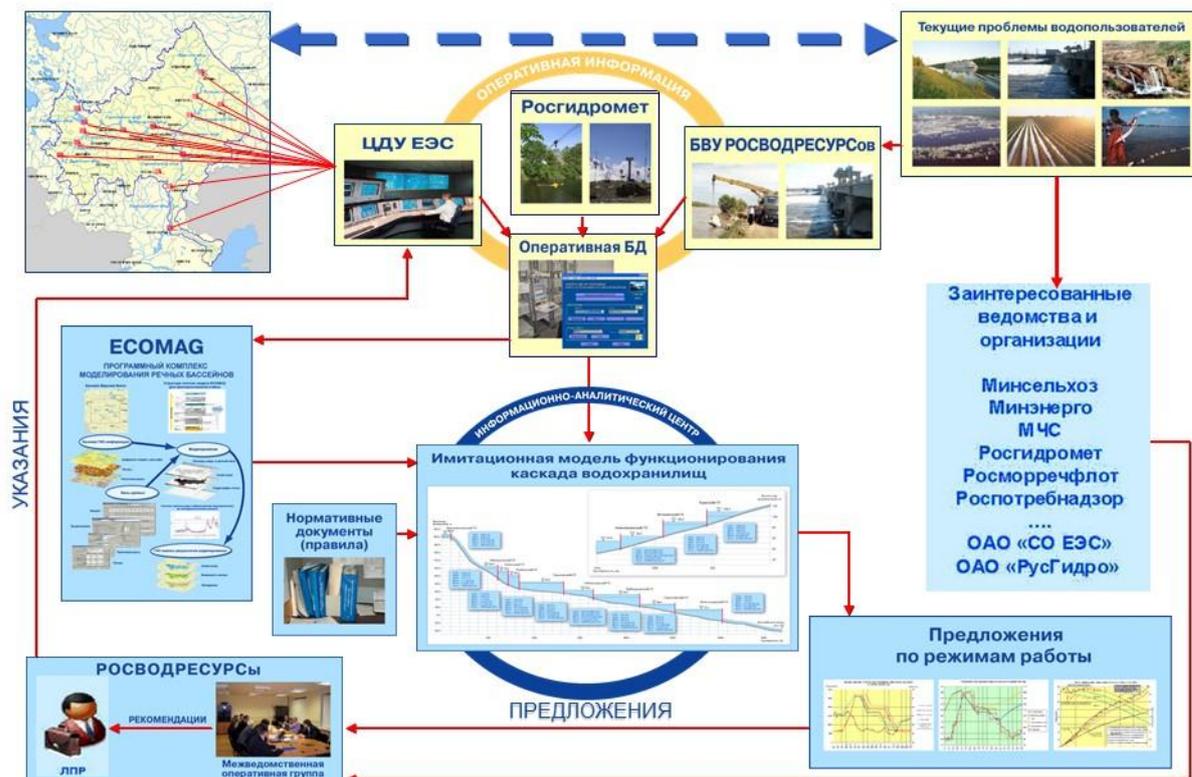


Рисунок 5.10 – Схема принятия решений при управлении Волжско-Камским каскадом водохранилищ (из [Беднарук, Мотовилов, 2017])

*Структура компьютерной технологии гидроинформационной поддержки.*

Структурно компьютерная технология информационной поддержки состоит из четырех основных взаимосвязанных компонентов: (1) программного комплекса математического моделирования формирования речного стока ECOMAG; (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 ГИСпортал 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, представляющих 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, а, следовательно, – и с управлением использованием водных ресурсов. 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.

*Алгоритм расчета режимов работы гидроузлов Волжско-Камского каскада с учетом сценарных долгосрочных прогнозов бокового притока к водохранилищам.* 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) прогнозов боковой приточности к водохранилищам каскада на период заблаговременности;
2. С учетом сценарных прогнозов бокового притока по имитационной водохозяйственной модели с помощью программного комплекса VOLPOW рассчитываются возможные режимы работы гидроузлов Волжско-Камского каскада.

Охарактеризуем эти этапы более подробно. Модельная схематизация водосборных площадей и речной сети для каждого из водохранилищ ВКК выполнялась с использованием специализированного ГИС-комплекса *Ecomag extension* на основе цифровых тематических карт региона: рельефа и реальной

(векторной) гидрографической сети. Примеры построения частных водосборных площадей и расчетных элементов для каждого из водохранилищ ВКК в бассейне Волги с помощью модуля *Ecomag extension* показаны на Рисунке 5.11.

На следующем этапе выполнялась калибровка параметров модели формирования стока, причем для каждой водосборной площади водохранилищ ВКК параметры калибровались отдельно, при этом в качестве начальных значений ряда параметров принимались таковые, полученные путем калибровки для полей влажности почвы и запасов воды в снежном покрове для всего бассейна Волги (раздел 4.1) [Мотовилов, 2016б]. Опыт применения модели на Волжско-Камском каскаде водохранилищ для сценарных расчетов бокового притока к водохранилищам показал, что для калибровки параметров физически обоснованных гидрологических моделей, к классу которых относится модель ЕСОМАГ, необходимы относительно короткие ряды наблюдений. В частности, калибровка по данным за период 2001–2007 г. показала, что параметры модели устойчивы и дальнейшее удлинение рядов наблюдений, используемых для калибровки параметров модели, практически не дает осязаемого улучшения качества расчетов. Вместе с тем, в случаях больших расхождений результатов моделирования с фактическими гидрографами в последующие годы для ряда водохранилищ осуществлялась перекалибровка параметров модели.

Статистические оценки точности расчетов бокового притока в водохранилища Волжско-Камского каскада сгруппированы в Таблице 5.4. Более детальные примеры испытаний модели на архивных рядах наблюдений для трех водохранилищ ВКК (Чебоксарского, Камского и Нижнекамского) приведены в разделе 4.1. Из Таблицы 5.4 видно, что наихудшие оценки (хотя и удовлетворительные) получены для водохранилищ с относительно небольшими водосборными площадями (Шекснинское, Воткинское, Саратовское и Волгоградское).

Таблица 5.4 – Оценки точности расчетов бокового притока в водохранилища ВКК

Бассейн водохранилища	Площадь тыс,км <sup>2</sup>	<i>NSE</i> сут,	R <sup>2</sup> кварт,	R <sup>2</sup> месяц	Ср,год факт, км <sup>3</sup>	Ср,год расч., км <sup>3</sup>
Иваньковское	40,7	0,78(0,62)	0,95(0,90)	0,93(0,88)	10,8	8,8 (7,7)
Угличское	18,7	0,83	0,92	0,92	3,8	3,9
Шекснинское	17,8	0,63	0,84	0,79	5,5	4,7
Рыбинское	66,0	0,94	0,92	0,92	17,6	18,0
Горьковское	77,4	0,83	0,93	0,92	17,8	20,4
Чебоксарское	373,8	0,82	0,89	0,86	63,7	63,9
Камское	166,1	0,86	0,92	0,94	55,8	51,9
Воткинское	13,9	0,63	0,91	0,80	3,5	3,9
Нижекамское	184,4	0,81(0,75)	0,93(0,89)	0,88(0,85)	34,9	35,2 (33,6)
Куйбышевское	228,5	0,80	0,92	0,90	45,0	46,0
Саратовское	78,2	0,69	0,81	0,81	7,1	7,7
Волгоградское	66,9	0,43	0,65	0,62	1,6	1,7
ВКК	133,2				267,1	261,4(258,0)

(в скобках приведены оценки без учета влияния вышерасположенных водохранилищ)

Кроме адекватности гидрологической модели (никакая модель не в состоянии точно воспроизводить природные процессы), можно выделить следующие основные причины несоответствия фактических и рассчитанных данных: (1) 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 имеющих в наличии электронных карт типов почв и ландшафтов на территорию России 2,5-миллионного масштаба может оказаться недостаточным по пространственному разрешению. (2) Важную роль играет степень освещенности метеорологическими данными территории бассейна, т.е. плотность метеорологической сети. Понятно, что один локальный

ливень адвективного происхождения на территории частного небольшого речного водосбора, не отраженный в данных соседних метеостанций, может привести к серьезному паводку, который не будет воспроизведен моделью. (3) Определенную роль в ухудшении оценок по критериям соответствия фактических и рассчитанных гидрологических величин оказывает точность определения фактических гидрологических данных по притоку (Шекснинское и Волгоградское водохранилища), что связано с недостаточной плотностью и нерепрезентативностью гидрометрической сети для определения бокового притока в водохранилища.

Из Таблицы 5.4 следует, что средний годовой приток в водохранилища ВКК за период расчета равен  $267,1 \text{ км}^3$ . По результатам моделирования он составил  $261,4 \text{ км}^3$ . Ошибка расчета  $5,7 \text{ км}^3$  составляет 2%-а. Необходимо отметить, что фактический боковой приток в водохранилища ВКК оценивался по данным из оперативной базы данных Системного оператора ЕЭС, которые впоследствии могли уточняться. Кроме того, необходимо понимать, что даже хорошие статистические оценки соответствия вычисленных и фактических гидрографов притока в водохранилища за длительные периоды расчета (десятки лет) не гарантируют того, что в отдельные годы результаты моделирования могут оказаться неудовлетворительными.

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 времени рассчитывает поля характеристик гидрологического цикла в бассейне Волги и гидрографы стока в створах наблюдений и притока воды к каждому из водохранилищ ВКК. 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) прогнозов притока воды в водохранилища Волжско-Камского каскада, а также бокового притока к участкам русла по модели ЕСОМАГ 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 ЕСОМАГ 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 ЕСОМАГ являются входной прогностической 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 попуска самого многоводного за последние годы 2005 г.

Рассчитанный накануне половодья 2005 года по модели ECOMAG (на основе предложенного для рассмотрения в качестве основного варианта гидрографа) 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 прогнозировавшегося 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 попуска воды из Волгоградского водохранилища (спецпопуск) в период весеннего половодья 2005 г. Расчетный объем спецпопуска составлял от 135,4 до 144,4 км<sup>3</sup>, т.е. неопределенность, связанная с большим диапазоном прогнозировавшегося 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. В последующем, 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 конкретно складывающейся гидрологической и водохозяйственной обстановки 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 года можно отметить, что фактический объем суммарного полезного притока воды в водохранилища Волжско-Камского каскада за второй квартал составил  $171,2 \text{ км}^3$  при оценке, представленной в начале половодья,  $171,9 \text{ км}^3$ . Фактический общий суммарный приток в водохранилища каскада по данным Гидрометцентра РФ составил  $182 \text{ км}^3$ . Невязка значений общего и полезного притока достигла почти  $11 \text{ км}^3$ , или  $1/3$  свободной емкости водохранилищ каскада к началу половодья. Объем специального весеннего попуска через Волгоградский гидроузел составил  $136,3 \text{ км}^3$  при планировавшемся объеме в пределах от  $135,4$  до  $144,4 \text{ км}^3$ . При этом конфигурация графика спецпопуска и его основные характеристики близко соответствовали намечавшимся в начале половодья (Рисунок 5.12).

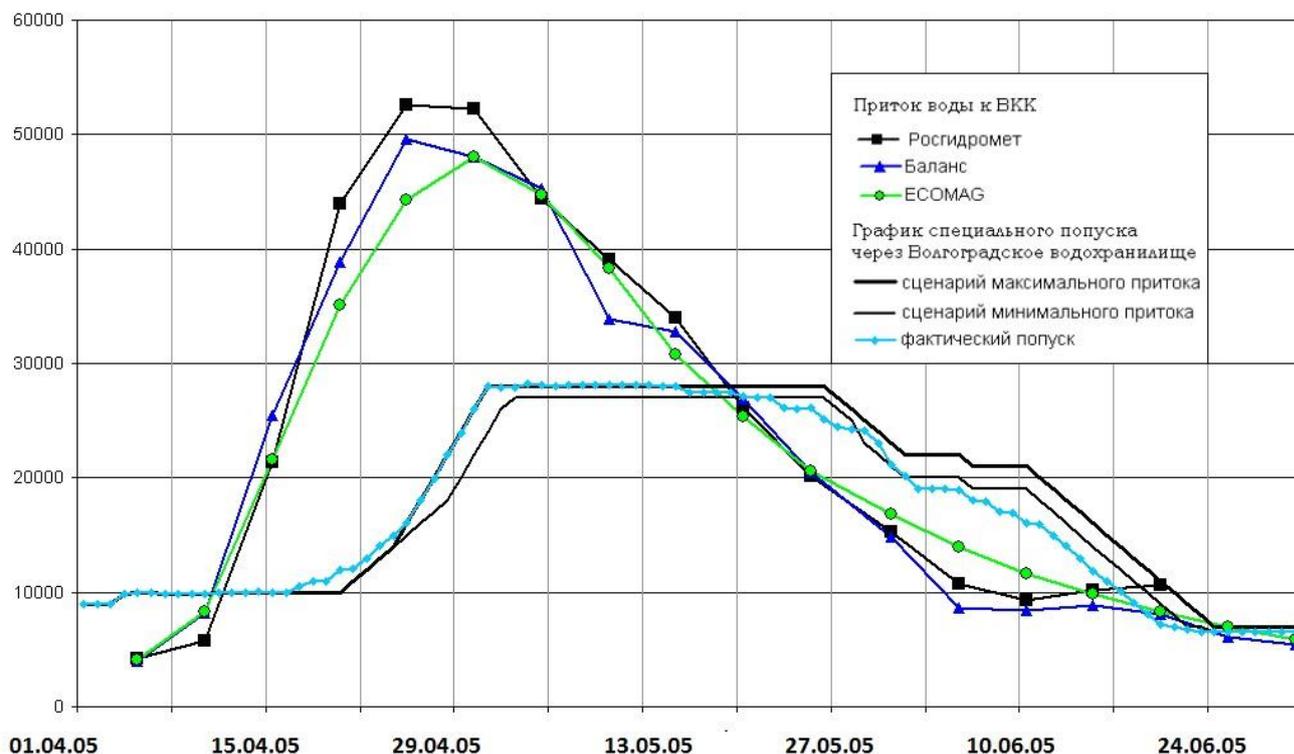


Рисунок 5.12 – Графики суммарного притока воды к водохранилищам каскада и специального весеннего пуска к заседанию МОГ 12.04.2005

В Таблице 5.5 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 прогнозам полезного притока воды в водохранилища ВКК и сбросов из Волгоградского водохранилища, а также фактические данные по окончании 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 минус 7,1 и минус 4,0 км<sup>3</sup>. При этом, если рассматривать отдельные годы, то только в 3 годах из 13 ошибки по расчетам превысили ошибки

по прогнозам более чем на  $1 \text{ км}^3$  (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 последние 2 года методика долгосрочного притока в крупнейшее по частной водосборной площади среди водохранилищ ВКК Чебоксарское водохранилище проходит оперативные испытания в Гидрометцентре России [Борщ и др., 2017].

В среднем за рассматриваемый период отклонение фактического объема ппуска от планировавшегося (расчетного) составило минус  $1,5 \text{ км}^3$  (графа 12 Таблицы 5.5), в то время как за предшествующий период 1959–2003 гг. оно составило плюс  $7,8 \text{ км}^3$ . Максимальные по величине отклонения фактических объемов ппуска от планировавшихся за период 2004–2016 гг. составили от минус 29,3 до плюс  $21,8 \text{ км}^3$ , а за предшествующий период от минус 33,0 до плюс  $52,0 \text{ км}^3$ . Таким образом, налицо явное повышение качества планирования режимов пропуска весеннего половодья и осуществления специального весеннего ппуска в низовья Волги. Значение критерия  $S/\sigma$  для рассматриваемого ряда объемов спецппуска составило 0,59, что позволяет оценивать эффективность рассмотренной технологии планирования спецппуска как удовлетворительную.

Можно также обратить внимание на невязки суммарного и полезного притока воды в водохранилища ВКК (графа 13 Таблицы 5.5), 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  $10 \text{ км}^3$ , представляются подозрительно большими и требуют дальнейшего осмысления и критического анализа.

Следует также иметь ввиду, 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.

*Адаптация технологии для основных речных бассейнов Российской Федерации.* По результатам работы системы в рамках Волжско-Камского каскада 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 меньших 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 и Ангаро-Енисейскому каскаду водохранилищ; к бассейну реки Кубань с ее сложной водохозяйственной системой с водохранилищами и трактами межбассейновых перебросок.

Таблица 5.5 – 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. (из [Беднарук, Мотовилов, 2017])

Годы	Прогнозы			Фактические данные			Невязки					
	Прогноз суммарного притока			Полезн · приток	Объем · спецпоп	Сумм. · прито к	Полезн · приток	Объем · спецпоп	Сумм. · прито к	Полез · н приток	Спецпо · - пуск	Полезн. · - суммар.
	Росгидромет											
	Мин.	Макс.	Средне е						7-4	8-5	9-6	8-7
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
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

Выполненные с помощью разработанной технологии работы по Ангаро-Енисейскому каскаду позволили уже на вторые сутки после аварии 17 августа 2009 года 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 (Рисунок 5.13).

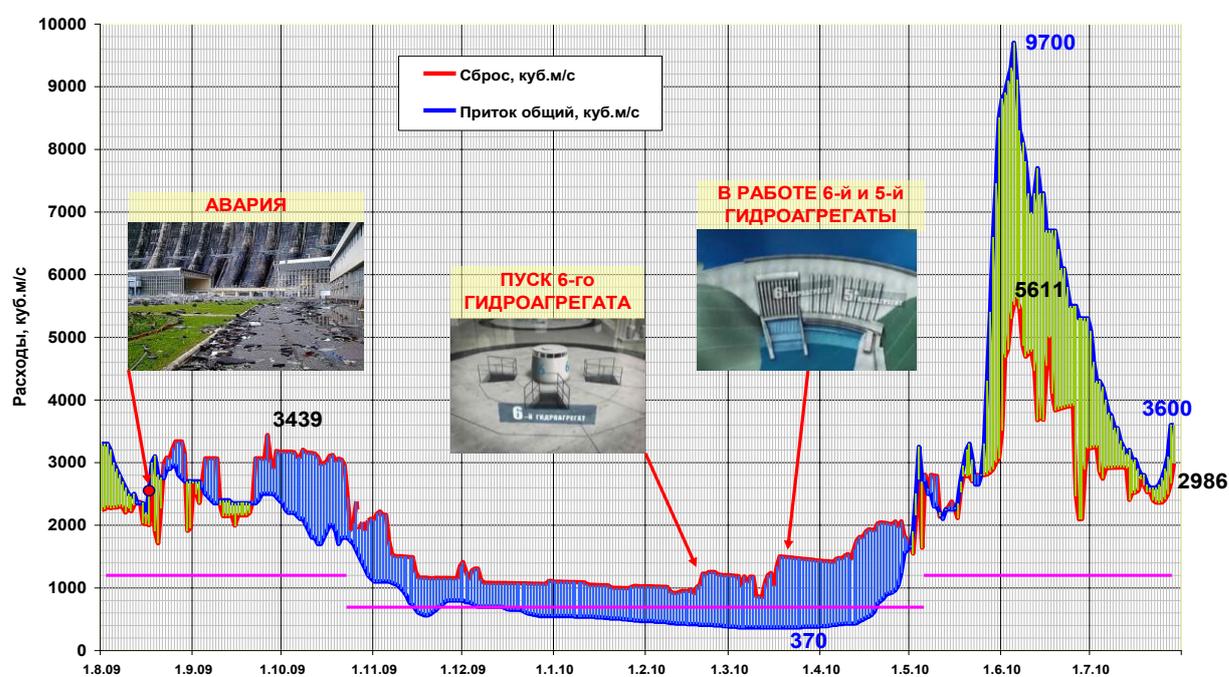


Рисунок 5.13 – Режим работы Саяно-Шушенского гидроузла после аварии 17.09.2009 (из [Беднарук, Мотовилов, 2017])

Послеаварийная ситуация на Саяно-Шушенской ГЭС осложнялась аномально многоводными гидрологическими условиями зимне-весеннего периода 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 Рисунке 5.14). Методики использования спутниковой информации для гидрологического моделирования предложены также в работах [Бураков, Гордеев, 2010; Музылев, 1987].

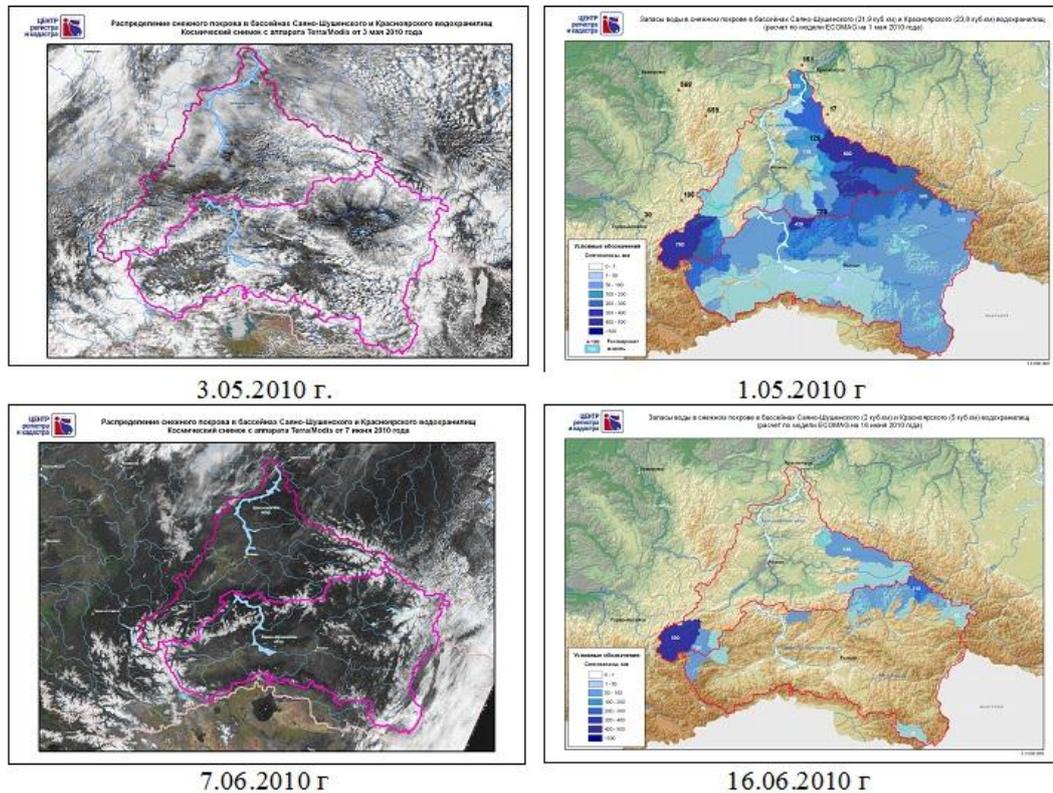


Рисунок 5.14 – Заснеженность территории в бассейнах Саяно-Шушенского и Красноярского водохранилищ по данным космического мониторинга (слева) и рассчитанные по модели поля запасов воды в снежном покрове в этих бассейнах (справа) с привлечением данных наземного мониторинга в весенний период 2010 г.

В последующем технология использовалась в качестве основного инструмента оперативного регулирования режимов работы Саяно-Шушенского водохранилища в период его непроектной эксплуатации до восстановления ГЭС, также как и других водохранилищ каскада, включая создаваемое Богучанское водохранилище.

*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. Москвы 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 пуска 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 околоводные экосистемы. При этом большинство ведомств рассматривают результаты пусков 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 в части ее совершенствования – 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, 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 [Кучмент, Гельфан, 2009; Gelfan et al., 2015a,b, 2018], так и при разработке стратегии, планировании 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.

### **5.3. 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 прогностических 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 Бурея [Мотовилов и др., 2017] и на водосборе Чебоксарского водохранилища, а также разработкой информационного обеспечения моделей. Модель формирования стока в бассейне Чебоксарского водохранилища<sup>3</sup>, а также результаты испытаний этой модели на архивных рядах гидрометеорологических наблюдений, приведены в разделе 4.1. Поэтому приведем ниже краткое описание модели формирования стока в бассейне Бурейского водохранилища в соответствии с работой [Мотовилов и др., 2017].

### ***Модель формирования стока в бассейне Бурейского водохранилища***

#### **Краткая характеристика объекта исследований**

Река Бурея – левый приток р. Амур, длина реки от истока Правой Буреи – 723 км, площадь бассейна составляет 70700 км<sup>2</sup>, среднемноголетний 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 (Рисунок 5.15а), что обуславливает значительную пространственно-временную изменчивость условий формирования стока и режима водотоков.

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

---

<sup>3</sup> Краткосрочный прогноз притока воды в Чебоксарское водохранилище выполнялся с участием ст.н.с. ИВП РАН к.г.н. В.О. Полянина

четко выраженными признаками континентального характера климата, он 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.

Бурея – 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, заканчивается в середине мая, при этом проходит не более 40%-ов 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. Буреи у пос. Талакан. Площадь водосбора до створа Бурейской ГЭС – 65200 км<sup>2</sup>. Среднемноголетний расход воды реки в створе ГЭС – 866 м<sup>3</sup>/с, средний годовой

объём стока 27,4 км<sup>3</sup>. Максимальный расход воды во время паводка наблюдался в реке 7 июня 1972 года и составлял 14500 м<sup>3</sup>/с, максимальный расход расчётного паводка обеспеченностью 1% – 18600 м<sup>3</sup>/с.

В 90-м 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 68100 км<sup>2</sup>. Среднегодовой 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 – 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 Бурей выполнялась с использованием модуля *Ecomag\_Extension* на основе цифровых тематических карт региона (карты рельефа, гидрографической сети, почв, ландшафтов). При модельной схематизации бассейна Бурей выделялись частные водосборные площади притоков с площадью не менее 1000 км<sup>2</sup>. Всего в бассейне Бурей было выделено 36 расчетных элементов (Рисунок 5.15г), 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 (Рисунок 5.15в).

Для моделирования формирования стока в бассейне р. Бурей в качестве граничных условий для гидрологической модели были использованы метеорологические данные с метеостанций, расположенных в бассейне р. Бурей и в непосредственной близости от него (Рисунок 5.15б), за период с 1966 по 2016 год. 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, расположенному 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.

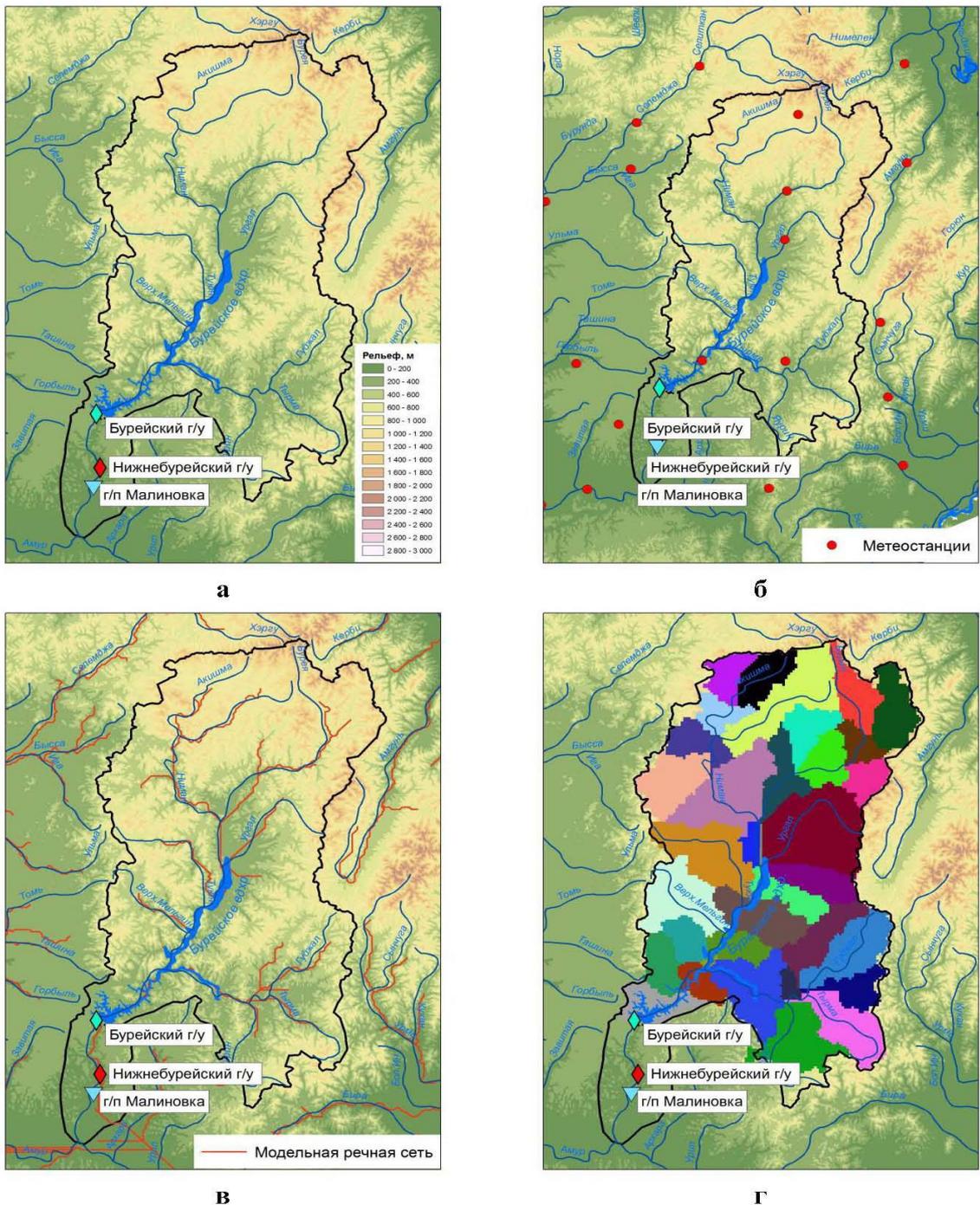


Рисунок 5.15 – Базовая ГИС-информация и схематизация речной сети и водосборной площади Бурейского водохранилища: а – цифровая модель рельефа, б – расположение метеостанций, в – модельная речная сеть, г – расчетные водосборы (из [Мотовилов и др., 2017])

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 Рисунке 5.16. 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).

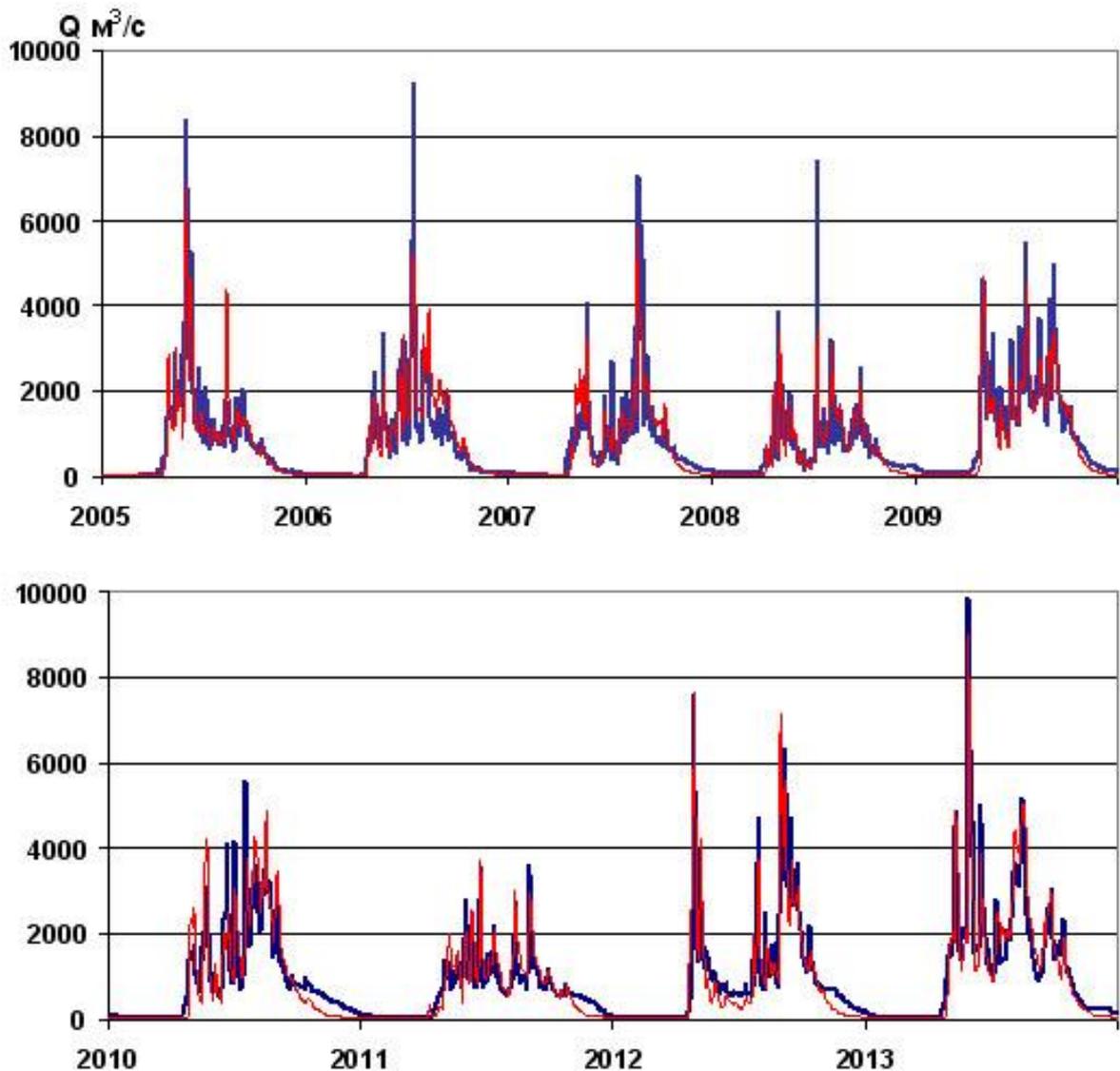


Рисунок 5.16 – Фактические (синие) и рассчитанные (красные) гидрографы притока воды в Бурейское водохранилище за период 2005–2013 гг. (из [Мотовилов и др., 2017])

**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 (Рисунок 5.17,  $NSE = 0,74$ ).

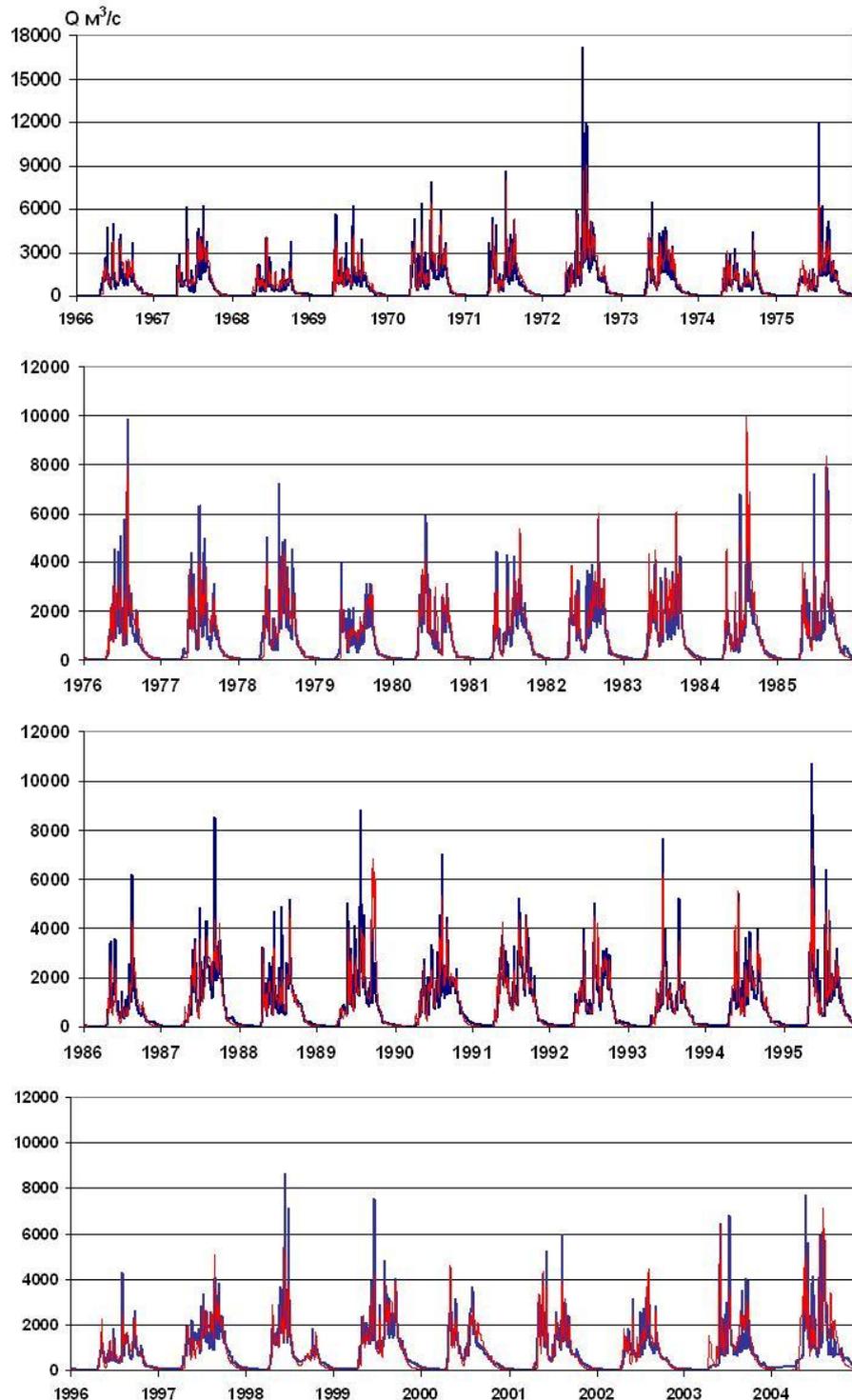


Рисунок 5.17 – Фактические (синие) и рассчитанные (красные) гидрографы стока на г/п Малиновка за период 1966–2004 гг. (из [Мотовилов и др., 2017])

Значения корреляционного отношения линейной связи рассчитанных и фактических месячных и квартальных объемов притока также составили более 0,9.

**Этап 3.** На Рисунке 5.18 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.

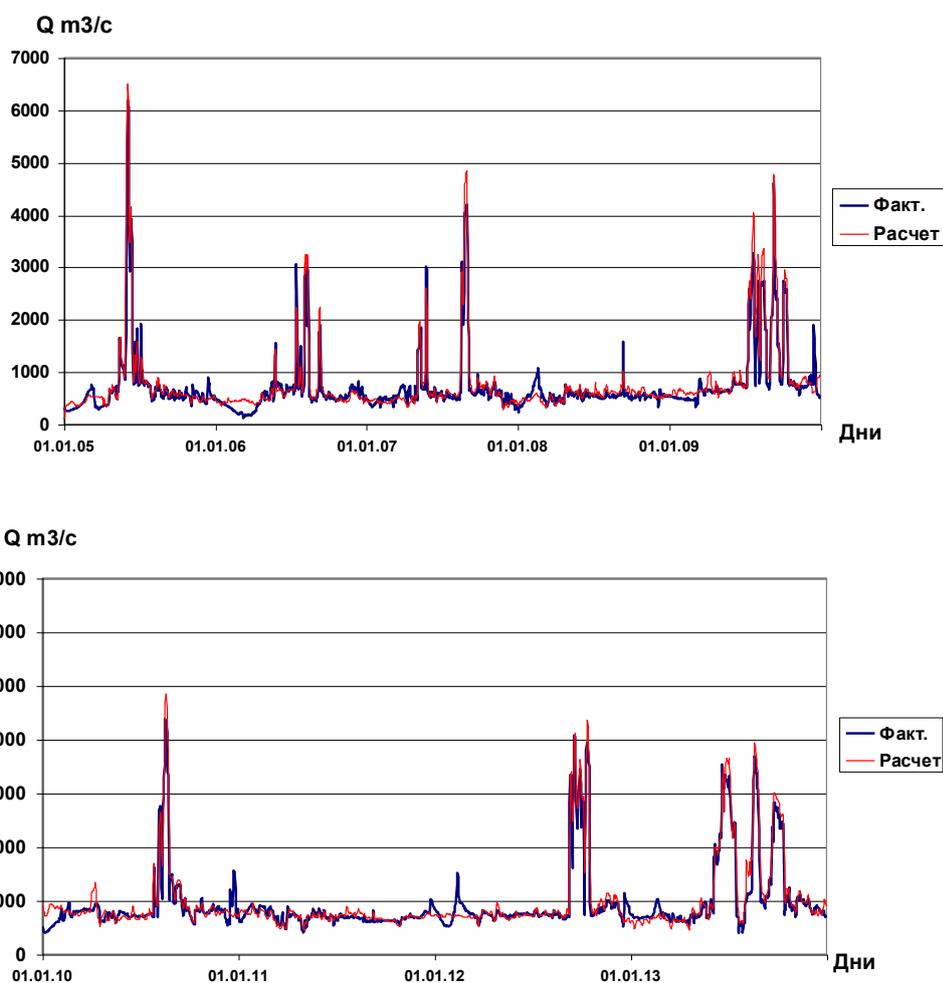


Рисунок 5.18 – Фактические и рассчитанные гидрографы притока в створе Нижне-Бурейской ГЭС за период 2005–2013 гг. (из [Мотовилов и др., 2017])

*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 и 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 7 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. Буреи источниками фактических данных наблюдений на сети Росгидромета и прогностических метеорологических данных

являлись интернет-сервисы ДВНИГМИ (Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт)<sup>4</sup> и фирмы SKM Market Predictor. Первый источник предоставляет данные наблюдений и прогнозов, полученных с использованием мезомасштабной атмосферной модели WRF [Вербицкая, Романский, 2016], второй – адаптированные для Российской Федерации данные прогнозов по модели общей циркуляции атмосферы ECMWF [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.

*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. Между смоделированными и фактическими гидрографами всегда есть различия, обусловленные как неадекватностью гидрологических моделей, так и неточностями в задании входной метеорологической информации и в определении «фактических» гидрографов, по которым оценивается

---

<sup>4</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

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 ограниченным данным наблюдений. В отсутствие 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:

$$Q_{for,i+d}=f(Q_{mod,i+d},\Delta_i), \quad (5.1)$$

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:

$$Q_{for,i+d}=f(\partial Q_{obs,i}, \partial Q_{mod,i+d}, \Delta_i), \quad (5.2)$$

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 (5.1) и (5.2) подбираются по уравнениям линейной регрессии:

$$Q_{for,i+d}=Q_{mod,i+d} + a_d \Delta_i, \quad (5.3)$$

$$Q_{for,i+d}=Q_{mod,i+d} + c_d \Delta_i + g_d (\partial Q_{obs,i} - \partial Q_{mod,i+d}) \quad (5.4)$$

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 (5.3) и (5.4) (Таблица 5.6):

Таблица 5.6 – 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 (5.3)							
$a_d$	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 (5.4)							
$c_d$	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 (5.3)							
$a_d$	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 (5.4)							
$c_d$	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 Таблице 5.6 оценки для двух схем корректировки прогноза, можно сделать заключение, что для Чебоксарского водохранилища схема корректировки по формуле (5.4) дает заметные преимущества и уточнение

оправдываемости прогнозов по критерию  $S/\sigma$  по сравнению со схемой по формуле (5.3). 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 (5.3) и (5.4) 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 (5.4), а для Бурейского водохранилища – по формуле (5.3).

*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 и данных по притоку ежедневно осуществлялся оперативный краткосрочный гидрологический прогноз притока к водохранилищам с заблаговременностью до 7 дней.

Результаты прогностических расчетов приведены в Таблице 5.7, 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 Рисунках 5.19 и 5.20 показаны фактические и прогнозные с различной заблаговременностью гидрографы притока воды в водохранилища по метеопрогнозу SKM Market Predictor.

Таблица 5.7 – Критерии оправдываемости оперативных краткосрочных гидрологических прогнозов притока в Бурейское и Чебоксарское водохранилища с заблаговременностью до 7 дней

Заблагов- ть 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

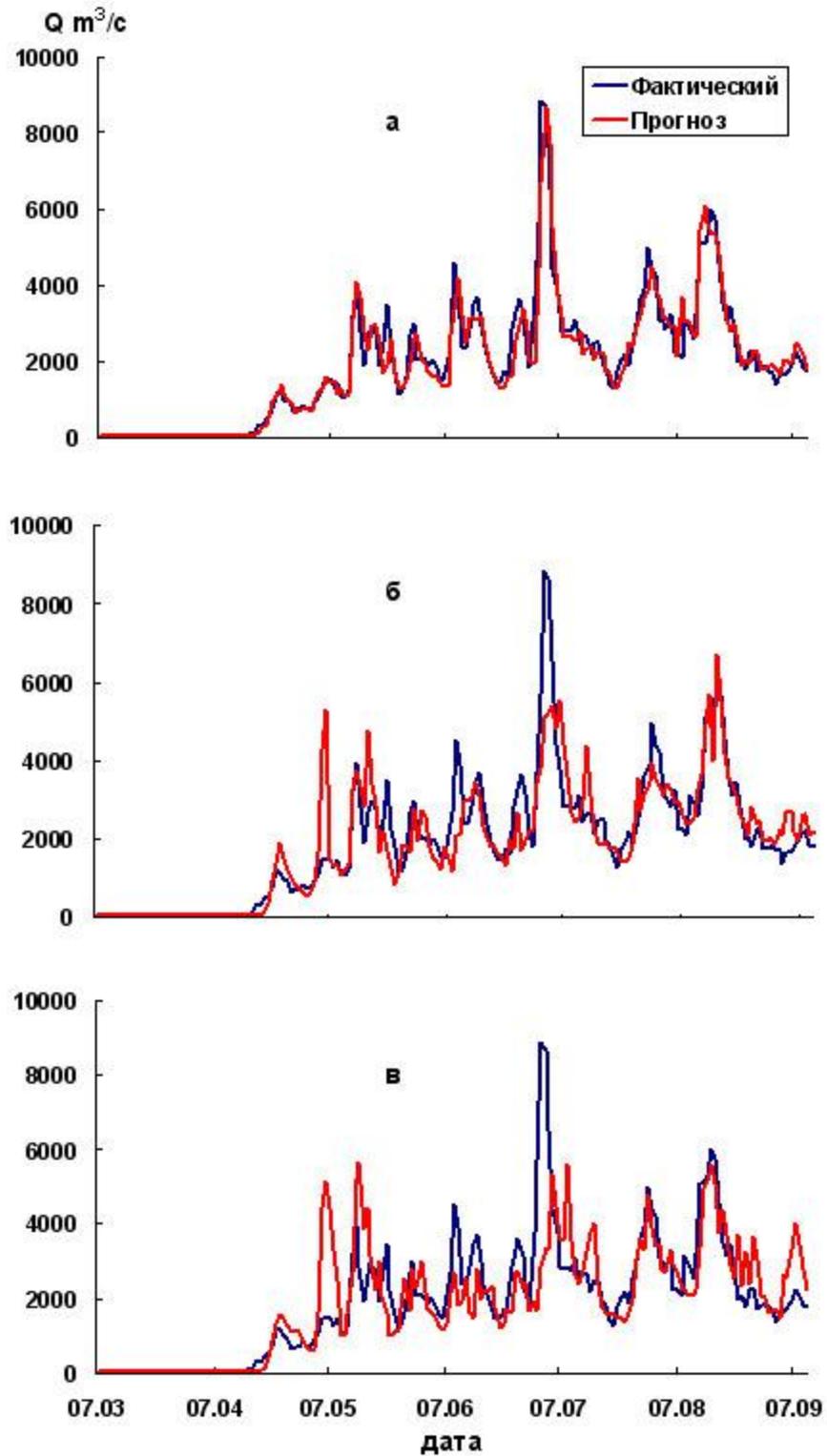


Рисунок 5.19 – Фактические и прогнозные гидрографы притока к Бурейскому водохранилищу в 2016 г. с заблаговременностью 1 (а), 4 (б) и 7 (в) суток(из [Мотовилов и др., 2017])

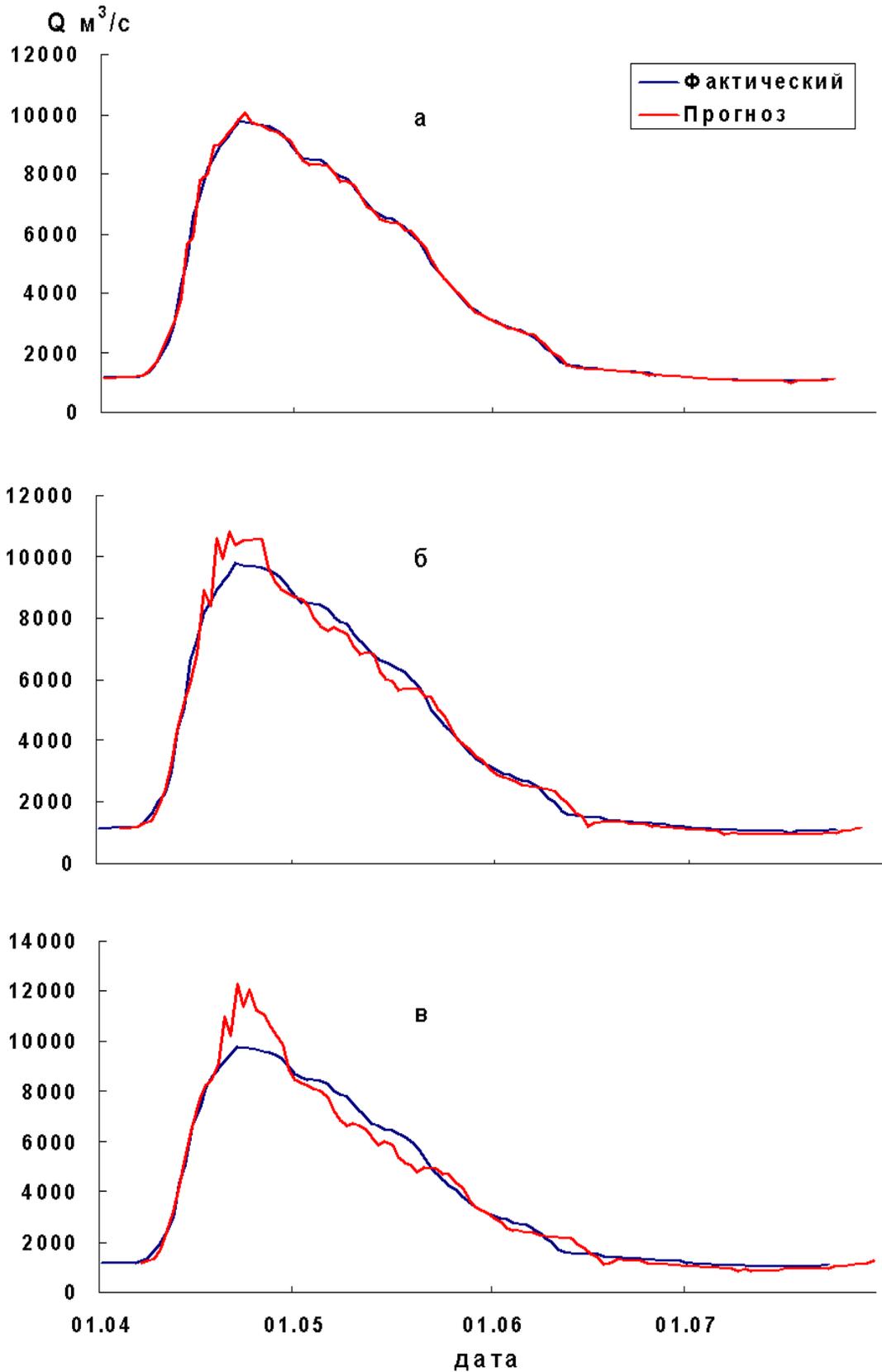


Рисунок 5.20 – Фактические и прогнозные гидрографы притока к Чебоксарскому водохранилищу в 2018 г. с заблаговременностью 1 сутки (а), 4 суток (б) и 7 суток (в)

*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, Губарева, 2007; Гарцман, 2008], либо по другим метеорологическим моделям или их ансамблям [Paz et al., 2007; Борщ и др., 2016].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для крупнейших речных бассейнов России разработана и доведена до технологического уровня физико-математическая модель, которая позволяет воспроизводить и прогнозировать по метеорологическим данным, задаваемым с суточным шагом по времени, гидрографы стока в речной сети и динамику полей гидрологических переменных (речного стока, характеристик снежного покрова, влажности почвы и др.) с высоким пространственным разрешением и с удовлетворительной по принятым критериям точностью; модель, которая опирается при этом на данные стандартного отечественного гидрометеорологического мониторинга. Этот результат особенно важен 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.

Получены следующие основные результаты.

1. Разработаны физико-математическая модель формирования стока в крупных речных бассейнах ЕСОМАГ с описанием основных стокообразующих процессов на водосборах со смешанным дождевым и снеговым питанием рек и Информационно-моделирующий комплекс (компьютерная технология), включающий средства информационной и технологической поддержки работы расчетного модуля модели. Имеющиеся информационные ресурсы по объему и пространственному покрытию территории России достаточны для проведения расчетов для любых крупных речных бассейнов России. Привлечение и адаптация для информационного обеспечения модели международных глобальных баз данных характеристик подстилающей поверхности позволяет расширить область применения модели и на зарубежные речные бассейны. Модель ЕСОМАГ с соответствующим программным, информационным и

технологическим обеспечением является инструментом для построения региональных моделей крупных речных бассейнов.

2. Разработаны методы задания и калибровки полей модельных параметров в зависимости от плотности сети гидрометеорологического мониторинга, а также критерии для оценки соответствия фактических и рассчитанных полей характеристик гидрологического цикла.
3. Проведены первые комплексные испытания модели ECOMAG, методов задания и калибровки модельных параметров, исследование возможностей модели по учету пространственных неоднородностей в процессах формирования стока на региональном уровне на основе данных детальными полевыми и экспериментальными исследований в рамках междисциплинарного международного эксперимента NOPEX, одна из целей которого заключалась в построении и валидации гидрологических и метеорологических моделей в различных пространственно-временных масштабах. Всесторонние испытания модели по многолетним рядам наблюдений за стоком в 9 речных бассейнах области NOPEX по иерархической схеме Клемеша показали, что гидрологическая модель может быть использована с единым набором региональных параметров для расчетов гидрографов стока и других характеристик гидрологического цикла как на изученных, так и неизученных речных бассейнах в условиях меняющегося климата и при антропогенных изменениях речных бассейнов в широком диапазоне размеров моделируемых объектов: от достаточно крупных рек до мелких ручьев.
4. На основе модели ECOMAG с соответствующей информационно-технологической поддержкой построены региональные модели формирования стока для четырех крупнейших речных бассейнов северного полушария, расположенных в различных физико-географических зонах с различными условиями формирования стока, типами питания и гидрологического режима водных объектов: Волги, Лены, Амура и Маккензи. Для каждого бассейна испытания региональных моделей в том числе включали проверку на многолетних гидрографах стока в различных створах речной сети как

входивших, так и не входивших в калибровочные серии (в диссертации приведены результаты по 56 створам). Впервые показаны возможности анализа динамики рассчитанных с помощью моделей полей характеристик гидрологического цикла (снежного покрова, влажности почвы, испарения, речного стока). Указанные возможности позволяют использовать региональные модели как современные инструменты решения исследовательских задач гидрологии речных бассейнов, связанных с анализом условий формирования стока в различных частях водосборов, в том числе, в неизученных районах, а также в задачах оценки полей возможных изменений стока при антропогенных воздействиях на водосбор и возможных изменениях климата.

5. Разработаны новые методы и технологии решения актуальных для нашей страны задач управления водноресурсными системами, гидрологических расчетов и прогнозов.
  - Разработана компьютерная технология гидроинформационной поддержки управления риском наводнений для оценки противопаводковой функции действующих и планируемых водохранилищ. Основу технологии составляют два взаимоувязанных компонента: физико-математическая модель формирования стока в речных бассейнах ЕСОМАГ и одномерная гидродинамическая модель неустановившегося движения воды в речном русле, основанная на решении уравнений Сен-Венана. Алгоритм гидроинформационной поддержки позволяет в зависимости от возможных сценариев гидрометеорологических воздействий, расположения и параметров действующих и планируемых водохранилищ осуществлять расчеты гидрографов стока в различных точках речной сети, на основании которых оцениваются целевые показатели планируемых схем размещения гидроузлов на соответствие требованиям по гидроэкологической безопасности и экономической целесообразности строительства. Технология апробирована применительно к бассейну Среднего Амура. В частности, показаны положительные эффекты регулирования стока

действующими Зейским и Бурейским водохранилищами на гидрологический режим Среднего Амура в период прохождения катастрофического наводнения 2013 г. Кроме того, оценены эффекты регулирования стока с использованием резервных противопаводковых емкостей на планируемых Нижне-Зейском и Селемджинском водохранилищах на гидрологический режим Среднего Амура.

- Разработана компьютерная технология для информационного обеспечения поддержки принятия оптимальных управленческих решений по регулированию режимов работы каскадов водохранилищ комплексного назначения в оперативной практике Федерального агентства водных ресурсов. Технология состоит из двух основных взаимосвязанных компонентов: программного комплекса математического моделирования формирования речного стока ECOMAG и программного комплекса математического моделирования функционирования водохозяйственных систем с каскадами водохранилищ VOLPOW (разработчик С.Е. Беднарук), а также информационно-технологических ресурсов, поддерживающих работу этих компонентов. Создание технологии направлено на решение задач повышения экономической эффективности и экологической безопасности функционирования водохозяйственного комплекса страны, поставленных в Водной стратегии Российской Федерации до 2020 года. Ежегодный экономический эффект от применения технологии на Волжско-Камском каскаде водохранилищ оценивается в 200 млн руб.
- В рамках технологии долгосрочного стратегического планирования режимов работы Волжско-Камских гидроузлов с помощью программного комплекса ECOMAG разработаны модели формирования стока для каждого из водохранилищ Волжско-Камского каскада, методики и технологии проведения сценарных (ансамблевых) долгосрочных прогнозов боковой приточности к водохранилищам на период заблаговременности до 3 месяцев. За время оперативной эксплуатации технологии в 2004–2016 гг. получены удовлетворительные оценки оправдываемости долгосрочных

прогнозов притока к водохранилищам ВКК во втором квартале и объемов весеннего спецпуска из Волгоградского водохранилища. Использование ансамблевого прогноза притока воды к водохранилищам при решении задач управления водохозяйственными системами позволяет разработать более гибкий режим управления с учетом риска при вероятных ошибках прогноза.

- На базе модели ЕСОМАГ разработаны методы и технологии краткосрочного прогноза притока воды в водохранилища с заблаговременностью до семи суток с использованием прогнозных метеорологических данных (что особенно важно в условиях сокращения плотности гидрологической сети) и с учетом оперативной корректировки модельных прогностических расчетов на основе усвоения вновь поступающей гидрометеорологической и водохозяйственной информации. Технологии предназначены для повышения точности определения притока воды в водохранилища на краткосрочном уровне планирования водно-энергетических режимов работы гидроузлов (по заданию ОАО РусГидро) и реализованы на примере водосборов Бурейского и Чебоксарского водохранилищ. Проведены годичные оперативные испытания методов краткосрочного прогноза с удовлетворительными результатами.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

Алексеевский, Н.И. Оценка влияния изменений климата на водный режим и сток рек бассейна Волги / Н.И. Алексеевский, Н.Л. Фролова, М.М. Антонова, М.И. Игонина // Вода: химия и экология. – 2013. – Т. 58. № 4. – С. 3–12.

Антохина, Е.Н. Применение ИМК ЕСОМАГ для моделирования стока воды с различных по площади бассейнов / Е.Н. Антохина, В.А. Жук // Водное хозяйство России. – 2011. – № 4. – С. 17–32.

Апполов, Б.А. Курс гидрологических прогнозов / Б.А. Апполов, Г.П. Калинин, В.Д. Комаров. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 419 с.

Беднарук, С.Е. Изменчивость притока к водохранилищам Волжско-Камского каскада гидроузлов: природная цикличность и влияние изменений климата / С.Е. Беднарук // Гидрологические последствия изменений климата: Труды Британско-Российской конференции. – Барнаул: Изд-во ООО «Пять плюс», 2009. – С. 166–168.

Беднарук, С.Е. Технология информационной поддержки при управлении каскадами водохранилищ / С.Е. Беднарук, Ю.Г. Мотовилов // Гидротехническое строительство. – 2017. – № 7. – С. 22–35.

Бельчиков, В.А. Модель формирования талого и дождевого стока для лесных водосборов / В.А. Бельчиков, В.И. Корень // Тр. Гидрометеоцентра СССР. – 1979. – Вып. 218. – С. 3–21.

Болгов, М.В. Экстремальное наводнение в бассейне Амура в 2013 году: анализ формирования, оценки и рекомендации / М.В. Болгов, Н.И. Алексеевский, Б.И. Гарцман, В.Ю. Георгиевский, И.О. Дугина, В.И. Ким, А.Н. Махинов, А.Л. Шалыгин // География и природные ресурсы. – 2015. – № 3. – С. 17–26.

Борщ, С.В. Методика оперативного расчета и прогноза суточного притока воды в водохранилище Зейской ГЭС / С.В. Борщ, Д.А. Бураков, Ю.А. Симонов // Тр. ГУ ГМЦ РФ. – 2016. – Вып. 359. – С. 106–127.

Борщ, С.В. Долгосрочный ансамблевый прогноз весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище на основе гидрологической модели: результаты проверочных и оперативных испытаний / С.В. Борщ, А.Н. Гельфан, В.М. Морейдо, Ю.Г. Мотовилов, Ю.А. Симонов // Тр. Гидрометцентра России. – 2017. – Вып. 366. – С. 68–86.

Бугаец, А.Н. Разработка методов определения структурно-гидрографических характеристик по данным ЦМР для гидрологического моделирования: автореф. дис. канд. техн. наук: 25.00.27 / Бугаец Андрей Николаевич. – СПб., 2011. – 29 с.

Бугаец, А.Н. Построение интегрированной системы гидрологического моделирования с применением стандарта OpenMI для задач управления риском наводнений (на примере Среднего Амура) / А.Н. Бугаец, Ю.Г. Мотовилов, В.В. Беликов, А.Н. Гельфан, Л.В. Гончуков, А.С. Калугин, И.Н. Крыленко, В.М. Морейдо, С.В. Норин, А.Б. Румянцев, А.А. Сазонов // Научное обеспечение реализации «Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.»: сборник научных трудов. Т.2. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. – С. 12–20.

Будаговский, А.И. Впитывание талых вод в почву / А.И. Будаговский // Формирование ресурсов вод суши. – М.: Наука, 1972. – С. 54–85.

Бураков, Д.А. Использование спутниковой информации для оценки динамики снегового покрытия в гидролого-математической модели стока весеннего половодья на примере бассейна Саяно-Шушенской ГЭС / Д.А. Бураков, И.Н. Гордеев, В.Ю. Ромасько // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2010. – Т.7. № 2. – С. 113–121.

Вербицкая, Е.М. Результаты испытаний краткосрочных оперативных прогнозов мезомасштабной модели WRF-ARW «ХАБ-15» в пунктах Дальневосточного региона России / Е.М. Вербицкая, С.О. Романский // Инф. сб.

«Результаты испытаний новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов». – Москва: Гидрометцентр России, 2016. – № 43. – С. 32–52.

Виноградов, Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока / Ю.Б. Виноградов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 312 с.

Виноградов, Ю.Б. Современные проблемы гидрологии / Ю.Б. Виноградов, Т.А. Виноградова. – М.: Академия, 2008. – 320 с.

Виноградов, Ю.Б. Математическое моделирование в гидрологии / Ю.Б. Виноградов, Т.А. Виноградова. – М.: Академия, 2010. – 304 с.

Воскресенский, К.П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза / К.П. Воскресенский. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 552 с.

Гарцман, Б.И. Дождевые наводнения на реках юга Дальнего Востока: методы расчетов, прогнозов, оценок риска / Б.И. Гарцман. – Владивосток: Дальнаука, 2008. – 223 с.

Гарцман, Б.И. Прогноз гидрографа дождевых паводков на реках Дальнего Востока / Б.И. Гарцман, Т.С. Губарева // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 5. – С. 70–80.

Гельфан, А.Н. Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока / А.Н. Гельфан. – М.: Наука, 2007. – 294 с.

Гельфан, А.Н. Сравнение результатов применения двух методов расчета промерзания почвы / А.Н. Гельфан // Метеорология и гидрология. – 1989. – №2. – С. 98–104.

Гельфан, А.Н. Оценка изменений водного режима реки Амур в XXI веке при двух способах задания климатических проекций в модели формирования речного стока / А.Н. Гельфан, А.С. Калугин, Ю.Г. Мотовилов // Водные ресурсы. – 2018 а. – Т. 45. № 3. – С. 223–234.

Гельфан, А.Н. Гидрологические последствия изменения климата в крупных речных бассейнах: опыт совместного использования региональной

гидрологической и глобальных климатических моделей / А.Н. Гельфан, А.С. Калугин, И.Н. Крыленко, А.А. Лавренов, Ю.Г. Мотовилов // Вопросы географии. – 2018 б. – Вып. 45. – С. 49–63.

Гельфан, А.Н. Развитие методов оценки риска и долгосрочного прогноза весеннего половодья на основе динамико-стохастической модели его формирования. / А.Н. Гельфан, Ю.Г. Мотовилов // Сб.трудов Третьей открытой конф. НОЦ. – М.: МГУ, ИВП РАН, 2014. С.145-163.

Георгиевский В.Ю. Изменения стока рек России и водного баланса Каспийского моря под влиянием хозяйственной деятельности и глобального потепления: автореф. дис. ... докт. геогр. наук: 25.00.27 / Георгиевский Владимир Юрьевич. – СПб., 2005. – 44 с

Глобус, А.М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей / А.М. Глобус. – Л.: Гидрометиздат, 1987. – 427 с.

Глобус, А.М. Экспериментальная гидрофизика почв / А.М. Глобус. – Л.: Гидрометиздат, 1969. – 356 с.

Гусев, Е.М. Влияние горизонтальной неоднородности коэффициента фильтрации почвы на интенсивность впитывания / Е.М. Гусев // Метеорология и гидрология. – 1978. – №7. – С. 66-73.

Гусев, Е.М. Формирование режима и ресурсов почвенных вод в зимне-весенний период / Е.М. Гусев. – М.: Наука, 1993. – 158 с.

Гусев, Е.М. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой / Е.М. Гусев, О.Н. Насонова. – М.: Наука, 2010. – 328 с.

Данилов-Данильян, В.И. Реки и озера мира: энциклопедия / Гл. ред. В.И. Данилов-Данильян. – М.: Изд-во «Энциклопедия», 2012. – 928 с.

Данилов-Данильян, В.И. Катастрофическое наводнение 2013 года в бассейне реки Амур: условия формирования, оценка повторяемости, результаты моделирования / В.И. Данилов-Данильян, А.Н. Гельфан, Ю.Г. Мотовилов, А.С. Калугин // Водные ресурсы. – 2014 а. – Т. 41. № 2. – С. 111–122.

Данилов-Данильян, В.И. Моделирование формирования катастрофического наводнения 2013 г. в бассейне Амура / В.И. Данилов-Данильян, А.Н. Гельфан, Ю.Г. Мотовилов, А.С. Калугин // Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. – М.: Росгидромет, 2014 б. – С. 121–147.

Демидов, В.Н. Физико-математическая модель талого и дождевого стока / В.Н. Демидов, Ю.Г. Мотовилов // Материалы XII Конференции придунайских стран по гидрологическим прогнозам. – Братислава, 1984. – 12 с.

Дильман, Н.А. Построение номограмм динамического объема с использованием гидродинамического моделирования на примере Угличского водохранилища / Н.А. Дильман, А.В. Мастрюкова, С.Е. Беднарук, В.В. Чуканов // Природообустройство. – 2015, № 2. – С. 69–73.

Добровольский, С.Г. Глобальные изменения речного стока / С.Г. Добровольский. – М.: ГЕОС, 2011. – 660 с.

Жидков, В.А. Численное моделирование характеристик снеготаяния / В.А. Жидков, Ю.Г. Мотовилов // Материалы гляциологических исследований. – 1987. – Вып. 59. – С. 157–160.

Жмаева, Г.П. Определение показателей потерь стока для долгосрочных прогнозов весеннего стока / Г.П. Жмаева, Л.С. Кучмент // Метеорология и гидрология. – 1979. – № 2. – С. 73–79.

Зарецкий, Ю.А. Математическое моделирование процессов промерзания, оттаивания и инфильтрации влаги в почве / Ю.А. Зарецкий, С.А. Лавров // Тр. ГГИ. – 1986. – Вып. 308. – С. 37–49.

Иванов, Н.С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах / Н.С. Иванов. – М.: Наука, 1969. – 240 с.

Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на Европейской территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 62 с.

Калугин, А.С. Разработка модели формирования стока реки Амур на базе информационно-моделирующего комплекса ЕСОМАГ / А.С. Калугин // Научное обеспечение реализации «Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.»: сборник научных трудов. Т.1. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. – С. 149–155.

Калугин, А.С. Модель формирования стока для бассейна р. Амур / А.С. Калугин, Ю.Г. Мотовилов // Водные ресурсы. – 2018. – Т.45. №2. – С. 121–132.

Калюжный, И.Л. Гидрофизические процессы на водосборе: экспериментальные исследования и моделирование / И.Л. Калюжный, С.А. Лавров. – СПб.: Изд. Нестор-История, 2012. – 615 с.

Калюжный, И.Л. Формирование потерь талого стока / И.Л. Калюжный, К.К. Павлова. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 159 с.

Капотов, А.А. Лабораторные исследования водопропускной способности мерзлых и талых почвогрунтов (по материалам мерзлотной лаборатории ВНИГЛ) / А.А. Капотов // Тр. ГГИ. – 1972. – Вып. 194. – С. 32–45.

Комаров, В.Д. Лабораторное исследование водопроницаемости мерзлой почвы / В.Д. Комаров // Тр. ЦИП. – 1957. – Вып. 54. – С. 3–42.

Кондратьев, С.А. Гидродинамическая модель формирования дождевого стока с распределенными параметрами: дис. ... канд. техн. наук: 05.14.09 / Сергей Алексеевич Кондратьев. – Л., 1981. – 158 с.

Корень, В.И. Математические модели в прогнозах речного стока / В.И. Корень. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 200 с.

Корень, В.И. Применение методов оптимизации к построению математической модели формирования дождевого стока / В.И. Корень, Л.С. Кучмент // Метеорология и гидрология. – 1969. – № 11. – С. 59–68.

Котляков, В. М. (ред.) Гляциологический словарь / В.М. Котляков. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 527 с.

Крыжов, В.Н. Макрометеорологические условия формирования сильных осадков в бассейне р. Амур в июне–сентябре 2013 г. и успешность их прогнозирования / В.Н. Крыжов, Р.М. Вильфанд // Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. – М.: Росгидромет, 2014. – С. 40–53.

Кузьмин, П.П. Процесс таяния снежного покрова / П.П. Кузьмин. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 348 с.

Кузьмин, П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов / П.П. Кузьмин. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 180 с.

Кузьмин, П.П. Физические свойства снежного покрова / П.П. Кузьмин. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 178 с.

Кулик, В.Я. Инфильтрация воды в почву / В.Я. Кулик. – М.: Колос, 1978. – 93 с.

Кучмент, Л.С. Проблемы выбора моделей формирования стока для решения практических задач / Л.С. Кучмент // Научное обеспечение реализации «Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.»: сборник научных трудов. Т.1. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. – С. 74–80.

Кучмент, Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление) / Л.С. Кучмент. – М.: Изд. ИВП РАН, 2008. – 394 с.

Кучмент, Л.С. Гидрологическое прогнозирование для управления водноресурсными системами / Л.С. Кучмент // Итоги науки и техники. Серия: Гидрология суши. Т.4 – М.: ВИНТИ, 1981. – 193 с.

Кучмент, Л.С. Модели процессов формирования речного стока / Л.С. Кучмент. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 143 с.

Кучмент, Л.С. Математическое моделирование речного стока / Л.С. Кучмент. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 191 с.

Кучмент, Л.С. Исследование эффективности ансамблевых долгосрочных прогнозов весеннего половодья, основанных на физико-математических моделях

формирования речного стока / Л.С. Кучмент, А.Н. Гельфан // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 2. – С. 54–67.

Кучмент, Л.С. Динамико-стохастические модели формирования речного стока / Л.С. Кучмент, А.Н. Гельфан. – М.: Наука, 1993. – 104 с.

Кучмент, Л.С. Формирование речного стока / Л.С. Кучмент, В.Н. Демидов, Ю.Г. Мотовилов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.

Кучмент, Л.С. Чувствительность гидрологических систем / Л.С. Кучмент, Ю.Г. Мотовилов, Н.А. Назаров. – М.: Наука, 1990. – 143 с.

Кучмент, Л.С. Система физико-математических моделей гидрологических процессов и опыт ее применения к задачам формирования стока / Л.С. Кучмент, В.Н. Демидов, Ю.Г. Мотовилов, В.Ю. Смахтин // Водные ресурсы. – 1986. – Т.13. № 5. – С. 24–36.

Кучмент, Л.С. Применение физико-математических моделей формирования стока для оценки степени опасности катастрофических наводнений / Л.С. Кучмент, А.Н. Гельфан, В.Н. Демидов, Ю.Г. Мотовилов, Н.А. Назаров, В.Ю. Смахтин // Метеорология и гидрология. – 1994. – №4. – С. 93–100.

Лапин, Г.Г. Характеристика бассейна Амура и режимы работы Зейского и Бурейского гидроузлов при прохождении паводка в 2013г. / Г.Г. Лапин, А.Н. Жиркевич // Гидротехническое строительство. – 2014. – №1. – С. 1–11.

Леумменс, Х. Отчет ЮНЕСКО «Комплексный анализ воздействия регулирования стока реки Волга на экосистемы поймы и дельты» / Гл. ред. Х. Леумменс. – Астрахань/Волгоград, 2004. – 34 с.

Лыков, А.В. Тепломассообмен (справочник) / А.В. Лыков. – М.: Энергия, 1972. – 560 с.

Лыкосов, В.Н. Метод и пример расчета переноса тепла и влаги в промерзающей почве при наличии снежного покрова / В.Н. Лыкосов, Э.Г. Палагин // Тр. ГГИ. – 1980. – Вып. 264. – С. 12–23.

Махинов, А.Н. Наводнение в бассейне Амура 2013 года: причины и последствия / А.Н. Махинов, В.И. Ким, Б.А. Воронов // Вестник ДВО РАН. – 2014. – № 2. – С. 5–14.

Мичурин, Б.Н. Энергетика почвенной влаги / Б.Н. Мичурин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 140 с.

Морейдо, В.М. Оценка возможных изменений водного режима реки Селенги в XXI в. на основе модели формирования стока / В.М. Морейдо, А.С. Калугин // Водные ресурсы. – 2017. – Т. 44. № 3. – С. 275–284.

Мотовилов, Ю.Г. Моделирование полей речного стока (на примере бассейна Лены) / Ю.Г. Мотовилов // Метеорология и гидрология. – 2017а. – № 1. – С. 78–88.

Мотовилов, Ю.Г. Моделирование полей характеристик речного стока / Ю.Г. Мотовилов // Избранные труды Института водных проблем РАН: 1967–2017: В 2-х т. – М.: КУРС, 2017 б. – Т. 2. – С. 47–70.

Мотовилов, Ю.Г. Гидрологическое моделирование речных бассейнов в различных пространственных масштабах. 1 Алгоритмы генерализации и осреднения / Ю.Г. Мотовилов // Водные ресурсы. – 2016 а. – № 3. – С. 243–253.

Мотовилов, Ю.Г. Гидрологическое моделирование речных бассейнов в различных пространственных масштабах. 2. Результаты испытаний / Ю.Г. Мотовилов // Водные ресурсы. – 2016 б. – № 5. – С. 467–475.

Мотовилов, Ю.Г. ЕСОМАГ / Ю.Г. Мотовилов // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2013610703. Дата гос. регистрации 9 января 2013 г.

Мотовилов, Ю.Г. Состояние и перспективы гидрологического моделирования речных бассейнов России на основе комплекса ЕСОМАГ / Ю.Г. Мотовилов // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов: Материалы 3-й Всероссийской научной конференции с международным участием. – Барнаул, 2010. – С. 530–532.

Мотовилов, Ю.Г. Разработка системы информационного обеспечения оперативного управления водными ресурсами и противопаводковыми мероприятиями для бассейна р. Амур в целом / Ю.Г. Мотовилов // Отчет Центра российского регистра гидротехнических сооружений и государственного водного кадастра. – М.: Росводресурсы, 2009. – 56 с.

Мотовилов, Ю.Г. Моделирование снежного покрова и снеготаяния // Моделирование гидрологического цикла речных водосборов / Ю.Г. Мотовилов; под общ. ред. Л.С. Кучмента, Е.Л. Музылева. – М.: Изд-во Национального геофизического комитета РАН, 1993 а. – С. 9–37.

Мотовилов, Ю.Г. Модель формирования талого стока равнинных рек // Моделирование гидрологического цикла речных водосборов / Ю.Г. Мотовилов; под общ. ред. Л.С. Кучмента, Е.Л. Музылева. – М.: Изд-во Национального геофизического комитета РАН, 1993 б. – С. 148–155.

Мотовилов, Ю.Г. Физико-математическая модель формирования талого стока / Ю.Г. Мотовилов // Тр. V Всесоюзного гидрологического съезда. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – Т.6. – С. 359-367.

Мотовилов, Ю. Г. Расчет основной гидрофизической характеристики почв по данным о почвенно-гидрологических константах / Ю.Г. Мотовилов // Метеорология и гидрология. – 1980. – № 12. – С. 93–100.

Мотовилов, Ю.Г. Оценка влияния водяного пара на гидротермический режим мерзлых почвогрунтов / Ю.Г. Мотовилов // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1981. – Вып. 240. – С. 82–93.

Мотовилов, Ю.Г. Моделирование потерь талых вод на инфильтрацию в почву / Ю.Г. Мотовилов // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1979. – Вып. 218. – С. 22–32.

Мотовилов, Ю.Г. Численное моделирование процесса инфильтрации воды в мерзлую почву / Ю.Г. Мотовилов // Метеорология и гидрология. – 1977 а. – № 9. – С. 67–75.

Мотовилов, Ю.Г. Математическая модель инфильтрации воды в мерзлые почвогрунты / Ю.Г. Мотовилов // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1977 б. – Вып. 191. – С. 18–28.

Мотовилов, Ю.Г. Применение математической модели инфильтрации воды в мерзлую почву к задаче о расчете объема поверхностного стока весеннего половодья / Ю.Г. Мотовилов // Экспресс-информация ВНИИГМИ-МЦД. Серия: Гидрология суши. – 1977 в. Вып. 3(50). – С. 21.

Мотовилов, Ю.Г. Метод расчета фазового состава почвенной влаги при отрицательных температурах / Ю.Г. Мотовилов // Сборник докладов Второй Всесоюзной конференции молодых ученых Гидрометслужбы СССР. – М., 1977. – С. 78–82.

Мотовилов, Ю.Г. Моделирование процессов переноса и трансформации загрязнений в речном бассейне для задач экологического мониторинга / Ю.Г. Мотовилов, А.С. Белокуров // Тр. ИПГ. – 1997. – Вып. 81. – С. 49–60.

Мотовилов, Ю.Г. Моделирование поля нормы речного стока (на примере бассейна реки Камы) / Ю.Г. Мотовилов, Н.О. Попова // Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения. – Новочеркасск: Лик, 2017. – С. 90–95.

Мотовилов, Ю.Г. Пространственно распределенная модель формирования стока тяжелых металлов в речном бассейне / Ю.Г. Мотовилов, Т.Б. Фащевская // Вода: химия и экология. – 2018. – Т. 114. № 1–3. – С. 18–31.

Мотовилов, Ю.Г. Оценка противопаводкового эффекта действующих и планируемых водохранилищ в бассейне Среднего Амура на основе физико-математических гидрологических моделей / Ю.Г. Мотовилов, В.И. Данилов-Данильян, Е.В. Дод, А.С. Калугин // Водные ресурсы. – 2015. – Т. 42. № 5. – С. 476–491.

Мотовилов, Ю.Г. Краткосрочный прогноз притока воды в Бурейское водохранилище на основе модели ЕСОМАГ с использованием метеорологических прогнозов / Ю.Г. Мотовилов, В.В. Балыбердин, Б.И. Гарцман,

А.Н. Гельфан, В.М. Морейдо, О.В. Соколов // Водное хозяйство России. – 2017. – № 1. – С. 78–102.

Мотовилов, Ю.Г. Моделирование характеристик снежного покрова в периоды его формирования и таяния / Ю.Г. Мотовилов, В.А. Жидков // Материалы гляциологических исследований. – 1986. – Вып. 56. – С. 50–56.

Музылев, Е.Л. Моделирование стока горных рек и спутниковая информация / Е.Л. Музылев. – М.: Наука, 1987. – 136 с.

Назаров, Н.А. Модель формирования гидрографа половодья северных равнинных рек / Н.А. Назаров // Водные ресурсы. – 1988. – № 4. – С. 5–16.

Нерсесова, З.А. Фазовый состав воды в грунтах при замерзании и оттаивании / З.А. Нерсесова. // В кн. Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. – М.: АН СССР, 1955. – С. 37–51.

Основные правила использования водных ресурсов Зейского водохранилища на р. Зее. – М., 1984. – 22 с.

Павлов, А.В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой / А.В. Павлов. – М.: Изд. АН СССР, 1965. – 254 с.

Палагин, Э.Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур / Э.Г. Палагин. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 191 с.

Попов, Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока / Е.Г. Попов. – М.: Гидрометеиздат, 1963. – 395 с.

Почвенная карта РСФСР [Карты] / ВАСХНИЛ; Почвен. ин-т им. В.В. Докучаева; Госагропром РСФСР; гл. ред. В.М. Фридланд. – М.: ГУГК, 1988. – 16 с.

Разумова, Л.А. Миграция влаги в почве по данным лабораторных опытов / Л.А. Разумова // Информационный сборник ГУ ГМС. – Л.: Гидрометеиздат, 1951. – № 1. – С. 98–108.

Роде, А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т.1: Водные свойства почв и передвижение почвенной влаги / А.А. Роде. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 664 с.

Романов, В.В. О потерях талых вод на инфильтрацию в подзолистые почвы и черноземы / В.В. Романов, К.К. Павлова, И.Л. Калюжный // Тр. ГГИ. – 1974. – Вып. 214. – С. 106–122.

Румянцев, В.А. Использование радиолокационных данных в гидродинамической модели дождевого стока с распределенными параметрами / В.А. Румянцев, С.А. Кондратьев // Метеорология и гидрология. – 1981. – №3. – С. 86–92.

Румянцев, В.А. Опыт разработки и применения математических моделей бассейнов малых рек / В.А. Румянцев, С.А. Кондратьев, Н.И. Капотова, Н.А. Ливанова. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 94 с.

Семенов, Е.К. Синоптические условия формирования катастрофического наводнения на Амуре в 2013 г. / Е.К. Семенов, Н.Н. Соколихина, Е.В. Татаринovich, К.О. Тудрий // Метеорология и гидрология. – 2014. – № 8. – С. 25–34.

СН 435-72. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л, Гидрометеиздат, 1972. – 20 с.

Фалько, В.В. Моделирование гидрографа летне-осеннего стока с учетом водоохранной роли леса для малых водосборов Приморья: автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.36 / Фалько Виктор Владимирович. – Уссурийск, 2002. – 26 с.

Фролов, А.В. Экстремальный паводок 2013 г. в бассейне р. Амур / А.В. Фролов, В.Ю. Георгиевский // Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. – М.: Росгидромет, 2014. – С. 5–39.

Фролова, Н.Л. Внутригодовое распределение стока равнинных рек Европейской территории и его изменение / Н.Л. Фролова, М.Б. Киреева, С.А. Агафонова, В.М. Евстигнеев, Н.А. Ефремова, Е.С. Повалишникова // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. – 2015. – № 4. – С. 4–20.

Чемеренко, Е.П. Статистические характеристики поля высоты снежного покрова / Е.П. Чемеренко // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1968. – Вып. 25. – С. 63–74.

Abbott, M.B. Distributed hydrological modelling / M.B. Abbott, J.C. Refsgaard. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1996. – 336 p.

Abbott, M.B. An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen (SHE): 1. History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system / M.B. Abbott, J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O’Connell, J. Rasmussen // J. Hydrol. – 1986a. – Vol. 87. № 1–2. – P. 45–59.

Abbott, M.B. An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen (SHE): 2. Structure of a physically-based, distributed modelling system / M.B. Abbott, J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O’Connell, J. Rasmussen // J. Hydrol. – 1986b. – Vol. 87. № 1–2. – P. 61–77.

Anderson, E.A. A point energy and mass balance model of a snowcover / E.A. Anderson // NOAA technical report national weather service-19, U.S. Dept. Commerce, Silver Spring, MD. – 1976. – Vol. 114. № D24. – P. 138–144.

Baver, L.D. Soil physics / L.D. Baver, W.H. Gardner, W.R. Gardner. – New York: Wiley, 1972. – 528 p.

Beldring, S. Distribution of soil moisture and groundwater levels in the patch and catchment scale / S. Beldring, L. Gottschalk, J. Seibert, L.M. Tallaksen // Agric. For. Met. – 1999. – Vol. 98–99. – P. 305–324.

Beldring, S. Estimation of parameters in a distributed precipitation-rainfall model for Norway / S. Beldring, K. Engeland, L.A. Roald, N.R. Salthun, A. Volkso // Hydrol. Earth Syst. Sci. – 2003. – Vol. 7. № 3. – P. 304–316.

Bergström, S. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments / S. Bergström // SMHI Rep. No. 7, Norrköping, Sweden. – 1976.

Beven, K. Rainfall-runoff modeling: the primer / K. Beven. – Wiley-Blackwell, 2012. – 457 p.

Beven, K.J. Changing ideas in hydrology – the case of physically based models / K.J. Beven // J. Hydrol. – 1989. – Vol. 105. № 1–2. – P. 157–172.

Beven, K.J. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction / K.J. Beven, A.M. Binley // Hydrol. Process. – 1992. – Vol. 6. № 3. – P. 279–298.

Beven, K.J. The Institute of Hydrology Distributed Model (IHDM) / K.J. Beven, A. Calver, E.M. Morris // Institute of Hydrology Report No. 98, Wallingford, 1987.

Blöschl, G. Scaling issues in snow hydrology / G. Blöschl // Hydrol. Processes. – 1999. – Vol. 13. № 14–15. – P. 2149–2175.

Blöschl, G. Scale issues in hydrological modelling: a review / G. Blöschl, M. Sivapalan // Hydrol. Process. – 1995. – Vol. 9. № 3–4. – P. 251–290.

Boyle, D.P. Towards improved streamflow forecasts: the value of semidistributed modeling / D.P. Boyle, H.V. Gupta, S. Sorooshian, V. Koren, Z. Zhang, M. Smith // Water Resour. Res. – 2001. – Vol. 37. № 11. – P. 2749–2759.

Bormann, H. Regionalization concept for the prediction of large-scale water fluxes / H. Bormann, B. Diekkruger, C. Renschler // IAHS Publ. – 1999. – № 254. – P. 13–22.

Chen, Z.Q. Spatial averaging of unsaturated flow equations under infiltration conditions over areally heterogeneous fields: 1. Development of models / Z.Q. Chen, R.S. Govindaraju, M.L. Kavvas // Water Resour. Res. – 1994. – Vol. 30. № 2. – P. 523–533.

Church, M. Hydrology and permafrost with reference to northern North America. / M. Church // Proc. Workshop on Permafrost Hydrology. Canadian Int. Committee for the IHD. Ottawa, 1974. – P. 7–20.

Crochet, P. Radar assessment of rainfall for the NOPEX area. / P. Crochet // Institute Report Series, no 104, Department of Geophysics, University of Oslo. – 1999.

Dawdy, D.R. Mathematical models of catchment behavior / D.R. Dawdy, T. O'Donnell // J. Hydraul. Div. ASCE. – 1965. – Vol. 91. – № 4. – P. 123–137.

Dehotin, J. Which spatial discretization for distributed hydrological models? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments / J. Dehotin, I. Braud // Hydrol. Earth Syst. Sci. – 2008. – Vol. 12. № 3. – P. 769–796.

Dooge, J.C.I. Looking for hydrologic laws / J.C.I. Dooge // Water Resour. Res. – 1986. – Vol. 22. № 9. – P. 46S–58S.

Eagleson, P.S. Dynamic hydrology / P.S. Eagleson. – McGraw-Hill, NY, 1970. – 462 p.

Ehret, U. Advancing catchment hydrology to deal with predictions under change / U. Ehret, H.V. Gupta, M. Sivapalan, S.V. Weijs, S.J. Schymanski, G. Blöschl, A.N. Gelfan, C. Harman et al. // Hydrol. Earth Syst. Sci. – 2014. – Vol. 18. № 2. – P. 649–671. doi:10.5194/hess-18-649-2014

Encyclopedia of hydrological science / Ed. Anderson M.G. // Rainfall-Runoff Modelling, John Wiley & Sons, Chichester, UK, 2005. – Vol. 3. Part 11. – P. 1855–2098.

European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. 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>

Ewen, J. SHETRAN: Distributed river basin flow and transport modeling system / J. Ewen, G. Parkin, P.E. O'Connell // J. Hydraul. Eng. – 2000. – Vol. 5. № 3. – P. 250–258.

FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC. Harmonized world soil database (version 1.2). – Rome-Laxenburg: FAO, 2012. – 43 p.

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 Bröl, Germany / W.A. Flügel // *Hydrol. Process.* – 1995. – Vol. 9. № 3–4. – P. 423–436.

Freeze, R.A. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model / R.A. Freeze, R.L. Harlan // *J. Hydrol.* – 1969. – Vol. 9. № 3. – P. 237–258. doi:10.1016/0022–1694(69)90020-1.

Fukushima, Y. Estimation of streamflow change by global warming in a glacier-covered mountain area of the Nepal Himalaya / Y. Fukushima, O. Watanabe, K. Higuchi // *IAHS Publ.* – 1991. – Vol. 205. – P. 181–188.

Gelfan, A.N. Physically based model of heat and water transfer in frozen soil and its parametrization by basic soil data. Predictions in Ungauged Basins: Promises and Progress / A.N. Gelfan // *IAHS Publ.* – 2006. – Vol. 303. – P. 293–304.

Gelfan, A.N. Long-term hydrological forecasting in cold regions: retrospect, current status and prospect / A.N. Gelfan, Yu.G. Motovilov // *Geography Compass.* – 2009. – Vol. 3. № 5. – P. 1841–1864. doi: 10.1111/j.1749-8198.2009.00256.x

Gelfan, A. Ensemble seasonal forecast of extreme water inflow into a large reservoir / A. Gelfan, Yu. Motovilov, V. Moreido // *Proc. IAHS.* – 2015B. – Vol. 369. – P. 115–120. doi:10.5194/piahs-369-115-2015

Gelfan, A. Long-term ensemble forecast of snowmelt inflow into the Cheboksary Reservoir under two different weather scenarios / A. Gelfan, V. Moreydo, Y. Motovilov, D. P. Solomatine // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* – 2018. – Vol. 22. № 4. – P. 2073–2089. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2073-2018>.

Gelfan, A. Testing the robustness of the physically-based ECOMAG model with respect to changing conditions / A. Gelfan, Yu. Motovilov, I. Krylenko, V. Moreido, E. Zakharova // *Hydrol. Sci. J.* – 2015a. – Vol. 60. № 7-8. – P. 1266–1285. doi:10.1080/02626667.2014.935780

Gelfan, A. Climate change impact on the water regime of two great Arctic rivers: modeling and uncertainty issues / A. Gelfan, D. Gustafsson, Yu. Motovilov, B.

Arheimer, A. Kalugin, I. Krylenko, A. Lavrenov // *Clim. Change.* – 2017. – Vol. 141. № 3. – P. 499–515. doi 10.1007/s10584-016-1710-5

Global Water Security – an engineering perspective. – Published by The Royal Academy of Engineering, London, 2010. – 42 p.

Gottschalk, L. Regional/mesoscale hydrological modeling: a Scandinavian experience / L. Gottschalk, S. Beldring, K. Engeland, L. Tallaksen, N.R. Salthun, S. Kolberg, Yu. Motovilov // *Hydrol. Sci. J.* – 2001. – Vol. 46. № 6. – P. 963–982.

Gottschalk, L. Scale aggregation - comparison of flux estimates from NOPEX / L. Gottschalk, E. Batcharova, S-E. Gryning, A. Lindroth, D. Melas, Yu. Motovilov, M. Frech, M. Heininheimo, P. Samuelsson, A. Grelle, T. Persson // *Agric. Forest Meteor.* – 1999. – Vol. 98–99. – P.103–119.

Gotzinger, J. Generic error model for calibration and uncertainty estimation of hydrological models / J. Gotzinger, A. Bardossy // *Water Resour. Res.* – 2008. – Vol. 44. № 12. W00B07.

Gourley, J.J. A method for identifying sources of model uncertainty in rainfall runoff simulations / J.J. Gourley, B.E. Vieux // *J. Hydrol.* – 2006. – Vol. 327. № 1–2. – P. 68–80.

Gourley, J.J. Spatial modelling of catchment dynamics / J.J. Gourley, B.E. Vieux // *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling.* Ed. by R. Grayson, G. Blöschl. – Cambridge University Press, 2000. – P. 51–81.

Grayson, R. Spatial processes, organisation and patterns / R. Grayson, G. Blöschl // *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling.* Ed. by R. Grayson, G. Blöschl. – Cambridge University Press, 2000. – P. 3–16.

Global Freshwater Fluxes into the World Oceans: Technical Report prepared for the GRDC / K. Wilkinson, M. Zabern, J. Scherzer // *GRDC Report 44.* - Koblenz, Federal Institute of Hydrology (BfG), 2014. – 23 p. doi: 10.5675/GRDC\_Report\_44

Gurtz, J. Spatially distributed hydrotope-based modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins / J. Gurtz, A. Baltensweiler, H. Lang // *Hydrol. Process.* – 1999. – Vol. 13. № 17. – P. 2751–2768.

Gusev, E. M. The simulation of heat and water exchange at the land–atmosphere interface for the boreal grassland by the land-surface model SWAP / E. M. Gusev, O.N. Nasonova // *Hydrol. Process.* – 2002. – Vol. 16. № 10. – P. 1893–1919.

Haghnegahdar, A. An improved framework for watershed discretization and model calibration: Application to the Great Lakes Basin / A. Haghnegahdar. – University of Waterloo, 2015. <http://hdl.handle.net/10012/9108>

Halldin, S. Energy, water and carbon exchange in a boreal forest landscape – NOPEX experiences / S. Halldin, S-E. Gryning, L. Gottschalk, A. Jochum, L.C. Lundin, A.A. Van de Grien // *Agric. Forest Meteor.* – 1999. – Vol. 98–99. – P. 5–29.

Harlan, R. L. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil / R. L. Harlan // *Water Resour. Res.* – 1973. – Vol. 95. – P. 1314–1323.

Hattermann, F.F. Cross-scale intercomparison of climate change impacts simulated by regional and global hydrological models in eleven large river basins / F.F. Hattermann, V. Krysanova, S.N. Gosling, R. Dankers, P. Daggupati, C. Donnelly, M. Flörke, S. Huang, Y. Motovilov, S. Buda, T. Yang, C. Müller, G. Leng, Q. Tang, F.T. Portmann, S. Hagemann, D. Gerten, Y. Wada, Y. Masaki, T. Alemayehu, Y. Satoh, L. Samaniego // *Climatic Change.* – 2017. – Vol. 141. № 3. – P. 561–576.

Her, Y. Impact of the numbers of observations and calibration parameters on equifinality, model performance, and output and parameter uncertainty / Y. Her, I. Chaubey // *Hydrol. Process.* – 2015. – Vol. 29. № 19. – P. 4220–4237. doi: 10.1002/hyp.10487

Horne, F.E. Physics of the spatially averaged snowmelt process / F.E. Horne, M.L. Kavvas // *J. Hydrol.* – 1997. – Vol. 191. № 1–4. – P. 179–207.

Hydrologic Engineering Center (HEC). HEC-1 flood hydrograph package: user's manual / U.S. Army Corps of Engineers, 1998.

Hydrological Atlas of Canada / Canada Surveys and Mapping Branch, 1978. – 34 p. <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=ser=smbhydatcan>

Kamali, M. Comparison of several heuristic approaches to calibration of WATCLASS hydrologic model / M. Kamali, K. Ponnambalam, E.D. Soulis // *Can. Water Resour. J.* – 2013. – Vol. 38. № 1. – P. 40–46. doi: 10.1080/07011784.2013.774154

Kavvas, M.L. On the coarse-graining of hydrologic processes with increasing scales / M.L. Kavvas // *J. Hydrol.* – 1999. – Vol. 27. № 3–4. – P. 191–202.

Klemeš, V. Operational testing of hydrological simulation models / V. Klemeš // *Hydrol. Sci. J.* – 1986. – Vol. 31. № 1. – P. 13–24.

Krasovskaia, I. A study of mesoscale runoff variability / I. Krasovskaia // *Geogr. Ann. Ser. A, Physical Geography.* – 1988. – Vol. 70. № 3. – P. 191–201.

Krysanova, V. How the performance of hydrological models relates to credibility of projections under climate change / V. Krysanova, C. Donnelly, A. Gelfan, D. Gerten, B. Arheimer, F. Hattermann, Z.W. Kundzewicz // *Hydrol. Sci. J.* – 2018. – Vol. 63. № 5. – P. 696–720. doi: 10.1080/02626667.2018.1446214

Kuchment, L.S. A physically-based model of the formation of snowmelt and rainfall runoff / L.S. Kuchment, V.N. Demidov, Yu.G. Motovilov // *Symposium on the Modelling Snowmelt-Induced Processes.* E. M. Morris (Ed.). – IAHS Press, Wallingford, UK. – 1986. – № 155. – P. 27–36/

Kundzewicz, Z. W. Flood risk and vulnerability in the changing climate / Z. W. Kundzewicz // *Ann. Warsaw Univ. Life Sci. Land Reclam.* – 2008. – Vol. 39. – P. 21–31.

Kuusisto, E. Snow accumulation and snowmelt in Finland / E. Kuusisto. – Water Research Institute, Helsinki, 1984.

Louie, P.Y.T. The water balance climatology of the Mackenzie basin with reference to the 1994/95 water year / P.Y.T. Louie, W.D. Hogg, M.D. MacKay, X. Zhang, R.F. Hopkinson // *Atmosphere-Ocean*. – 2002. – Vol. 40. № 2. – P. 159–180. doi: 10.3137/ao.400206

Loveland, T.R. Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data / T.R. Loveland, B.C. Reed, J.F. Brown, D.O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang, J.W. Merchant // *Int. J. Remote Sens.* – 2000. – Vol. 21. № 6–7. – P. 1303–1330.

Mackenzie River Basin / State of the aquatic ecosystem report, 2003. – 56 p.

Maidment, D.R. *Handbook of Hydrology* / D.R. Maidment. – McGraw-Hill, 1993. – 1424 p.

McDonnell, J.J. Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology / J.J. McDonnell, M. Sivapalan, K. Vache, S. Dunn, G. Grant, R. Haggerty, C. Hinz, R. Hooper, J. Kirchner, M.L. Roderick, J. Selker, M. Weiler // *Water Resour. Res.* – 2007. – Vol. 43. № 7. – W07301. doi:10.1029/2006WR005467

Merz, R. Regionalisation of catchment model parameters / R. Merz, G. Blöschl // *J. Hydrol.* – 2004. – Vol. 287. № 1–4. – P. 95–123.

Moore, I.D. Kinematic overland flow – generalization of Rose's approximate solution, part II / I.D. Moore, P.I.A. Kinneell // *J. Hydrol.* – 1987. – Vol. 92. № 3–4. – P. 351–362.

Moore, I.D. Kinematic overland flow: Generalization of Rose's approximate solution / I.D. Moore // *J. Hydrol.* – 1985. – Vol. 82. № 3–4. – P. 233–245.

Morris, E.M. The European hydrological system snow routine / E.M. Morris, J. Godfrey // *Proc. Modelling of Snow Runoff US Army CRREL, Hannover, New Hampshire, 26-28 Sept, 1978.* – P. 269-278.

Morris, E.M. Modeling the flow of mass and energy within a snowpack for hydrological forecasting / E.M. Morris // *Ann. Glaciol.* – 1983. – Vol. 4. – P. 198–203.

Motovilov, Yu.G. ECOMAG: a distributed model of runoff formation and pollution transformation in river basins solution / Yu.G. Motovilov // IAHS Publ. – 2013. – Vol. 361. – P. 227–234.

Motovilov, Yu.G. ECOMAG: regional model of hydrological cycle and pollution transformation in river basins (Application to the NOPEX region) / Yu.G. Motovilov // Report Research Council of Norway, Oslo-Moscow, 1995. – 64 p.

Motovilov, Yu.G. Modelling the effects of agrotechnical measures on spring runoff and water erosion / Yu.G. Motovilov // Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover. – Proc. of the Vancouver Symp., August, 1987, IAHS Publ. – 1987. – Vol. 166. – P. 241–251.

Motovilov, Yu.G. A model of snow cover formation and snowmelt processes / Yu.G. Motovilov // IAHS Publ. – 1986. – Vol. 155. – P. 47–57.

Motovilov, Yu. An ECOMAG-based regional hydrological model for the Mackenzie River basin / Yu. Motovilov, A. Kalugin, A. Gelfan // Geophysical Research Abstracts. – 2017. – Vol. 19. – EGU2017-8064.

Motovilov, Y. Flood protection effect of the existing and projected reservoirs in the Amur River basin: evaluation by the hydrological modeling system / Y. Motovilov, V. Danilov-Danilyan, E. Dod, A. Kalugin // Proc. IAHS. – 2015. – Vol. 370. – P. 63–67.

Motovilov, Yu.G. ECOMAG - river basin hydrological cycle model on the basis of landscape units: Application for northern watersheds / Yu.G. Motovilov, A.S. Belokurov // Proc. the Third Int. Study Conference on GEWEX in Asia and GAME, Cheju, Korea, March, 1997. – P. 134–139.

Motovilov, Yu.G. ECOMAG – regional model of hydrological cycle. Application to the NOPEX region / Yu.G. Motovilov, L. Gottschalk, K. Engeland, A. Belokurov // Department of Geophysics, University of Oslo, Institute Report Series, 1999a. – № 105. – 88 p.

Motovilov, Y. Validation of a distributed hydrological model against spatial observation / Y. Motovilov, L. Gottschalk, L. Engeland, A. Rodhe // Agric. Forest

Meteor. – 1999. – Vol. 98–99. – P. 257–277.

Motovilov, Yu.G. Modelled estimates of changes in the water balance of forested northern river basins / Yu.G. Motovilov, N.A. Nazarov // Northern hydrology: Selected Perspectives. – Proc. North. Hydr. Symp., July, 1990, Saskatoon, Saskatchewan, Canada, NHRI Symp., 1991. – No 6. – P. 499–514.

Nash, J.E. River flow forecasting through conceptual models, part I - A discussion of principles / J.E. Nash, J.V. Sutcliffe // J. Hydrol. – 1970. – Vol. 10. № 3. – P. 282–290.

NOAA. NOAA launches America's first national water forecast model. – 2016. <http://www.noaa.gov/media-release/noaa-launches-america-sfirst-national-water-forecast-mode>

O'Connell, P.E. Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: overview / P.E. O'Connell, E. Todini // J. Hydrol. – 1996. – Vol. 175. № 1–4. – P. 3–16.

Paniconi, C. Physically based modeling in catchment hydrology at 50: Survey and outlook / C. Paniconi, M. Putti // Water Resour. Res. – 2015. – Vol. 51. № 9. – P. 7090–7129. doi:10.1002/2015WR017780.

Paz, A.R. Data assimilation in a large-scale distributed hydrological model for medium-range flow forecasts / A.R. Paz, W. Collischonn, C.E. Tucci, R.T. Clarce, D. Allasia // IAHS Publ. – 2007. – Vol. 313. – P. 471–478.

Pietroniro, A. A hydrology modeling framework for the Mackenzie GEWEX programme / A. Pietroniro, E.D. Soulis // Hydrol. Process. – 2003. – Vol. 17. № 3. – P. 673–676.

Pomeroy, J. W. The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence / J. W. Pomeroy, D. M. Gray, T. Brown, N. R. Hedstrom, W. L. Quinton, R.J. Granger, S.K.Carey // Hydrol. Process. – 2007. – Vol. 21. № 19. – P. 2650–2667.

Prowse, T.D. Significance of ice-induced storage to spring runoff: a case study of the Mackenzie River / T.D. Prowse, T. Carter // *Hydrol. Process.* 2002. – Vol. 16. № 4. – P. 779–788.

Quinton, W.L. The active-layer hydrology of a peat plateau with thawing permafrost (Scotty Creek, Canada) / W.L. Quinton, J.L. Baltzer // *Hydrogeol. J.* – 2013. – Vol. 21. № 1. – P. 201–220. doi:10.1007/s10040-012-0935-2.

Refsgaard, J.C. Système Hydrologique Européen (SHE): review and perspectives after 30 years development in distributed physically-based hydrological modelling / J.C. Refsgaard, B. Storm, T. Clausen // *Hydrol. Res.* – 2010. – Vol. 41. № 5. – P. 355–377.

Reggiani, P. Modelling of hydrological responses: the representative elementary watershed as an alternative blueprint for watershed modeling / P. Reggiani, J. Schellekens // *Hydr. Process.* – 2003. – Vol. 17. № 18. – P. 3785–3789.

Renard, P. Calculating equivalent permeability: a review / P. Renard, G. de Marsily // *Adv. Water Resour.* – 1997. – Vol. 20. № 5–6. – P. 253–278.

Rodriguez-Iturbe, I. The geomorphological unit hydrograph / I. Rodriguez-Iturbe. *Channel Network Hydrology*. K. Beven, M.J. Kirkby (Eds.). – Wiley & Sons Ltd, 1993. – P. 43–68.

Rose, C.W. Kinematic flow approximation to runoff on a plane: an approximate analytic solution / C.W. Rose, J.Y. Parlange, G.C. Sander, S.Y. Campbell, D.A. Barry // *J. Hydrol.* – 1983. – Vol. 62. № 1–4. – P. 363–369.

Samuelsson, P. Introduction to the in situ airborne meteorological measurements in NOPEX / P. Samuelsson, M. Tjernstrom // *Agric. Forest Meteor.* – 1999. – Vol. 98-99. – P.181–204.

Santhi, C. Spatial calibration and temporal validation of flow for regional scale hydrologic modeling / C. Santhi, N. Kannan, J.G. Arnold, M.Di. Luzio // *J. Am. Water Resour Assoc.* – 2008. – Vol. 44. № 4. – P. 829–846.

Saxton, K.E. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions / K.E. Saxton, W.J. Rawls // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 2006. – Vol. 70. № 5. – P. 1569–1578.

Savvidou, E. The curve number concept as a driver for delineating hydrological response units / E. Savvidou, A. Efstratiadis, A.D. Koussis, A. Koukouvinos, D. Skarlatos // *Water*. – 2018. – Vol. 10. № 2. – P. 194. <https://doi.org/10.3390/w10020194>

Seibert, J. Hydrological characteristics of the NOPEX research area / J. Seibert // NOPEX Technical Report No. 3. – Institute of Earth Sciences, Uppsala University, Uppsala, Sweden, 1994.

Sharon, H.D. The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement techniques / H.D. Sharon, R.A. Vertessy, R.P. Silberstein // *Hydrol. Processes*. – 1999. – Vol. 13. № 5. – P. 677–688.

Singh, V.P. Computer models of watershed hydrology / Chapter 1: Watershed modeling, V.P. Singh (Ed.). – Water Resources Publications, Littleton, Colo, 1995. – P. 1–22.

Sivapalan, M. From engineering hydrology to Earth system science: milestones in the transformation of hydrologic science / M. Sivapalan // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* – 2018. – Vol. 22. № 3. – P. 1665–1693. <https://doi.org/10.5194/hess-22-1665-2018>

Sivapalan, M. The growth of hydrological understanding: technologies, ideas, and societal needs shape the field / M. Sivapalan, G. Blöschl // *Water Resour. Res.* – 2017. – Vol. 53. № 10. – P. 8137–8146. <https://doi.org/10.1002/2017WR021396>

Smakhtin, V.U. Some early Russian studies of subsurface stormflow processes / V.U. Smakhtin // *Hydrol. Proc.* – 2002. – Vol. 16. № 13. – P. 2613–2620.

Snow hydrology: summary report of the snow investigations. – North Pacific Division, Corps of Engineers, U.S. Army, Portland, Oregon, 1956. – 437 p.

Sorooshian, S. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: the question of parameter observability and uniqueness / S. Sorooshian, V.K. Gupta //

Water Resour. Res. – 1983. – Vol. 19. № 1. – P. 260-268.  
doi:10.1029/WR019i001p00260

Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling / Ed. R. Grayson, G. Blöschl. – Cambridge University Press, 2000. – 404 p.

Sulebakk, J.R. Geomorphometric studies of different topographic regions. Analyses and applications from Norway and Sweden / J.R. Sulebakk // Department of Geography, University of Oslo, Report no. 8, 1997.

Tayfur, G. Spatially averaged conservation equations for interacting rill-interrill area overland flows / G. Tayfur, M.L. Kavvas // J. Hydraul. Eng. – 1994. – Vol. 120. № 12. – P. 1426–1448.

Thomas, G. The boreal forest and climate / G. Thomas, P.R. Rowntree // Q. J. R. Meteorol. Soc. – 1992. – Vol. 118. № 505. – P. 469–497.

Todini, E. Hydrological catchment modelling: past, present and future / E. Todini // Hydrol. Earth Syst. Sci. – 2007. – Vol. 11. № 1. – P. 468–482.

Toth, B. Modelling climate change impacts in the Peace and Athabasca catchment and delta: I–hydrological model application / B. Toth, A. Pietroniro, F.M. Conly, N. Kouwen // Hydrol. Process. – 2006. – Vol. 20. № 19. – P. 4197–4214.

Van Genuchten, M.Th. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils1 / M.Th. Van Genuchten // Soil. Sci. Soc. Am. J. – 1980. – Vol. 44. № 5. – P. 892–898. doi: 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x

Vehviläinen, B. The watershed simulation and forecasting system in the National Board of and the Environment / B. Vehviläinen. – Publ. National Board of Waters and the Environment, Finland. 1994. – 90 p.

Vehviläinen, B. Simulation of soil frost depth and effect on runoff / B.Vehviläinen, Yu.G. Motovilov // Hydrol. Res. WA Publishing, Nordic Hydrology. – 1989. – Vol. 20. № 1. – P. 9–24.

Weedon, G.P. Creation of the WATCH forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century / G.P.

Weedon, S. Gomes, P. Viterbo, W.J. Shuttleworth, E. Blyth, H. Osterle, J.C. Adam, N. Bellouin, O. Boucher, M. Best // *J. Hydrometeorol.* – 2011. – Vol. 12. № 5. – P. 823–848. doi:10.1175/2011JHM1369.1

Western, A.W. Scaling of soil moisture: a hydrologic perspective / A.W. Western, R.B. Grayson, G. Blöschl // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* – 2002. – Vol. 30. № 1. – P. 149–180.

Wildenschild, D. Numerical modeling of observed effective flow behavior in unsaturated heterogeneous sands / D. Wildenschild, K.H. Jensen // *Water Resour. Res.* – 1999. – Vol. 35. № 1. – P. 29–42. doi:10.1029/98WR01959

Woo, M. Winter Flows in the Mackenzie Drainage System / M. Woo, R. Thorne // *Arctic.* – 2014. – Vol. 67. № 2. – P. 238–256.

Woo, M.K. Streamflow in the Mackenzie Basin, Canada / M.K. Woo, R. Thorne // *Arctic.* – 2003. – Vol. 56. № 4. – P. 328–340.

Woo, M.K. The Mackenzie GEWEX Study: a contribution to cold region atmospheric and hydrologic sciences / M.K. Woo, W.R. Rouse, R.E. Stewart, J.M. Stone // *Cold Region Atmospheric and Hydrologic Studies, the Mackenzie GEWEX Experience*, Woo M. (Ed.). – Atmospheric Dynamics, 2008. – P. 1–22.

Wood, E.F. Similarity and scale in catchment storm response / E.F. Wood, M. Sivapalan, K.J. Beven // *Rev. Geophys.* – 1990. – Vol. 28. № 1. – P. 1–18.

Wood, E.F. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrological modelling / E.F. Wood, M. Sivapalan, K.J. Beven, L. Band // *Journal of Hydrology.* – 1988. – Vol. 102. № 1–4. – P. 29–47.

Wooldridge, S.A. Regional-scale hydrological modelling using multiple-parameter landscape zones and a quasi-distributed water balance model / S.A. Wooldridge, J.D. Kalma // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* – 2001. – Vol. 5. № 1. – P. 59–74.

Woolhiser, D.A. Search for physically based runoff model—a hydrologic El Dorado? / D.A. Woolhiser // *J. Hydraul. Eng.* – 1996. – Vol. 122. № 3. – P. 122–129.

Wrede, S. Distributed conceptual modelling in a Swedish lowland catchment: a multi-criteria model assessment / S. Wrede, J. Seibert, S. Uhlenbrook // *Hydrol. Res.* – 2013. – Vol. 44. № 2. – P. 318–333.

Yang, D. Variability and extreme of Mackenzie River daily discharge during 1973-2011 / D. Yang, X. Shi, P. Marsh // *Quaternary International.* – 2015. – Vol. 380–381. – P. 159–168.

Yosida, Z. Physical studies on deposited snow / Z. Yosida. – *Contrib. Inst. Low Temp. Sci.*, 1955. – № 7. – P. 19–74.