

С.В. Пьянков, А.Н. Шихов

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования

«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

С.В. Пьянков, А.Н. Шихов

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ

Монография

Пермь 2017

УДК 556.5 (004.942)
ББК 26.222

П 96

Пьянков С.В. Геоинформационное обеспечение моделирования гидрологических процессов и явлений: монография / С.В. Пьянков, А.Н. Шихов; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2017. – 148 с., ил.

ISBN 978-5-7944-3001-1

Монография посвящена различным аспектам применения ГИС-технологий при моделировании гидрологических процессов и явлений. Рассмотрена технология геоинформационного обеспечения современных моделей формирования стока на основе открытых пространственных данных: цифровых моделей рельефа (ЦМР), данных космической съемки и численных моделей прогноза погоды. Особое внимание уделено процессу подготовки гидрологически корректных ЦМР. Представлена методика и результаты моделирования формирования и таяния снежного покрова на основе ГИС-технологий и моделей прогноза погоды. На примере аномально высокого половодья на водосборе Воткинского водохранилища в 2016 г. показана возможность применения предложенной модели формирования снежного покрова и процесса снеготаяния в краткосрочном гидрологическом прогнозе. Исследования, результаты которых представлены в монографии, выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00317-а, 17-05-01001-а).

Издание будет интересно широкому кругу специалистов в области геоинформатики, гидрологии, метеорологии, а также студентам, обучающимся по направлениям «Картография и геоинформатика», «Гидрометеорология».

УДК 556.5 (004.942)
ББК 26.222

Печатается по решению кафедры картографии и геоинформатики Пермского государственного национального исследовательского университета

Рецензенты: д.г.н., профессор, заведующий кафедрой метеорологии, климатологии и экологии атмосферы Казанского (Приволжского) федерального университета Ю.П. Переведенцев (г. Казань).

д.т.н., заместитель директора ООО «Центр инженерных технологий» С.Г. Яковченко (г. Барнаул).

ISBN 978-5-7944-3001-1

© Пьянков С.В., Шихов А.Н. 2017

© Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2017

Оглавление

5 **Введение**

8 **1. Применение геоинформационных технологий в гидрологическом моделировании и прогнозировании**

8 1.1. Геоинформационные технологии при решении гидрологических задач

9 1.1.1. Зарубежный опыт

13 1.1.2. Российский опыт

15 1.2. Интеграция ГИС-технологий и гидрологических моделей

23 1.3. ГИС-технологии в системах оперативного прогноза паводков и наводнений

28 **2. Информационное обеспечение математико-картографического моделирования формирования поверхностного стока**

31 2.1. Методы схематизации водосборов и определения участков, однородных по условиям формирования стока

36 2.2. Подготовка растровых моделей рельефа для гидрологического моделирования

38 2.2.1. Методы предварительной обработки ЦМР

43 2.2.2 Определение оптимальных размеров ячейки растра и порогового значения водосборной площади для моделирования сети водотоков по ЦМР

51 2.3. Информационная основа модели формирования и таяния снежного покрова

55 **3. Моделирование процессов формирования и таяния снежного покрова (на примере водосбора Воткинского водохранилища)**

56 3.1. Моделирование пространственного распределения осадков за холодный период

59 3.1.1. Интерполяция сумм осадков холодного периода по данным наблюдательной сети

63 3.1.2. Расчет сумм осадков за холодный период по данным модели WRF

72 3.1.3. Расчет сумм осадков за холодный период по данным глобальных моделей прогноза погоды

75 3.1.4. Преимущества и недостатки рассмотренных методов

76 3.2. Моделирование формирования и таяния снежного покрова в условиях сложного рельефа и редкой наблюдательной сети

76 3.2.1. Современные методы моделирования формирования и таяния снежного покрова

80 3.2.2. Подготовка и обработка входной метеорологической информации

84 3.2.3. Расчет максимальных снегозапасов по данным сети наземных наблюдений

87 3.2.4. Расчет снегонакопления на основе данных мезомасштабной модели прогноза погоды WRF

93 3.2.5. Расчет снегонакопления на основе данных глобальной модели прогноза погоды GEM

95 3.2.6. Моделирование процесса снеготаяния

102 3.2.7. Оценка достоверности результатов расчета снегозапасов по данным снегомерных съемок

106 3.2.8. Оценка достоверности результатов моделирования снеготаяния по спутниковым данным MODIS

113 **4. Мониторинг и моделирование аномально высокого половодья на реках бассейна Воткинского водохранилища весной 2016 г.**

113 4.1. Общая характеристика аномально высокого половодья весной 2016 г.

117 4.1.1. Особенности распределения осадков и процесса снегонакопления в холодный период 2015-16 гг.

120 4.1.2. Особенности процесса снеготаяния в апреле 2016 г.

123 4.1.3. Распределение осадков в период снеготаяния весной 2016 г.

125 4.2. Основные характеристики весеннего половодья 2016 г. на водосборе р. Иньвы

129 **Заключение**

133 **Литература**

Введение

В настоящее время в гидрологии, как и в других науках о Земле, происходят фундаментальные изменения, связанные с широким внедрением информационных технологий, «взрывным» ростом объема доступных данных, появлением новых алгоритмов их обработки и анализа. Среди них особое место занимают геоинформационные технологии, которые наряду с гидрологическими моделями стали основным инструментом исследования гидрологических процессов. Широкое внедрение ГИС-технологий в гидрологии связано с тем, что большинство гидрологических задач имеет пространственный характер. Спектр гидрологических приложений ГИС чрезвычайно широк и включает получение и обработку пространственных данных, моделирование, прогнозирование и поддержку принятия решений. Внедрение ГИС-технологий способствовало переходу к пространственно-распределенному описанию гидрологических процессов, развитию распределенных моделей формирования стока. Функционирование современных гидрологических моделей невозможно без ГИС-обеспечения, причем ключевая роль ГИС реализуется на первом этапе моделирования.

В ряде зарубежных стран процесс активного внедрения ГИС-технологий в гидрологическую науку и практику начался еще в первой половине 90-х гг. (Maidment, 1993; Meijerink, 1994). В 90-е гг. были опубликованы многочисленные работы по данной тематике. В частности, в 1998 г. был издан специальный выпуск журнала «Hydrological Processes», целиком посвященный возможностям применения ГИС в гидрологии (Gurnell & Montgomery, 1998). К началу 2000-х гг. использование ГИС для решения ряда ключевых гидрологических задач, в частности в процессе подготовки данных для моделирования, а также в управлении водными ресурсами, стало стандартом. В последующие годы возможности применения ГИС стали доступны широкому кругу пользователей, а ряд инструментов гидрологического моделирования реализован в свободно распространяемых ГИС-приложениях. Также на основе ГИС-технологий работают современные системы прогнозирования паводков и наводнений национального и регионального уровня.

В России же ГИС внедрялись в гидрологию с большим опозданием, что было связано с общим отставанием в области компьютеризации. Одни из первых публикаций, посвященных возможностям применения ГИС в гидрологии, были подготовлены при участии автора данной монографии (Калинин, Пьянков, 2000; Пьянков, Калинин, 2000). Также в 1999 г. Ю.Г. Мотовиловым была разработана распределенная модель формирования стока ECOMAG (Motovilov et al., 1999). Это первый российский программный комплекс для гидрологического моделирования, в котором был создан блок подготовки пространственных данных на основе ГИС-технологий (на базе ArcView 3.2a). Он успешно используется и в настоящее время.

В последующие годы начался процесс внедрения ГИС в гидрологическую практику на региональном уровне. Был создан ряд гидрологических ГИС, различающихся по своему назначению (Калинин, Пьянков, 2002; Широкова, 2003; Лукьянчикова и др., 2006; Яковченко, 2007). Технология решения наиболее актуальных прикладных гидрологических задач на региональном уровне средствами ГИС была описана в диссертации (Яковченко, 2007). В настоящее время ГИС-технологии в России также стали общепринятым инструментом гидрологических исследований, однако отставание от зарубежных стран сохраняется. Прежде всего, это связано с проблемой доступности данных как гидрометеорологических наблюдений, так и характеристик подстилающей поверхности.

В настоящей работе представлены и обобщены основные результаты исследований авторов в области математико-картографического моделирования гидрологических процессов и явлений, полученные за последние годы. Они охватывают широкий круг задач, прежде всего методику геоинформационного обеспечения моделирования поверхностного стока, а также применение ГИС-технологий при моделировании процессов формирования и таяния снежного покрова. Исследования проведены для территории водосбора Воткинского водохранилища или отдельных частных бассейнов, входящих в его пределы. Важно отметить, что реализация рассмотренных методов стала возможной лишь в последние годы, благодаря появлению в открытом доступе новых пространственных данных, в частности цифровых моделей рельефа, данных космической съемки, численных прогнозов погоды и реанализа.

В структуре монографии выделено 4 главы. Первая глава посвящена обзору современных возможностей применения ГИС-технологий в гидрологическом моделировании и прогнозировании. Особое внимание уделено организации современных систем предупреждения паводков и наводнений на основе ГИС-технологий, которые давно функционируют за рубежом и в последние годы начинают применяться в России.

Вторая глава посвящена информационному обеспечению моделирования формирования поверхностного стока, в частности различным аспектам подготовки пространственной информации (ЦМР и других данных о подстилающей поверхности), используемой в гидрологических моделях.

В третьей главе представлена методика и результаты моделирования процесса формирования и таяния снежного покрова на основе комбинирования ГИС-технологий и выходных данных численных моделей прогноза погоды. Моделирование проведено на материалах нескольких сезонов, включая аномальный по снегонакоплению сезон 2015-16 гг.

В последней главе на основе проведенного моделирования выделен и описан ряд ключевых особенностей формирования экстремально высокого половодья весной 2016 г. на реках бассейна Воткинского водохранилища, которое повлекло значительный ущерб в ряде районов Пермского края.

Авторы выражают благодарность:

> Доценту кафедры метеорологии и охраны атмосферы к.г.н. Е.М. Свиязову, а также коллективу Центра параллельных и распределенных вычислений ПГНИУ: за предоставление архива данных модели атмосферы WRF и организацию получения данных глобальных моделей атмосферы, использованных при проведении исследований.

> Старшему преподавателю кафедры метеорологии и охраны атмосферы к.г.н. Е.В. Пищальниковой: за помощь в получении данных снегомерных съемок.

> Уважаемым рецензентам: д.г.н., профессору, заведующему кафедрой метеорологии, климатологии и экологии атмосферы Казанского (Приволжского) федерального университета Ю.П. Переведенцеву (г. Казань), и д.т.н., заместителю директора ООО «Центр инженерных технологий» (г. Барнаул) С.Г. Яковченко за ценные замечания и советы, которые были учтены при подготовке монографии к печати.

Глава I

Применение геоинформационных технологий в гидрологическом моделировании и прогнозировании

I.I. Геоинформационные технологии при решении гидрологических задач

В последние десятилетия геоинформационные системы (ГИС) получили широкое распространение во всех сферах человеческой деятельности, связанных с пространственным анализом и моделированием. Гидрология является одним из основных потребителей геоинформационных технологий, что обусловлено необходимостью использования большого объема пространственной информации, сложностью и специфичностью её обработки. ГИС-технологии нашли широкое применение в гидрологии, поскольку основные гидрологические задачи носят ярко выраженный пространственный характер (Калинин, Пьянков, 2010; Яковченко, 2007).

Спектр гидрологических приложений ГИС чрезвычайно широк и включает получение и обработку пространственных данных, моделирование, прогнозирование и поддержку принятия решений. В настоящее время ГИС-технологии являются важнейшим инструментом как в гидрологических исследованиях, так и в управлении водными ресурсами на различных пространственных масштабах. Один из крупнейших зарубежных специалистов в области применения ГИС в гидрологии D.R. Maidment отмечал, что основным фактором, ограничивающим возможности гидрологического моделирования и прогнозирования, является не математическое описание гидрологических процессов и способность решить соответствующие уравнения, а возможность оценить значения параметров моделей, определяющих условия формирования стока. ГИС-технологии являются важнейшим инструментом решения этой задачи, поскольку позволяют совместно анализировать все имеющиеся данные о пространственном распределении факторов формирования стока (Maidment, 1993).

Возможность применения ГИС-технологий для решения той или иной гидрологической задачи определяется объемом и доступностью

пространственных данных, а также необходимым набором операций, используемых для их обработки. Критическое значение имеет доступность цифровых карт и моделей рельефа, данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и сетевых гидрометеорологических наблюдений. В этом аспекте в течение многих лет существовало (и сохраняется в настоящее время) принципиальное различие между развитыми странами и Россией, что во многом определяет существенное отставание России от зарубежных стран в области внедрения ГИС-технологий в гидрологическую практику.

I.I.I. Зарубежный опыт

В развитых странах, и прежде всего в США, отсутствуют существенные ограничения по доступности пространственных данных. В открытом доступе и в стандартизированном виде представлена первичная посуточная и почасовая информация сетевого мониторинга по любой гидрологической, метеорологической станции или скважине мониторинга состояния подземных вод за любой год. Также в открытом доступе находятся детальные цифровые модели рельефа (ЦМР), слои цифровых топографических карт, используемых в моделях стока (включая характеристики почвенно-растительного покрова и землепользования); гидрологические единицы, на которые делится территория и данные по параметрам этих единиц. Вследствие хорошей изученности территории эти данные имеют достаточно высокое пространственное разрешение. Например, в открытом доступе имеется карта почв в масштабе 1:250 000 на всю территорию США, за исключением Аляски, оцифрованная еще в 1994 г. (U.S. General Soil Map). Цифровая модель рельефа SRTM с детальностью 30 м на всю территорию США также была создана и опубликована в открытом доступе в 2000 г.

В зарубежных странах, как правило, сняты барьеры секретности на использование информации крупномасштабных карт, прежде всего масштаба 1:25 000. Имеются в наличии открытые банки стандартных алгоритмов и программных комплексов для расчета отдельных гидрологических характеристик (Яковченко, 2007).

Перечисленные особенности снимают ограничения по данным и ориентируют зарубежную технологию применения ГИС, прежде всего, на разработку алгоритмов и моделей, описывающих гидрологические процессы и их полную или частичную реализацию в форме наборов операций ГИС. Это означает, что ГИС имеют возможность использовать

подход, ориентированный на модель, а не подход, ориентированный на данные (в зарубежной терминологии, соответственно, model-driven и data-driven approach) (Яковченко, 2007).

В зарубежной гидрологии и в управлении водными ресурсами широкое внедрение ГИС-технологий началось уже в 90-е гг., в период массового распространения персональных компьютеров. При этом наибольшее распространение получили пакеты ArcView и Arc/Info, обладающие широкими возможностями работы с растровыми данными, в частности растровой алгебры (Яковченко, 2007). ГИС-технологии стали применяться для интеграции пространственных данных из различных источников, создания и анализа ЦМР, идентификации гидрографической сети, моделирования формирования стока, оценки устойчивости склонов и риска развития эрозионных и оползневых процессов, моделирования загрязнения грунтовых вод, а также для решения ряда задач в области управления водными ресурсами (Gurnell, Montgomery, 1998).

К началу XXI в. в зарубежной гидрологии сформировался перечень типовых задач, для выполнения которых используются ГИС (Яковченко, 2007). Эти задачи перечислены ниже.

Подготовка первичной информации в форме полей и рядов путем обработки данных ДЗЗ, интерполяции сетевых наблюдений или расчета из других данных. В частности, средствами ГИС-технологий на основе космических снимков и топографических карт производится подготовка цифровых карт ландшафтной структуры и землепользования (в зарубежной терминологии – Land Cover/Land Use Maps) (Яковченко, 2007). Также средствами ГИС выполняется интерполяция по данным сетевых измерений полей осадков, насыщенности почвы влагой и уровня подземных вод.

Большое значение имеет **расчет структурного деления территории на гидрологические единицы** с использованием ЦМР и цифровых карт и вычисление параметров гидрологических единиц. Данный блок задач включает построение ЦМР и расчет по ней полей уклонов, экспозиций, отмывки рельефа, продолжительности освещения солнцем и притока солнечной радиации; определение по ЦМР водосборного деления, направлений стока, аккумуляции стока и дренажа (расчетной речной сети), порядка водотоков по схеме Стралера и другим методам, расчет по ЦМР ареаграфической кривой или кривой добегания для постоянной скорости добегания, что необходимо для моделирования стока по методу единичного гидрографа (Яковченко, 2007).

Моделирование гидрологических процессов включает интеграцию ГИС с моделями формирования стока, а также моделирование процессов подтопления и затопления территории, динамики подземных вод, оценку интенсивности эрозии почв и качества поверхностных вод. В настоящее время разработан широкий спектр распределенных гидрологических моделей, в разной степени интегрированных с ГИС, которые более подробно рассмотрены в п. 1.2. Многие из них имеют ГИС-интерфейс для подготовки пространственных данных, при этом сам процесс моделирования стока чаще всего осуществляется внешними программными средствами, т.е. используется так называемый мультипрограммный подход (Яковченко, 2007).

Широкие возможности визуализации (в том числе трехмерной) результатов моделирования также являются одним из основных преимуществ ГИС-технологий, которое широко применяется в различных сервисах оперативного мониторинга и прогноза наводнений (Mioc et al., 2008). Более детально эти технологии и сервисы рассмотрены в п. 1.3.

В области управления водными ресурсами в зарубежных странах ГИС-технологии с 80-х гг. XX в. стали использоваться как основной инструмент интеграции данных. Тогда же были созданы первые корпоративные ГИС управления водопользованием (Clark, 1998). В последующие годы были разработаны несколько математических моделей с распределенными параметрами, которые позволяют прогнозировать качество воды и распространение загрязняющих веществ. Они являются важными инструментами управления водными ресурсами в масштабах речного бассейна. Наиболее известным и широко используемым программным продуктом данного типа является модель SWAT (Soil and Water Assessment Tool), разработанная Управлением по делам сельского хозяйства США (USDA) (Jayakrishnan et al., 2005). Данная модель имеет ГИС-интерфейсы, реализованные в программных продуктах ArcGis (ArcSWAT) и открытой ГИС Qgis (QSWAT).

Современный этап развития гидрологических ГИС за рубежом характеризуется созданием многоцелевых систем, интеграцией данных и развитием сетевых решений в области доступа к данным и их анализа. В целом технология применения ГИС в развитых странах основывается на комбинированном использовании возможностей стандартных ГИС-пакетов (например, разработок компании ESRI) в качестве оболочки для визуализации и управления данными, и программных комплексов, написанных на языках высокого уровня, обеспечивающих ввод и вывод данных в моделирующие или расчетные программы и

собственно моделирование и расчет (Яковченко, 2007). Такой подход реализован, в частности, для модели формирования стока и прогноза качества воды SWAT и для гидравлической модели HEC-RAS (Hydrologic Engineering Center's River Analysis System), которая также интегрирована с ГИС с помощью специального приложения HEC-GeoRAS, обеспечивающего подготовку необходимых пространственных данных (Yang et al., 2006). Перечисленные программные продукты в настоящее время являются наиболее распространенными инструментами для прогнозирования качества воды и моделирования затопления территорий соответственно.

В силу широкой стандартизации и легкого доступа к ЦМР и сетевым наблюдениям блоки ввода и вывода для большинства расчетных программ также стандартизованы и оформлены в виде пре- и постпроцессоров. Большинство систем для гидрологических расчетов в США и Европе включают ГИС-препроцессоры для подготовки данных и ГИС-вьюеры для просмотра результатов моделирования или же полностью реализованы на базе стандартных ГИС (Яковченко, 2007).

Тенденцией последних лет в зарубежных странах является также интенсивное развитие открытых ГИС-пакетов, в которых реализован наиболее широкий спектр инструментов гидрологического анализа и моделирования, а также современные алгоритмы. В первую очередь эти программные продукты ориентированы на исследователей и подготовленных пользователей. В коммерческих ГИС, ориентированных на массового пользователя, обычно реализованы только сравнительно простые и часто используемые гидрологические инструменты, такие как расчет производных по ЦМР, выделение речной сети и водосборов (Lindsay, 2005).

Наиболее мощным аналитическим аппаратом в области гидрологических приложений обладают такие пакеты, как ГИС GRASS, ГИС SAGA, созданная сотрудниками Института географии Гамбургского университета и ГИС Whitebox GAT, разработанная профессором Джоном Линдсэем из университета г. Гельф. Так, в ГИС SAGA полностью интегрирована модель формирования дождевого стока TopModel (Topography-Based Hydrological Model), разработанная проф. Кейтом Бевеном (Beven & Freer, 2001). В ГИС GRASS также интегрированы инструменты моделирования поверхностного стока и динамики грунтовых вод (Neteler et al., 2012). Таким образом, в открытых ГИС (в отличие от коммерческих) реализованы элементы «монопрограммного подхода» к гидрологическому моделированию (Яковченко, 2007), при котором инструменты моделирования процессов окружающей среды встраиваются непосредственно внутрь ГИС.

1.1.2. Российский опыт

В России внедрение ГИС в гидрологическую практику шло с большим опозданием относительно зарубежных стран. Это было связано, в частности, с отсутствием открытого доступа к базовым картографическим и гидрометеорологическим данным и потребностью значительных финансовых вложений в их закупку, а также с низким уровнем информированности профессиональных гидрологов о современных возможностях ГИС-технологий (Яковченко, 2007). Ситуация с доступностью данных начала изменяться только в последние годы, когда в открытом доступе появились ЦМР и данные ДЗЗ высокого разрешения, различные карты землепользования и типов растительного покрова, оперативные данные метеонаблюдений и численные прогнозы погоды (Дубинин, 2013).

Также для России характерна низкая обеспеченность цифровыми картами крупных масштабов, что обуславливает повышенный интерес к технологиям, использующим мелкомасштабные данные. Плотность сети гидрометеорологических наблюдений в России также значительно ниже, чем в странах ЕС и США, что обуславливает высокий интерес гидрологов к методикам расчета стока с неизученных территорий, использующим информацию по ландшафтному делению территории. Данные методики обычно используют ряд параметров, снимаемых или вычисляемых по цифровым картам, в частности с использованием ЦМР (Яковченко, 2007).

Таким образом, в России решение гидрологических задач производится обычно в условиях неполноты и затрудненного доступа к исходной информации о гидрологическом состоянии территории. В этих условиях наибольшую практическую (инженерную) значимость имеет внедрение ГИС для оценки стока с изученной и неизученной территории, вычисления водохозяйственных характеристик, моделирования процессов русловой деформации, подтопления и затопления территорий (Яковченко, 2007).

Что касается применения ГИС для целей моделирования формирования стока, то в России в силу вышеуказанных причин этот процесс также шел с большим опозданием относительно зарубежных стран. Первой распределенной гидрологической моделью, в которой подготовка входных пространственных данных и схематизация бассейнов реализована на базе ГИС-технологий (пакета ArcView 3.2a), стал информационно-моделирующий комплекс (ИМК) ECOMAG, разработанный Ю.Г. Мотовиловым (Motovilov et al., 1999; Антохина, 2012). Поскольку

ИМК ECOMAG ориентирован на моделирование стока с крупных водосборов, в нем используются общедоступные мелкомасштабные картографические данные и цифровая модель рельефа с размером ячейки 1 км.

В последние годы ГИС-технологии стали применяться также для подготовки данных в гидрологических моделях с сосредоточенными параметрами, которые используются в системах оперативного прогноза наводнений, разработанных Гидрометцентром РФ (Борщ и др., 2015; Фролов и др., 2016). Более подробные сведения об этих системах приведены в п. 1.3.

Помимо оценки стока и моделирования затопления территорий, важной задачей, решаемой средствами ГИС, является создание информационно-аналитических систем, в том числе реестровых, аккумулирующих информацию о водных объектах, включающих как естественные водные объекты (реки, озера, ледники и т.п.), так и различные гидротехнические сооружения (Калинин, Пьянков, 2010; Шавнина и др., 2011).

Начиная с 2000 г. в России был разработан ряд геоинформационных систем гидрологического назначения с различными функциональными возможностями. Одна из первых гидрологических ГИС была создана для бассейна Воткинского водохранилища на базе ПО ArcView 3.2a. Гидрологическая ГИС бассейна Воткинского водохранилища направлена на решение широкого класса задач, весь спектр которых по степени сложности можно разделить на четыре группы (Калинин, Пьянков, 2002, 2010).

> Создание и ведение составляющих гидрологической базы данных (организация ввода и хранения, обработки и вывода данных).

> Определение и уточнение гидрографических, гидрологических характеристик рек и их бассейнов.

> Цифровое картографическое моделирование для расчета гидрографических, гидрологических и морфометрических показателей (включая вычисление различных параметров водных объектов и их бассейнов, моделирование поверхностей, построение продольных профилей водотоков и др.).

> Гидрологический анализ (включая выявление связей характеристик стока с его основными факторами; выбор реки-аналога, выявление и оценку прогностических зависимостей гидрологических процессов и явлений, гидрологическое районирование, исследование пространственной динамики элементов гидрологического режима).

В работе (Калинин, Пьянков, 2010) также приведен обзор разработанных на тот момент гидрологических ГИС различного назначения и территориального охвата. Большинство созданных в России в первые годы XXI в. гидрологических ГИС, такие как «Водные ресурсы Алтайского края» (Широкова, 2003), гидрологическая ГИС Самарской области (Лукьянчикова и др., 2006), ГИС «Реки Крыма» (Олиферов, 2000), были направлены на решение инвентаризационных и мониторинговых задач.

Среди гидрологических ГИС информационно-справочного характера, созданных в России в последние годы, стоит выделить ГИС «Речные бассейны Европейской части России», разработанную и опубликованную в виде картографического веб-сервиса коллективом авторов под руководством О.П. Ермолаева (Геопортал «Речные бассейны Европейской России»). Основной целью создания данной ГИС является объективный анализ природно-ресурсного потенциала бассейновых геосистем Европейской территории России. В базе данных ГИС собрана информация о 63 553 бассейновых геосистемах, включая их основные морфометрические, климатические, геоморфологические, ланд-шафтные характеристики, данные наблюдений за жидким и твердым стоком (Ermolaev et al., 2017).

В целом в России в последние годы наблюдается определенный прогресс в области применения ГИС-технологий в гидрологии, что в немалой степени обусловлено появлением открытых данных и специализированных программных продуктов. Однако существенное отставание от зарубежных стран в данной области сохраняется.

I.2. Интеграция ГИС-технологий и гидрологических моделей

Формирование речного стока представляет собой чрезвычайно сложный многофакторный процесс, обусловленный взаимодействием большого числа элементарных процессов. В настоящее время основным методом исследования процессов формирования стока является математическое моделирование, позволяющее количественно воспроизводить физические закономерности трансформации поступившей на водосбор воды на основе теоретических представлений и обобщения экспериментальных данных. В условиях современного изменения климата и произошедшего в последние 30 лет сокращения плотности наблюдательной сети моделирование формирования стока становится также основным инструментом для получения гидрологического прогноза (Антохина, 2012).

Начало истории моделирования речного стока следует отнести к середине XX в. Ряд отечественных и зарубежных гидрологов исследовали отдельные процессы стокообразования на водосборах и составляли математические схемы их описания и решения. Результаты этих исследований создали общее представление о закономерностях формирования стока на речном водосборе и определили состав первой подобной модели (Стэнфордская модель 1960 г.). После этого процесс разработки моделей стал активно развиваться, и в 60-70-е гг. математическое моделирование уже оформилось как сложившееся научное направление. К настоящему времени достаточно полно разработан теоретический аппарат моделирования водо-, тепло-, энергообмена, которые составляют основу процесса формирования стока (Антохина, 2012).

Значительные достижения в области моделировании стока в России имеют научные группы под руководством Л.С. Кучмента, А.Н. Гельфана, Д.А. Буракова, Ю.Б. Виноградова, Б.И. Гарцмана, Е.М. Гусева, С.А. Кондратьева, Ю.Г. Мотовилова. Ими созданы различные математические модели, описывающие процессы формирования речного стока с разной степенью детальности - от простейших схем до детальных физико-математических моделей. Несмотря на это, качество выполняемых на их основе прогнозов и расчетов не всегда устраивает потребителя. Основной причиной этого часто является недостаток детальных гидрометеорологических и гидрофизических наблюдений. Поэтому при построении модели необходимо соблюдать баланс между детальностью описания процессов формирования стока и возможностью обеспечить реальную информационную наполненность модели (Антохина, 2012).

Гидрологические модели подразделяются на две группы: **модели движения водных масс в речных руслах** и **модели формирования стока на водосборе**.

Модели первой группы подразделяются на гидродинамические и упрощенные. Гидродинамические модели основаны на уравнениях Сен-Венана или уравнении кинематической волны. Из упрощенных методов наиболее известны метод Калинина-Милюкова, интеграл Дюамеля и др. (Антохина, 2012). В настоящее время в мире разработан ряд программных комплексов на основе гидродинамических моделей движения воды в русловой сети. Они позволяют решать широкий круг задач, включая моделирование затопления территорий, распространения примесей и оценку качества воды. В России наиболее распространены программные комплексы MIKE11 (разработка Датского

гидравлического института DHI) и HEC-RAS (разработка гидрологического инженерного центра армии США). Детальные сведения о них приведены на сайтах разработчиков (https://dhigroup.com/, http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/). Перечисленные модели тесно интегрированы с ГИС-технологиями, поскольку весь процесс подготовки пространственных данных для запуска модели реализуется средствами ГИС. Наиболее тесная интеграция существует с программными продуктами компании ESRI.

Вторая группа моделей предназначена для **моделирования процессов формирования стока в бассейнах рек.** Обычно они состоят из комплекса математических моделей (подмоделей), которые характеризуют процессы, происходящие в бассейне реки и в ее русле. По степени отображения реальных стокообразующих процессов на водосборе, учета пространственной изменчивости параметров и по уровню информационного обеспечения модели формирования стока условно можно разделить на четыре основных типа: модели типа «черного ящика», концептуальные модели стока с сосредоточенными параметрами, физически-обоснованные модели с распределенными параметрами и динамико-стохастические модели (Гельфан, 2007; Антохина, 2012). Ниже приведена краткая характеристика этих моделей и возможностей их применения ГИС-технологий на различных этапах моделирования.

Модели типа «черного ящика», построены методом идентификации, т.е. на основании наблюдений на входе и выходе. Априорная информация о структуре и параметрах гидрологической системы в модели практически не используется, а параметры модели стока (кривой добегания) определяются методом оптимизации применительно к каждому речному бассейну. Такая модель может использоваться для краткосрочных прогнозов стока при дефиците сведений о факторах его формирования на водосборе. В частности, подобный метод много лет успешно использовался в оперативной практике прогнозирования стока рек Сибири (Бураков, 1978). Поскольку для моделей типа «черного ящика» не требуется получение пространственно-распределенной информации о факторах формирования стока, необходимость интеграции с ГИС-технологиями для них отсутствует.

Концептуальные модели формирования стока, в которых основные стокоформирующие процессы учитываются с помощью физически обоснованных или эмпирических соотношений, а также априорных зависимостей. Концептуальные модели применяются в условиях относительной неопределенности и неполноты физических

представлений о формировании стока на водосборе и дефицита исходной информации (Антохина, 2012). Как правило, это модели с сосредоточенными параметрами, то есть в модели выполняется предварительное пространственное осреднение входных воздействий на водосбор. Обычно для этого вычисляются средневзвешенные по площади водосбора значения рассматриваемых величин. Осреднение значений стокоформирующих факторов на водосборе частично компенсируется построением кривых распределения вероятностей этих характеристик. При этом сохраняется условие пространственной изменчивости отдельных факторов формирования стока (снегозапасов, глубины промерзания почвы и др.). В модели стока рек Сибири (Бураков, 1996, 2009) используется осреднение по ландшафтно-гидрологическим районам и высотным зонам в пределах бассейна.

Многолетний опыт использования концептуальных моделей для краткосрочных прогнозов показал, что, несмотря на столь грубый учет пространственной неоднородности условий формирования стока на территории водосбора, их применение часто приводит к удовлетворительным результатам прогнозирования. В частности, концептуальные модели формирования стока с сосредоточенными параметрами успешно используются в Гидрометцентре России (Руководство, 1989; Корень, 1991), а также для прогноза стока Сибирских рек (Бураков, 1996, 2009). Подобная концептуальная модель используется также в современной системе прогноза паводков на реках Черноморского побережья Кавказа и бассейна Кубани (Борщ и др., 2015).

Из зарубежных концептуальных моделей наиболее широкое распространение получила модель HBV, разработанная в Шведском метеорологическом и гидрологическом институте и используемая в настоящее время в 95 странах мира. Она включена в Гидрологическую оперативную многоцелевую программу ВМО (The Guide to Hydrological Practices…).

Для концептуальных моделей формирования стока с сосредоточенными параметрами необходимость интеграции с ГИС-технологиями также отсутствует. Средствами ГИС выполняются только отдельные операции, например выделение ландшафтно-гидрологических районов и высотных зон. Однако модели с сосредоточенными параметрами используются и в современных системах краткосрочного прогноза паводков (Борщ и др., 2015) и для расчета притока воды к водохранилищам (Борщ, Бураков, Симонов, 2015). В этих системах ГИС-технологии используются также на этапе визуализации результатов моделирования.

Физически-обоснованные (физико-математические) модели с распределёнными параметрами основаны на достаточно полном физическом представлении и математическом описании основных процессов формирования стока с учетом их пространственной неоднородности. В основном они используют априорную информацию. Большинство параметров физико-математических моделей имеет явный физический смысл. Модели этого типа содержат меньше допущений и обладают большей априорной информацией (Гельфан, 2007; Антохина, 2012).

В России первая модель формирования стока с распределенными параметрами была разработана в Институте водных проблем (ИВП) РАН. Модель основана на конечно-элементной схематизации площади бассейна и описывает процессы формирования снежного покрова и снеготаяния, промерзания и оттаивания почвы, инфильтрации воды в мерзлую почву, движения воды по водосбору и в речных руслах. Современная версия модели описана в работах (Кучмент и др., 2000; Kuchment et al., 2010).

Физически обоснованная распределенная модель формирования стока «Гидрограф» разработана научной группой под руководством Ю.Б. Виноградова (Виноградов, Виноградова, 2008; Vinogradov et al., 2011). Основной особенностью данной модели является схематизация водосбора. Для описания процесса формирования стока в естественных условиях используется концепция стоковых элементов — ограниченных микроводоразделами участков поверхностных и подземных элементарных склонов и водосборов. Модель «Гидрограф» успешно применялась для моделирования формирования стока в различных природных условиях и на водосборах различной площади.

Множество физически обоснованных моделей формирования стока разработано также за рубежом (см. например Wigmosta et al., 1994; Beven & Freer, 2001; Klok et al., 2002; Motoya et al., 2002; Kunstmann & Stadler, 2005; Lehning et al., 2006; Zhao et al., 2009), однако подробное рассмотрение их особенностей не входит в задачи настоящей работы.

Наконец, к четвертому типу относятся **динамико-стохастические модели формирования стока**. Модели этой группы основаны на физически обоснованном описании гидрологических процессов и использовании современных стохастических моделей метеорологических воздействий на водосбор. Динамико-стохастические модели, помимо краткосрочного прогноза стока, могут применяться для решения различных диагностических и прогностических задач, в том числе получения кривых распределения интересующих стоковых

характеристик и оценки влияния различных внешних воздействий (антропогенной деятельности в речном бассейне или изменений климата) на речной сток. В России динамико-стохастические модели формирования стока разработаны А.Н. Гельфаном (Гельфан, 2007), также стохастический блок имеется в модели формирования стока «Гидрограф» (Виноградов, Виноградова, 2008).

Модели третьей и четвертой группы тесно интегрированы с ГИС-технологиями. Внедрение ГИС-технологий дало возможность обрабатывать большие массивы разнородной пространственной информации и ускорило переход от сосредоточенных моделей формирования стока к более совершенным моделям с распределенными параметрами. На основе интеграции распределенных моделей формирования стока и ГИС-технологий создаются современные интегрированные информационно-моделирующие системы (ИИМС). Кроме возможностей моделирования, они включают в себя базы данных и системы управления ими, ГИС-технологии для предварительной подготовки, обработки, вывода и визуализации данных. ИИМС представляют собой законченную технологию получения информации для анализа геосистем и поддержки принятия решений (Антохина, 2012). Их использование в настоящее время практически является стандартом в системах поддержки принятия решений по управлению водными ресурсами за рубежом (Зиновьев и др., 2014).

В России первым подобным информационно-моделирующим комплексом является модель ECOMAG (ECOlogical Model for Applied Geophysics) (Motovilov et al., 1999). Модель ECOMAG представляет собой версию распределенной модели гидрологического цикла, формирования стока, переноса и трансформации загрязняющих веществ в речных бассейнах, адаптированную для крупных водосборов. Пространственная схематизация речного бассейна в модели ECOMAG производится на основе электронных карт на базе ГИС-пакета ArcView 3.2a. В состав программного комплекса входит: математическая модель с упрощенными обыкновенными дифференциальными уравнениями и распределенными параметрами, специализированная ГИС, базы архивных и оперативных гидрометеорологических данных, информация о характеристиках территории, а также оболочка, управляющая функционированием всего комплекса. Информационно-аналитический комплекс предназначен для решения широкого круга гидрологических и природоохранных задач диагностики и прогнозирования (Антохина, 2012). В настоящее время он используется для прогноза притока воды в водохранилища Волжско-Камского каскада и бассейна р. Буреи (Мотовилов и др., 2017).

В гидрологическом моделировании принято выделять этапы препроцессинга (подготовки входных данных), собственно моделирования и постпроцессинга (Clark, 1998). Очевидно, что ключевая роль ГИС-технологий реализуется на этапе препроцессинга и состоит в обеспечении модели максимально полными входными данными о характеристиках водосбора. В настоящее время наличие автоматизированной системы обработки и управления пространственно-распределенной информацией является важнейшим требованием к системам гидрологического моделирования и прогноза. Средствами ГИС-технологий производится интеграция данных, их приведение к единому формату, системе координат и пространственному разрешению. Важнейшей функцией ГИС на этапе подготовки данных для гидрологического моделирования является цифровой анализ рельефа, в частности схематизация сети водотоков и водосборного деления территории (Clark, 1998; Gurnell & Montgomery, 1998).

Интегрированные в ГИС инструменты широко применяются и непосредственно на этапе моделирования. Однако при этом возникает сложность, связанная с тем, что в гидрологических моделях присутствует временная составляющая, а в стандартных возможностях ГИС не заложено описание временных (динамических) процессов. Например, реализация с помощью ГИС решения в конечных разностях дифференциальных уравнений, описывающих сток и перенос, весьма затруднительна. В силу этой особенности решение гидрологических задач в ряде случаев (одномерные задачи гидравлики, трехмерное моделирование) требует объединения ГИС и гидрологических моделей, реализованных с помощью соответствующего ПО. В этом случае ГИС служат поставщиком данных для гидрологической модели. Такая ситуация типична не только для гидрологии, но и для всех ГИС-приложений, используемых для описания явлений переноса, в частности в физике атмосферы (Яковченко, 2007). В целом такой подход к взаимодействию ГИС и гидрологической модели является наиболее распространенным, однако в последние годы в некоторых открытых ГИС (SAGA, GRASS) реализуется и монопрограммный подход, т.е. встраивание инструментов гидрологического моделирования непосредственно в ГИС (см. подробнее п. 1.1).

Наконец, постобработка результатов моделирования (конвертация данных, визуализация пространственных результатов моделирования и генерация отчетов) также в значительной степени реализуются средствами ГИС-технологий (Clark, 1998). В настоящее время эти функциональные возможности ГИС широко используются в системах

оперативного прогноза стока и предупреждения о наводнениях (Mioc et al., 2008; Борщ и др., 2015; Фролов и др., 2016). Более подробно данный вопрос рассмотрен в п. 1.3.

На современном этапе интеграция ГИС-технологий и гидрологических моделей идет в направлении создания открытых распределенных информационных систем гидрологического мониторинга и прогнозирования. Такие системы основаны на данных автоматизированной наблюдательной сети и оперативных прогнозах моделей атмосферы, которые являются источниками входных данных для гидрологических моделей. Целью создания интегрированных систем гидрологического моделирования является получение прогнозов формирования стока в режиме реального времени, также в их структуру должен входить блок поддержки принятия управленческих решений. Для обработки больших потоков данных в режиме реального времени необходимо адаптировать существующие моделирующие платформы к стандартам высокопроизводительных вычислений (Бугаец и др., 2017).

Отдельной проблемой является также хранение и управление данными в таких системах. Для ее решения Консорциумом университетов по развитию гидрологии была разработана открытая модель данных и гидрологическая информационная система CUASHI HIS, а также стандартизированная структура реляционной базы данных для хранения и исчерпывающего описания точечных наблюдений. В России первый опыт ее применения был получен в рамках проекта по модернизации наблюдательной сети Росгидромета в бассейне р. Амур (Бугаец и др., 2013).

С целью интеграции программных продуктов, обеспечивающих получение, обработку и управление данными, моделирование и поддержку принятия решений, в 2001 г. консорциумом ведущих европейских гидрологических институтов был создан проект HarmonIT. Основной целью его была разработка глобального стандарта интеграции моделей в области гидрологии и водных ресурсов — Открытого интерфейса моделирования OpenMI (http://www.openmi.org/). Технология OpenMI поддерживает обмен данными между различными гидрологическими и метеорологическими моделями. Также с ее помощью реализуется динамической обмен данными в интегрированных моделирующих системах, включая данные автоматизированной сети наблюдений, пространственно привязанные характеристики водосборов и модели речной сети, прогностические метеоданные и модели формирования стока. Данная технология меняет сложившийся подход к процессу создания моделей и позволяет эффективно исполь-

зовать и обрабатывать потоки данных высокого пространственного и временного разрешения (Бугаец, 2014).

Все перечисленные решения являются современными и эффективными инструментами мониторинга, прогнозирования и раннего оповещения о наводнениях, однако процесс внедрения их в гидрологическую практику в России пока находится на начальной стадии.

I.3. ГИС-технологии в системах оперативного прогноза паводков и наводнений

Важнейшей задачей на современном этапе развития гидрометеорологической науки и практики является создание эффективной и надежной системы мониторинга и прогнозирования на территории крупных речных бассейнов с целью обеспечения потребителей качественной, своевременной и доступной информацией о сложившихся и ожидаемых гидрометеорологических условиях. Разработка и внедрение систем прогнозирования и раннего оповещения является сложной в научном и технологическом плане задачей, решением которой занимаются крупные коллективы специалистов научно-технического профиля в прогностических центрах с достаточной технической составляющей. Такие системы включают блоки подготовки исходных гидрометеорологических данных, составления краткосрочного прогноза, подготовку прогностической продукции и ее доведение до потребителя. Они отличаются высокой степенью автоматизации на всех этапах обработки данных (Борщ и др., 2015; Фролов и др., 2016).

Особенностью современных систем прогнозирования наводнений является высокое пространственное и временное разрешение входных потоков данных, которое обеспечивается регулярным поступлением данных автоматизированной сети наблюдений, численных моделей прогноза погоды, метеорологических радаров и спутниковой информации. В связи с этим меняется и режим выпуска гидрологического прогноза. Современные технические возможности позволяют производить выпуск прогнозов несколько раз в сутки (Борщ и др., 2015).

Конечной целью создания систем прогнозирования наводнений (СПН) является помощь в принятии своевременного и эффективного решения для предотвращения социально-экономических последствий опасных гидрологических явлений. В связи с этим качество доведения прогностической информации до конечных пользователей играет большую роль, а соответствующая подсистема является одной

из ключевых в структуре СПН. Такие подсистемы широко используют функционал ГИС- и интернет-технологий, что позволяет наглядно и своевременно передать весь спектр прогностической информации до конечных пользователей и лиц, принимающих решения (Борщ и др., 2015; Фролов и др., 2016).

Типовая структурная схема СПН включает три основных блока: информационный, вычислительный блоки и блок визуализации и доведения прогнозов до пользователей (рис. 1.1). Представленная структура является обобщенной. Рассматриваемые блоки в том или ином виде присутствуют во всех СПН, однако их конфигурация и характеристики могут значительно различаться. Информационный блок представляет собой основу: он аккумулирует в себе всю исходную гидрометеорологическую информацию, необходимую для составления и выпуска краткосрочных прогнозов паводкового стока, а также непосредственно результаты прогнозирования. Вычислительный блок является расчетным ядром системы и включает в себя процедуры гидрологического прогнозирования, а также коррекцию прогнозов расходов (уровней) воды. Блок визуализации и доведения прогнозов до конечных пользователей включает процедуры представления прогностической информации в удобном виде, а также их передачи пользователям с помощью современных средств связи (Борщ и др., 2015).

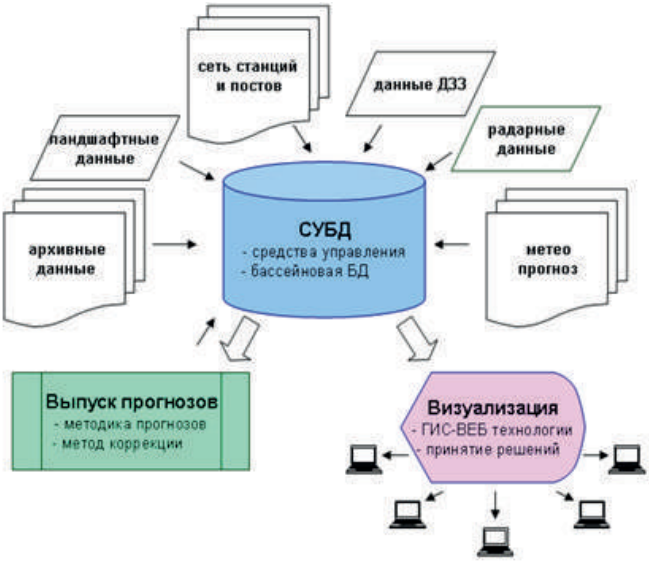


Рис. I.I. Типовая структура систем прогнозирования и раннего оповещения о наводнениях (Борщ и др., 20I5)

В настоящее время большинство технологически развитых гидрометеорологических служб разрабатывают и эксплуатируют автоматизированные СПН, которые функционируют в рамках общенациональных систем предупреждения о наводнениях. Обзор современного состояния таких систем приведен в работе (Борщ и др., 2015).

В Европейском союзе функционирует СПН European Flood Alert System (EFAS), разработанная под руководством Объединенного исследовательского центра Еврокомиссии в г. Испра, Италия. Система EFAS имеет двойное назначение — обеспечение устойчивого водоснабжения и прогнозирование опасных наводнений. Выходной продукцией системы EFAS является вероятностная оценка с заблаговременностью от одних до трех суток риска превышения расходами воды некоторых заранее установленных критических значений для всей территории Европы. Прогноз уточняется по мере поступления новых фактических и прогностических метеорологических данных, при этом, естественно, уменьшается его заблаговременность.

Технология подготовки и выпуска прогнозов основана на бассейновом принципе и полностью автоматизирована. В структуру системы входит глобальная модель прогноза погоды ECMWF, региональная модель прогноза погоды метеослужбы Германии, модель формирования паводкового стока LISFLOOD и имитационная модель затопления территории с почасовым временным шагом и высоким пространственным разрешением. Подобный функционал требует наличия детальных данных о рельефе и других характеристиках подстилающей поверхности. На выходе система EFAS предоставляет пользователям карты вероятности возникновения наводнений, ансамблевые прогнозы стока, информацию об осадках, доступную через веб-интерфейс мониторинг паводковой обстановки (Thielen et al., 2009).

В США для прогнозирования и оперативного оповещения о наводнениях используется технология FFG (Руководство по быстроразвивающимся паводкам), разработанная сотрудниками национальной метеослужбы США и Гидрологическим исследовательским центром в Сан-Диего. Технология FFG предназначена для выявления в оперативном режиме районов, где ожидается формирование быстроразвивающихся паводков, в том числе на малых речных бассейнах, не обеспеченных гидрологическими наблюдениями. Особенностью данной системы является развитый блок оценки полей осадков на основе данных радиолокаторов (системы NEXRAD) откорректированных по наземной осадкомерной сети. Полученные с помощью данной технологии поля осадков используются в качестве входных данных для

модели формирования и таяния снежного покрова и модели расчета влажности почвы. Система обеспечивает полностью автоматизированный сбор данных, усвоение и обработку их для моделирования и выпуска прогностической продукции. На выходе технология формирует поля показателей, отражающих возможность формирования наводнения, показатель угрозы формирования опасных наводнений, а также оценку неопределенности прогноза. Технология имеет хорошо развитый интерфейс и позволяет представлять выходную продукцию в виде текстовых форматов, в виде карт и графиков. Помимо США, данная технология используется в Мексике, Коста-Рике, Панаме, Румынии, Болгарии, Турции и других странах (Ntelekos et al., 2006).

Развитая система оперативного прогноза наводнений создана также в Австрии. Она обеспечивает выпуск прогнозов с временным разрешением 15 мин и заблаговременностью до 48 ч. В качестве входных метеорологических данных используются средневзвешенные значения полей прогноза осадков по моделям ALADIN и ECMWF. Параметры гидрологической модели распределены по элементам регулярной сетки площадью 1 км^2. Для каждой ячейки выполняется расчет динамики снежного покрова, процессов перемещения почвенной влаги и трансформации стока. Метод линейных емкостей используется для расчета склонового добегания, а модель с сосредоточенными параметрами — для расчета руслового добегания. Система позволяет прогнозировать наводнения, связанные как с интенсивными осадками, так и с таянием снега в горах. Величина ошибки прогноза стока по данной модели составляет 10-30% при заблаговременности до 24 ч (Nester et al., 2016).

В России до последних лет наблюдалось сильное отставание от развитых стран в области создания автоматизированных систем гидрологического прогноза и оповещения о наводнениях. Первый опыт автоматизации оперативных гидрологических прогнозов на основе моделей формирования стока был получен около 10 лет назад. Так, в практике оперативных гидрологических прогнозов ФГБУ «Среднесибирское УГМС» в последние годы успешно использовался программный комплекс, реализующий расчет и прогноз притока воды в Саяно-Шушенское и Красноярское водохранилища, а также выпускающий прогнозы уровней (расходов) воды на реках бассейна Верхнего Енисея. В основе системы находится концептуальная модель формирования стока на горном водосборе, в блоках которой для различных высотных зон выполняются расчеты снегонакопления, снеготаяния, водоотдачи талой и дождевой воды, склонового притока и руслового добегания (Бураков, 2009). На Дальнем Востоке функционирует система краткосрочных прогнозов уровней (расходов) воды на

гидрологических створах бассейна р. Уссури, разработанная коллективом научных сотрудников под руководством Б.И. Гарцмана (Гарцман, 2008).

Однако перечисленные системы прогноза не имеют развитой подсистемы вывода, визуализации данных и поддержки принятия решения на основе ГИС-технологий. Также они не используют оперативные метеорологические прогнозы в качестве входных данных, что сильно ограничивает заблаговременность прогноза расходов и уровней воды.

После катастрофических наводнений в Краснодарском крае в 2012 г. и в бассейне Амура в 2013 г. в Гидрометцентре РФ была начата работа по созданию автоматизированных систем краткосрочного прогнозирования уровней и расходов воды и оповещения о наводнениях. Такие СПН были созданы для бассейна Амура (Фролов и др., 2016), а также бассейна Кубани и Черноморского побережья Кавказа (Борщ и др., 2015). При их разработке были впервые учтены современные требования. В качестве входной информации используются данные автоматизированной сети наблюдений, а также метеорологические прогнозы по численным моделям COSMO, NCEP, UKMO и JMA. Для гидрологического прогноза используется модель формирования стока, прогнозы составляют на срок 4-6 сут. Подсистема подготовки и доведения выходной информации до конечных пользователей реализована на основе технологии ArcGis Server. Она включает три основных компонента: базы данных и систему управления ими для поддержки и ведения массивов гидрометеорологической информации; ГИС-компонент, предназначенный для расчетов и прогнозов различных параметров и подготовки выходной продукции, а также веб-компонент для взаимодействия с пользователями (веб-сервер и веб-приложение). В системе «ГИС-Амур» также используется спутниковая информация (карты пространственного распределения снежного покрова, влажности почвы и зон затопления в бассейне р. Амур (Фролов и др., 2016)).

Таким образом, в настоящее время в России начат процесс внедрения технологий оперативного гидрологического прогноза с широким применением ГИС, но пока модернизация системы прогнозирования проведена только в тех речных бассейнах, для которых характерен наибольший ущерб от наводнений.

Глава 2

Информационное обеспечение математико-картографического моделирования формирования поверхностного стока

За несколько десятилетий, в течение которых развивается теория и методология моделирования речного стока, были получены общие представления о механизмах его формирования, с учетом некоторых особенностей в различных климатических и физико-географических условиях. В соответствии с этими представлениями разрабатывается структура современных моделей формирования стока. В наиболее общем виде она включает блоки (или подмодели) следующих процессов (Гельфан, 2007; Семенова, 2008):

> поступления осадков на поверхность водосбора, их перехвата растительным покровом и испарения;

> формирования и таяния снежного покрова;

> динамики тепла и влаги в почвенной колонке (включая процессы перемещения влаги в почве, ее замерзания и оттаивания);

> поверхностного задержания воды и ее стекания по поверхности склонов и внутри почвенных горизонтов;

> движения воды в русловой сети.

Физические основы процесса формирования стока изучены достаточно детально, однако результаты моделирования на реальных водосборах и качество полученных на основе моделей гидрологических прогнозов по-прежнему не всегда устраивают потребителя. Это связано с рядом неопределенностей, существующих как в самом математическом описании процессов формирования стока, так и при получении входных данных и оценке параметров моделей.

Неопределенности, связанные с математическим описанием процесса формирования стока, детально рассмотрены в работах авторов моделирующей системы «Гидрограф» (Виноградов, Виноградова, 2008; Семенова, 2008). Также некоторые ключевые расхождения между различными научными школами в области моделирования талого стока выделены в диссертации (Гельфан, 2007). Эти неопределенности не могут быть устранены средствами ГИС-технологий и не являются предметом данного исследования.

Вторая ключевая неопределенность связана с оценкой пространственного распределения метеоэлементов на водосборах, особенно в условиях сложного рельефа, редкой сети наблюдений и залесенности (что особенно характерно для территории России). Любая гидрологическая модель использует те или иные входные метеорологические переменные (количество требуемых переменных зависит от детальности описания процессов в модели). Наиболее критичной для моделирования стока является оценка пространственного распределения осадков и характеристик снежного покрова. Для решения данной проблемы предлагаются различные подходы, реализованные в данном исследовании на примере бассейна Воткинского водохранилища (подробнее см. п. 3).

И наконец, **третьим источником неопределенности является оценка параметров моделей на основе характеристик подстилающей поверхности**. При этом критическое значение могут иметь как неверно определенные значения параметров, для оценки которых часто используется метод калибровки, так и детальность описания подстилающей поверхности. В последние годы объем доступных пространственных данных о подстилающей поверхности значительно увеличился, но сохраняются сложности с получением детальных характеристик почвенного покрова. Наконец, для территорий с плоским рельефом отдельной проблемой является корректное проведение схематизации бассейна и выделение границ водосборов по ЦМР. Эта задача также решается средствами ГИС-технологий и описана в п. 2. настоящей работы.

Таким образом, развитие информационного обеспечения является одним из важнейших направлений совершенствования современных гидрологических моделей. В общем случае информационное обеспечение должно соответствовать следующим требованиям (Семенова, 2016):

> Модель должна быть ориентирована на доступную метеорологическую информацию, которая может быть получена по стандартным наблюдениям метеостанций.

> Параметры модели должны иметь ясный физический смысл и возможность прямого измерения либо априорной экспертной оценки.

> Систематизация значений параметров позволяет использовать их при моделировании стока в малоизученных бассейнах.

Параметры распределенных моделей формирования стока являются числовыми коэффициентами в расчетных уравнениях. Большинство параметров отражают гидрологически значимые свойства рельефа и почвенно-растительного покрова в пределах бассейна. Их значения принимаются постоянными для каждого участка, однород-

ного по условиям формирования стока, и изменяются в зависимости от физико-географических условий. Так, например, в распределенной модели формирования стока «Гидрограф» (Семенова, 2008; Vinogradov et al., 2011) выделяются 5 групп параметров: параметры почвенной колонки, параметры почвенно-растительного покрова, параметры поверхности склона, параметры стоковых элементов и климатические параметры. Значения параметров оцениваются на основе анализа физико-географических условий территории, по имеющимся базам данных характеристик почв, растительности, морфометрии речных бассейнов или на основе различных справочников. В большинстве современных моделей стока оценка некоторых параметров производится на основе калибровки по фактическим наблюдениям (Антохина, 2012).

Для оценки пространственного распределения параметров модели требуется разбиение бассейна на участки, однородные по условиям формирования стока. Помимо этого, для моделирования процессов поступления, потерь и стекания воды необходимо произвести схематизацию бассейна и речной сети. Пространственная схематизация бассейна является исходным этапом гидрологического моделирования и предваряет оценку параметров модели. Эта задача решается, как правило, средствами ГИС-технологий на основе ЦМР, почвенных и ландшафтных карт различных масштабов, данных космической съемки и продуктов их обработки.

Цифровая модель рельефа и пространственно-распределенные характеристики почвенно-растительного покрова являются важнейшим элементом информационной основы любой гидрологической модели. Подробное описание технологии их подготовки для моделирования стока приведено в работе (Яковченко 2007). Для обозначения совокупности пространственных данных о рельефе, речной сети, структурном делении на водосборы и характеристиках почвенно-растительного покрова, необходимых для решения гидрологических задач, С.Г. Яковченко вводит термин «Универсальная цифровая модель местности (УЦММ)». Пространственное разрешение цифровой модели местности, используемой для гидрологического моделирования, определяется, во-первых, площадью рассматриваемого водосбора, а во-вторых — детальностью имеющихся данных. Так, в модели ECOMAG, используемой преимущественно для крупных водосборов, применяется ЦМР GLOBE с размером ячейки 1 км, почвенная карта и карта ландшафтов масштаба 1:2 500 000 (Антохина, 2012). Для моделирования стока со средних и малых водосборов требуется получение данных более высокого пространственного разрешения, что представляет определенную проблему.

В последние 10 лет в открытом доступе появились глобальные ЦМР с шагом сетки от 30 до 250 м (SRTM, GMTED2010, ASTER GDEM), а также карты типов подстилающей поверхности с детальностью 300-500 м, такие как GLOBCOVER (Arino et al., 2008), MODIS Land Cover Types (Friedl et al., 2010) и др. На этом фоне основным ограничением остается получение данных о характеристиках почв и грунтов. Как отмечено в гл. 1, в зарубежных странах такие данные доступны. В России же приходится ориентироваться либо на глобальные открытые данные низкого разрешения, обзор которых приведен в статье (Дубинин, 2008), либо самостоятельно осуществлять сбор и векторизацию фондовых материалов.

2.1. Методы схематизации водосборов и определения участков, однородных по условиям формирования стока

Любая гидрологическая модель тем или иным способом схематизирует речной бассейн. Выбор метода схематизации определяет структуру модели и зависит от подходов, используемых для описания процесса формирования стока. В большинстве распределенных моделей процесс стекания воды по склонам описывается с помощью уравнения кинематической волны (т.е. в виде тонкого сплошного слоя), а структура поверхности бассейна аппроксимируется набором конечных элементов. Схематизация осуществляется путем разбиения водосбора на склоны, вдоль которых происходит стекание воды к расчетным участкам речной сети. На этих склонах выделяются элементы площади с однородными характеристиками рельефа и почв, которые представляют собой конечные элементы для численного интегрирования уравнений, описывающих склоновый сток (Семенова, 2008).

Результатом схематизации является структурное деление территории на водосборы различных порядков, а также структура самой речной сети (с учетом зарегулированности стока). В большинстве современных моделей стока они рассчитываются средствами ГИС-технологий на основе ЦМР. Соответствующие инструменты, позволяющие определить направление движения воды по поверхности склонов, создать модель (древовидную структуру) речной сети и выделить водосборы различных порядков, реализованы в большинстве современных ГИС-пакетов (рис. 2.1). В некоторых гидрологических моделях есть и собственные инструменты для выполнения этих операций. Например, в модели ECOMAG схематизация бассейнов выполняется средствами модуля ECOMAG Extension, разработанного на базе ГИС ArcView 3.2a (Антохина, 2012).

Общепринятый алгоритм схематизации показан на рис. 2.1 а на рис. 2.2 приведена полученная модель речной сети и структурного деления для бассейна р. Иньвы до г. Кудымкара. Помимо структурного деления и модели речной сети, при схематизации водосбора по ЦМР может быть вычислен ряд других гидрологически значимых характеристик. В частности, во многих моделях стока используется ареаграфическая кривая (зависимость площади водосбора от времени добегания воды до русла). Пример ее расчета для бассейна р. Иньвы до Кудымкара представлен на рис. 2.3.

Как следует из приведенного описания алгоритма, на этапе предварительной обработки ЦМР и расчета направлений стока могут быть использованы различные методы расчета, так как стандартные способы не всегда дают удовлетворительный результат. Более подробный обзор проблем, связанных с предварительной обработкой ЦМР и определением направления стекания воды по склонам, приведен в п. 2.2.

В модели формирования стока «Гидрограф», разработанной проф. Ю.Б. Виноградовым (Виноградов, Виноградова, 2008; Семенова, 2008), реализован иной подход к схематизации водосбора. Речной бассейн в данной модели представляется набором регулярных, так называемых репрезентативных, точек (РТ), расположенных в пределах водораздельного контура и упорядоченных в виде гексагональной сетки. Каждой РТ приписывается тяготеющая к ней площадь, в пределах которой характеристики рельефа (высота, уклон, экспозиция) принимаются неизменными. Всем РТ назначается индивидуальное время добегания, которое рассчитывается на основе скорости течения в речной сети. В соответствии с этим временем добегания значения стокообразующих переменных, определенные для элементарной площади, переносятся в замыкающий створ. Количество РТ зависит от степени освещения бассейна метеорологической информацией и параметрическим обеспечением. Таким образом, в модели «Гидрограф» имеется возможность варьирования степенью подробности информационного обеспечения конкретных бассейнов в зависимости от задач, на решение которых направлено моделирование стока.

Определение участков, однородных по условиям формирования стока, производится, как правило, на основе данных о почвенном и растительном покрове в пределах бассейна. Методика выделения стокооднородных участков зависит от подходов, используемых для описания процесса формирования стока в той или иной модели. Для каждого такого участка задаются различные значения параметров модели.

Стандартный для большинства современных распределенных гидрологических моделей подход реализован, в частности, в модели ECOMAG (Антохина, 2012). В ее программный комплекс входят встроенные базы данных «Почва», «Землепользование» и «Бассейн», которые содержат информацию об объектах, типах почв и ландшафтов. В базе данных «Почва» собраны характеристики 112 типов почв, являющиеся параметрами модели: механический состав, объемная плотность, пористость, наименьшая полевая влагоемкость, влажность завядания, коэффициент фильтрации, содержание гумуса. В базе данных «Землепользование» содержатся параметры модели, меняющиеся в зависимости от типа землепользования: шероховатость, поверхностное задержание, коэффициент впитывания, эмпирический коэффициент в формуле испарения, коэффициент таяния и глубина промерзания. Информация о типах почв и ландшафтов со значениями параметров из баз данных «Почва» и «Землепользование» считывается с соответствующих карт в программном комплексе ArcView и передается всем выделенным элементарным водосборам. В дальнейшем производится осреднение характеристик почв и землепользования по каждому элементарному водосбору, с учетом весовых коэффициентов по занимаемой ими площади. После этого начинается этап проведения расчетов.

В модели «Гидрограф» (Виноградов, Виноградова, 2008) применяется система выделения стокооднородных участков, основанная на предположении, что некоторая упорядоченная система точек, расположенных в пределах водораздельного контура бассейна, объективно способна представлять этот бассейн (Семенова, 2008). Области, однородные по типу процессов формирования стока, называются стокоформирующими комплексами (СФК). Для выделения СФК используются литературные источники, а также почвенные и ландшафтные карты, спутниковые снимки. В пределах каждого СФК определяются параметры почвенного профиля, растительного покрова и поверхности склонов. Параметры модели неизменны в пределах СФК и скачкообразно изменяются на его границах. Вся водосборная площадь может быть представлена одним или несколькими СФК, различающимися по комплексу природных факторов. Главным критерием выделения СФК является тип растительности и почвы. Все типы подстилающей поверхности, занимающие значительную площадь в пределах бассейна, выделяются как отдельные СФК. Размеры и детальность выделенных СФК определяются в основном размером бассейна, наличием информации о гидрологически значимых свойствах ландшафтов и масштабом используемых карт (Семенова, 2008).

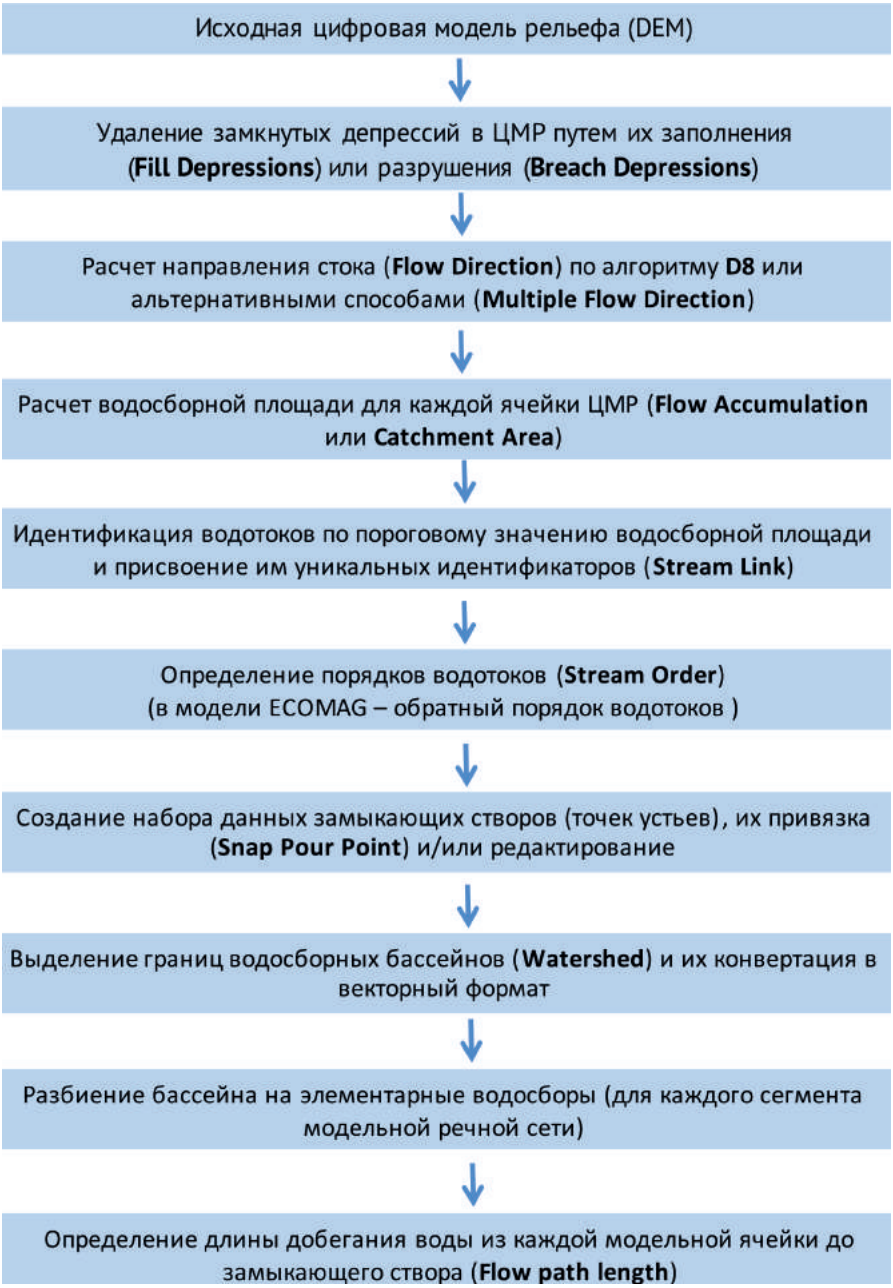


Рис. 2.I. Алгоритм схематизации речной сети и выделения речных бассейнов по ЦМР

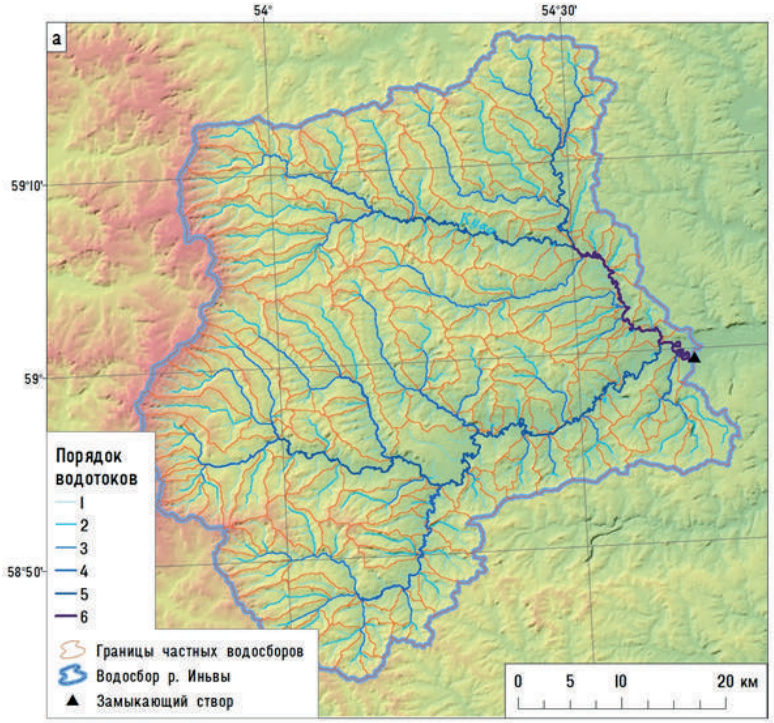


Рис. 2.2. Структура модельной речной сети и деление на частные водосборы в бассейне р. Иньвы до г. Кудымкара



Рис. 2.3. Ареаграфическая кривая для бассейна р. Иньвы до г. Кудымкара (для случая скорости добегания воды, постоянной для всей территории водосбора)

Наконец, в некоторых «полураспределенных» концептуальных моделях стока, например в модели Д.А. Буракова (Бураков и др., 1996, 2009; Борщ, Бураков, Симонов, 2015) или в модели HBV (The Guide to Hydrological Practices…), схематизация бассейна производится на основе выделения в пределах бассейна однородных по условиям формирования стока ландшафтно-гидрологических районов и высотных зон. Отдельно для каждого выделенного района проводятся расчеты снегонакопления, снеготаяния, водоотдачи талой и дождевой воды, склонового притока и руслового добегания.

2.2. Подготовка растровых моделей рельефа для гидрологического моделирования

Как отмечено выше, ЦМР являются важнейшим элементом информационного обеспечения гидрологических моделей. В настоящее время доступность цифровых данных о рельефе существенно возросла. Источниками информации для создания ЦМР являются топографические карты, аэрофотоснимки, космические снимки в оптическом и радиолокационном диапазонах спектра, данные воздушного лазерного сканирования, данные альтиметрической съемки, спутниковых систем позиционирования, нивелирования и других методов геодезии.

Несколько моделей рельефа Земли, созданных на основе данных ДЗЗ (ETOPO, GTOPO, SRTM и ASTER), находятся в открытом доступе и успешно применяются для целей гидрологического моделирования.

ЦМР, используемая для моделирования стока и в других гидрологических приложениях, должна быть гидрологически согласованной. Гидрологическая согласованность ЦМР включает несколько основных понятий. Во-первых, в ЦМР должны отсутствовать фиктивные точки стока или замкнутые депрессии (под которыми понимаются ячейки, высота которых меньше, чем у всех ближайших соседних). Эти точки стока генерируются при всех стандартных алгоритмах интерполяции, не использующих данные о речной сети. Также они всегда присутствуют в ЦМР, полученных на основе данных ДЗЗ. Во-вторых, потоковые линии, проведенные по ЦМР, должны совпадать (в пределах точности расчетов) с соответствующими отрезками исходной речной сети (Яковченко, 2007).

Еще в 90-е гг. XX в. зарубежными специалистами было разработано множество алгоритмов обработки (гидрологической коррекции) ЦМР, расчета направления потоков и выделения на их основе сети водораз-

делов и тальвегов. В настоящее время большинство их них реализовано в открытых ГИС-пакетах SAGA и Whitebox GAT, некоторые алгоритмы реализованы также в коммерческих ГИС. Основной проблемой при реализации алгоритмов обработки ЦМР является устранение замкнутых локальных понижений, а также моделирование речной сети на участках местности с плоским рельефом (Martz & Garbrecht, 1998; Кошель, Энтин, 2016).

Качество исходной модели рельефа также в значительной степени определяет ее применимость для решения гидрологических задач. В наибольшей степени предъявляемым в гидрологическом анализе требованиям отвечают ЦМР, созданные на основе алгоритма ANUDEM (Topogrid), разработанного Майклом Хатчинсоном (Michael Hutchinson). В настоящее время он реализован в пакете ArcGis как инструмент Topo to Raster. В ArcGis используется версия ANUDEM 5.3 (ArcGis Resources). Главной особенностью процедуры интерполяции Topo to Raster является возможность использования полного набора данных о формах рельефа с топографических карт. Инструмент предназначен для создания растра путем интерполяции значений высот при введении ограничений, которые обеспечивают связанную дренажную структуру и корректное представление тальвегов и водоразделов на основе входных данных изолиний. С математической точки зрения, метод Topo to Raster представляет собой дискретизованный метод плоского сплайна, в котором изменен фактор шероховатости. Таким образом, скорректированная ЦМР может отвечать резким изменениям поверхности (таким как ущелья, горные хребты, крутые обрывы). При использовании инструмента Topo to Raster на процесс интерполяции также накладываются ограничения, что позволяет получить связанную структуру речного бассейна и корректное представление водотоков и водоразделов. В открытых ГИС (QGIS, Saga и др.) данный метод интерполяции не реализован.

В последние годы важнейшим источником получения данных о рельефе становится дистанционное зондирование Земли, а роль данных, полученных с помощью оцифровки топографических карт, снижается. Свободно распространяемые модели рельефа SRTM, Aster GDEM, GMTED 2010, а также высокодетальные данные радиолокационной съемки и воздушного лазерного сканирования широко используются для решения гидрологических задач. Для моделирования стока на их основе предварительно выполняется устранение замкнутых депрессий. Наиболее простым и часто используемым методом является их принудительное заполнение (алгоритм Fill depressions). Ряд алгоритмов заполнения реализован как в коммер-

ческих, так и в открытых ГИС-пакетах. Однако существенным их недостатком является неадекватное моделирование сети тальвегов на участках с плоским рельефом (Martz & Garbrecht, 1998). В связи с этим были разработаны альтернативные методы, из которых наиболее известен метод удаления замкнутых локальных понижений путем их разрушения (Breach depressions). Данный алгоритм реализован в ГИС Whitebox GAT и использовался для автоматизированного выделения речных бассейнов Европейской части России (Ermolaev et al., 2017).

На основе гидрологически корректных ЦМР, полученных с помощью перечисленных алгоритмов, решаются разнообразные задачи в области моделирования стока, распространения загрязняющих веществ и оценки качества воды, оценивается объемов стока наносов, производится оценка опасности оползней и селей.

2.2.1. Методы предварительной обработки ЦМР

Как было отмечено выше, главным препятствием для корректного расчета направлений стока и вычисления производных гидрологических параметров по ЦМР являются замкнутые локальные понижения. В современных программных средствах ГИС реализованы алгоритмы, заполняющие локальные понижения таким образом, что на их месте формируется горизонтальная или наклонная плоскость, или же прорезающие их границы. Традиционно чаще применяются алгоритмы заполнения, поскольку они реализованы в большинстве ГИС-пакетов. Однако эти алгоритмы существенно изменяют гидрологические свойства ЦМР. Преимуществом альтернативного подхода (breach depressions) является максимальное сохранение исходных свойств ЦМР при удалении замкнутых депрессий. В целом считается доказанным, что алгоритм breach depression обеспечивает в большинстве случаев получение гидрологически более корректной модели рельефа, чем любой из алгоритмов заполнения (Lindsay, 2016). Однако, как отмечено в работе (Кошель, Энтин, 2016), к настоящему времени не представляется возможным рекомендовать какой-либо один метод в качестве универсального, подходящего для любых территорий. При выборе алгоритма следует сопоставлять результат его применения с известными особенностями распределения стока на исследуемом участке.

Собственно расчет направлений стока также может быть реализован несколькими способами. Моделирование поверхностного стока

в современных ГИС в большинстве случаев основывается на следующей идее: ЦМР, по которой выполняется анализ, рассматривается как поверхность, составленная из горизонтальных ячеек фиксированной высоты. Вода «вытекает» из ячейки и распределяется между теми из ее соседей, высота которых меньше высоты центральной ячейки (рис. 2.4).

Наибольшее распространение получил алгоритм определения направления стока Deterministic Eight-Neighbor (D8). В соответствии с ним поток из рассматриваемой ячейки целиком направляется в ту из восьми соседних, которая имеет, во-первых, меньшую высоту и, во-вторых, наибольший уклон линии, соединяющей центр текущей ячейки с центром соседней (рис. 2.5). Алгоритм D8 отличается простотой в реализации, но в некоторых случаях некорректно работает на относительно плоских поверхностях. Вместо того чтобы «соединить» все потоки в одно течение, D8 формирует сеть водотоков, текущих параллельно друг другу по азимуту, кратному 45°. Для устранения данной проблемы предложено несколько альтернативных решений, которые описаны в работе (Кошель, Энтин, 2016).

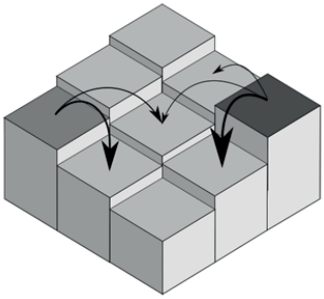


Рис. 2.4. Моделирование потока воды между ячейками при обработке ЦМР в современных ГИС (Кошель, Энтин, 2016)



Рис. 2.5. Расчет направлений стока по алгоритму D8 (Кошель, Энтин, 2016)

Сравнение результатов работы различных алгоритмов предварительной обработки ЦМР выполнено на примере бассейна р. Иньвы до г. Кудымкар, площадь которого составляет 2124,6 км^2 (рис. 2.6, 2.7). Западная часть водосбора расположена на Верхнекамской возвышенности с абсолютной высотой до 338 м, восточная часть водосбора имеет более сглаженный рельеф и характеризуется абсолютными высотами в пределах 130-250 м. Густота речной сети, по данным с топографической карты М 1:100 000, составляет 0,87 км/км^2. ЦМР водосбора построена методом Topo to Raster, также на основе данных с топографической карты М 1:100 000. Размер ячейки ЦМР был принят равным 20 м, в соответствии с рекомендациями (Яковченко, 2007).

Для предобработки созданной ЦМР использовались следующие инструменты:

> **Заполнение локальных понижений методом Дженсона-Доминго** (Jenson, Domingue, 1988), реализация в ArcGis v.10.4.1. Дальнейший расчет направлений стока производился также средствами ArcGis по алгоритму D8.

> **Заполнение локальных понижений методов Ванга-Лю** (Wang, Liu, 2006), реализация в ГИС SAGA v.2.3. Дальнейший расчет направлений стока производился также средствами ArcGis по алгоритму D8.

> **Заполнение локальных понижений методом Энтина-Кошеля**, реализация в программе, разработанной авторами (Энтин, Кошель, 2017). Дальнейший расчет направлений стока производился средствами ArcGis по алгоритму D8.

> **Разрушение депрессий (Breach depressions)**, реализация в ГИС Whitebox GAT (Lindsay, 2016). Дальнейший расчет направлений стока производился также в Whitebox GAT по алгоритму D8 Flow Direction.

Далее производилась идентификация сети водотоков по пороговому значению водосборной площади, которое было принято равным 1000 ячеек (40 га). Это значение параметра генерализации близко к ранее рекомендованному значению, равному 50 га (Пьянков, Калинин, 2017). На последнем этапе было выполнено определение границ водосборов по стандартному алгоритму.

Оценка результатов идентификации водотоков и выделения водосборных бассейнов выполнена по следующим критериям:

> Сравнение площади водосборов р. Иньвы, а также ее притока р. Кувы, полученных по ЦМР, обработанной различными методами.

> Сравнение фактической и расчетной суммы длин рек в пределах водосбора р. Иньвы.

> Сравнение длин рек Иньва и Кува, восстановленных по ЦМР, с фактическими их длинами по топографической карте М 1:100 000.

> Сравнение среднего расстояния между руслами рек (на примере р. Иньвы и Кувы), восстановленными по ЦМР, с фактическими данными, полученными по топографической карте М 1:100 000.

Как следует из табл. 2.1, выбор метода устранения замкнутых депрессий в ЦМР практически не влияет на оценку площади водосборов. То же относится и к расчетной сумме длин рек – во всех случаях она оказалась больше фактической на 15%, а различие в зависимости от выбора метода обработки ЦМР не превышает 0,3%. Превышение расчетной суммы длин рек над фактической суммой наблюдается, главным образом в равнинной восточной части водосбора. В западной, более возвышенной части водосбора расчетная длина рек оказалась близка к фактической или даже несколько меньше нее.

Таблица 2.1.

Сравнительная оценка алгоритмов предварительной обработки ЦМР

Метод обработки ЦМР	Критерии оценивания			
	Площадь водосбора (р. Иньва/ р. Кува), км^2	Сумма длин рек в бассейне р. Иньвы, км	Длина рек Иньва и Кува, км	Среднее расстояние между фактическим и модельным руслом р. Иньва/р. Кува, м
Fill depressions, метод Дженсона-Доминго	2124,6/898,0	2125,5	102,2/75,2	84/89
Fill depressions, метод Ванга-Лю	2125,3/898,0	2120,5	100,3/74,1	38,2/42,8
Fill depressions, метод Энтина-Кошеля	2124,6/898,4	2127,8	109,5/77,0	37/90
Breach depressions, Whitebox GAT	2124,6/899,1	2129,9	115,6/78,0	30/91
Фактические данные (по карте М 1:1000 000)	-	1846,8	110,6/88,1	-

Более существенные различия между ЦМР, обработанными различными способами можно выявить, если сравнить длину отдельных водотоков и степень совпадения фактического и модельного положения русла. Использование методов заполнения депрессий Дженсона и Доминго и Ванга и Лю приводит к существенному сокращению расчетной длины рек относительно фактической (длина р. Иньвы занижена на 8% и 10%, а длина р. Кувы – на 17% и 18% соответственно). Среднее расстояние между фактическим и расчетным положением русла оказывается максимальным при использовании метода Дженсона и Доминго.

При заполнении локальных понижений с помощью данного инструмента в поймах рек генерируются большие по площади участки с однородным минимальным уклоном (в виде наклонных плоскостей), в результате чего реальное положение русла реки часто не воспроизводится, излучины рек «срезаются» (рис. 2.6). Сравнение ЦМР, обработанных этим методом и с помощью инструмента Breach Depressions, позволяет выявить такие участки по разности высот (рис. 2.7). Таким образом, методы заполнения локальных понижений, реализованные в ArcGis и в ГИС SAGA, существенно изменяют гидрологические свойства модели рельефа на отдельных участках местности.

Использование современного алгоритма заполнения депрессий, разработанного А.Л. Энтиным и С.М. Кошелем (Энтин, Кошель, 2017), или же инструмента Breach Depressions, реализованного в ГИС Whitebox GAT, позволяет повысить достоверность моделирования речной сети на некоторых участках. На это указывает лучшее совпадение расчетной и фактической длины рек Иньвы и Кувы, а также меньшее расстояние между фактическим и расчетным положением русла (для р. Иньвы). Однако эти алгоритмы также не гарантируют полного отсутствия ошибок. Так, для р. Кувы среднее расхождение фактического и расчетного положения русла оказалось даже несколько больше, чем при использовании инструмента, реализованного в ArcGis, и в 2,1 раза больше, чем при использовании ГИС SAGA (табл. 2.1).

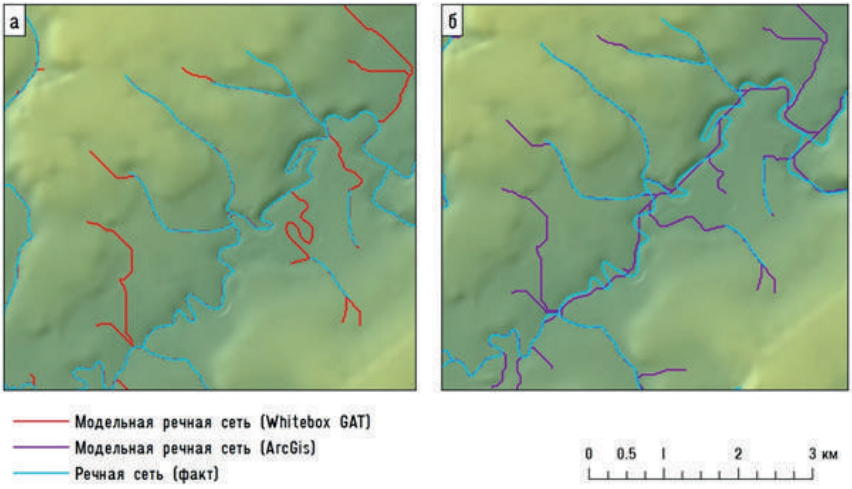


Рис. 2.6. Сопоставление фактической речной сети с полученной на основе обработки ЦМР в ГИС Whitebox GAT (а) и на основе обработки ЦМР в ArcGis (б)

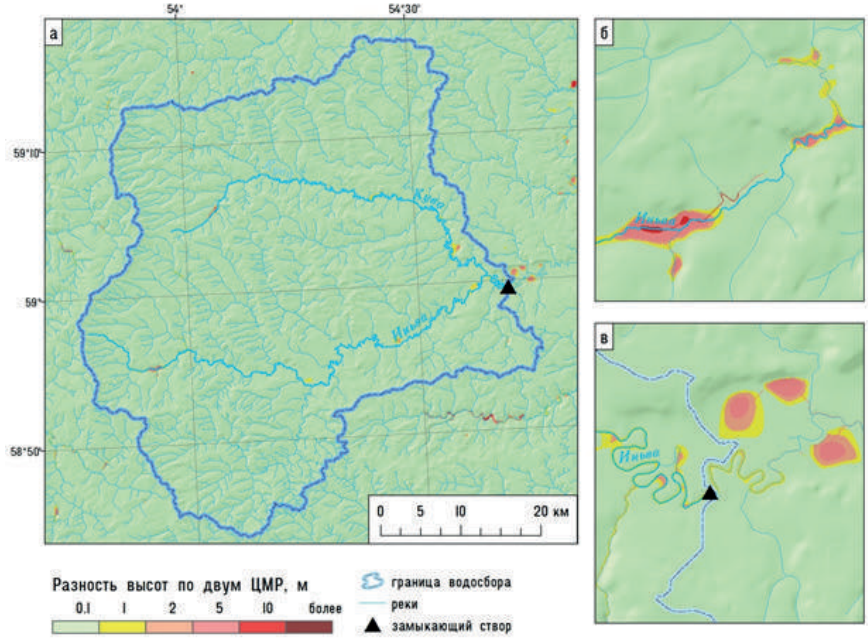


Рис. 2.7. Разность высот по ЦМР, обработанных с помощью разных методов устранения депрессий: алгоритм Дженсона и Доминго (а, б) и Breach Depressions (в)

2.2.2 Определение оптимальных размеров ячейки растра и порогового значения водосборной площади для моделирования сети водотоков по ЦМР

Помимо алгоритма устранения замкнутых локальных понижений, на достоверность моделирования речной сети и водосборного деления также влияет выбор оптимального размера ячейки ЦМР (a) и порогового значения водосборной площади (K_r) при идентификации водотоков. Очевидно, что с увеличением размера ячейки ЦМР будет происходить генерализация выделенной по ней сети водотоков. Такой же эффект будет наблюдаться в случае увеличения порогового значения водосборной площади, которое задается пользователем при идентификации водотоков. Данное пороговое значение, по сути, представляет собой параметр генерализации речной сети при соответствующих линейных размерах растра.

В работе (Яковченко, 2007) отмечено, что минимальным значением размера ячейки ЦМР a_{min}, при котором полностью отражаются все характерные элементы рельефа в данном масштабе карты, является величина 0,2 мм в масштабе карты $a_{min} = 0{,}2 \cdot 10^{-6}$ М (км) (толщина линии горизонтали). В работе (Gyasy-Agyei et al., 1995) предложена внемасштабная формула для оценки минимального размера ячейки растра:

$$\frac{a \cdot i}{\sigma_z} > 1 \qquad (2.1),$$

где a – размер ячейки, i – средний уклон, σ_z – стандартное отклонение ошибки высот для данной модели местности.

Собственно величина $\frac{\sigma_z}{i}$ по порядку близка к среднему размеру неоднородностей рельефа (ложбина, бугор), выраженных в исходных горизонталях в плане. Обобщение формулы (2.1) по мнению С.Г. Яковченко (2007), может использоваться для оценки $a_{\min} = \min(0{,}2 \cdot 10^{-6} M, \frac{\sigma_z}{i_{\max}})$. При расчете площади водосбора можно использовать следующее выражение для относительной ошибки (в процентах):

$$\Delta_F = \frac{100 \cdot \delta F}{F} = \frac{400 \cdot a}{\sqrt{F}}$$

В этом случае размер ячейки при допустимой ошибке Δ_F должен быть меньше или равен

$$a_{\max} = 2{,}5 \cdot 10^{-3} \Delta_F \sqrt{F}\,(км) = 2{,}5 \cdot \Delta_F \cdot \sqrt{F}\,(м)$$

Идентификация речной сети по растровой модели рельефа обычно производится путем задания порогового значения водосборной площади. При этом площадь водосбора выступает как индекс, заменяющий расход, в предположении однородного пространственного распределения дождя постоянной интенсивности. Эта методика подходит для гидрологического моделирования в условиях однородного крутосклонного рельефа (Гарцман, Шекман, 2016). Она реализована в ряде коммерческих и открытых ГИС-пакетов, в том числе в модуле ArcGis Spatial Analyst.

При моделировании речной сети и границ водосборов с использованием модуля ArcGis Spatial Analyst параметры a и K_r определяются пользователем. Оценка их оптимальных значений выполняется путем сравнительного анализа модельной и топографической карт заданного масштаба (как визуального послойного сравнения, так и рассчитанных значений суммарной длины рек в пределах какого-либо водосбора).

Рассмотрим решение задачи на примере бассейна р. Иньвы до г. Кудымкара (А=2124,3 км^2). Бассейн расположен в западной части водосбора Воткинского водохранилища и отличается преимущественно равнинным (на западе – возвышенным) рельефом с высотами от 132 до 338 м (рис. 2.8). Для количественной оценки правильности подбора оптимальных значений параметров выполнен расчет суммарной длины рек в пределах водосбора р. Иньвы при разных комбинациях размеров ячеек растра *a* и пороговых значений водосборной площади K_r (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Модельные значения суммы длин рек в пределах водосбора р. Иньвы и их отклонения (%) от фактической суммы (1846,8 км) при разных размерах ячейки ЦМР (а) и значениях параметра K_r

K_r	Размер ячейки ЦМР, м					
	7,5×7,5		10×10		25×25	
	Расчетная сумма длин рек, км	%	Расчетная сумма длин рек, км	%	Расчетная сумма длин рек, км	%
1000	5625860	162.74	4395862	105.29	3507554	63.81
2000	4321732	101.83	3652476	70.58	2945247	37.55
3000	3654851	70.69	2987561	39.52	2397642	11.97
4000	3082546	43.96	2751456	28.50	2197864	2.64
5000	2594214	21.15	2301573	7.49	1994862	-6.84
7500	2265486	5.80	2032455	-5.08	1892547	-11.62
10000	2028422	-5.27	1924587	-10.12	1752547	-18.15

Как видно из табл. 2.2, наилучшая сходимость суммы длин рек модельных и фактических достигается при значениях параметра *a*, близких к 10 м, и K_r около 5000. Это находится в соответствии с ранее выполненными исследованиями (Пьянков, Калинин, 2015): для площади водосбора р. Чолвы при Δ_F = 1%, i_{max}=0,925, *i*.= 0,046, σ_z = 2,5 м линейные размеры ячеек растра будут находиться в пределах 2,7 м < *a* < 38,2 м.

Поставим задачу строгого доказательства оптимальных значений этих параметров с использованием модуля ArcGIS Spatial Analyst:

$$\left|\Sigma l_{fact} - \Sigma l(a, K_r)\right| \to 0 \qquad (2.2)$$

где Σl_{fact} – сумма длин рек, определенная по топографической карте; $\Sigma l(a, K_r)$ – сумма длин рек, вычисленная по ЦМР, построенной методом Topo to Raster с параметрами a, K_r.

Вычислим значение $\Sigma l(a, K_r)$ по созданным ЦМР при разных значениях a и фиксированном K_r и наоборот. На рис. 2.9 показано, при каких значениях а наблюдается пересечение модельных Σl с фактическими при фиксированном K_r, а также при каких значениях K_r наблюдается пересечение модельных Σl с фактическими при фиксированном a. Отсюда можно сделать вывод, что между этими значениями прослеживается функциональная зависимость вида $y = bx^c$.

По полученным уравнениям вычислим значения a', при которых кривая функциональной зависимости $\Sigma l = f(a')$ пересекает прямую, соответствующую фактической суммарной длине рек, определенной по топографической карте. Аналогично вычислим и те значения K'_r, т.е. при которых $\Sigma l = f(K'_r)$ пересекает прямую, также соответствующую фактической суммарной длине рек.

Таким образом, a' и K'_r – значения линейных размеров растра и параметра генерализации, вычисленные для случаев, когда модельные и фактические значения сумм рек совпадают (рис. 2.10, *а, б*). На основе этих данных появляется возможность построения и решения системы уравнений:

$$\begin{cases} K_r = 505551a^{-2,04} \\ K_r = 322175a^{-1,8363} \end{cases}$$

Точка пересечения этих зависимостей будет соответствовать оптимальным значениям K_r и a, при которых наблюдается максимальная сходимость $\Sigma l(a, K_r)$ и Σl_{fact} т.е. соблюдается условие $\left|\Sigma l_{fact} - \Sigma l(a, K_r)\right| \to 0$

Система уравнений имеет единственное решение: $a = 8,9$, $K_r = 7425$.

Модельная суммарная длина рек, вычисленная при вышеуказанных оптимальных параметрах, равна 1852 км, т.е. отклонение от данных, полученных по топографической карте, составляет всего 0,3% (рис. 2.8).

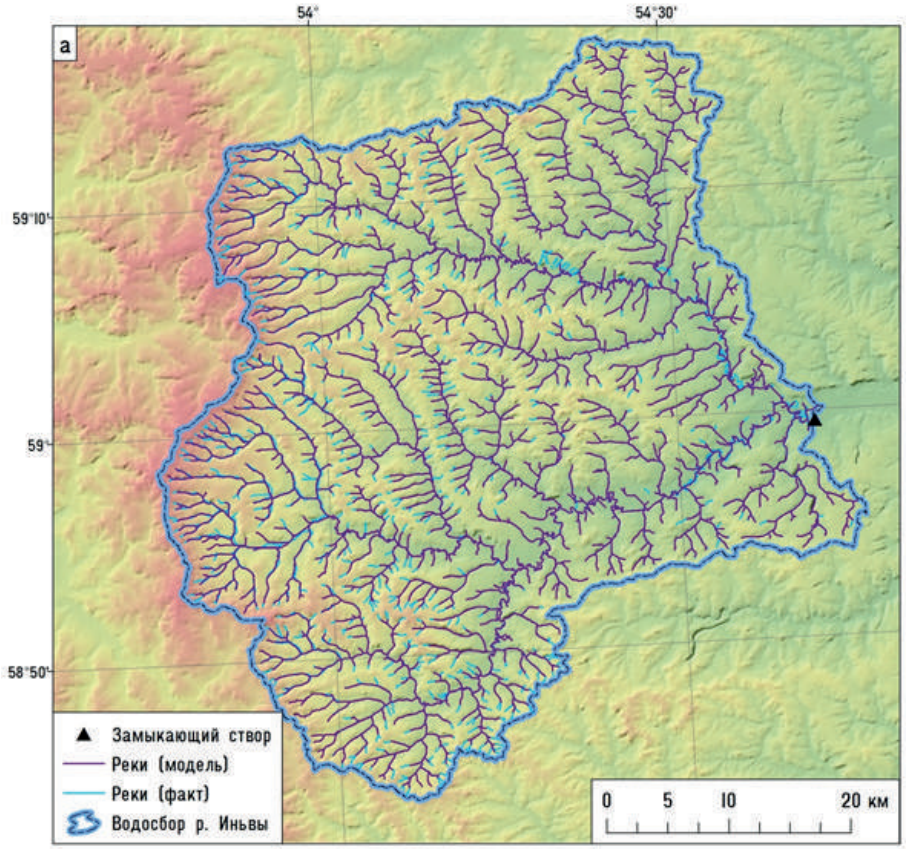


Рис. 2.8. Фактическая и смоделированная речная сеть на водосборе р. Иньвы при оптимальных размерах ячейки ЦМР и пороговом значении водосборной площади (a = 8,9, Кг=7425)

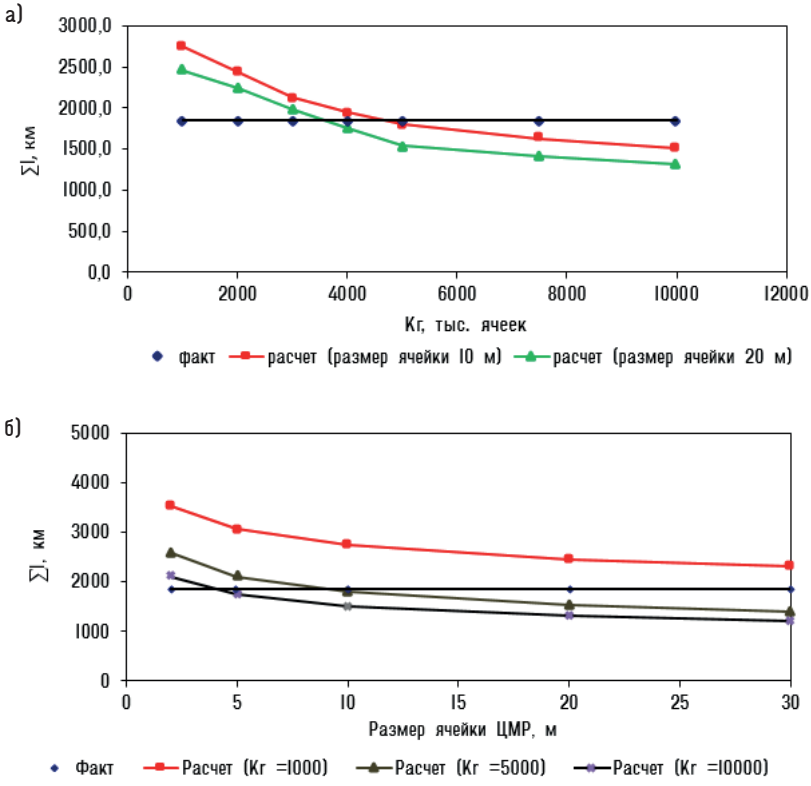


Рис. 2.9. Определение оптимальных значений:
коэффициента генерализации $К_г$ при фиксированном размере ячейки ЦМР (а);
размеров ячейки ЦМР при фиксированном коэффициенте генерализации $К_г$ (б)

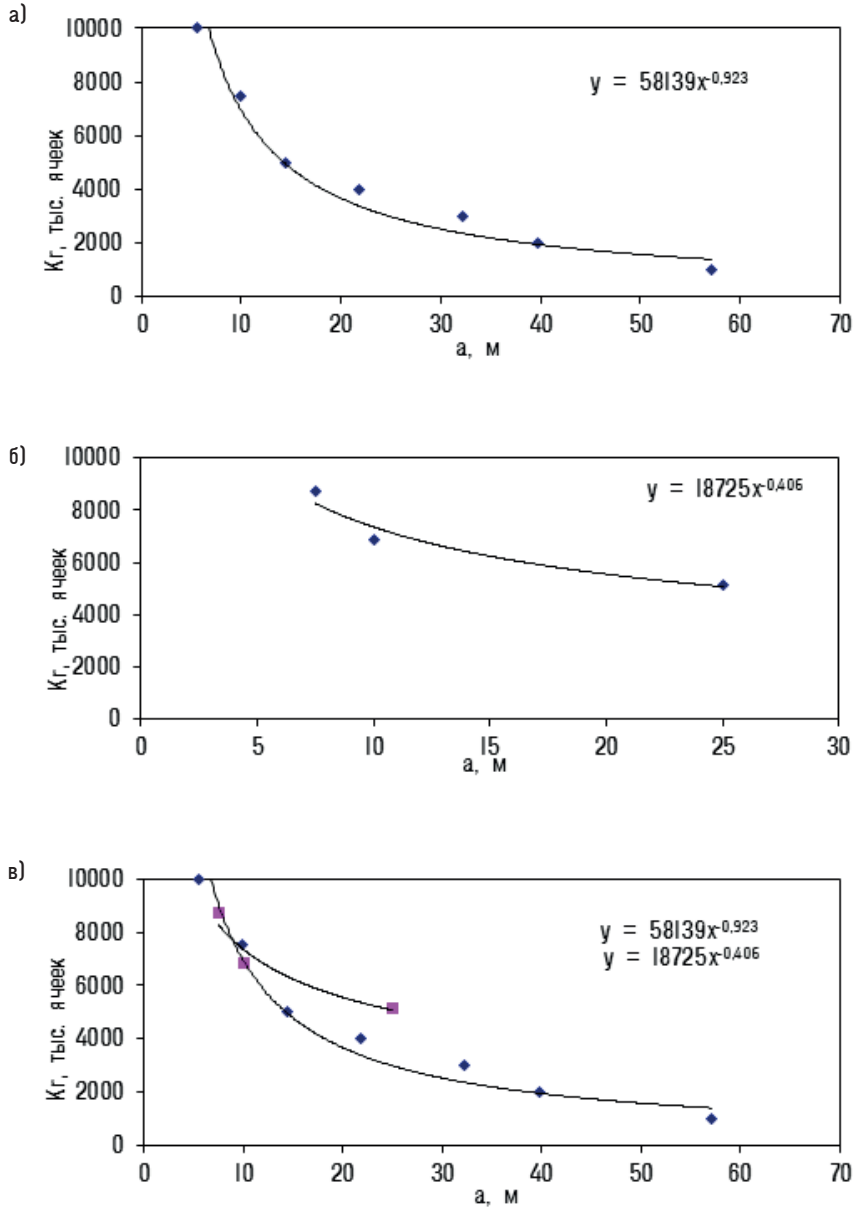


Рис. 2.10. Зависимости линейных размеров растра а и параметров генерализации $K_г$, вычисленные для случаев, когда модельные и фактические значения сумм рек совпадают: а) $K_г = f(a)$; б) $a' = f(K_г)$; в) $K_г = f(a)$

Для проверки полученных результатов дополнительно проведены расчеты для водосборов р. Лысьвы и р. Велс, различающихся по особенностям рельефа. Бассейн р. Лысьвы (А=1370,7 км^2) расположен в предгорьях Среднего Урала и имеет холмистый рельеф с максимальной высотой 481 м, а бассейн р. Велс (А=1490,3 км^2), расположенный в горах Северного Урала, характеризуется низко- и среднегорным рельефом с максимальными высотами до 1129 м и перепадами высот до 800-900 м. Для них выполнены все аналогичные расчеты, результаты которых представлены в табл. 2.3.

Таблица 2.3

Параметры растровых моделей для водосборов рек Иньва (до Кудымкара), Лысьва, Велс

Параметр	Иньва	Лысьва	Велс
Площадь водосбора S, км^2	2124,3	1370,7	1490,3
Оптимальный размер ячейки растра а, м	8,9	8,9	9,0
Пороговое значение водосборной площади K_r	7425	5833	5728
Фактическая сумма длин рек Σl_{fact}, км	1846,8	1423,1	864,0
Восстановленная сумма длин рек $\Sigma l_{мод}$, км	1852,2	1418,3	859,1
Отклонение модельных значений суммарной длины рек от фактических, %	0,32	0,34	0,57

Как следует из табл. 2.3, полученные модельные и фактические значения суммы длин рек близки друг к другу, а параметры a и K_r, при которых наблюдается эта сходимость, практически совпадают для полугорных и горных рек (Лысьвы и Велса). Для равнинной р. Иньва полученное оптимальное значение размера ячейки ЦМР оказалось примерно аналогичным.

Таким образом, подтвержден метод определения оптимальных значений размеров ячейки ЦМР и пороговых значений водосборной площади (параметра генерализации), оказывающих существенное влияние на достоверность моделирования речной сети по ЦМР.

2.3. Информационная основа модели формирования и таяния снежного покрова

Моделирование снежного покрова в большинстве случаев является одним из этапов моделирования гидрологического цикла в целом, поэтому требования к информационному обеспечению таких моделей в основном соответствуют перечисленным в п. 2.1. Как и для гидрологических моделей, важнейшими элементами информационной основы моделей снежного покрова являются ЦМР и карты типов подстилающей поверхности. В настоящем разделе описаны некоторые аспекты подготовки данных о подстилающей поверхности, использованных при моделировании.

Для моделирования процесса формирования и таяния снежного покрова использовалась ЦМР водосбора, полученная на основе матрицы высот Etopo2 с исходным пространственным разрешением 1' (рис. 2.11 а). Актуальная карта типов растительности была создана на основе классификации разносезонных (летнего и зимнего) снимков прибора MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) со спутника Terra за 2010-2011 гг. (рис. 2.11 б). Всего выделено 14 классов подстилающей поверхности, в т.ч. 7 типов леса по породному составу. Классификация мультисезонного композита снимков Terra MODIS была выполнена в ПО Scanex Image Processor на основе метода топографических отображений. Для разделения классов безлесных территорий также использовалась локальная перекодировка.

В 2014 г. карта была обновлена с учетом масштабных нарушений лесного покрова на исследуемой территории – лесных пожаров 2010 г. и ветровалов 2012 г., общая площадь которых достигла 590 км^2. Пространственное разрешение карты типов подстилающей поверхности составляет 250 м, что соответствует детальности использованных снимков MODIS в красном и ближнем ИК каналах.

Таким образом, получены достаточно детальные данные о подстилающей поверхности. Однако с учетом редкости расположения пунктов наблюдательной сети и обширной площади водосбора базовый размер ячейки в модели снежного покрова был принят равным 3000 м. Моделирование с более высоким разрешением нецелесообразно по причине отсутствия детальных метеорологических данных.

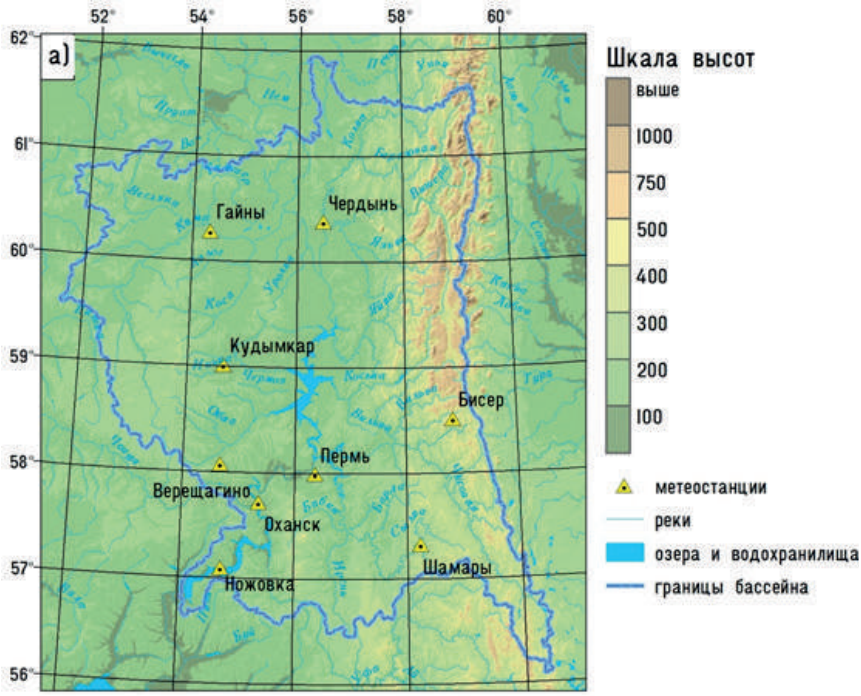


Рис. 2.II (а). Рельеф водосбора Воткинского водохранилища

Чтобы сохранить имеющуюся информацию о типах подстилающей поверхности, в каждой модельной ячейке было проведено взвешенное осреднение по доле занимаемой ими площади. Процент площади различных типов растительности в ячейках учитывался далее при расчете пространственного распределения солнечной радиации, скорости ветра, альбедо снежного покрова, интенсивности снеготаяния и испарения с поверхности снега (методика расчета которых приведена в п. 3.2.2). При этом для каждого типа растительности определены фиксированные значения коэффициентов, а значение в каждой модельной ячейке складывалось исходя из площади, занимаемой каждым типом растительного покрова. Таким образом, удалось получить реалистичное пространственное распределение метеоэлементов в зависимости от типов подстилающей поверхности. Пример полученных поправочных коэффициентов при моделировании распределения солнечной радиации и скорости ветра приведен на рис. 2.12.

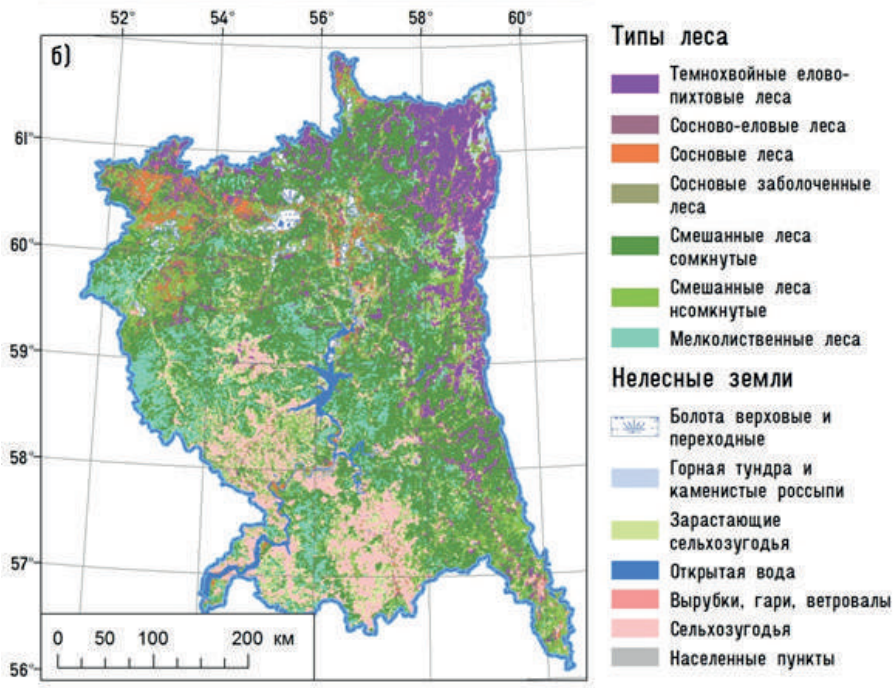


Рис. 2.II (б). Типы растительного покрова

В качестве входных данных в модели формирования и таяния снежного покрова использовалась также метеорологическая и спутниковая информация:

> срочные данные наблюдений метеостанций, расположенных как на территории водосбора, так и за его пределами (приземная температура и влажность воздуха, общая и нижняя облачность, суточные суммы осадков). В 2012-2015 гг. использовались данные с 34 метеостанций, в 2016-2017 гг. с появлением в свободном доступе новых данных, их число возросло до 37.

> данные снегомерных съемок на сети метеостанций за 2013-2017 гг. (на 22 полевых и 24 лесных снегомерных маршрутов);

> прогностические поля твердых и жидких осадков, скорости ветра на высоте 10 м, температуры и влажности воздуха на изобарической поверхности 850 гПа, полученные по мезомасштабной модели атмосферы WRF (Weather Research and Forecasting) версии 3.2 с шагом сетки 10 км, за 2012-2016 гг. (см. подробнее п. 3.2.2);

> прогностические поля твердых и жидких осадков по данным глобальных моделей прогноза погоды GFS, GEM и ICON за холодный период 2016-2017 гг. (см. подробнее п. 3.2.3).

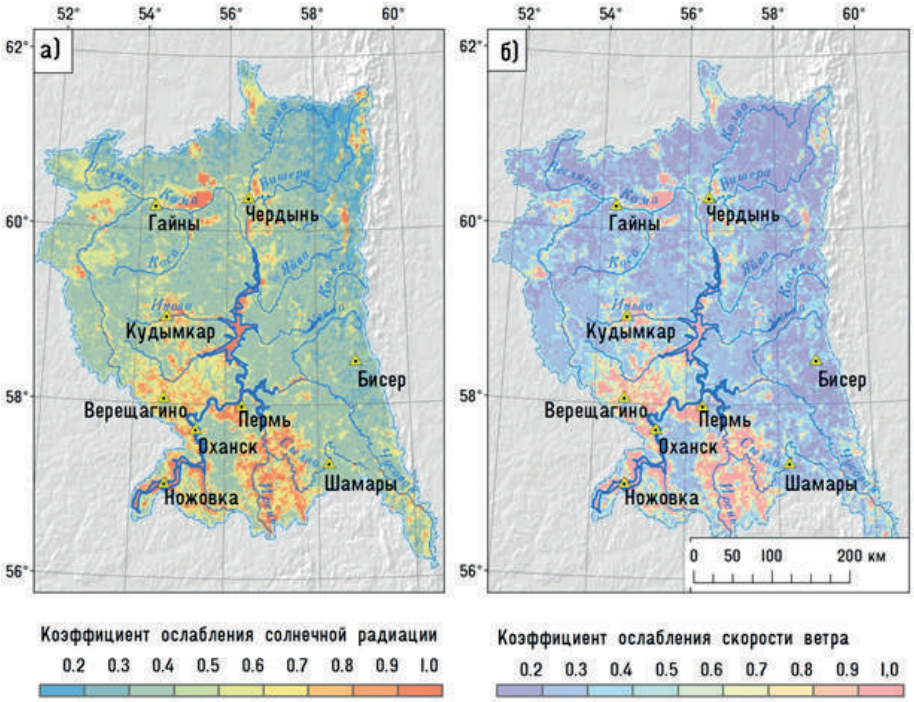


Рис. 2.12. Коэффициенты ослабления суммарной солнечной радиации (а) и скорости ветра (б) в зависимости от типов растительного покрова

Глава 3

Моделирование процессов формирования и таяния снежного покрова

(на примере водосбора Воткинского водохранилища)

Водный режим большинства рек России во многом определяется процессами формирования и таяния снежного покрова. Доля талого стока составляет 60-70%, а в отдельных районах и до 90% объема годового стока. В период весеннего снеготаяния регулярно наблюдаются опасные гидрологические явления, которые способны нанести значительный ущерб. Поэтому повышение точности расчета снегонакопления и снеготаяния на водосборах является не только важным направлением в совершенствовании прогнозов весеннего стока, но и имеет значение для предупреждения чрезвычайных ситуаций, связанных с наводнениями.

При моделировании весеннего стока большинства крупных рек России одной из основных проблем является дефицит исходной информации, обусловленный низкой плотностью и нерепрезентативностью сети наблюдений. Для водосборов со сложным рельефом и разнообразием типов растительности задача корректного расчета снегозапасов и снеготаяния осложняется еще больше. Совершенствование методов оценки снегозапасов ведется в различных направлениях: модификации самих моделей снежного покрова, уточнения характеристик подстилающей поверхности и использования новых источников входных данных, прежде всего численных прогнозов погоды и данных космического мониторинга.

В данной главе рассмотрены методы и описаны основные результаты моделирования формирования и таяния снежного покрова на примере водосбора Воткинского водохранилища. Реализованы и сопоставлены несколько способов расчета сумм осадков холодного периода, максимальных запасов воды в снеге и интенсивности снеготаяния. Все они основаны на комбинировании фактической, прогностической и спутниковой информации средствами ГИС-технологий. Расчеты проведены на материалах пяти лет, с 2013 по 2017 гг.

Физико-географическая характеристика изучаемого бассейна

Бассейн Воткинского водохранилища расположен в северо-восточной части бассейна р. Волги. Он имеет площадь 184 тыс. км^2, характеризуется разнообразными природными условиями и неравномерным размещением пунктов наблюдательной сети. Западная и центральная части водосбора расположены в пределах Восточно-Европейской равнины, с отметками высот от 88 до 446 м. Восточная часть территории относится к Уральской горной стране и подразделяется на Северный и Средний Урал. Для Среднего Урала характерные высотные отметки составляют 400-900 м, а для Северного Урала — от 800 до 1519 м. Около 70% территории водосбора покрыто лесом. Преобладают вторичные смешанные (елово-березовые) и мелколиственные леса. Темнохвойные леса распространены в основном на северо-востоке, а сосновые — на северо-западе территории.

Климат изучаемой территории умеренно-континентальный, с продолжительной и холодной зимой. Снежный покров в горной части водосбора устанавливается в середине октября, в равнинной части – в начале ноября. Сход снежного покрова в равнинной части отмечается обычно в середине апреля, а в горной части – в первой половине мая. Максимальный влагозапас снега на равнинной части водосбора составляет в среднем 130-180 мм (на возвышенностях до 250 мм), а в горной части достигает 300 мм и более (Пьянков и др., 2016). На водосборе в настоящее время действуют 24 метеостанции, а также 45 метеопостов и гидропостов.

3.I. Моделирование пространственного распределения осадков за холодный период

Осадки являются ключевым элементом наземного гидрологического цикла. Точность их измерения оказывает существенное влияние на качество прогнозов объема стока, расходов и уровней воды в реках. Для прогноза весеннего стока рек большое значение имеет объективная оценка количества и пространственного распределения осадков. На равнинной территории, при условии достаточной плотности сети метеостанций, такая оценка может быть получена путем простой пространственной интерполяции (Руководство, 1989). Однако в условиях сложного рельефа существующая наблюдательная сеть не учитывает мезомасштабные неоднородности распределения осадков. Для решения проблемы восстановления количества осадков в районах с пересеченным рельефом предложено несколько подходов.

Интерполяция данных наблюдательной сети с учетом зависимостей от свойств подстилающей поверхности. Известно, что количество выпадающих осадков в значительной степени определяется характером подстилающей поверхности, что необходимо учитывать при их интерполяции (Яковченко, 2007; Калинин, Фрик, Смирнова, 2008). Наиболее простой и часто используемой при интерполяции является высотная зависимость, поэтому данный метод в зарубежной литературе получил название «altitude-dependent regression» (Klok et al., 2002).

В России в работах В.А. Шутова (Шутов, Калюжный, 1997; Шутов, 1998) для анализа пространственной изменчивости осадков холодного периода и снегозапасов предложен метод интерполяции «приведенных величин», позволяющий учесть рост количества осадков с высотой. Авторы отмечали, что зависимость количества осадков от высоты характеризуется сильной пространственной изменчивостью. В связи с этим было предложено при расчетах использовать зависимости осадков от высоты, определенные на региональном и локальном уровнях. Аналогичный подход был использован С.Г. Яковченко для восстановления полей метеоэлементов в гидрологической ГИС Алтая (Яковченко, 2007).

Альтернативой методу приведенных величин является нормирование суточных сумм осадков по их среднемноголетней величине, предложенное в работе (Семенова, 2008). Этот подход, в отличие от первого, опирается на предположение о постоянстве высотного градиента осадков. Он был реализован для бассейна р. Лены, отличающегося слабой гидрометеорологической изученностью, в связи с чем оценка региональных зависимостей осадков от высоты была невозможна.

Однако любые подходы, основанные на интерполяции, не позволяют адекватно учесть неоднородность распределения осадков и снегозапасов в зависимости от экспозиции склонов, направления и скорости воздушных потоков. Устранение данного недостатка возможно, если в качестве исходных данных для расчета снегозапасов использовать прогностические поля осадков, полученные по численной модели прогноза погоды. Важным преимуществом моделей прогноза погоды, также используемым при моделировании процесса снегонакопления, является высокая достоверность определения фазы осадков.

В настоящее время мезомасштабные численные модели атмосферы обеспечивают высокую надежность и пространственную детализацию краткосрочного прогноза осадков в холодный период года. Это позволяет применять их в комплексе с гидрологическими моделями для прогноза весеннего стока рек. Гидрологическая модель запускается на базе прогностической информации, полученной по метеорологиче-

ской модели, что позволяет существенно повысить заблаговременность прогноза стока. Такой подход получил название «комплексное гидрометеорологическое моделирование (coupled modeling)» и широко применяется для прогноза стока горных рек, в частности в Альпах (Addor et al., 2011; Verbunt et al., 2006; Queno et al., 2016; Nester et al., 2016). Ряд работ посвящен расчету притока воды в водохранилища на основе комплексного гидрометеорологического моделирования как на территории России (Антохина, 2012), так и за рубежом (Georgakakos et al., 2014). В 2017 г. в России создана первая автоматизированная система прогноза притока воды к водохранилищу на основе данного подхода (Мотовилов и др., 2017).

В большинстве случаев для расчета пространственного распределения осадков и снегозапасов в горных районах используются мезомасштабные модели прогноза погоды с горизонтальным шагом сетки 1-10 км. Так, в работе (Kunstmann & Stadler, 2005) для запуска гидрологической модели и прогноза стока с водосбора площадью 1100 км^2 использовалась модель MM5 с горизонтальным шагом сетки 2 км. Addor et al. (2011) применили мезомасштабную модель атмосферы COSMO-7 для расчета поступления талых вод и осадков на водосбор площадью 336 км^2. В работе (Queno et al., 2016) для расчета количества осадков и характеристик снежного покрова в пределах Пиренейского горного массива использовалась модель AROME, разработанная Meteo France, с горизонтальным шагом сетки 2,5 км. В ряде работ в качестве источника метеорологических данных в моделях формирования стока горных рек использовалась метеорологическая модель WRF (Zhao et al., 2009).

Применение комплексного гидрометеорологического моделирования возможно и для крупных речных бассейнов, особенно в регионах с редкой наблюдательной сетью, к которым можно отнести большую часть территории России. В зависимости от площади бассейна для этого могут использоваться данные как мезомасштабных, так и глобальных моделей атмосферы. Преимуществом последних является открытый доступ к прогностическим данным, которые публикуются в оперативном режиме на серверах ряда национальных метеослужб, в частности США, Канады и Германии.

Происходящий в последние годы рост пространственного разрешения глобальных моделей атмосферы (до 10-25 км) позволяет использовать их выходные данные для расчета сумм осадков и снегозапасов на крупных водосборах. Интеграция общедоступных данных глобальных моделей прогноза погоды с гидрологическими моделями

может рассматриваться как возможный элемент технологии прогноза половодья для всей территории России, включая удаленные и труднодоступные районы с низкой плотностью наблюдательной сети. Аналогичные подходы уже реализованы для прогноза паводков в бассейне р. Амур (Фролов и др., 2016).

Для моделирования процесса формирования и таяния снежного покрова на водосборе Воткинского водохранилища были реализованы три способа расчета сумм осадков холодного периода: интерполяция по данным наблюдательной сети с учетом высотного градиента, суммирование осадков по прогнозам мезомасштабной модели атмосферы WRF и по данным глобальных моделей (GFS и GEM). Расчеты по модели WRF производились за 4 сезона (2012-2016 гг.), а прогнозы глобальных моделей использовались только за холодный период 2016-2017 гг. В дальнейшем на основе полученных данных производился расчет снегонакопления.

3.1.1. Интерполяция сумм осадков холодного периода по данным наблюдательной сети

Данные о количестве выпавших осадков были получены с 34 метеостанций, расположенных как в пределах водосбора Воткинского водохранилища, так и за его границами. Использование данных с метеостанций, расположенных за пределами водосбора, необходимо для повышения точности интерполяции и уменьшения краевых эффектов. Интерполяция выполнялась с учетом высотной зависимости на основе метода приведенных величин, предложенного В.А. Шутовым для расчета сумм зимних осадков и снегозапасов в горах Южного Урала (Шутов, Калюжный, 1997). Однако, в отличие от работы В.А. Шутова, нами были использованы постоянные соотношения между суммами осадков, выпавших за одинаковое время на разных высотах. Поиск локальных зависимостей был нецелесообразен вследствие малого количества метеостанций в горной части водосбора. Отметим, что аналогичные постоянные соотношения используются в модели оперативного прогноза весеннего стока крупных рек Сибири (Бураков, Авдеева, 1996).

Вертикальный градиент количества осадков в холодный период был принят равным 10% на 100 м высоты. Впервые подобное значение вертикального градиента осадков на Западном Урале было установлено еще в работе (Береснева, Данилова, 1954). Это значение в целом

подтверждается наблюдениями немногочисленных метеостанций, действующих в горной части водосбора (Губаха, Бисер, Вая), а также архивными данными метеостанции Полюдов Камень (Справочник..., 1969). По результатам анализа данных многолетних наблюдений, приведенных в Справочнике по климату СССР, установлено, что коэффициент линейной корреляции между высотой метеостанции и суммой осадков составляет 0,5-0,55, а вертикальный градиент сумм зимних осадков равен приблизительно 10%/100 м высоты для северной части исследуемой территории и 9%/100 м для южной.

Для дальнейшего расчета снегозапасов на основе данных о суммах осадков за холодный период необходимо определить фазу осадков (снег/дождь). Обычно для целей гидрологического моделирования разделение фазы осадков производится по пороговому значению температуры воздуха, а значение порога задается равным 1° или 2° (Семенова, 2008). Если при определении фазы осадков помимо приземной температуры использовать еще данные о температуре в пограничном слое атмосферы, точность определения может повыситься. Для вычисления процента осадков, выпадающих в твердой и жидкой фазе, мы использовали уравнение регрессии

$$N = -0{,}179T_2 - 0{,}034T_{925} - 0{,}078T_{850} + 0{,}372, \qquad (3.1)$$

где N – доля осадков, выпавших в твердом виде, T_2 – приземная температура воздуха, T_{925} и T_{850} – температура на изобарических поверхностях 925 и 850 гПа соответственно. Данные о температуре на изобарических поверхностях были получены по модели GFS. Результаты расчета сумм осадков на водосборе Воткинского водохранилища на основе фактических данных представлены на рис. 3.1.

Существенным недостатком данного способа восстановления полей осадков является зависимость полученных результатов от плотности сети наблюдений и расположения метеостанций, особенно в северной и горной части водосбора. Общие закономерности распределения осадков, а именно увеличение их количества с юго-запада на северо-восток, воспроизводятся верно. Однако на локальном уровне возможны существенные ошибки. Их появление связано как с низкой плотностью сети наблюдений, так и с особенностями расположения каждой конкретной метеостанции, которые не удается учесть в полной мере. Это приводит к ошибкам и при расчете снегозапасов, которые более подробно рассмотрены в п. 3.2.

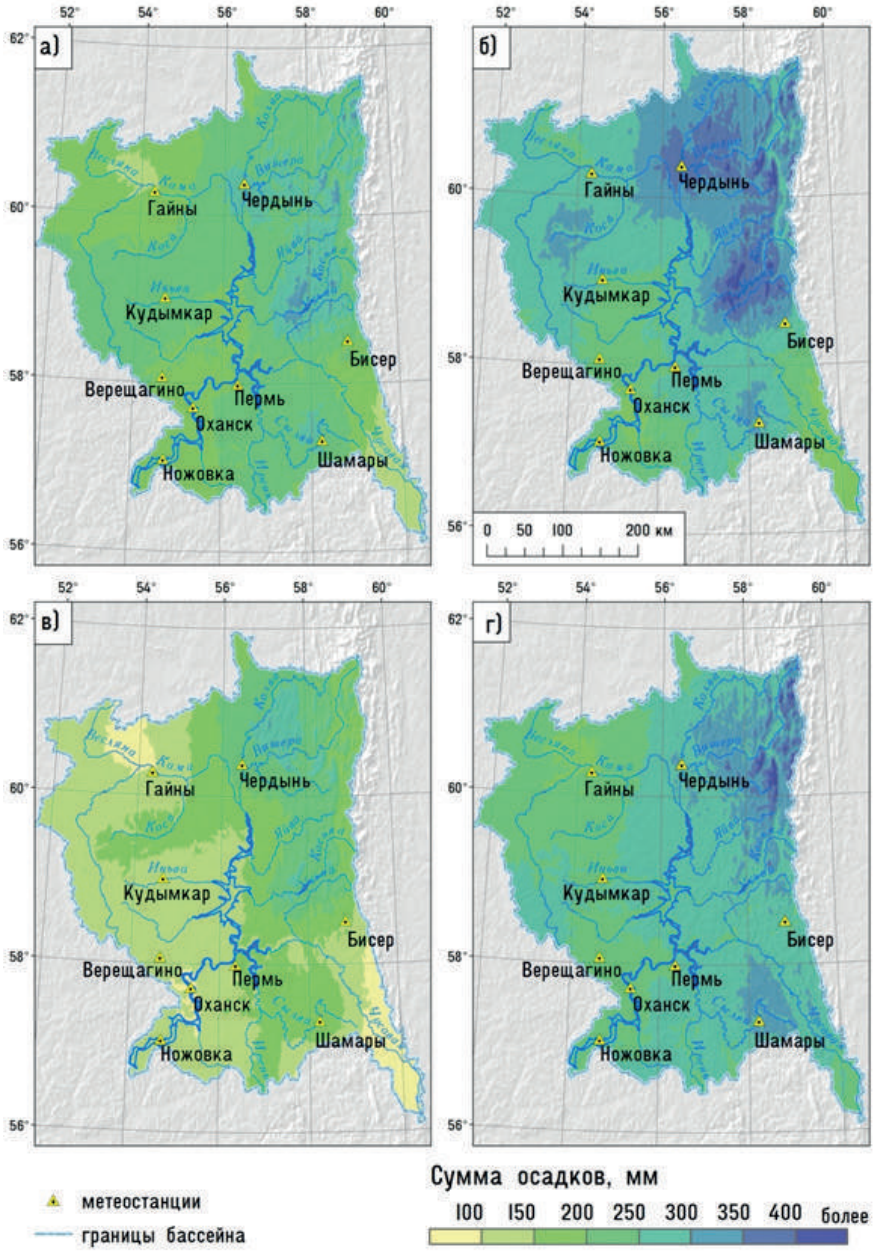


Рис. 3.1. Результаты расчета сумм осадков холодного периода (ноябрь-март по фактическим данным: а) 2012-13 гг., б) 2013-14 гг., в) 2014-15 гг., г) 2015-16 гг.

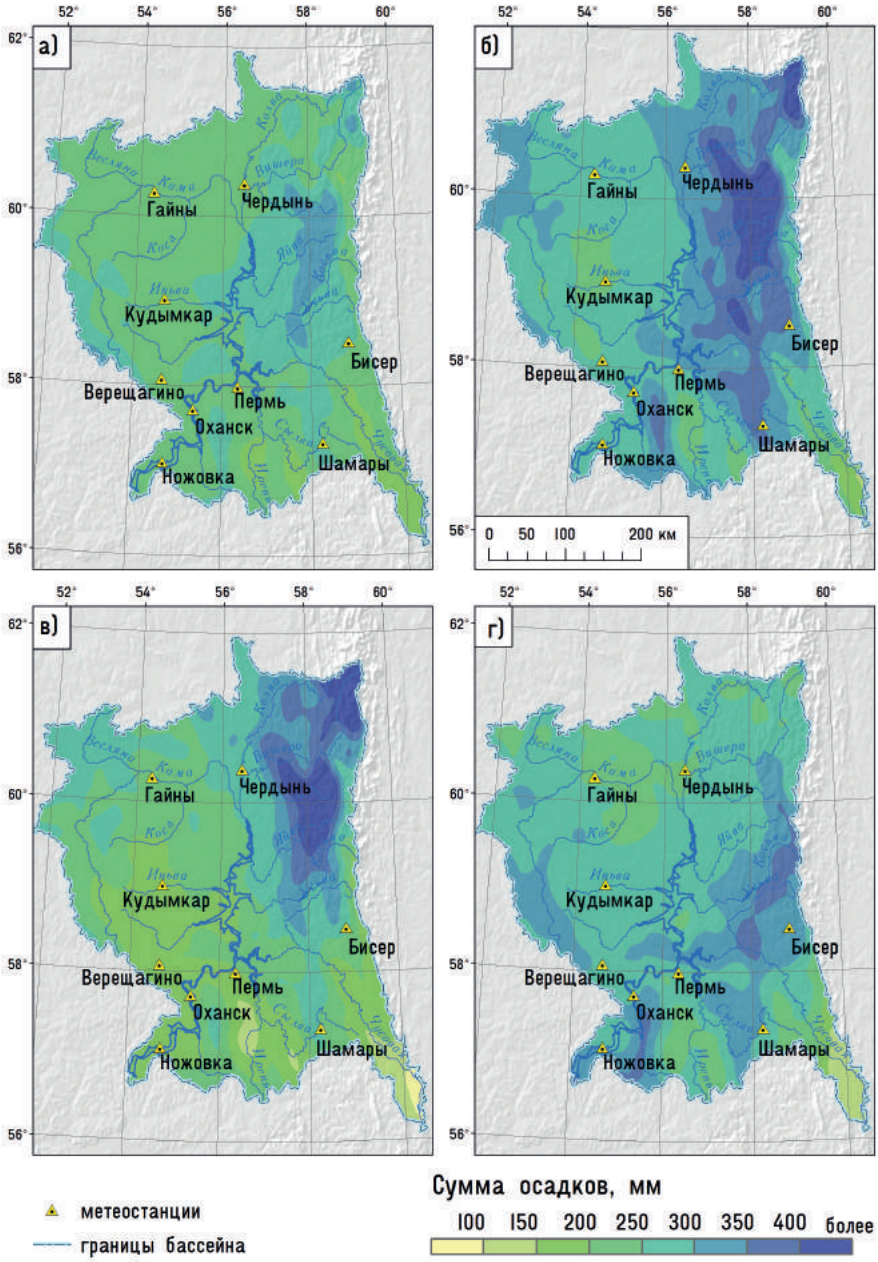


Рис. 3.2. Результаты расчета сумм осадков холодного периода (ноябрь-март) по модели WRF: a) 2012-13 гг., b) 2013-14 гг., c) 2014-15 гг., d) 2015-16 гг.

3.1.2. Расчет сумм осадков за холодный период по данным модели WRF

Из существующих мезомасштабных моделей прогноза погоды наиболее широкое распространение получила модель WRF (Weather Research and Forecasting), разработанная Национальным центром атмосферных исследований США (NCAR) совместно с Национальным центром прогнозирования состояния окружающей среды (NCEP) и университетом штата Пенсильвания. Данная модель широко используется как в научных исследованиях, так и в оперативной практике. Основными преимуществами модели WRF являются, во-первых, открытый исходный код, а во-вторых, возможность выбора из нескольких параметризаций физических процессов подсеточного масштаба, в частности взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности, формирования облачности и осадков, явлений конвекции и турбулентности. WRF является региональной моделью, поэтому для ее инициализации и задания граничных условий необходимы результаты расчетов глобальной модели атмосферы, в качестве которой обычно используют модель GFS (Global Forecast System), разработанную NCEP. Подробное русскоязычное описание модели WRF версии 3 приведено в работе (Вельтищев, Жупанов, 2007).

В настоящем исследовании использовалась модель WRF версии 3.2 с динамическим ядром ARW (Advanced Research WRF). Ранее модель использовалась для прогноза сильных снегопадов на территории Урала. Опыт ее применения в исследуемом регионе показал, что в большинстве случаев модель успешно воспроизводит пространственное положение зон осадков и их интенсивность. В то же время в ряде случаев возможно смещение прогностических зон осадков относительно их фактического положения (Калинин, Попова, 2013; Калинин, 2015; Kalinin et al., 2016).

Запуск модели WRF производился на вычислительном кластере Пермского государственного национального исследовательского университета. Расчеты производились с использованием динамического ядра ARW на срок 48 ч, от 0 ч текущих суток по ВСВ. Размер расчетной области составлял 2000×2000 км. Модель запускалась с шагом, равным 10 км по пространству и 60 с по времени, с получением выходных через каждые 3 ч. При дальнейших расчетах использовались данные на срок 15–39 ч от начала прогноза, чтобы обеспечить совпадение со сроками измерения выпавших осадков на метеостанциях. Начальными условиями для запуска модели WRF послужили данные объективного анализа и прогноза GFS/NCEP.

При запуске модели использовались следующие параметризации физических процессов: микрофизика облачности – схема Томпсона; длинноволновая радиация – схема RRTM (Rapid Radiative Transfer Model); коротковолновая радиация – схема Дудья; приземный слой – схема Монина-Обухова с вязким подслоем Карлсона-Боланда и стандартными функциями подобия; подстилающая поверхность и почва – схема NOAH; пограничный слой – схема университета Енсей; конвекция – схема Каина – Фритша.

Выходные данные модели (суточные суммы осадков) конвертировались в формат точечного класса пространственных объектов ArcGis, в котором каждая точка представляет собой узел регулярной сетки (с шагом 10 км), с записанным в атрибутивную таблицу значением суточной суммы осадков. Затем выполнялось суммирование осадков за каждый месяц и пересчет на более мелкую сетку (с шагом 3000 м) методом сплайн-интерполяции. Результаты расчетов сумм осадков холодного периода по модели WRF представлены на рис. 3.2.

Достоверность результатов расчета оценивалось путем сопоставления фактических и прогностических месячных сумм осадков по 34 метеостанциям, расположенным в пределах водосбора Воткинского водохранилища и в сопредельных районах. Для оценки использовались следующие критерии:

Средняя абсолютная ошибка прогноза

$$\Delta\overline{X} = \sum (X_{\hat{O}} - X_{\ddot{I}}) / n \qquad (3.2)$$

где $\Delta\overline{X}$ – средняя абсолютная ошибка прогноза количества осадков за месяц, n – число метеостанций, по которым выполнялось сопоставление (в данном случае n = 34), X_0 – месячная сумма осадков по данным метеостанции, X_1 – месячная сумма осадков по модельным данным.

Среднеквадратичная ошибка прогноза (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(X_{\hat{O}} - X_{\ddot{I}})^2} \qquad (3.3)$$

Отношение RMSE к среднему фактическому количеству осадков

$$\delta_{mean} = RMSE / \overline{X} \qquad (3.4)$$

Результаты проведенного сопоставления представлены в табл. 3.1. Как следует из приведенных в таблице данных, в большинстве случаев модель завышает количество осадков. Сильное завышение количества осадков по модели (в среднем на 30-50%) во все годы отмечалось в конце холодного периода, в феврале-марте (за исключением февраля 2014 г.). В период с ноября по январь наблюдалось в основном незначительное (в пределах 20%) завышение количества осадков, а в феврале 2014 г. расчетная сумма осадков оказалась на 6% меньше фактической.

Можно отметить зависимость результатов расчета месячных сумм осадков по модели WRF от циркуляционного и температурного режима. Так, в феврале 2013, 2015 и 2016 гг. на изучаемой территории отмечалась значительная (3-9°С) положительная аномалия температуры воздуха. В этих случаях количество осадков по модели оказалось сильно завышенным. Февраль 2014 г., напротив, был холоднее нормы на 2-3°, и завышения количества осадков по модели в этом случае не наблюдалось.

Таблица 3.1

Оценка достоверности расчетных сумм зимних осадков по модели WRF

Критерии оценки достоверности расчета накопленных осадков	**Год**	**Месяц**				
		Ноябрь	**Декабрь**	**Январь**	**Февраль**	Март
Фактическая сумма осадков (среднее значение по данным 34 метеостанций)	2012/13	61,8	29,5	33,8	15,1	50,5
	2013/14	65,0	59,5	39,6	34,7	44,9
	2014/15	24,1	45,1	42,3	28,6	17,0
	2015/16	52.6	62.8	47.6	32.8	37.9
Расчетная сумма осадков (по модели WRF–ARW как среднее значение по данным 34 метеостанций)	2012/13	65,0	32,6	33,9	21,9	66,6
	2013/14	64,7	62,5	44,0	32,2	67,2
	2014/15	28,0	54,0	49,2	43,0	27,8
	2015/16	58.0	65.4	49.0	47.0	47.9
Средняя абсолютная ошибка расчетной суммы осадков, мм	2012/13	10.0	4.9	5.2	7.7	17.8
	2013/14	12.0	9.3	7.2	6.2	24.1
	2014/15	5.8	9.3	9,5	15.0	11.1
	2015/16	11.1	13.0	6.8	16.5	13.0
Среднеквадратичная ошибка расчетной суммы осадков, мм	2012/13	12,1	6,9	6,2	8,6	21,1
	2013/14	15,4	11,6	9,1	8,7	27,0
	2014/15	6.6	11.1	12.0	16.1	12.5
	2015/16	14.4	19.0	8.4	18.9	15.4

Продолжение табл. 3.1

Отношение среднеквадратичной ошибки к фактической сумме осадков, %	2012/13	20	23	18	57	42
	2013/14	23	20	23	25	60
	2014/15	27	25	28	56	73
	2015/16	27	30	18	58	41
Число метеостанций, на которых расчетная сумма осадков оказалась ниже фактической	2012/13	9	10	16	4	4
	2013/14	13	13	8	21	3
	2014/15	7	5	8	3	1
	2015/16	14	17	15	4	14,5
Среднее занижение расчетной суммы осадков на этих станциях, мм	2012/13	12,8	3,0	5,4	4,0	7,4
	2013/14	16,1	8,3	6,0	7,0	10,0
	2014/15	4,5	1,3	5,3	3,8	5,2
	2015/16	7,1	10,4	6,2	9,6	7,2
Число метеостанций, на которых расчетная сумма осадков превысила фактическую	2012/13	25	24	18	30	30
	2013/14	21	21	26	13	31
	2014/15	26	28	25	30	32
	2015/16	20	17	19	30	27
Среднее завышение расчетной суммы осадков на этих станциях, мм	2012/13	9,0	5,6	5,0	8,2	19,2
	2013/14	9,4	10,0	7,6	4,9	25,5
	2014/15	6,1	10,7	10,8	16,1	11,2
	2015/16	14	15,6	7,3	17,4	14,5

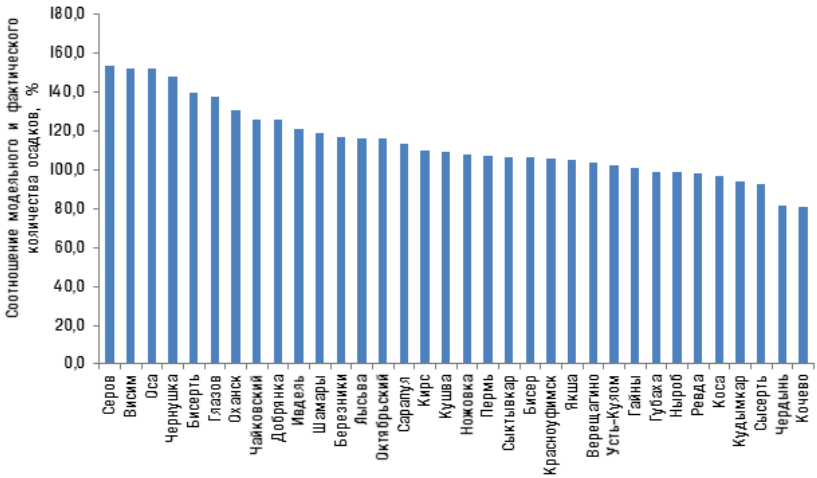


Рис. 3.3. Соотношение расчетного и фактического количества осадков, 2013-2014 гг. (ноябрь-март)

Среднеквадратичная ошибка (RMSE) расчета месячных сумм осадков по модели в период с ноября по январь находится в пределах 18-30% от среднего количества выпавших осадков. Такие ошибки можно считать приемлемыми, поскольку их величина близка к погрешностям измерения твердых осадков на метеостанциях. Измерение твердых осадков на метеостанциях характеризуется значительным (на 20-30%) занижением их количества вследствие ветрового недоучета (Гаврилова, 2010; Справочник, 1968). В этой связи можно предположить, что полученные по модели WRF данные о пространственном распределении осадков в ряде случаев могут быть даже более объективными, чем данные наблюдательной сети.

В конце холодного периода (февраль-март) RMSE прогноза резко увеличивается, до 42-73% от среднего количества выпавших осадков (за счет систематического завышения их количества по модели). В среднем в этот период суммы осадков по модели завышены в 1,35-1,5 раза, на отдельных метеостанциях в два раза. Причем систематически завышается количество как обложных, так и ливневых осадков.

Степень завышения количества осадков по модели существенно зависит от условий расположения метеостанции. Наибольшее отклонение модельных сумм осадков от фактических (в относительном выражении) характерно для метеостанций, расположенных в пониженных формах рельефа (Висим, Бисерть, Красноуфимск), а также за Уральским хребтом (Ивдель, Серов, Ревда). В то же время

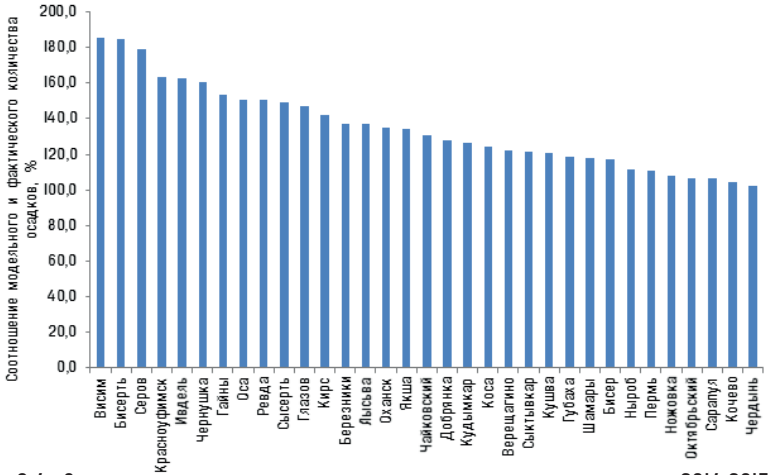


Рис. 3.4. Соотношение расчетного и фактического количества осадков, 2014-2015 гг. (ноябрь-март)

для метеостанций, расположенных на возвышенностях (Бисер, Губаха, Октябрьский, Шамары) количество осадков по модели близко к фактическому (рис. 3.3, 3.4). Причиной таких расхождений является пространственное разрешение модельного прогноза осадков. При шаге сетки 10 км модель воспроизводит несколько сглаженные поля осадков, в которых не учитывается влияние мезорельефа.

При расчете пространственного распределения осадков с шагом 10 км хорошо выделяются максимумы, приуроченные к меридионально ориентированным возвышенностям и горным хребтам. К ним относятся прежде всего осевые хребты Северного Урала, хр. Кваркуш, а также ряд возвышенностей: Западно-Уральские Увалы, Полюдов Кряж, Верхнекамская и Тулвинская возвышенности. В зонах барьерной тени Уральских гор и некоторых возвышенностей (Тулвинской, Верхнекамской) выпадает наименьшее количество осадков, что также воспроизводится моделью. В то же время модель сглаживает неоднородности пространственного распределения осадков, выраженные на меньшем масштабе (10-30 км).

Пространственное распределение осадков, выпадающих за холодный период, характеризуется выраженным подобием. В общих чертах оно определяется макрорельефом территории, а своеобразие в каждый конкретный сезон зависит от циркуляционных условий. В случае преобладания зональных процессов влияние барьерного эффекта гор и возвышенностей усиливается и распределение осадков становится более неравномерным. Так, за холодный период 2014/15 гг., когда наблюдался интенсивный зональный перенос воздушных масс, по данным модели WRF в осевой части Северного Урала выпало более 500 мм осадков, а в Северном Зауралье – менее 100 мм. При ослаблении зональной циркуляции (как например, зимой 2012-2013 гг.) влияние барьерного эффекта гор сглаживается, распределение осадков становится более равномерным.

Таким образом, завышение сумм осадков по модели включает в себя три составляющих:

> Систематическое завышение (хорошо выраженное в конце холодного периода), которое проявляется на всей изучаемой территории.

> Завышение сумм осадков для метеостанций, расположенных в пониженных формах рельефа, обусловленное сглаженностью полей осадков по модели. Проявляется во все месяцы холодного периода.

> Систематическое занижение количества твердых осадков на сети метеостанций вследствие выдувания из осадкомера, вклад которого можно оценить в 20-30%.

Численные эксперименты по устранению систематических ошибок прогноза осадков в холодный период года по модели WRF

Для выявления причин и устранения систематического завышения количества осадков по модели WRF в весенний период был проведен анализ изменения ошибок прогноза в зависимости от выбора параметризации микрофизических процессов в облачности, а также оценено влияние шага сетки на качество прогноза (в тех случаях, когда имело место значительное завышение количества осадков).

В модели WRF v3.2 имеется возможность использования девяти различных параметризаций с различной степенью учета гидрометеоров в жидкой и твердой фазах и соответствующих микрофизических процессов. Это схемы Кесслера, Линя, Томпсона (Райзнера), Моррисона, Water for spectral model (WSM 3, WSM 5 и WSM 6), схема Ферьера и простая трехклассная модель. Краткое описание этих параметризаций приведено в работе (Вельтищев, Жупанов, 2007).

Для проведения эксперимента по подбору оптимальной параметризации были выбраны два случая в апреле 2014 г., когда наблюдались умеренные и сильные снегопады (до 20 мм осадков за сутки): 2-3 и 23-24 апреля. Модель WRF запускалась с различными параметризациями микрофизики облачности, в остальном ее конфигурация была неизменной. Для оценки достоверности прогноза использовались данные с 34 метеостанций. Результаты расчетов приведены в табл. 3.2. Из них следует, что выбор параметризации микрофизики не оказывает существенного влияния на качество прогноза осадков. При выборе любой параметризации сохранялось значительное (в среднем по территории на 25-35%) завышение количества осадков. Средняя абсолютная ошибка и среднеквадратичная ошибка прогноза изменяются в пределах 10-15% в зависимости от выбора параметризации микрофизики. Наилучшие результаты дает схема WSM3, худшие – схема Линя.

Целью второго численного эксперимента была оценка влияния шага сетки в модели WRF на качество прогноза осадков. Для этого были проведены расчеты по модели WRF за период с 2 по 16 февраля 2015 г. с шагом сетки 10 км и 4 км. Данный период был выбран для анализа в связи с тем, что по северной части изучаемой территории наблюдались сильные снегопады (количество осадков превысило норму в 2-4 раза), и модель WRF существенно завысила количество осадков по всей площади водосбора. Начальные условия запуска модели и ее конфигурация в этих экспериментах были одинаковыми, за исключением шага сетки.

Таблица 3.2

Оценка достоверности прогноза осадков по модели WRF с различными параметризациями микрофизики облачности

Критерии достоверности прогноза осадков	Схема Линя	Схема Томпсона	Простая трехклассная модель	Схема WSM3	Схема WSM5	Схема WSM6
Средняя абсолютная ошибка прогноза	2,06	2,02	2,07	1,82	1,88	1,87
Среднеквадратичная ошибка прогноза, мм	3,28	3,12	3,27	2,88	2,99	2,99
Отношение среднеквадратичной ошибки к фактической сумме осадков, %	0,91	0,77	0,81	0,71	0,74	0,74

Результаты расчетов представлены в табл. 3.3 и на рис. 3.5. Осредненное по территории расчетное количество осадков практически не зависит от изменения шага сетки в модели, т.е. завышение сумм осадков по модели сохраняется при уменьшении шага сетки с 10 км до 4 км. В то же время по отдельным станциям наблюдаются существенные расхождения, как в сторону завышения, так и в сторону занижения. В частности, улучшается соответствие фактических и расчетных сумм осадков на метеостанциях, расположенных в долинах рек. Однако это улучшение имеет локальный характер, а запуск модели с высоким разрешением на длительный период времени потребовал бы значительных вычислительных ресурсов.

Таблица 3.3

Оценка достоверности прогноза зимних осадков по модели WRF при разном шаге сетки

Настройка модели WRF	Фактическая сумма осадков (среднее значение по данным 34 метеостанций)	Расчетная сумма осадков (результат счета модели WRF–ARW как среднее значение по данным 34 метеостанций)	RMSE расчетной суммы осадков, мм	Отношение RMSE к фактической сумме осадков, %
Шаг сетки 10 км	23,2	31,4	11	47,7
Шаг сетки 4 км	23,2	31,5	10,7	46,3

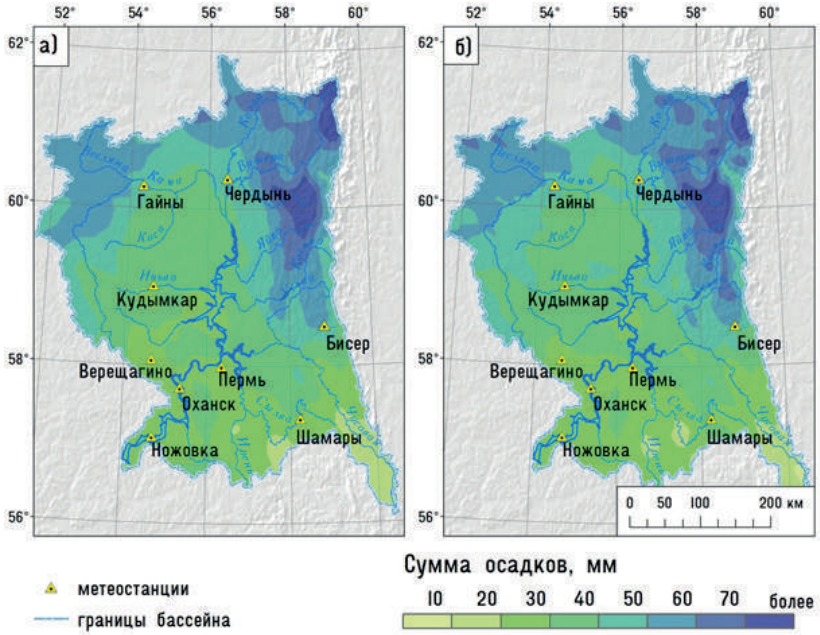


Рис. 3.5. Результаты расчета пространственного распределения осадков по модели WRF: а) с шагом сетки 10 км, б) с шагом сетки и 4 км

Таким образом, систематическое завышение количества осадков по модели WRF практически не связано с выбором параметризации микрофизики облачности и с выбором шага сетки модели. Прежде всего это завышение зависит от выбора данных той или иной глобальной модели в качестве начальных условий для запуска модели WRF. Для оценки надежности расчета сумм осадков за холодный период по данным трех глобальных моделей прогноза погоды были проведены дополнительные исследования на материалах 2016-2017 гг. Основные их результаты рассмотрены в п. 3.1.3.

3.I.3. Расчет сумм осадков за холодный период по данным глобальных моделей прогноза погоды

Расчет сумм осадков за холодный период 2016-2017 гг. производился на основе суточных прогнозов осадков по трем глобальным моделям атмосферы, выходные данные которых в формате GRIB2 публикуются на серверах национальных метеослужб. Краткие сведения об использованных моделях приведены в табл. 3.4, а более подробные сведения можно найти в обзоре (Толстых, 2016). Расчет сумм осадков по данным глобальных моделей был выполнен за холодный период (с ноября по март) 2017 г. Прогнозы модели GEM были получены за весь этот период, а данные моделей GFS и ICON – за период с января по апрель 2017 г.

Достоверность результатов расчета оценивалось путем сопоставления фактических и прогностических месячных сумм осадков по 36 метеостанциям, расположенным в пределах водосбора Воткинского водохранилища и в сопредельных районах. Расчет месячного количества осадков производился путем суммирования осадков за каждые сутки. Использовались результаты счета моделей от 00 ч Всемирного скоординированного времени (ВСВ) на срок 3 и 27 ч, чтобы обеспечить совпадение со сроками измерения количества осадков на метеостанциях. Извлечение результатов счета моделей и сопоставление с данными метеостанций выполнялось с помощью программного обеспечения NDFD tkDegrib и ArcGis 10.* (ESRI, США). Оценка достоверности производилась на основе критериев, описанных в п. 3.1.2. Результаты сопоставления фактических (средних по данным 36 метеостанций) и прогностических сумм осадков по моделям GFS, GEM и ICON приведены на рис. 3.6.

Анализ средних абсолютных ошибок расчета месячных сумм осадков показывает, что для моделей GFS и GEM характерно систематическое завышение количества осадков в холодный период года. Данная тенденция наиболее выражена в марте и апреле. Количество осадков по данным модели GFS в марте и апреле 2017 г. превышает фактические суммы осадков в среднем в два раза. В связи с этим данные модели GFS в ее современной конфигурации не могут быть использованы для расчета снегонакопления с приемлемой точностью. В середине холодного периода (в январе-феврале) завышение сумм осадков по модели GFS менее значительно, чем весной. RMSE расчета месячных сумм осадков по модели GFS в середине холодного периода составляет 35-40% от среднего фактического количества осадков, в марте-апреле она значительно увеличивается (рис 3.6 б).

Таблица 3.4

Краткие сведения о глобальных моделях атмосферы, использованных для расчета сумм осадков холодного периода
(Толстых, 2016)

Название модели	Разработчик (страна)	Шаг расчетной сетки	Количество вертикальных уровней	Шаг сетки, на котором использовалась информация
GFS	National Center for Environmental Prediction (NCEP), США	13 км	64	0,25°
GEM	Canadian Meteorological Center (CMC), Канада	0,14°	120	0,24°
ICON	Deutscher Wetterdienst (DWD), Германия	13 км	90	0,125°

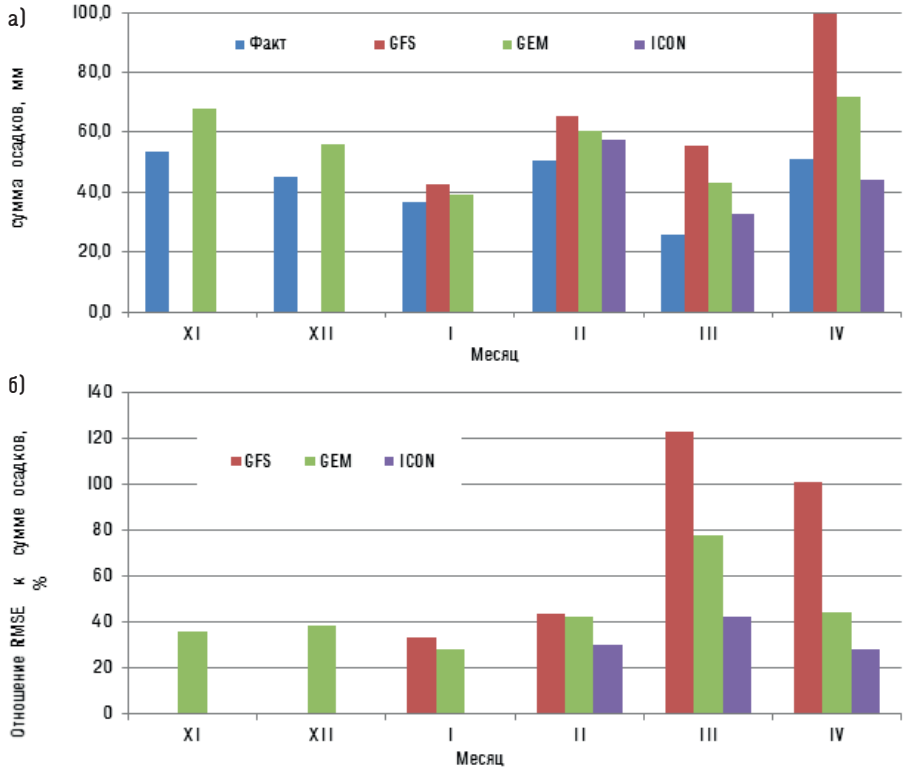


Рис. 3.6. Оценка достоверности расчета месячных сумм осадков по глобальным моделям: а) суммы осадков, мм, б) отношение среднеквадратичной ошибки расчета к фактической сумме осадков, %

Модель CMC/GEM также завышает месячные суммы осадков в течение всего холодного периода. Минимальное завышение (в среднем на 10%) наблюдалось в январе, а максимальное (в среднем на 65%) – в марте. RMSE расчета месячных сумм осадков по модели GEM в период с ноября по февраль составляла 28-42% от фактического количества осадков, а в марте увеличилась до 77% (рис. 3.6 б). В абсолютных величинах завышение осадков в марте не так существенно, поскольку месячные суммы осадков за март были значительно ниже, чем в любой другой месяц (рис 3.6 а). Близкое по величине систематическое завышение было получено при расчетах сумм зимних осадков по данным модели WRF в 2012-2016 гг.

Таким образом, прогнозы сумм осадков холодного периода по модели GEM в случае отсутствия более надежных данных могут использоваться для расчета снегозапасов. При накоплении более длительного временного ряда расчетов величина систематического завышения осадков по модели GEM может быть уточнена (с учетом сезонной динамики), что позволит определить поправочные коэффициенты и тем самым усовершенствовать процедуру расчета. Данных, полученных за один сезон, для введения таких поправочных коэффициентов недостаточно.

Для модели ICON, в отличие от моделей GFS и GEM, не характерно систематическое завышение количества осадков в период снегонакопления. RMSE результатов расчета месячных сумм осадков по модели ICON существенно меньше, чем по моделям GFS и GEM, и составляет 28-41% от фактического значения (рис. 3.6, б). Потенциально данные модели ICON наиболее пригодны для последующего расчета снегозапасов. Однако прогнозы осадков по модели ICON были получены только с февраля 2017 г., что не позволило рассчитать снегонакопление на основе этой модели. Для получения окончательных выводов о пригодности данных модели ICON для расчета снегозапасов также требуется увеличить продолжительность исследуемого периода.

Степень завышения сумм осадков по моделям GFS и GEM в пределах изучаемой территории существенно различается. Наибольшее завышение сумм осадков (в весенний период в два раза и более) по обоим моделям было характерно для юго-западной части водосбора, а также для метеостанций, расположенных в глубоких долинах рек (например, метеостанций Висим или Оса). Аналогичные завышения были выявлены и при расчете по модели WRF. Это вполне ожидаемо, поскольку такие элементы орографии, как речные долины, существенно

меньше горизонтального шага сетки глобальной модели атмосферы. В то же время для метеостанций, расположенных на возвышенных формах рельефа (например, метеостанции Бисер), завышение прогностических сумм осадков практически не выражено.

3.I.4. Преимущества и недостатки рассмотренных методов

Анализ различных подходов к оценке пространственного распределения сумм зимних осадков показывает, что ни один из них не лишен недостатков. При интерполяции данных о накопленных осадках на метеостанциях существенные ошибки могут возникнуть вследствие редкости наблюдательной сети, нерепрезентативности некоторых метеостанций, а также возможного выдувания твердых осадков из осадкомера.

В свою очередь, при выполнении расчетов на основе данных численных моделей прогноза погоды основной проблемой является систематическое завышение количества осадков, прежде всего во второй половине холодного периода. Это завышение не связано с настройками самой модели WRF, а наследуется из начальных условий, в качестве которых традиционно используются данные модели GFS. Введение поправочных коэффициентов для устранения этой систематической ошибки также является нетривиальной задачей, так как величина завышения зависит от погодных условий каждого месяца. Так, наиболее существенное завышение количества осадков по модели WRF наблюдалось в марте 2014, марте 2015 и в феврале 2016 г. Во всех этих случаях наблюдалась аномально теплая погода с температурой воздуха на 3-4°C (в феврале 2016 г. – на 8-9°) выше климатической нормы. В то же время в холодные месяцы, такие как февраль 2014 г., сумма осадков по модели WRF систематически занижалась.

Аналогичные закономерности характерны и для глобальных моделей, причем модель GFS показывает худшие результаты в сравнении с моделями GEM и ICON. Оптимальным способом устранения перечисленных недостатков, по всей видимости, является выбор наиболее надежного источника данных глобального численного прогноза. Предварительно по данным, полученным в 2016-2017 гг., таким источником может быть модель ICON, но для подтверждения этой гипотезы требуется удлинение ряда наблюдений еще как минимум на один сезон.

3.2. Моделирование формирования и таяния снежного покрова в условиях сложного рельефа и редкой наблюдательной сети

3.2.1. Современные методы моделирования формирования и таяния снежного покрова

Распределение запасов воды в снежном покрове на водосборах рек характеризуется существенной неоднородностью, которая обусловлена взаимодействием процессов снегонакопления, снеготаяния, сублимации и ветрового перераспределения снега (Кузьмин, 1961; Pomeroy et al., 1998). Существующая редкая сеть метеостанций и снегомерных маршрутов зачастую не позволяет получить необходимый объем данных о пространственном распределении снегозапасов (Kuchment et al., 2010). В условиях сложного рельефа и редкой наблюдательной сети при оценке распределения снегозапасов возникают дополнительные сложности. Для расчета пространственного распределения характеристик снежного покрова используется несколько различных подходов.

Физически обоснованные распределенные модели снежного покрова позволяют описать процесс формирования и таяния снежного покрова на водосборах рек с различной степенью пространственной детализации и шагом по времени. Такие модели основаны на решении балансовых уравнений в ячейках регулярной сетки. В физически обоснованных моделях учитываются в явном виде или с помощью параметризаций все основные физические процессы, происходящие в снежном покрове — поступление жидких и твердых осадков, фазовые переходы в толще снега, задержание талой воды, уплотнение снега под действием собственной массы (Кучмент и др., 2000). Интенсивность таяния снега рассчитывается на основе уравнения теплового баланса.

Физически обоснованные модели снежного покрова чаще всего разрабатываются как блоки в структуре моделей формирования стока или взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью. Такая модель разработана в Институте водных проблем РАН (Кучмент и др., 2000, Kuchment et al., 2010). Из зарубежных моделей данного класса наиболее известны модель Utah Energy Balance (Tarboton et al., 1996); модель Alpine 3D, используемая для расчета снегозапасов в Альпах (Lehning et al., 2006); модель CROCUS, разработанная для прогноза лавинной опасности в Альпах (Durand et al., 1999), и др.

Ограничением физически обоснованных моделей является значительный объем и малая доступность исходных данных, особенно для обширных и неизученных водосборов, а также в случае редкого или неравномерного размещения пунктов наблюдательной сети (Lehning et al., 2006). Поэтому примеры реализации расчета снегозапасов с помощью физически обоснованных моделей для водосборов крупных рек весьма немногочисленны (Garen & Marks, 2005; Kuchment et al., 2010). Также требовательность таких моделей к исходным данным существенно затрудняет их использование для оперативного гидрологического прогноза.

В практике гидрологических прогнозов широко применяются также **геостатистические методы оценки запаса воды в снеге**. Например, Национальная метеорологическая служба США (NWS) использовала результаты геостатистического моделирования снегозапасов как входные данные в модели формирования стока (Carroll & Cressie, 1996). При наличии густой сети снегомерных наблюдений для оценки распределения высоты снежного покрова и снегозапасов применяется интерполяция методами обратно взвешенных расстояний, кригинга или регрессионными методами. Обычно наиболее достоверной является оценка снегозапасов с помощью регрессионных моделей, основанных на зависимости снегозапасов от высоты местности, уклона склона и поступления солнечной радиации (Elder et al., 1998; Erxleben et al., 2002; Lopez-Moreno & Nogues-Bravo, 2006).

Однако геостатистические методы также имеют свои ограничения. В условиях редкой сети наблюдений сложно учесть неоднородности пространственного распределения снегозапасов, обусловленные влиянием орографии и разнообразием растительного покрова (Bl¨oschl, 1999). По этой причине интерполяция данных снегомерных съемок в районах со сложным рельефом часто не имеет смысла. Более надежные результаты дает интерполяция сумм осадков холодного периода, на основе которых также может быть выполнен расчет снегозапаса (Шутов, Калюжный, 1997).

Неопределенности, возникающие при расчете снегозапасов, в значительной степени связаны с оценкой поступления твердых осадков на водосбор, особенно в районах со сложным рельефом и редкой сетью наблюдений. Уменьшить влияние данного источника ошибок в ряде случаев позволяет комплексное гидрометеорологическое моделирование — использование выходных данных мезомасштабных моделей прогноза погоды для расчета снегозапасов (Kunstmann & Stadler, 2005). В настоящее время системы мониторинга, основанные на этом подходе,

разрабатываются для горных районов с высоким риском наводнений, в целях поддержки принятия решений и уменьшения возможного ущерба (Addor et al., 2011, Verbunt et al., 2006; Zhao et al., 2009). Более подробно данный вопрос рассмотрен в п. 3.1.

Для территорий с редкой сетью наземных снегомерных наблюдений приобретает все большее значение использование спутниковых данных. Ряд характеристик снежного покрова (площадь заснеженности, температура поверхности снега, снегозапас) могут быть с различным уровнем надежности измерены по данным космической съемки. Недостатком этих измерений являются частые пропуски по причине влияния облачности, а также низкая точность, особенно для залесенных водосборов (Kuchment et al., 2010). Наиболее надежно по данным космической съемки оценивается площадь заснеженности. Достоверность ее определения по спутниковым данным MODIS составляет от 90 до 98%, в зависимости от сезона и типа поверхности (Hall & Riggs, 2007). Спутниковые данные о заснеженности используются для валидации и калибровки распределенных моделей снежного покрова (Kuchment et al., 2010), а также для текущей корректировки входных параметров гидрологических моделей, что обеспечивает значительное повышение точности прогноза (Бураков и др., 2007).

Оценка запасов воды в снежном покрове может производиться на основе измерений в микроволновом диапазоне спектра с радиометра AMSR-E, который установлен на спутнике Aqua. По данным разработчиков алгоритма, возможная ошибка определения снегозапасов по спутниковым данным составляет 25% (Chang & Rango, 2000), однако для залесенных территорий она может быть существенно больше. Результаты применения данного алгоритма для Европейской территории России показали, что ошибка при определении снегозапасов может достигать 200%, что не позволяет использовать эти данные на практике (Носенко и др., 2006).

Таким образом, проблема оценки запасов воды в снеге на крупных водосборах с разнообразными природными условиями и редкой наблюдательной сетью еще далека от своего решения.

Помимо расчета максимальных снегозапасов, важным источником неопределенности является оценка расходной составляющей баланса снежного покрова, которая включает потери на снеготаяние и испарение. Как и в гидрологическом моделировании в целом, при их расчете используются два основных подхода – физически-обоснованное и концептуальное моделирование (Гельфан, 2007; Антохина, 2012).

В физически обоснованных моделях интенсивность снеготаяния рассчитывается на основе различных модификаций метода теплового баланса, детально описанного в работе (Кузьмин, 1961). При этом выделяются радиационная и адвективная составляющие снеготаяния. При расчете испарения со снежного покрова также учитываются две составляющих – собственно испарение с поверхности снега и испарение твердых осадков, перехваченных кронами деревьев. Физически обоснованное моделирование перехвата осадков растительностью и их испарения с крон представляет наибольшую сложность, поскольку требует получения достаточно детальной информации о характеристиках лесного полога (Gelfan et al., 2004).

Ограничения физически обоснованного моделирования опять же связаны с доступностью исходной информации. Для реализации расчета снеготаяния по методу теплового баланса требуется получение данных о температуре и влажности воздуха, скорости ветра, прямой и рассеянной солнечной радиации, общей и нижней облачности. Такой объем данных не всегда удается получить, особенно при проведении расчета в оперативном режиме по обширной территории. В связи с этим при расчете снеготаяния и испарения со снежного покрова используются различные концептуальные модели, основанные на эмпирических зависимостях. Наиболее простой и широко используемой является зависимость интенсивности снеготаяния от положительной среднесуточной температуры воздуха (в зарубежной литературе – degree-day factor). Данная зависимость широко применяется для прогноза талого стока горных рек. В частности, она используется в гидрологических моделях SRM (Martinec et al., 1998) и HBV. Другие упрощенные методы расчета снеготаяния основаны на данных о температуре воздуха и точке росы (Кузьмин, 1961) или на суточном ходе температуры воздуха (Попов, 1963).

Для расчета испарения со снежного покрова на обширных водосборах также разработаны различные упрощенные зависимости, а в некоторых случаях применяются поправочные коэффициенты для различных типов подстилающей поверхности (Kalinin et al., 2015).

Для расчета снегонакопления на водосборе Воткинского водохранилища были реализованы два основных подхода — интерполяция по данным сети наземных наблюдений и моделирование на основе краткосрочных прогнозов осадков по численным моделям атмосферы (мезомасштабной модели WRF и глобальной модели GEM). Более детальное описание алгоритмов расчета снегозапасов и основные полученные результаты при использовании различных методов

описаны в п. 3.2.3 – 3.2.5. Все расчеты были выполнены в программном обеспечении ArcGis 10. Шаг сетки модели принят равным 3000 м, что обусловлено невысокой детальностью исходных данных об осадках.

Моделирование процесса снеготаяния выполнялось на основе двух наиболее широко используемых методов – метода теплового баланса П.П. Кузьмина и метода температурных коэффициентов стаивания. Сравнительная характеристика полученных результатов по двум методам приведена в п. 3.2.7. Для расчета испарения со снежного покрова использовалась эмпирическая методика, предложенная в работе (Карпечко, Бондарик, 2010). При расчете снегозапаса по данным станционных наблюдений испарение со снежного покрова вообще не учитывалось.

Для реализации расчета снеготаяния и испарения со снежного покрова средствами ГИС-технологий были разработаны алгоритмы подготовки входных метеорологических данных, которые рассматриваются в п. 3.2.2.

3.2.2. Подготовка и обработка входной метеорологической информации

Алгоритмы восстановления полей пространственного распределения метеоэлементов основаны на комбинировании фактических данных наблюдений и прогностических полей, полученных по модели прогноза погоды WRF. Фактические данные интерполировались с учетом высотных зависимостей и влияния различных типов растительного покрова. Расчеты производились с фиксированным размером ячейки, равным 3000 м, и с суточным шагом по времени. Аналогичные методы подготовки метеорологических данных широко используются зарубежными исследователями для моделирования и таяния снежного покрова на средних и крупных водосборах (Motoya et al., 2001; Klok et al., 2002). В России они впервые были реализованы в гидрологической ГИС Алтая (Яковченко, 2007).

Ниже представлено описание подготовки входной метеорологической информации, использованной в модели формирования и таяния снежного покрова, кроме данных об осадках (которым посвящен раздел 3.1). Автоматизация расчетов в ArcGis 10.* реализована средствами визуального программирования ModelBuilder.

Интерполяция данных о температуре воздуха производилась по данным с 34 метеостанций, расположенных как в пределах водос-

бора, так и за его границами. Использовался метод сплайн-интерполяции с учетом высотной зависимости по следующей формуле.

$$T_x(z) = Tz_0 - 0.001(Tz_0 - T_{850})(z - z_0)$$

где $T_x(z)$ – температура воздуха в ячейке, имеющей высоту z, Tz_0 – результат интерполяции температуры по данным метеостанций без учета рельефа, T_{850} – температура на изобарической поверхности 850 гПа, примерно соответствующей максимальной высоте водосбора. Расчет по данной формуле выполнялся средствами растровой алгебры, а значение температуры T_{850} было определено по данным модели прогноза погоды WRF за каждый срок наблюдений. Высота z каждой ячейки определялась по ЦМР.

Использование прогностических данных о приземной температуре было невозможно в связи с тем, что модели прогноза погоды некорректно воспроизводят ее в период таяния снега. Величина ошибок прогноза среднесуточной температуры по модели WRF в отдельные дни апреля может достигать 5-7° С, а максимальной температуры – 8-9° С (Шихов, Свиязов, 2013). В то же время ошибки прогноза температуры T_{850} на сутки обычно не превышают 2° С, поэтому использование этих данных для расчета вертикального градиента было целесообразно.

Интерполяция влажности воздуха (парциального давления водяного пара) производилась тем же способом, что и интерполяция температуры. Влагосодержание, как и температура воздуха, в период снеготаяния обычно убывают с высотой. Однако величина вертикального градиента день ото дня существенно различается, поэтому для определения влагосодержания на уровне 850 гПа также использовались данные модели прогноза погоды.

Распределение скорости ветра было получено по данным модели WRF. При шаге сетки, равном 10 км, модель объективно описывает изменение скорости ветра в зависимости от рельефа и направления воздушных потоков. Чтобы учесть снижение скорости ветра в лесу, были введены поправочные коэффициенты, рекомендованные в работе (Корень, 1991): для темнохвойного леса 0,15; для смешанного леса 0,2 и для мелколиственного леса 0,25. Методика расчета пространственного распределения коэффициентов представлена в п. 2.3.

Общая и нижняя облачность интерполировалась по данным сети метеостанций. Для расчета радиационного баланса снежного покрова рассчитывался средний процент облачности за дневное и ночное время.

Суточные суммы приходящей солнечной радиации в период снеготаяния рассчитаны на основе ЦМР и данных о широте местности по алгоритму, реализованному в ГИС SAGA. Его подробное описание приведено в работе (Wilson & Gallant, 2000). Данный алгоритм позволяет рассчитать суммарную радиацию в условиях чистого неба, при этом коэффициент прозрачности атмосферы принимается равным 0,7. Влияние облачности учитывалось с помощью понижающих коэффициентов, равных 0,2 и 0,47 соответственно, для общей и нижней облачности. Эти значения были предложены в работе (Кузьмин, 1961) и также используются в модели снежного покрова, разработанной Институтом водных проблем РАН (Kuchment et al., 2010). При расчете для залесенных территорий также использовались редуцирующие коэффициенты для разных типов леса, предложенные П.П. Кузьминым (в предположении, что средняя полнота леса равна 0,7).

Наибольшую сложность представляет **расчет альбедо снежного покрова,** поскольку его величина зависит от возраста верхнего слоя снега и структуры его поверхности, высоты снежного покрова, доли площади, покрытой снегом, облачности и других факторов. Альбедо свежевыпавшего снега достигает 90%, а в конце периода снеготаяния снижается до 50% и ниже. Радиационный баланс более чувствителен к изменениям альбедо, чем облачности. В связи с этим точность расчетов снеготаяния по тепловому балансу в значительной мере определяется точностью оценки альбедо снега при отсутствии инструментальных наблюдений (Яковченко, 2007).

В разных моделях снежного покрова альбедо рассчитывается с помощью эмпирических зависимостей от возраста верхнего слоя снега (Wigmosta et al., 1994; Motoya et al., 2001; Шмакин и др., 2009), по данным об изменении плотности снежного покрова (Kuchment et al., 2010), или оценивается по космическим снимкам. Реализация физически обоснованных моделей расчета альбедо, например (Melloh et al., 2001) для обширных и залесенных водосборов, представляет большие сложности.

В настоящей работе нами была использована методика расчета динамики альбедо в период снеготаяния, учитывающая основные факторы, влияющие на его изменения (Гордеев, 2013). Изначально данная методика была разработана для расчета альбедо в точке. Для ее адаптации в распределенную модель снеготаяния необходимо было прежде всего учесть влияние лесной растительности. Адаптация основана на том факте, что по данным полевых наблюдений альбедо свежевыпавшего снега в лесу существенно (на 10-15%) ниже, чем в поле (Melloh et al., 2001). Поэтому начальные значения альбедо (для свеже-

выпавшего снега) были заданы различными в зависимости от типа подстилающей поверхности. Минимальное значение альбедо свежевыпавшего снега, равное 0,75, задано для темнохвойных и сосновых лесов. Примеры результатов расчета пространственного распределения альбедо снежного покрова в период снеготаяния (на примере 2015 г.) показаны на рис. 3.7.

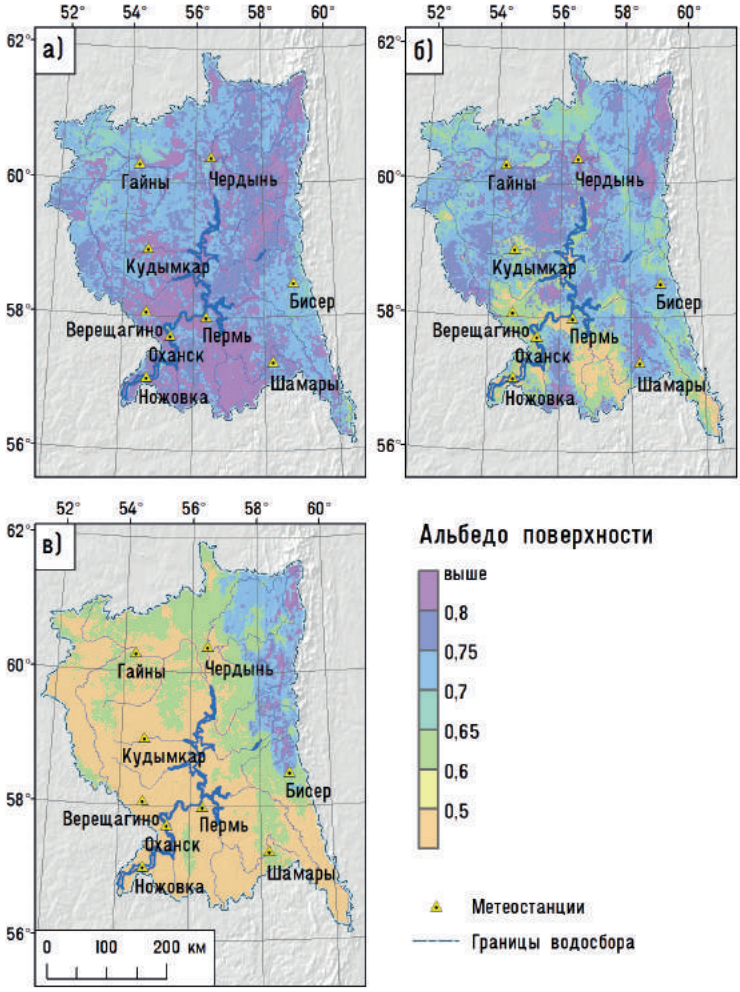


Рис. 3.7. Расчет альбедо поверхности:
а) начальный период снеготаяния (15.03.2015);
б) период интенсивного снеготаяния (15.04.2015);
в) завершающий период снеготаяния (05.05.2015)

3.2.3. Расчет максимальных снегозапасов по данным сети наземных наблюдений

Максимальный запас воды в снежном покрове в период снегонакопления рассчитывался путем суммирования результатов интерполяции осадков холодного периода (по данным 34 метеостанций) с учетом их фазы, таяния снега при оттепелях и с введением поправочных коэффициентов для различных типов лесной растительности. При выполнении расчета снегозапасов выделялись периоды с устойчивым и неустойчивым снегонакоплением. В период устойчивого снегонакопления (в декабре-феврале) оттепели наблюдаются редко и не оказывают существенного влияния на величину снегозапаса. Основной расходной составляющей баланса снежного покрова в этот период является испарение. В период неустойчивого снегонакопления (в октябре-ноябре) на равнинной части исследуемого водосбора наблюдается неоднократное установление и сход снежного покрова, а в горных районах – устойчивый рост снегозапасов. Продолжительность этого периода год от года сильно изменяется. Например, в холодный период 2016-2017 гг. устойчивый снежный покров сформировался практически одновременно на всей территории водосбора, а за весь ноябрь отмечен всего один день с оттепелью. В остальные годы неустойчивое снегонакопление продолжалось 30-40 сут.

В период устойчивого снегонакопления прирост снегозапаса пропорционален количеству выпавших осадков. Как известно, суммы твердых осадков по данным метеостанций существенно занижаются вследствие выдувания из осадкомера. Количество выдуваемых осадков определить сложно, так как оно зависит от локальных условий расположения каждой конкретной метеостанции. На территории Пермского края за холодный период до 30% выпадающих твердых осадков может выдуваться из осадкомеров (Гаврилова, 2010), что, по всей видимости, превышает потери на испарение со снежного покрова. Поэтому, чтобы избежать систематического занижения снегозапасов, испарение со снежного покрова при расчете не учитывалось. В первом приближении запас воды в снежном покрове за период устойчивого снегонакопления восстанавливался путем интерполяции сумм осадков по методу приведенных величин (подробнее см. п. 3.1.2), с учетом высотной зависимости (10%/100 м высоты) и введением поправок на тип подстилающей поверхности.

Величина поправочных коэффициентов была определена путем сравнения данных снегомерных съемок на сети метеостанций и

измеренных этими же метеостанциями сумм осадков, а также по литературным данным (Кузьмин, 1961). Было установлено, что запас воды в снеге зачастую превышает сумму осадков, выпавших за период снегонакопления. Это объясняется занижением измеренного количества осадков вследствие выдувания. Максимальное значение поправочного коэффициента (1,1) было задано для мелколиственных лесов, т.к. они отличаются минимальной интенсивностью испарения со снежного покрова и перехвата осадков кронами. Минимальное значение поправочных коэффициентов (0,85) задано для сосновых лесов, которые отличаются наиболее интенсивным перехватом твердых осадков, а также для урбанизированных территорий.

В период осеннего неустойчивого снегонакопления расчет снегозапасов производился с суточным шагом, с учетом фазы осадков и таяния снега при оттепелях. Доля осадков, выпадающих в виде дождя и снега, рассчитывалась по уравнению (3.1). Интенсивность снеготаяния при оттепелях рассчитывалась в зависимости от среднесуточной температуры воздуха, с использованием температурных коэффициентов стаивания (мм/1°С). Радиационной составляющей снеготаяния в осенний период можно пренебречь. Коэффициенты стаивания принимались различными для разных типов подстилающей поверхности (от 1,5 мм/1°С для темнохвойных лесов до 4,5 мм/1°С для безлесных территорий и 5 мм/1°С для городской территории).

В целом поле снегозапасов, полученное в результате расчета по данной методике на основе фактических сумм осадков характеризуется хорошей связностью, но в районах с низкой плотностью сети наблюдений точность расчета может значительно снижаться. Полученное пространственное распределение максимальных снегозапасов за 2013-2016 гг. (рис. 3.8) хорошо коррелирует с данными о количестве осадков холодного периода (рис. 3.1). В среднем по водосбору наибольший снегозапас наблюдался в 2016 г., когда за холодный период выпало максимальное количество осадков. В остальные три года снегозапас был меньше в среднем на 20-25%.

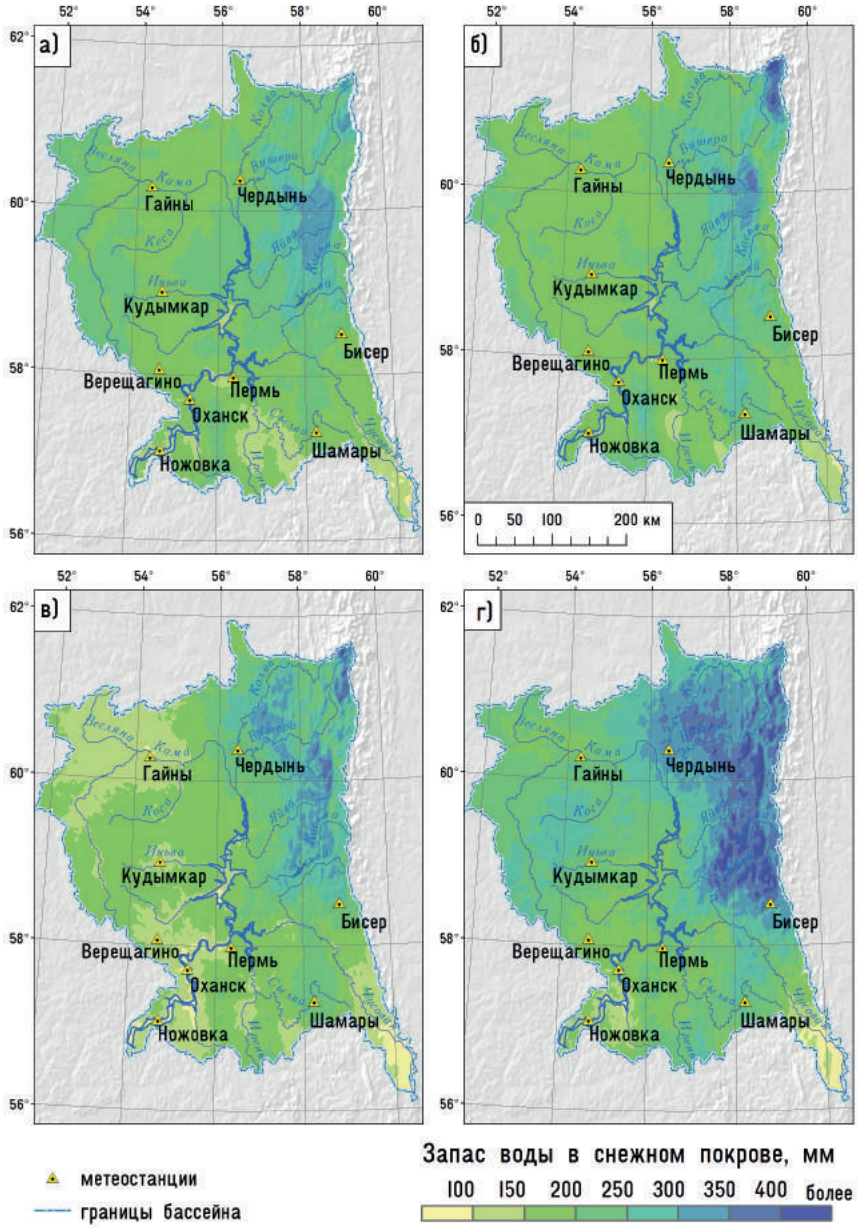


Рис. 3.8. Результат расчета максимальных запасов воды в снежном покрове по фактическим данным метеостанций: а) 2013 г., б) 2014 г., в) 2015 г., г) 2016 г.

3.2.4. Расчет снегонакопления на основе данных мезомасштабной модели прогноза погоды WRF

Расчет запасов воды в снежном покрове по прогностическим данным об осадках, полученным по модели WRF, также основан на суммировании осадков, выпавших за холодный период, с учетом фазы осадков, таяния снега при оттепелях, испарения со снежного покрова и перехвата осадков лесной растительностью. Моделирование снегонакопления производилось с суточным шагом. Разделение осадков на фазы (дождь/снег) производится в модели WRF с достаточно высокой точностью. Снеготаяние при осенних и зимних оттепелях рассчитывалось по температурным коэффициентам стаивания. Расчет испарения снежного покрова за холодный период был выполнен по методике, описанной в работе (Карпечко, Бондарик, 2010):

$$E_{sum} = E_i + E \qquad (3.5)$$

где E_i – испарение перехваченных растительностью твердых осадков, E – испарение с поверхности снежного покрова;

$$E_i = k \cdot d \cdot LAI \cdot n \qquad (3.6)$$

где LAI – листовой индекс, d – средний за период дефицит влажности, n – число дней, k – эмпирический коэффициент (был принят равным 0,03);

$$E = (0,24 + 0,05 \cdot U_{10}) \cdot d \cdot n \qquad (3.7)$$

где U_{10} – скорость ветра на высоте 10 м.

Листовой индекс LAI зависит от типа и густоты лесной растительности и применяется для расчета перехвата твердых осадков в моделях снежного покрова (Pomeroy et al., 1998; Gelfan et al., 2004; Kuchment et al., 2010). Он был получен на основе продукта обработки спутниковых данных MODIS – MOD15A2 (8-day LAI and FPAR). Более подробное описание этого продукта представлено в работе (Myneni et al., 2002). Для оценки LAI использованы данные MOD15A2 за март 2015 г., что связано с отсутствием облачности над исследуемой территорией в этот период. Пример расчета перехвата осадков кронами и испарения со снежного покрова за холодный период 2015-16 гг. приведен на рис. 3.9 а на рис. 3.10 показаны расчетные суммарные потери снежного покрова на испарение за 2013-2016 гг.

Суммарное испарение снега за холодный период, определенное по вышеописанной методике, составляет от 10-15 мм в мелколиственных лесах до 50 мм и более в темнохвойных и сосновых лесах, что в целом соответствует имеющимся данным о характерной величине потерь снежного покрова на испарение за зимний сезон (Шутов, Калюжный, 1997). До 40% суммарного испарения снега приходится на март, когда наблюдается минимальная относительная влажность воздуха.

В южной части водосбора потери снежного покрова на испарение значительно больше, чем в северной, что объясняется в основном увеличением дефицита влажности воздуха от северных районов к южным. Также суммарное испарение снежного покрова подвержено изменениям в зависимости от погодных условий холодного периода. С ростом температуры воздуха потери на испарение увеличиваются. Так, в холодный период 2014-2015 гг. потери снега на испарение были в два раза больше, чем в 2013-2014 гг., по причине преобладания антициклональной погоды с низкой относительной влажностью воздуха в марте. Расчетное испарение со снежного покрова было максимальным в холодный период 2015-2016 гг., который был аномально теплым (теплее нормы в среднем на 3-4 градуса).

Результаты расчета максимального влагозапаса снега с использованием данных модели WRF приведены на рис. 3.11. Распределение снегозапасов характеризуются существенной пространственной неоднородностью и межгодовой изменчивостью. Пространственная неоднородность обусловлена, главным образом, распределением выпадающих осадков в холодный период (в частности, орографическим увеличением количества осадков на западных склонах Урала) и различной продолжительностью периода снегонакопления на разных высотах. Влияние локальных факторов, прежде всего условий снегонакопления в зависимости от различных типов растительного покрова, оказывается менее существенным.

Межгодовая изменчивость распределения снегозапасов связана с особенностями атмосферной циркуляции. С ростом интенсивности зонального переноса воздушных масс увеличивается снегозапас на западных склонах Урала и в предгорных районах в связи с влиянием барьерного эффекта. На равнинной части водосбора эта закономерность менее выражена или не наблюдается вообще.

Так, в холодный период 2012-2013 гг. преобладала меридиональная циркуляция. Барьерный эффект был выражен слабо и распределение снегозапасов по территории оказалось относительно равномерным.

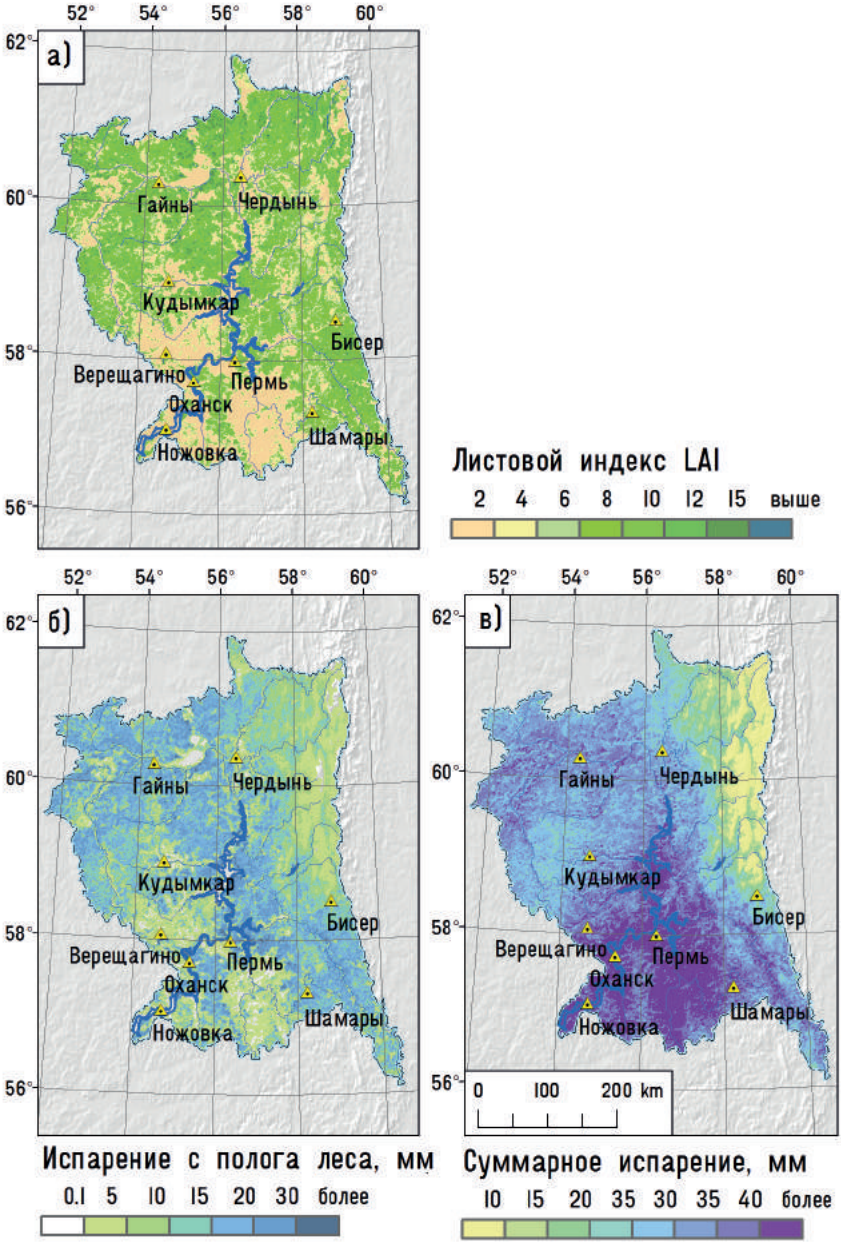


Рис. 3.9. Расчет испарения со снежного покрова: а) листовой индекс, б) испарение с полога леса, в) суммарное испарение

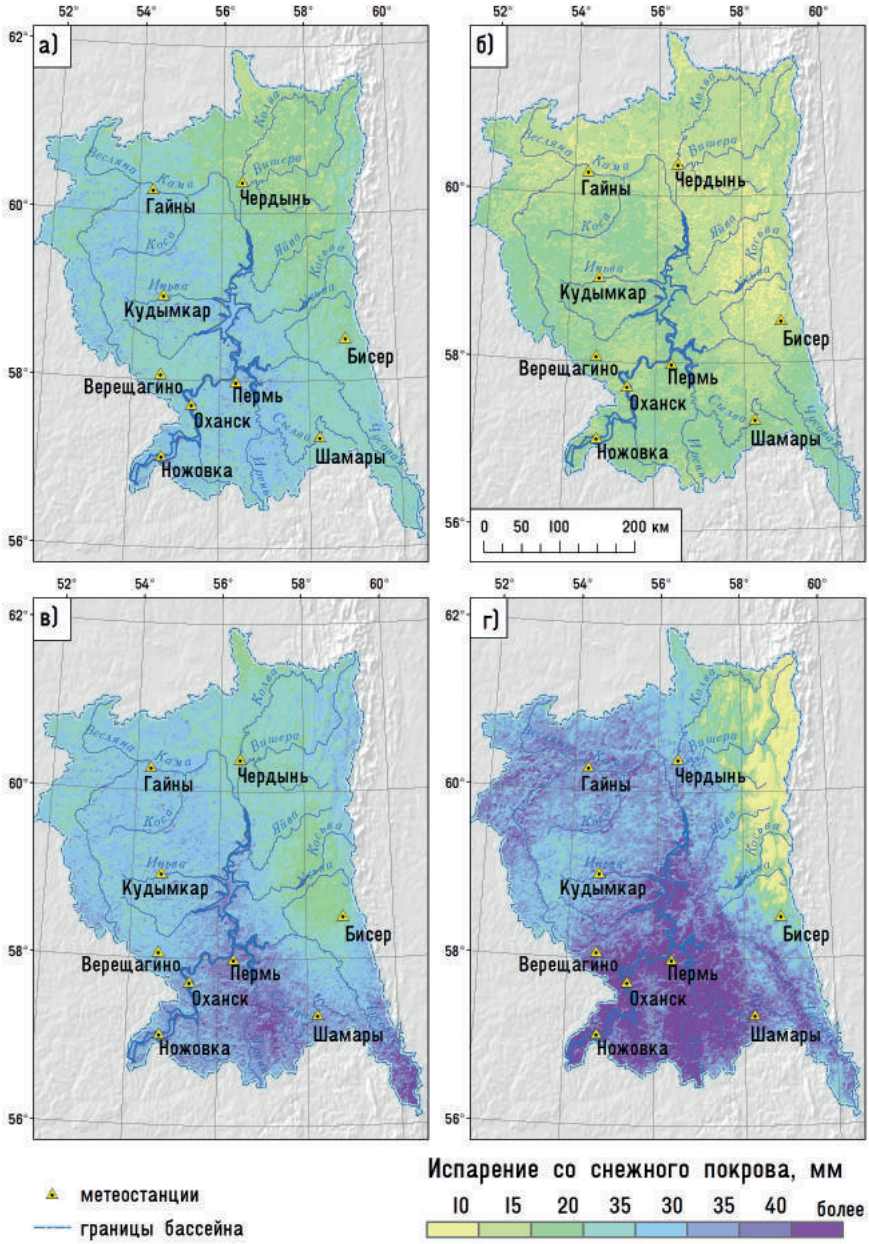


Рис. 3.10. Суммарное расчетное испарение со снежного покрова:
а) 2012-13 гг., б) 2013-14 гг., в) 2014-15 гг., г) 2015-16 гг.

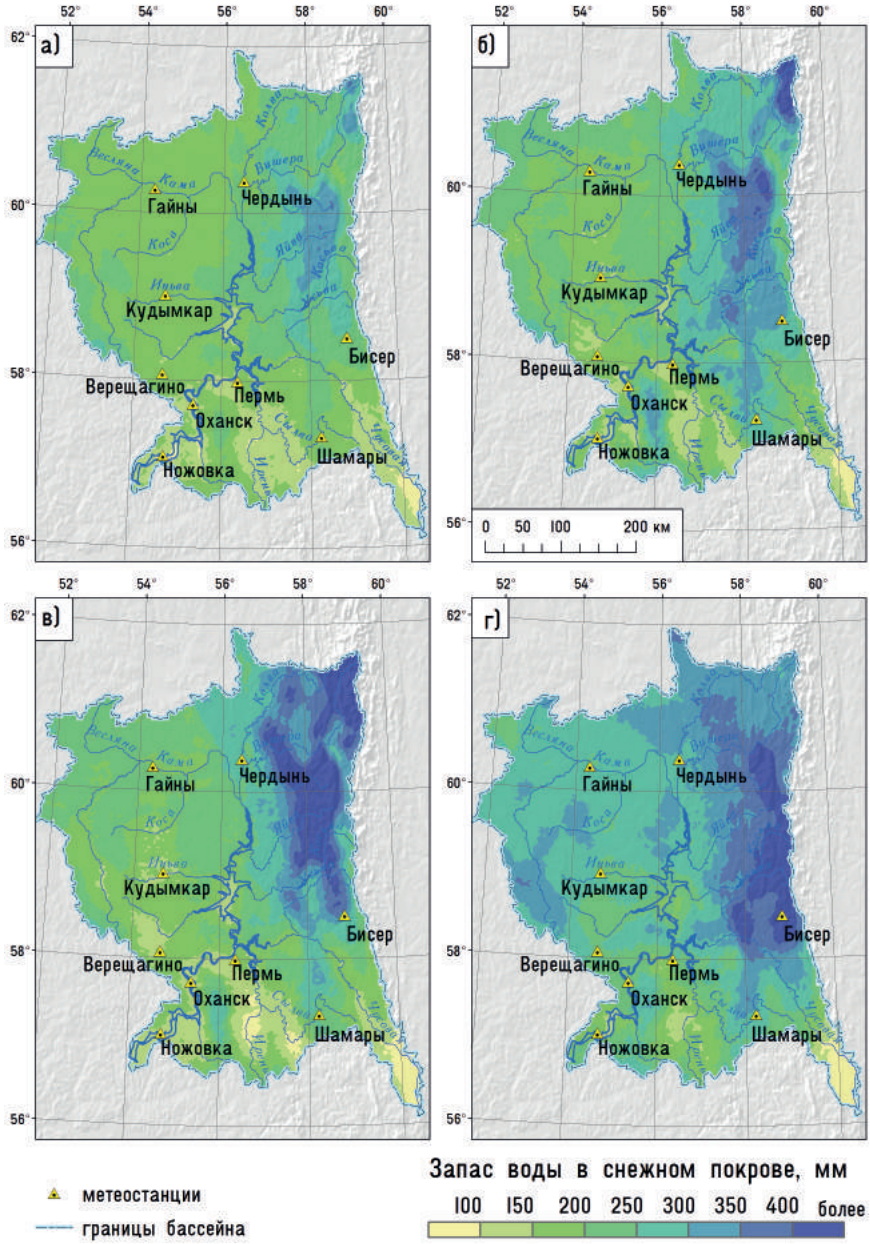


Рис. 3.II. Результат расчета максимальных снегозапасов с использованием данных модели WRF: а) 2012-13 гг., б) 2013-14 гг., в) 2014-15 гг., г) 2015-16 гг.

В холодный период 2013-2014 гг. сначала преобладал зональный перенос, который во второй половине сменился меридиональными процессами. При этом осадков повсеместно выпало больше нормы и сформировался избыточный снегозапас. В холодный период 2014-2015 гг. преобладал интенсивный зональный перенос воздушных масс во все месяцы, за исключением ноября и марта. В результате максимальный снегозапас на западных склонах Урала достиг 400-500 мм. В холодный период 2015-2016 гг. аномальное снегонакопление наблюдалось на большей части водосбора в связи с необычно ранним формированием снежного покрова в октябре. Запас воды в снеге в горной части водосбора уже в конце октября достигал 50-100 мм. В дальнейшем избыток осадков сохранялся прежде всего в горных районах, в результате чего снегозапас повсеместно и значительно превысил норму.

Результаты расчета снегозапасов по фактическим данным об осадках (рис. 3.8) и с использованием данных модели WRF характеризуются высокой степенью подобия. Оба метода позволяют воспроизвести основные закономерности пространственного распределения снегозапасов, а именно их увеличение с юго-запада на северо-восток территории, а также формирование локальных максимумов на возвышенностях. Так, в 2014 г. аномальное снегонакопление (более 300 мм) наблюдалось на Тулвинской возвышенности, а в 2016 г. снегозапас превысил 300 мм на Верхнекамской возвышенности.

В 2013 и 2014 гг. средний максимальный снегозапас на водосборе, рассчитанный по обоим методам, различался несущественно. В 2015-2016 гг. снегозапас, рассчитанный по модели WRF, был больше, чем при расчете по фактическим данным об осадках. В 2015 г. расхождение составило 28%, а в 2016 г. – 12%. Причиной этих расхождений является значительное завышение количества осадков по модели WRF в конце периода снегонакопления. Сопоставление результатов расчета снегозапасов с данными снегомерных съемок (см. подробнее п. 3.2.7) также показывает наличие систематического завышения снегозапасов при расчете по данным модели WRF в эти годы. С другой стороны, в горной части водосбора, по которой практически отсутствуют данные метеонаблюдений, возможно занижение снегозапаса при расчете по фактическим данным. Такое занижение имело место в 2015 г., в результате чего расхождение результатов расчета снегозапасов по первому и второму методам оказалось наибольшим.

Таким образом, оба рассмотренных метода обеспечивают получение в целом удовлетворительных результатов, но не исключают возможности появления систематических ошибок в отдельные годы. Одним из

способов совершенствования расчета снегозапасов является использование альтернативных источников данных об осадках. В связи с этим в 2017 г. был проведен экспериментальный расчет снегонакопления на основе прогнозов осадков по данным глобальной модели атмосферы CMC/GEM.

3.2.5. Расчет снегонакопления на основе данных глобальной модели прогноза погоды GEM

Моделирование снегонакопления с использованием данных глобальной модели прогноза погоды CMC/GEM было проведено за холодный период 2016-2017 гг. Методика в целом аналогична той, которая используется для расчета снегозапасов по данным модели WRF. Расчет снегонакопления также основан на краткосрочном модельном прогнозе осадков на срок 24 ч., с учетом фазы осадков, таяния снега при оттепелях и испарения.

Существенное различие состоит лишь в подготовке самих модельных данных об осадках. Матрица высот, используемая в модели GEM, имеет размер ячейки 0,24°. Для получения реалистичных данных о пространственном распределении снегозапаса такого разрешения явно недостаточно. Поэтому была вычислена разность между матрицей высот, используемой в модели GEM, и более детальной ЦМР с размером ячейки 1000 м. Для каждой ячейки модели был задан вертикальный градиент осадков, который для изучаемой территории принят равным 10%/100 м (подробнее в п. 3.1.2). Таким образом, в ячейках, реальная высота которых больше (меньше), чем по матрице высот, используемой в модели GEM, сумма осадков увеличивалась (уменьшалась) на 10% на каждые 100 м разности высоты. Это позволило получить более адекватные данные о запасах воды в снеге в районах с пересеченным рельефом.

В подтверждение принятой гипотезы об увеличении количества осадков с высотой приблизительно на 10% на каждые 100 м можно привести данные снегомерных съемок, проведенных в 2013 г. на территории Вишерского государственного заповедника на Северном Урале. В соответствии с этими измерениями (результаты которых были предоставлены в Пермский ЦГМС в 2013 г. и в открытых источниках не публиковались) влагозапас снега в горной части заповедника превышал 500 мм, что почти в два раза выше, чем по данным ближайшей метеостанции Чердынь.

Сопоставление результатов расчета максимальных снегозапасов с использованием модели GEM и по данным сети метеостанций приведено на рис. 3.12, а динамика снегонакопления на водосборе за холодный период 2016-2017 гг. показана на рис. 3.13. Можно отметить, что в среднем по площади водосбора расхождения величины снегозапасов, рассчитанных различными способами, не превышают 15%. Средний по площади водосбора снегозапас, рассчитанный по модели GEM, оказывается несколько выше, чем рассчитанный по фактическим данным об осадках. Однако пространственное распределение снегозапасов различается весьма существенно. Степень подобия пространственного распределения оказалась меньше, чем при использовании данных модели WRF (в 2013-2016 гг.). По результатам расчета по фактическим данным наблюдений выделяются две области с максимальным снегонакоплением — на западном склоне Среднего Урала (вблизи 59° с.ш., 57° в.д.), а также на севере территории в районе Чердыни. В этих районах выпало наибольшее количество осадков, что обусловлено барьерным эффектом Уральского хребта.

По результатам расчета снегозапасов на основе данных модели GEM также выделяются две зоны с максимальным снегонакоплением. Первая

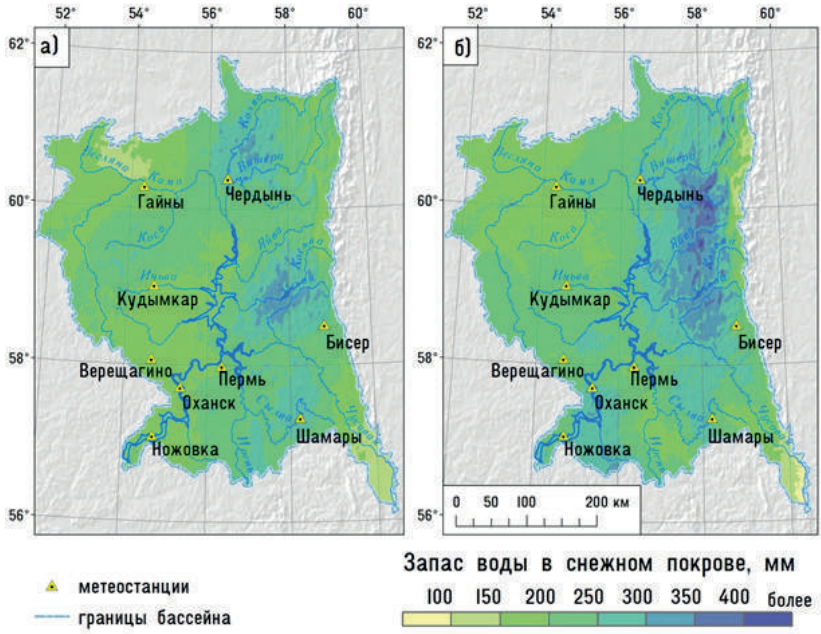


Рис. 3.12. Запас воды в снежном покрове на 10.03.2017:
а) расчет на основе данных сети метеостанций, б) расчет по данным модели GEM

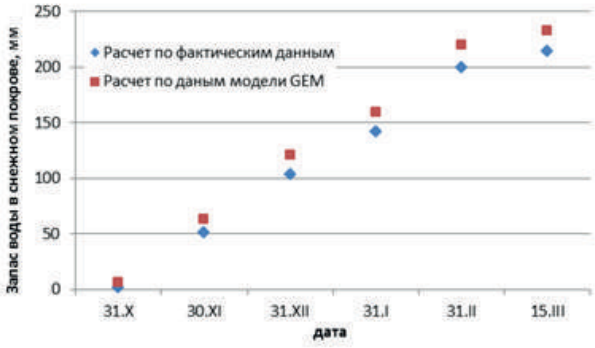


Рис. 3.13. Динамика снегонакопления на водосборе Воткинского водохранилища за холодный период 2016-2017 гг.

соответствует западному склону Северного и Среднего Урала, а вторая – юго-западной части водосбора. Максимум снегозапасов на юго-западе территории обусловлен, по всей видимости, влиянием Тулвинской возвышенности. Однако по результатам сопоставления с данными снегомерных съемок наличие этого максимума не подтверждается. Также именно на этой территории, в пределах которой расположены метеостанции Ножовка, Оханск и Оса, наблюдалось наибольшее расхождение фактических и расчетных сумм осадков (см. подробнее п. 3.1.3). Влияние возвышенности на распределение осадков в холодный период фактически оказывается менее выраженным, чем по данным модели GEM.

Области с минимальными снегозапасами по результатам расчетов в основном совпадают – это крайний юго-восток, а также северо-запад территории водосбора. Также по данным модели GEM выявлен локальный минимум на юго-востоке территории в районе г. Кунгур.

3.2.6. Моделирование процесса снеготаяния

Моделирование пространственного распределения интенсивности снеготаяния было выполнено с использованием двух методов – модифицированного метода теплового баланса П.П. Кузьмина (для расчета с суточным шагом) и температурных коэффициентов стаивания. Модифицированный метод Кузьмина позволяет рассчитать составляющие теплового баланса снежного покрова на основе стандартных данных метеорологических наблюдений и расчетных суточных сумм солнечной радиации. Процесс подготовки метеорологических данных для расчета снеготаяния описан в п. 3.2.2.

Уравнение теплового баланса снежного покрова без учета второстепенных компонентов записывается следующим образом:

$$W = W_R + W_A + W_E \qquad (3.8)$$

где W_R – радиационный баланс, W_A – турбулентный теплообмен, W_E – отток тепла на испарение снега или приток тепла вследствие конденсации.

Радиационная составляющая снеготаяния (MR) рассчитывается по формуле:

$$M_R + Q_{sw} - Q_k + Q_{lw} \qquad (3.9)$$

где Q_{sw} – баланс коротковолновой радиации, Q_k – эффективное излучение снега, Q_{lw} – встречное излучение атмосферы. Составляющие радиационного баланса рассчитываются следующим образом (3.10 – 3.12):

$$Q_{sw} = 0{,}125(Q+q)(1-R)(1-0{,}2N_{total} - 0{,}47N_{lower}) \qquad (3.10)$$

$$Q_{lz} = \varepsilon\sigma T_0^4 \qquad (3.11)$$

$$Q_{lw} = (\varepsilon\sigma T_0^4)(0{,}62 + 0{,}05e^{0{,}5}(1 + 0{,}12N_{total} + 0{,}12N_{lower}) \qquad (3.12)$$

где $Q+q$ – суточная сумма прямой и рассеянной радиации (без учета облачности), R – альбедо снежного покрова, N_{total} и N_{lower} – общая и нижняя облачность в %, T_0 – температура воздуха в °K, e – парциальное давление водяного пара на высоте 2 м, σ – постоянная Стефана-Больцмана, ε – относительная излучательная способность снега в тепловом диапазоне, которая принимается равной 0,99.

Адвективная составляющая снеготаяния (MA) определяется турбулентным теплообменом снежного покрова с атмосферой и притоком тепла вследствие конденсации водяного пара на поверхности снега:

$$M_A = k(1 + 0{,}544U_{10})(T_2 - T_0 + 1{,}75(e_2 - e_0)) \qquad (3.13)$$

где U_{10} – скорость ветра на высоте 10 метров, T_2 и e_2 – температура воздуха и парциальное давление водяного пара на высоте 2 м, T_0 – температура поверхности снежного покрова, e_0 – парциальное давление насыщенного водяного пара по температуре поверхности снега. Если $T_2 \geq 0°$ C , то $T_0 = 0°$ C. Если $T_2 < 0°$ C, то $T_0 = T_2$. Аналогичным образом определяется давление насыщенного водяного пара по температуре поверхности снега. Коэффициент k перед формулой (3.13) зависит от временного шага модели. При расчете с шагом 12 ч он принят равным 0,434.

Испарение со снежного покрова вычисляется по формуле Кузьмина для расчета с суточным шагом

$$E = 0{,}18 + 0{,}098U_{10}(e_2 - e_0) \qquad (3.14)$$

Моделирование снеготаяния по методу теплового баланса было проведено за 2013-2016 гг. Для сравнения, был выполнен также расчет снеготаяния на основе температурных коэффициентов стаивания (по среднесуточной температуре воздуха). Значения коэффициентов определены в зависимости от типа растительного покрова: от 1,5 мм/°С для темнохвойных лесов до 5 мм/°С для урбанизированной территории.

Выходными данными модели снеготаяния при реализации обоих способов расчета являются площадь заснеженности, запас воды в снеге и поступление талых вод на водосборы. Площадь заснеженности определялась с использованием типовых кривых распределения снегозапасов, параметры которых для лесных и нелесных участков на исследуемой территории были заимствованы из работы (Лебедева, 1963). Водоотдача снежного покрова также рассчитывалась по методу А.Г. Ковзеля (Ковзель, 1951). Начальная водоудерживающая емкость снежного покрова была принята равной 20% для залесенных территорий и 15% – для безлесных участков. Также учитывалось снижение влагоемкости снега за счет выпадения жидких осадков. Влагоемкость талого снега была принята равной 6%, в соответствии с рекомендациями (Попов, 1963).

Поступление талых вод на водосбор складывается из водоотдачи снежного покрова и выпадающих на водосбор твердых и жидких осадков. В период снеготаяния на Урале неоднократно формируется временный снежный покров (чаще в горной части территории). При расчете поступления на водосборы жидких осадков использованы следующие допущения:

> до начала водоотдачи осадки аккумулируются в снежном покрове;

> после начала водоотдачи жидкие осадки складываются с водоотдачей снежного покрова;

> временный снежный покров образуется в случае, если интенсивность снеготаяния меньше суммы осадков, выпадающих в виде снега;

> поступление воды на водосбор складывается из водоотдачи снежного покрова и жидких осадков.

Автоматизация расчета снеготаяния в ArcGis 10.* реализована средствами визуального программирования ModelBuilder. Результаты расчета динамики схода снежного покрова по двум разным методам за 2013-2016 гг. представлены на рис. 3.14 – 3.17. Данные об осадках и запасах воды в снежном покрове для этих расчетов были получены на

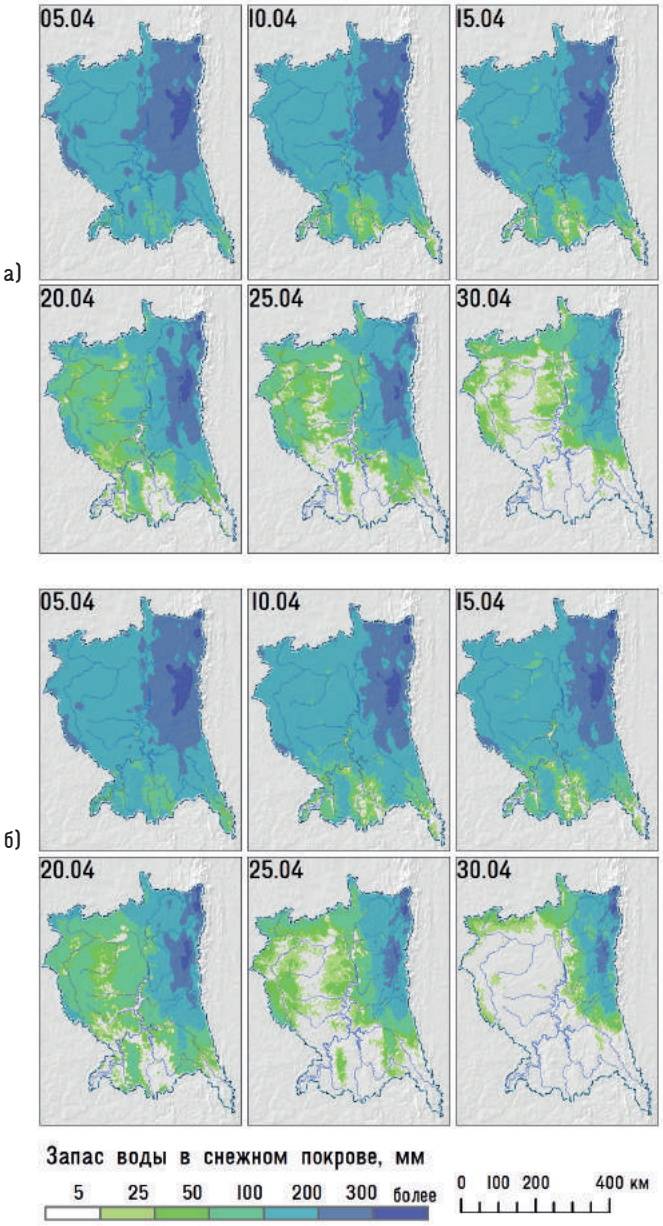


Рис. 3.14. Динамика снеготаяния весной 2013 г. на водосборе Воткинского вдхр.:
а) расчет по методу П.П. Кузьмина;
б) расчет по температурным коэффициентам стаивания

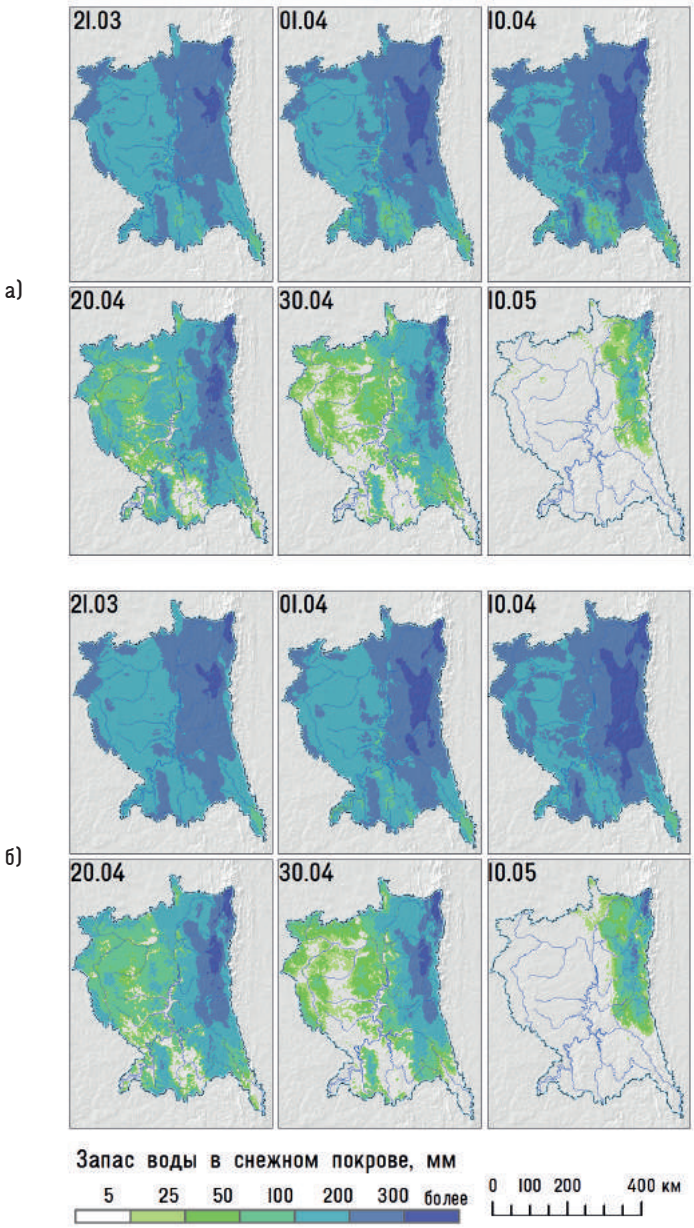


Рис. 3.15. Динамика снеготаяния весной 2014 г. на водосборе Воткинского вдхр.:
а) расчет по методу П.П. Кузьмина;
б) расчет по температурным коэффициентам стаивания

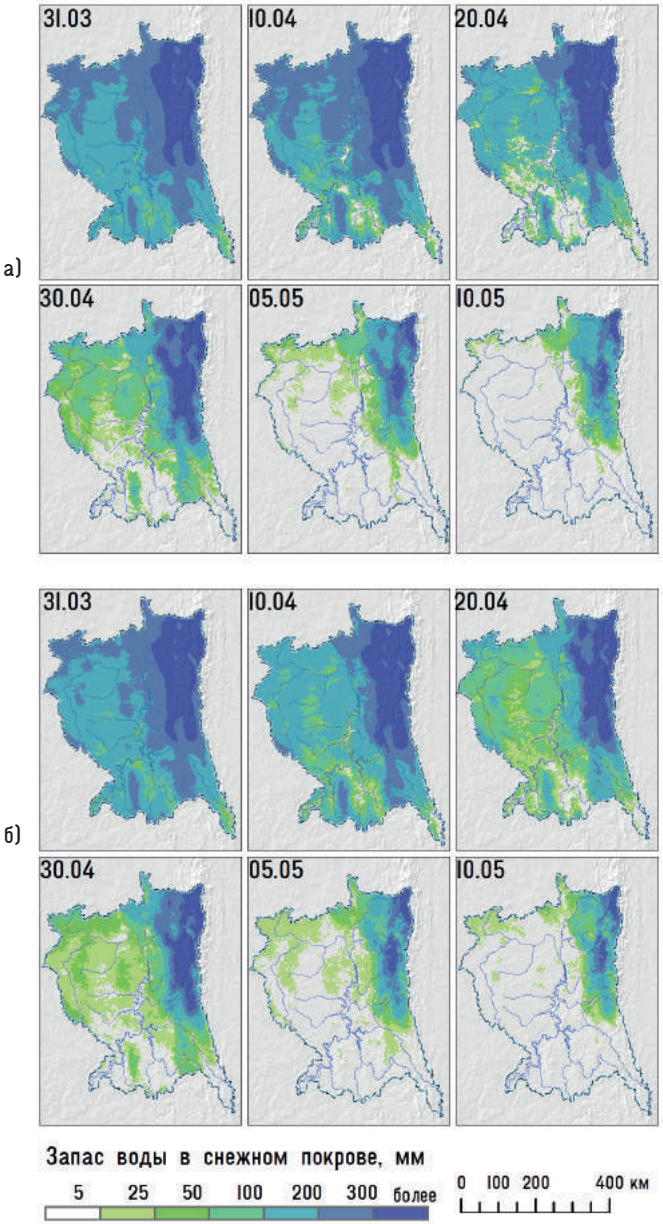


Рис. 3.16. Динамика снеготаяния весной 2015 г. на водосборе Воткинского вдхр.:
а) расчет по методу П.П. Кузьмина;
б) расчет по температурным коэффициентам стаивания

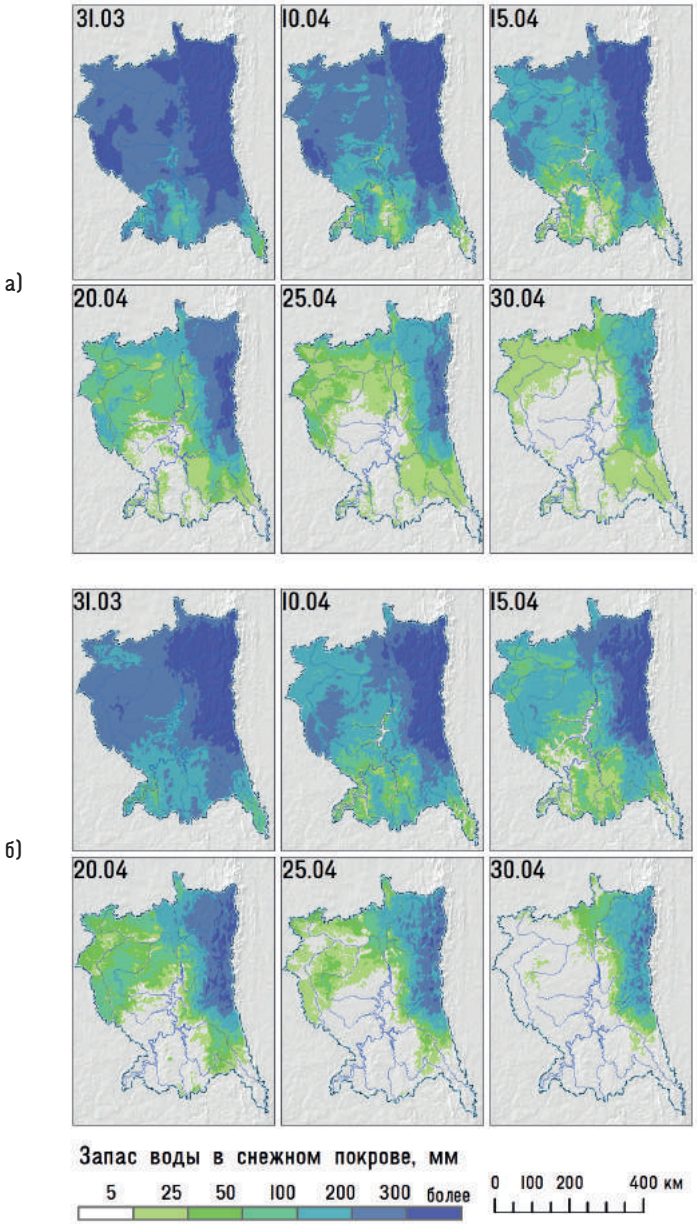


Рис. 3.17. Динамика снеготаяния весной 2016 г. на водосборе Воткинского вдхр.:
а) расчет по методу П.П. Кузьмина;
б) расчет по температурным коэффициентам стаивания

основе результатов счета модели WRF. Сравнительная оценка достоверности расчетов снеготаяния по двум методам приведена в п. 3.2.7 – 3.2.8.

3.2.7. Оценка достоверности результатов расчета снегозапасов по данным снегомерных съемок

Валидация результатов расчета запасов воды в снежном покрове на водосборе Воткинского водохранилища за 2013-2015 гг. выполнена по данным снегомерных съемок на 22 полевых и 24 лесных снегомерных маршрутах. В 2016 г. получены данные только по 14 полевым и 16 лесным маршрутам, поэтому результаты за 2016 г. сложно сопоставить с результатами за 2013-2015 гг.

Для сравнения с данными снегосъемок были извлечены значения расчетного снегозапаса из ячеек модельной сетки, пространственное положение которых соответствует снегомерным маршрутам. В период весеннего снеготаяния была также сопоставлена достоверность расчета снегозапасов по методу Кузьмина и по среднесуточной температуре воздуха. На рис. 3.18 показан средний снегозапас по полевым и лесным маршрутам и среднеквадратичная ошибка его расчета (RMSE) в пределах водосбора Воткинского водохранилища в 2013-2015 гг. Сравнение фактического и расчетного снегозапаса по отдельным снегомерным маршрутам представлено на рис. 3.19.

Можно отметить, что абсолютные ошибки расчета в течение периода снегонакопления возрастают, однако относительные ошибки снижаются и достигают минимума в феврале-марте, т.е. к моменту формирования максимального снегозапаса на большинстве метеостанций. В этот период RMSE не превышала 25% от фактически наблюдавшегося запаса воды в снеге (табл. 3.5). Исключением является 2016 г., когда расчетный снегозапас оказался существенно выше фактического, прежде всего из-за сильного завышения количества осадков по модели WRF в течение холодного периода. В целом величину ошибок в 15-25% можно считать удовлетворительной, поскольку сами данные снегосъемок не являются репрезентативными, особенно в горной части водосбора.

Из табл. 3.5. также следует, что точность расчета снегозапаса для залесенной территории во все годы была существенно ниже, чем для безлесных участков. Это обусловлено, во-первых, большей неопределенностью при моделировании снегонакопления в лесу, связанной с необходимостью учета перехвата осадков и их испарения с крон

деревьев. Во-вторых, на точность расчета влияют особенности выборки метеостанций, имеющих лесные снегомерные маршруты. К ним относятся, в частности, метеостанции Вая и Губаха, расположенные в глубоких долинах рек и нерепрезентативные для окружающей территории. Расчетный снегозапас на этих станциях в большинстве случаев оказывается значительно выше фактического (иногда на 50-100%).

В период весеннего снеготаяния как абсолютные, так и относительные ошибки расчета снегозапасов резко увеличиваются (в апреле – до 50% и более от фактического снегозапаса). Причиной этого являются как неопределенности в самой модели снеготаяния, так и локальные особенности снегомерных маршрутов (уклон, экспозиция склона). Они существенно влияют на интенсивность таяния снега и не могут быть учтены при моделировании с шагом сетки 3000 м. Влияние второго источника ошибок устранить сложно, поэтому необходимо использовать альтернативные способы оценки точности моделирования снеготаяния, например на основе спутниковых данных о заснеженности (подробнее в п. 3.2.8).

Таблица 3.5.

Оценка точности расчета снегонакопления в период формирования максимального снегозапаса в 2013-2016 гг.

Дата	Тип снегомерных маршрутов	SWE_{fact}, мм	RMSE, мм	$RMSE/SWE_{fact}$, %
31.03.2013	Полевые	151	22,8	15,1
	Лесные	185	32,7	17,6
20.03.2014	Полевые	165	29,4	17,8
	Лесные	188	40,6	22,0
10.03.2015	Полевые	166	27,0	16,2
	Лесные	195	42,5	21,8
20.03.2016	Полевые	199	38,0	19,1
	Лесные	208	88,7	42,5

Сравнение точности расчета снеготаяния по методу Кузьмина и по температурным коэффициентам показывает, что первый метод может занижать интенсивность снеготаяния в лесу и завышать — на безлесных участках. Это связано с оценкой радиационной составляющей снеготаяния, а конкретно с расчетом альбедо снежного покрова, влияние

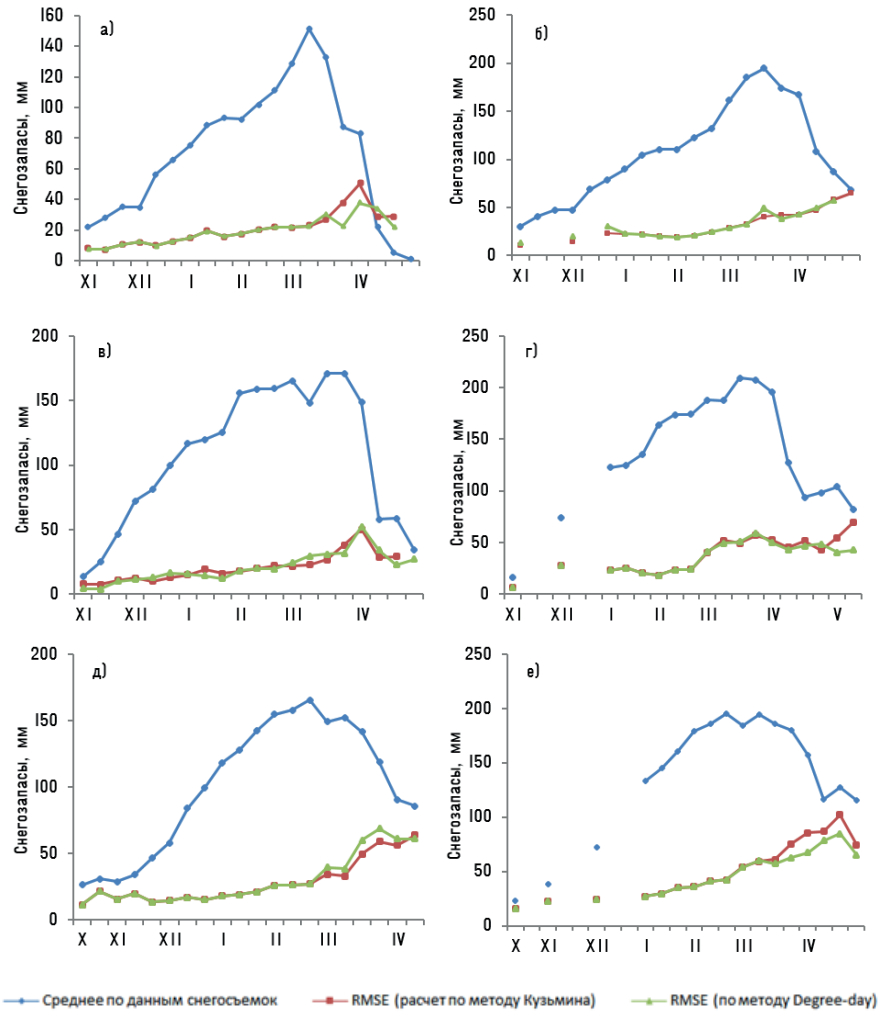


Рис. 3.18. Оценка достоверности расчета снегозапасов на основе сравнения с данными маршрутных снегосъемок:

а) 2012-13 гг., полевые маршруты;
б) 2012-13 гг., лесные маршруты;
в) 2013-14 гг., полевые маршруты;
г) 2013-14 гг., лесные маршруты;
д) 2014-15 гг., полевые маршруты;
е) 2014-15 гг., лесные маршруты

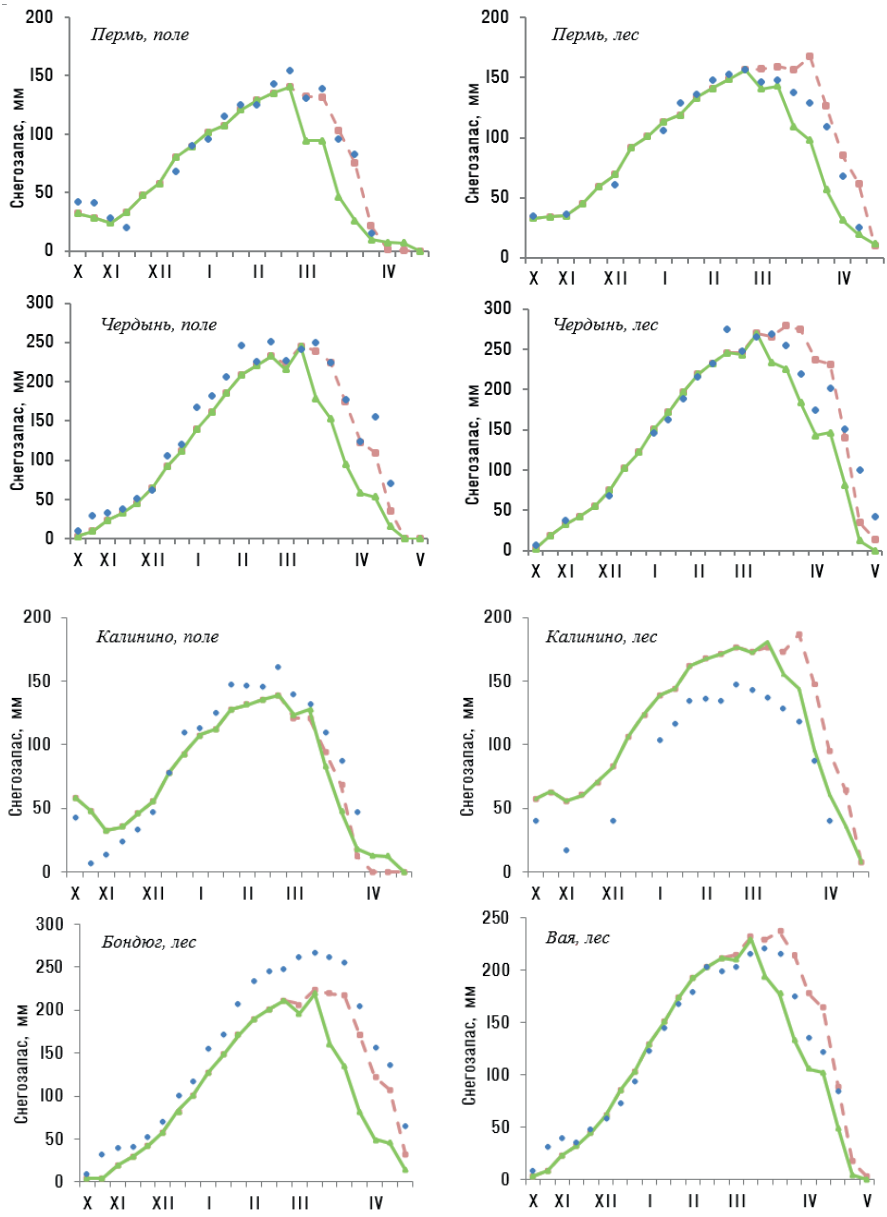


Рис. 3.19. Сезонная динамика фактического снегозапаса (синие точки), рассчитанного по методике П.П. Кузьмина (красные линии) и по температурным коэффициентам стаивания (зеленые линии) на некоторых снегомерных маршрутах, в холодный период 2014-15 гг.

которого на определение теплового баланса очень значительно. При расчете по среднесуточной температуре воздуха, наоборот, отмечено завышение интенсивности снеготаяния в лесу. Это также ожидаемо, т.к. температурные коэффициенты стаивания, по сути, учитывают только адвективную составляющую снеготаяния и не учитывают радиационный фактор. В целом результаты расчета по обоим методам являются сопоставимыми.

В отдельных случаях расхождения фактических и расчетных снегозапасов на исследуемой территории имели систематический характер. Значительное систематическое завышение снегозапаса имело место в холодный период 2016 г. Несколько меньшее, но также существенное завышение отмечалось в феврале-марте 2015 г. В обоих случаях систематические ошибки были обусловлены завышением сумм осадков по модели WRF в этот период. Наибольшие расхождения между данными снегосъемок и расчетным снегозапасом характерны для метеостанций, расположенных в узких глубоких долинах рек (Вая, Губаха, Кын).

3.2.8. Оценка достоверности результатов моделирования снеготаяния по спутниковым данным MODIS

В период весеннего снеготаяния репрезентативность и надежность данных снегомерных съемок снижается, а частота их получения становится недостаточной. В связи с этим возрастает ценность спутниковой информации о заснеженности территории, которая при благоприятных погодных условиях может обновляться ежедневно. Основным источником оперативных данных о заснеженности является радиометр MODIS, установленный на спутниках Terra и Aqua. В основу алгоритма картографирования снежного покрова по данным MODIS (ATBD-MOD10) положен нормализованный дифференциальный снежный индекс NDSI, который представляет собой отношение разности и суммы яркостей в зеленой и средней инфракрасной зоне спектра (555 нм и 1640 нм соответственно). При расчете NDSI также учитывается маска облачности, поскольку облака, как и снег, хорошо отражают излучение в видимой части спектра и поглощают в инфракрасной.

Пороговое значение NDSI, по которому детектируется снежный покров, рекомендовано принимать равным 0,4. Этот порог NDSI был проверен разработчиками алгоритма путем сопоставления большого числа снимков MODIS с более детальными данными LANDSAT. По данным разработчиков алгоритма, точность распознавания снежного

покрова составляет от 90 до 98%, в зависимости от сезона года и типа подстилающей поверхности (Hall & Riggs, 2007).

Анализ применимости стандартного алгоритма определения заснеженности по данным MODIS для изучаемого водосбора позволил выявить два его существенных недостатка.

Во-первых, при использовании порогового значения NDSI, равного 0,4, происходит ошибочная классификация снежного покрова на залесенной территории. Снег надежно идентифицируется в лиственных и иногда в смешанных лесах, а в хвойных лесах не распознается из-за низких значений NDSI. Для исключения этого недостатка алгоритм определения заснеженности был модифицирован. Путем сопоставления со снимками LANDSAT были определены региональные пороговые значения NDSI для выделения областей, занятых снежным покровом. На безлесных участках порог NDSI был понижен до 0,35, а на залесенных участках – до 0,1. Для выделения лесопокрытых территорий (маски леса) использовался продукт MCD12Q1 (Land Cover Types). Также применялся дополнительный тест по яркости в ближнем инфракрасном канале для отсечения пикселей, покрытых водой. Впервые подобная модификация стандартного алгоритма определения заснеженности по данным MODIS была предложена в работах Д.А. Буракова и В.Ю. Ромасько (Внедрить автоматизированные технологии…, 2007).

Сравнение карт заснеженности водосбора, полученных по стандартному и адаптированному алгоритму, приведено на рис. 3.20. На момент съемки покрытость водосбора снегом была близка к 100%. Однако по данным, полученным с помощью алгоритма ATBD-MOD10, заснеженность водосбора составляет всего 77,9%. Заснеженность, определенная по адаптированной методике, составляет 96,1%. Таким образом, изменение пороговых значений, рекомендованных в алгоритме ATBD-MOD10, позволяет значительно повысить надежность распознавания снежного покрова по спутниковым данным MODIS.

Второй источник возможных ошибок при определении заснеженности по данным MODIS обусловлен **зависимостью получаемых оценок от положения спутника в момент съемки** (фактически от времени съемки). Действительно, ширина съемочной полосы прибора MODIS составляет 2300 км, а высота орбиты спутника – 705 км. Поэтому качество данных по краям съемочной полосы оказывается значительно ниже, чем по центру, из-за влияния угла сканирования. Наиболее качественные снимки водосбора Воткинского водохранилища со спутника Terra могут быть получены в период между 07.10 и 08.00 Всемирного скоординированного времени (ВСВ). При этом территория водосбора оказыва-

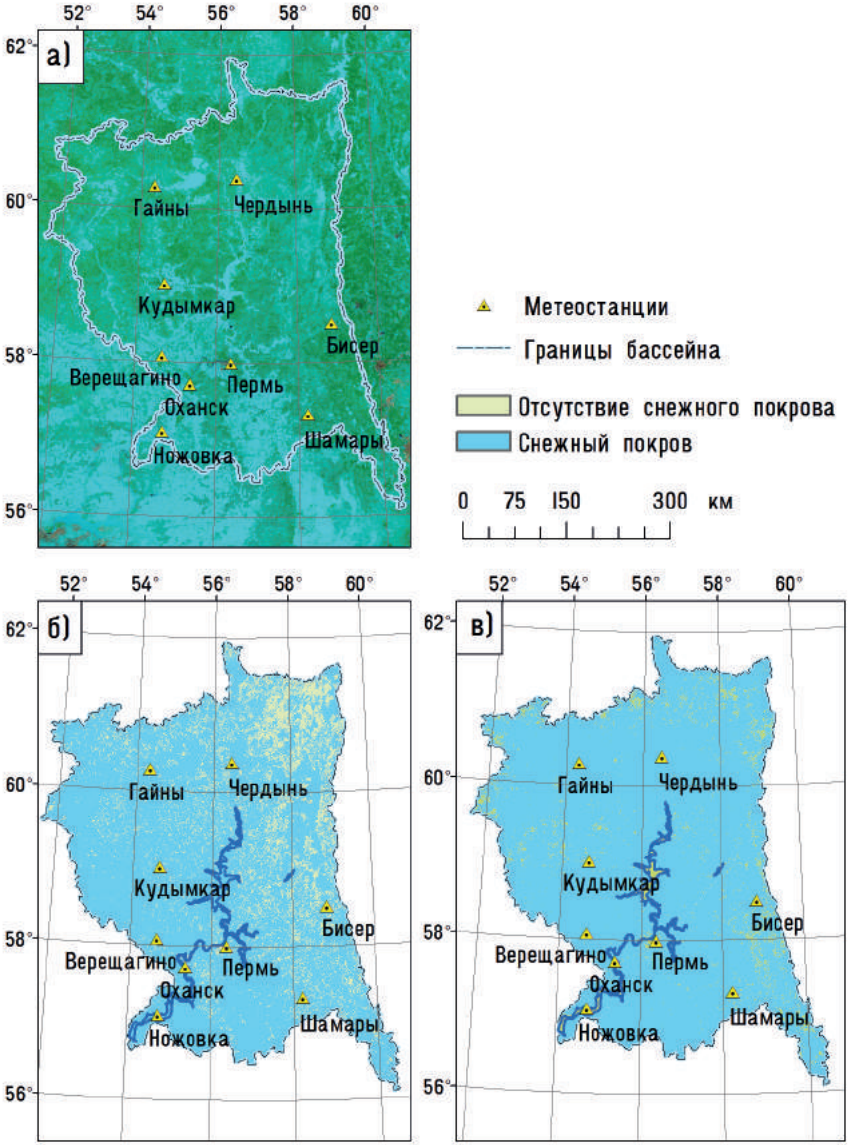


Рис. 3.20. Расчет заснеженности по данным MODIS по стандартному и адаптированному алгоритму на примере 03.04.2015.

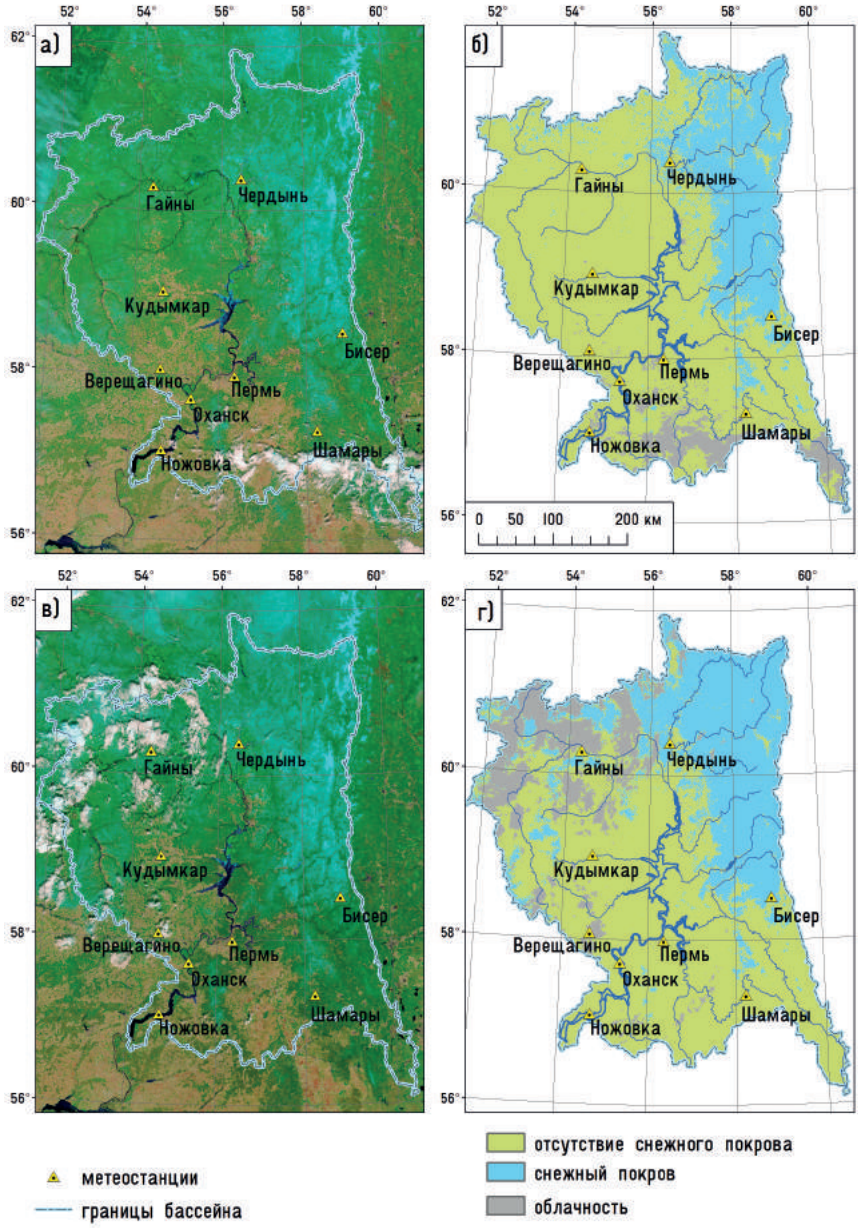


Рис. 3.21. Оценка заснеженности по спутниковым снимкам Terra MODIS:
а, б – снимок и маска снежного покрова за 02.05.2015 (съемка под углом),
в, г – снимок и маска снежного покрова за 03.05.2015 (съемка в надир).

ется вблизи центра съемочной полосы, т.е. съемка ведется под углом, близким к 90%. По таким снимкам заснеженность определяется с максимальной точностью. В случае если территория водосбора оказывается на краю съемочной полосы, заснеженность будет существенно занижена (на 15-30%), поэтому такие снимки использовать не рекомендуется.

На рис. 3.21 приведен пример оценки заснеженности по двум последовательным снимкам Terra MODIS, полученным 02.05.2015 в 06.55 ВСВ (съемка под углом) и 03.05.2015 в 07.50 ВСВ (съемка в надир). Процент заснеженности, вычисленный по первому снимку (21%), оказался существенно меньше, чем по второму (29%), несмотря на то что осадков в эти дни не было, а среднесуточная температура воздуха была в пределах +10°...+16° С (т.е. наблюдалось интенсивное таяние снега). Таким образом, корректную оценку заснеженности можно получить только по снимкам, сделанным под углом, близким к надиру.

Определенная по модифицированному алгоритму фактическая

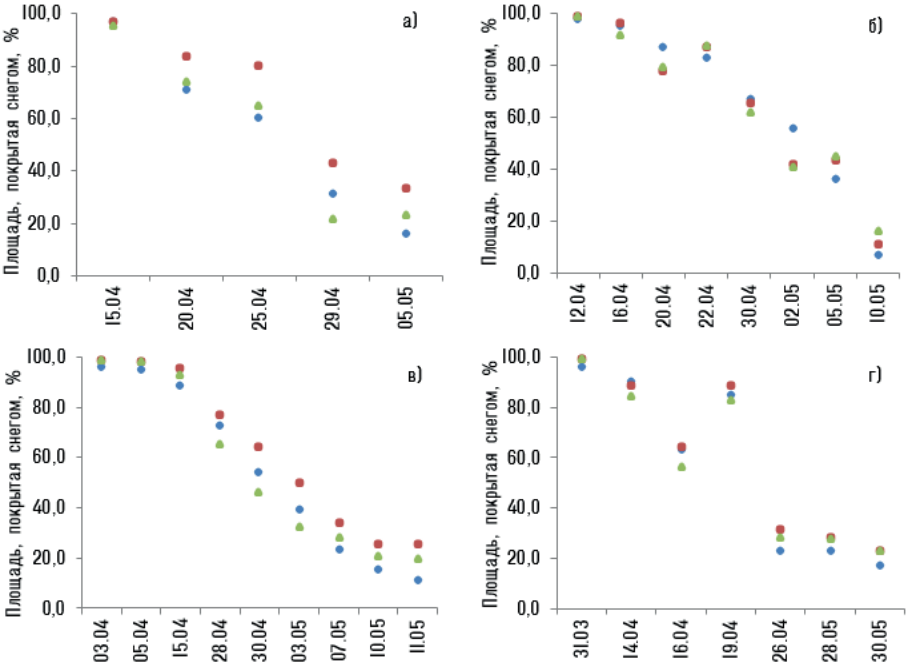


Рис. 3.22. Сопоставление площади заснеженности водосбора, определенной по спутниковым данным MODIS (синий символ), с результатами ее расчета по методу Кузьмина (красный символ) и по методу degree-day (зеленый символ): а) 2013 г., б) 2014 г., в) 2015 г. г) 2016 г.

площадь заснеженности водосбора (процент территории, покрытой снегом) была сопоставлена с результатами моделирования (рис. 3.22). Как видно, в большинстве случаев расхождение фактической и расчетной заснеженности не превышает 10%, что свидетельствует об удовлетворительном качестве результатов моделирования. Средняя абсолютная ошибка расчета заснеженности по методу Кузьмина составляет 6,9%, а при расчете по среднесуточной температуре воздуха – 5,5%. Среднеквадратичная ошибка расчета составляет соответственно 8,6 и 6,2%.

Оценка точности расчета заснеженности по годам приведена в табл. 3.6. В 2013 и 2015 гг. достоверность результатов моделирования по температурным коэффициентам стаивания была выше, чем по тепловому балансу, а в 2014 и 2016 гг. был получен обратный результат.

При расчете по методу Кузьмина в 2013, 2015 и 2016 гг. наблюдалась тенденция к завышению площади заснеженности, а при расчете по температурным коэффициентам стаивания она оказывалась несколько заниженной (наиболее существенно – в 2015 г.). Аналогичные расхождения наблюдались и при расчете снегозапасов. Несмотря на то, что в целом точность расчета заснеженности по температурным коэффициентам стаивания оказалась выше, чем по методу Кузьмина, это не свидетельствует об однозначном превосходстве данного метода. В подавляющем большинстве случаев величина ошибок была сопоставимой, и лишь в двух случаях в 2013 г. расчетная заснеженность по методу Кузьмина оказалась сильно завышенной. Как было показано выше, частично такое завышение может быть связано с особенностями самих спутниковых снимков, по которым определялась фактическая заснеженность.

Таблица 3.6

Оценка достоверности моделирования заснеженности водосбора в период снеготаяния в 2013-2016 гг.

Год	Средняя абсолютная ошибка (в числителе – расчет по методу Кузьмина, в знаменателе – расчет по температурным коэффициентам)	Среднеквадратичная ошибка (в числителе – метод Кузьмина, в знаменателе – расчет по температурным коэффициентам)
2013	12,6/5,3	14,4/6,0
2014	5,4/6,9	6,9/8,0
2015	7,3/5,1	7,9/5,4
2016	4,2/4,7	4,8/4,9

В целом, учитывая простоту реализации расчета снеготаяния по среднесуточной температуре воздуха, можно сделать однозначный вывод, что при моделировании в оперативном режиме использование данного метода является приемлемым и не приводит к существенной потере точности.

Глава 4

Мониторинг и моделирование аномально высокого половодья на реках бассейна Воткинского водохранилища весной 2016 г.

4.1. Общая характеристика аномально высокого половодья весной 2016 г.

Высокие весенние половодья представляют собой наиболее характерное опасное гидрологическое явление для территории водосбора Воткинского водохранилища. Они сопровождаются затоплением обширных территорий и нарушают нормальную работу многих отраслей экономики. Характер весеннего половодья, максимальные уровни и расходы воды определяются четырьмя основными факторами: запасом воды в снежном покрове к началу снеготаяния, интенсивностью снеготаяния, величиной осенних влагозапасов в почве и глубиной ее промерзания, а также количеством осадков на спаде половодья. На большинстве равнинных рек бассейна Камы наиболее высокие уровни воды за период инструментальных наблюдений зафиксированы весной 1914 и 1979 гг., а на реках Северного Урала – в 1952 и 2004 гг. (Природные опасности..., 2001; Пьянков, Шихов, 2014). Наибольший ущерб был связан с наводнением 1979 г., а в XXI в. – с весенним половодьем 2016 г.

Формирование высоких пиков половодья обычно обусловлено сочетанием нескольких факторов. Большинство случаев высоких половодий на реках бассейна Воткинского водохранилища (в частности, наблюдавшиеся в 1979, 1987 и 1998 гг.) наблюдалось после аномально холодной погоды в апреле, с последующим резким повышением температуры и интенсивным таянием снега на фоне накопленного избыточного снегозапаса. Пик половодья формировался значительно позже среднемноголетних сроков. Например на р. Сылве в районе г. Кунгура мощные наводнения наблюдались обычно в первой декаде мая, в то время как средние сроки формирования пика половодья – третья декада апреля. Также в большинстве случаев формированию высокого половодья предшествовала холодная зима (Двинских и др., 2010).

На фоне происходящих изменений регионального климата наблюдаются изменения и в гидрологическом режиме рек, в том числе в условиях формирования высоких пиков половодья. Подтверждением этого стало аномально высокое половодье на реках бассейна Воткинского водохранилища, наблюдавшееся весной 2016 г. Его формированию предшествовала аномально теплая и влажная погода как в период снеготаяния в 2016 г., так и в течение всего холодного периода 2015–2016 гг., который также характеризовался минимальным промерзанием почвы. В целом условия формирования высокого пика половодья в 2016 г. не имеют аналогов в истории наблюдений и требуют более детального изучения.

Весеннее половодье 2016 г. было аномально высоким на большинстве рек равнинной части водосбора Воткинского водохранилища, прежде всего на правых притоках Камы и в бассейне Сылвы. Здесь максимальные уровни воды более чем на 1 м превышали средний весенний максимум. Также аномально высоким было весеннее половодье 2016 г. в бассейне Вятки. В то же время на реках Среднего и Северного Урала максимальные уровни воды весной 2016 г. оказались незначительно



Рис. 4.I. Подтопление населенных пунктов Пермского края в апреле 2016 г.:
а) г. Кудымкар, б) с. Юрла, в) г. Кунгур, г) с. Карагай

выше средних максимумов (на Чусовой, Усьве, Яйве) или даже ниже их (в бассейне Вишеры). Общий приток воды к Камскому водохранилищу значительно превысил норму. К 24.04.2016 он достиг 15,6 тыс. м^3/с, что является самым высоким значением за период с 2001 г. и почти на 60% выше среднегодового максимума, равного 9,8 тыс. м^3/с.

Поскольку весеннее половодье 2016 г. было наиболее высоким на реках, протекающих через территории со сравнительно высокой плотностью населения, то с ним был связан значительный материальный ущерб. В период прохождения половодья 2016 г. было подтоплено более 800 домов в 20 населенных пунктах Пермского края (рис. 4.1), в 8 муниципальных образованиях Пермского края был введен режим чрезвычайной ситуации. На гидропостах Иньва – Кудымкар, Обва – Карагай, Коса – Коса и Кама – Гайны уровень воды превышал отметку опасного гидрологического явления. На ряде других гидропостов уровень воды превышал отметку неблагоприятного явления. Наиболее значительное превышение опасной отметки зафиксировано в Кудымкаре, где 19 апреля отмечен абсолютный максимум уровня воды – 642 см над нулем поста, что на 30 см выше, чем

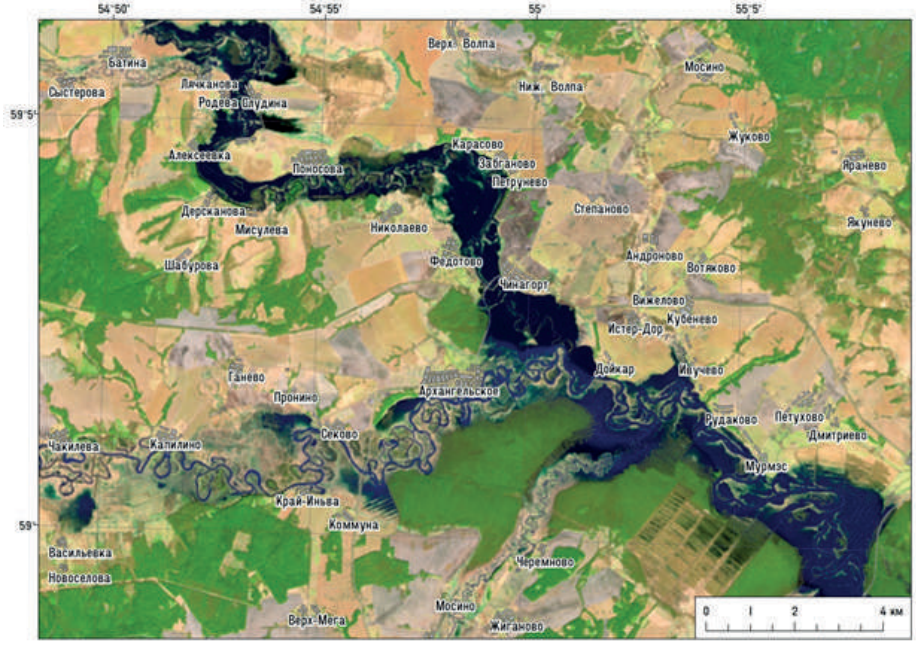


Рис. 4.2. Масштабное затопление пойм рек Велвы и Иньвы 29.04.2016 г.

в 1979 г. Уровень воды на р. Велве (притоке Иньвы) оказался ниже исторического максимума всего на 1 см. Данные о максимальных зафиксированных уровнях воды на некоторых гидропостах приведены в табл. 4.1. На рис. 4.2 представлен пример снимка зон затопления со спутника LANDSAT-8.

Таблица 4.1

Максимальные уровни воды на некоторых гидропостах на водосборе Воткинского водохранилища (Информационная система...)

Гидропост	Максимальный уровень воды весной 2016 г., см	Исторический максимум, см	Средний весенний максимум, см
Кама – Гайны	567 (02.05.2016)	622 (18.05.1981)	432
Кама – Бондюг	639 (02.05.2016)	725 (25.05.1914)	519
Колва – Чердынь	508 (28.04.2016)	678 (31.05.1952)	543
Вишера – Рябинино	544 (29.04.2016)	773 (31.05.1952)	606
Яйва – Усть-Игум	521 (20.04.2016)	705 (17.05.2004)	491
Коса – Усть-Коса	680 (25.04.2016)	734 (09.05.1979)	587
Иньва – Кудымкар	642 (19.04.2016)	612 (02.05.1979)	510
Иньва – Купрос	689 (22.04.2016)	700 (04.05.1979)	-
Велва – Ошиб	559 (20.04.2016)	560	490
Обва – Карагай	547 (19.04.2016)	584 (08.04.194)	412
Чусовая – Лямино	594 (19.04.2016)	670 (10.05.1979)	540
Усьва - Усьва	210 (19.04.2016)	309 (18.05.1965)	217
Сылва – г. Кунгур	620 (21.04.2016)	709 (09.05.1979)	-

Сложная паводковая ситуация весной 2016 г. ожидалась в соответствии с долгосрочным прогнозом Уральского УГМС, который был подготовлен в декабре 2015 г. Однако краткосрочный прогноз возникновения опасных гидрологических явлений был дан лишь в тот момент, когда на реках Обве, Иньве и Сылве формировались пики половодья. Сложность краткосрочного прогнозирования максимальных уровней воды и времени их прохождения обусловлена прежде всего дефицитом оперативной информации (в связи с низкой плотностью сети гидропостов), а также выпадением большого количества осадков в период формирования пика половодья в апреле 2016 г.

В течение весеннего периода 2016 г. ГИС-центром ПГНИУ в режиме, близком к реальному времени, проводился мониторинг паводковой ситуации на реках бассейна Воткинского водохранилища с публи-

кацией фактической и прогностической информации на веб-сайте ГИС-центра http://accident.perm.ru/. На основе описанной в п. 3 модели в ежедневном режиме рассчитывались поля характеристик снежного покрова, строились карты распределения запасов воды в снеге, площади заснеженности и поступления талых вод на водосборы. Эти же характеристики были представлены и в табличном виде, осредненные в пределах основных речных бассейнов. На основе перечисленных данных составлялись краткосрочные прогнозы развития половодья и возможного подтопления населенных пунктов.

Помимо расчетных данных, в оперативном режиме публиковались спутниковые данные Terra/Aqua MODIS о заснеженности водосборов и снимки LANDSAT-8 на территории, потенциально находящиеся в зонах подтопления. Ниже представлена более детальная характеристика условий формирования аномально высокого половодья весной 2016 г., полученная на основе обобщения результатов мониторинга и моделирования.

4.1.1. Особенности распределения осадков и процесса снегонакопления в холодный период 2015-16 гг.

Одной из основных причин формирования высокого пика половодья был значительный избыток осадков на водосборе Воткинского водохранилища. Аномальное количество осадков выпало во второй половине 2015 г. В ряде случаев месячные суммы осадков превышали норму в 2–3 раза (в июле 2015 г. – по южной части водосбора, в августе 2015 г. – по центральным районам, в октябре 2015 г. – по восточным и юго-восточным районам). Годовая сумма осадков в 2015 г. на ряде метеостанций Пермского края и Свердловской области оказалась рекордной за всю историю наблюдений. Это привело к сильному переувлажнению почвы. В результате приток воды в Камское водохранилище превышал норму на 40–70 % в течение всего холодного периода 2015–2016 гг. Избыток осадков на водосборе Воткинского водохранилища сохранялся и зимой 2015–2016 гг. Месячные суммы осадков были либо близки к норме, либо превышали ее, в ряде случаев в 1,5–2 раза.

Второй особенностью холодного периода 2015–2016 гг. было необычно раннее формирование и интенсивное нарастание снежного покрова. В северной и горной части водосбора устойчивый снежный покров сформировался 8–9 октября 2015 г., что на 2–3 недели раньше средних многолетних сроков. Такое раннее установление снежного

покрова наблюдалось впервые с 2001 г. Уже к 13 октября высота снежного покрова достигала 20–30 см. В октябре 2016 г. количество осадков в горной части водосбора составило 100–160 мм (в 1,5–2 раза больше нормы), а среднемесячная температура -2...-5° С. В результате почти все осадки выпали в виде снега. Рассчитанный с применением модели WRF запас воды в снежном покрове в конце октября составлял 50–100 мм (наибольший расчетный снегозапас наблюдался в районе Бисера). На равнинной части водосбора снегозапас к концу октября был в основном незначительным, за исключением северных районов, где достигал 40–70 мм. Снежный покров установился повсеместно, за исключением юго-западной части водосбора.

В ноябре количество осадков на большей части водосбора было близко к норме или на 20–30 % превышало ее. Устойчивый снежный покров повсеместно сформировался к 10 ноября, в дальнейшем наиболее интенсивный прирост снегозапасов наблюдался по северным и горным районам. В декабре 2015 г. количество осадков вновь превысило норму по всей площади водосбора, на западных склонах Среднего Урала выпало до 100 мм осадков. Распределение осадков в декабре 2016 г. было аналогичным октябрю 2015 г. В результате наибольшее превышение нормы по снегозапасам наблюдалось к концу декабря на западных склонах Среднего Урала. На остальной территории водосбора снегозапас превышал норму не более чем в 1,5 раза, а по югу местами был меньше нормы в связи с интенсивными оттепелями в декабре. В целом за счет раннего начала снегонакопления и большого количество осадков средний снегозапас по состоянию на 31.12.2015 по водосбору Воткинского водохранилища был в 1,6 раза больше, чем в конце 2014 и 2013 гг.

В январе 2016 г. распределение осадков существенно изменилось: по восточной части водосбора их было около и меньше нормы, по западной – больше нормы в 1,5–2 раза. В результате к концу января 2016 г. запас воды в снежном покрове на водосборах Иньвы, Обвы, Косы и Верхней Камы также существенно превысил норму. В феврале количество осадков на большей части водосбора было близким к норме, местами по центральным районам превысило норму в 1,5 раза. В марте наибольшее количество осадков выпало по южным и восточным районам (150–200 % от нормы). На остальной территории количество осадков в марте было близким к норме.

Максимальный запас воды в снежном покрове практически повсеместно сформировался к 25 марта. Наибольшее превышение нормы наблюдалось в бассейнах рек Иньвы, Косы и Верхней Камы,

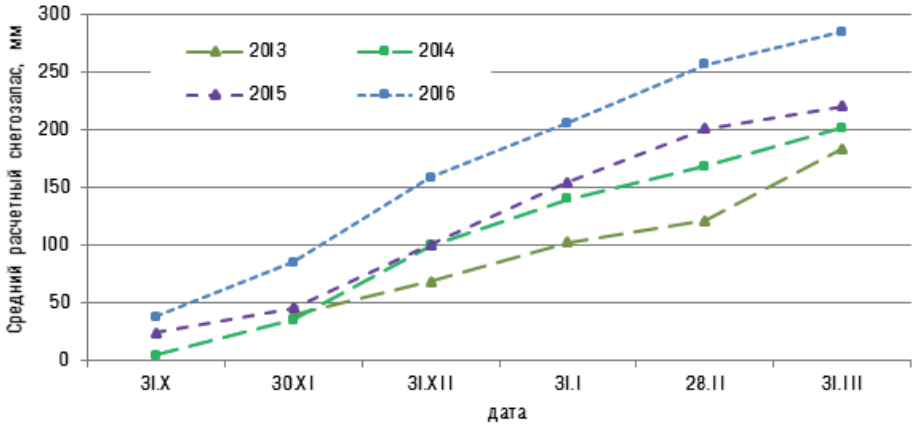


Рис. 4.3. Сравнение динамики снегонакопления (в среднем по бассейну Воткинского водохранилища) за 2013-2016 гг. на основе расчетов по модели WRF

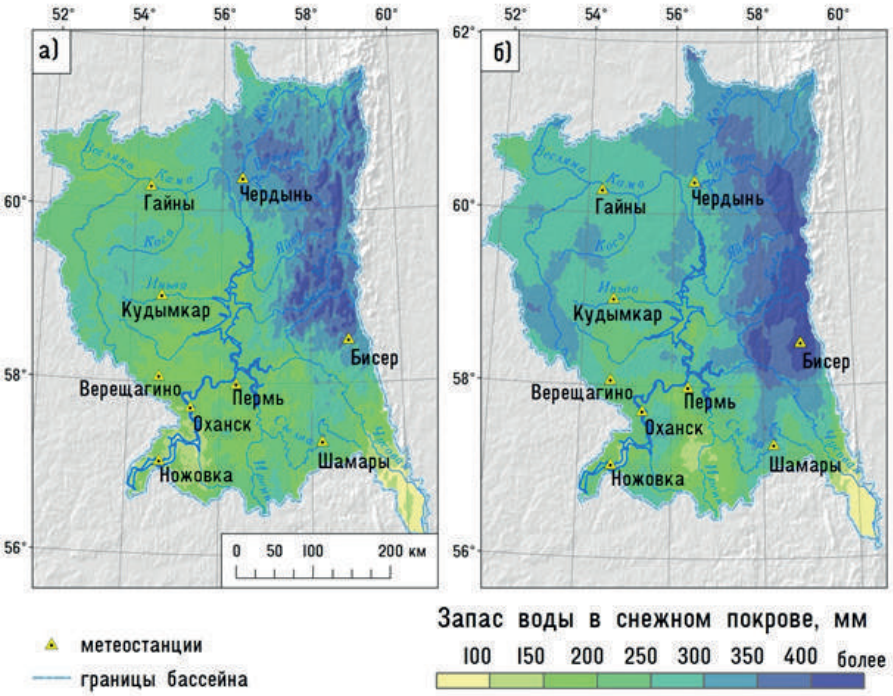


Рис. 4.4. Запас воды в снежном покрове на 25.03.2016, рассчитанный по данным станционных наблюдений (а) и по данным модели WRF (б)

а также на Среднем Урале в районе Бисера. При этом на Северном Урале в бассейне Вишеры запас воды в снеге был меньше, чем в 2015 г. Средний по площади водосбора снегозапас по состоянию на 31.03.2016 был на 30–50 % больше, чем в 2013–2016 гг. (рис. 4.3). Результаты расчета максимального снегозапаса за холодный период 2015–2016 гг., полученные на основе методов, описанных в п. 3.2, приведены на рис. 4.4.

4.1.2. Особенности процесса снеготаяния в апреле 2016 г.

Динамика процесса снеготаяния весной 2016 г. показана на рис. 3.17. Процесс снеготаяния в апреле 2016 г. протекал на фоне преобладания положительной аномалии температуры воздуха и значительного количества осадков, что способствовало интенсивному поступлению талых вод на водосбор. Снеготаяние началось 27-28 марта с выпадением обильных осадков (до 17 мм) при температуре +2…+4° С. В период 1–13 апреля преобладала умеренно теплая погода с высокой влажностью, значительным количеством осадков и максимальной температурой в дневные часы +4…+10° С. Кратковременное повышение температуры, сопровождавшееся сильными осадками, наблюдалось 10 апреля. Оно способствовало разрушению ледового покрова на реках бассейнов Сылвы, Тулвы, Обвы, Иньвы и Чусовой. С 10 апреля начался значительный подъем уровня воды в реках, объем притока воды в Камское водохранилище за трое суток увеличился в два раза. Тем не менее к 13 апреля снежный покров сохранялся еще на 90 % площади водосбора Воткинского водохранилища.

В период 14–17 апреля наблюдалась интенсивная волна тепла с температурой на 6–12° выше климатической нормы (в дневные часы +15…+24° С). Особенностью этого периода была также высокая влажность воздуха (температура точки росы достигала +5…+9° С), что способствовало еще большему увеличению интенсивности снеготаяния. В среднем по площади водосбора снегозапас уменьшился более чем на 40 % за период 14–17 апреля. Поступление талых вод на водосборы рек, рассчитанное по методике, описанной в п. 3.2, составило от 60 до 120 мм за 4 сут. (в среднем около 90 мм). Максимум интенсивности снеготаяния наблюдался 16–17 апреля. С 16 апреля начался резкий подъем уровня воды в большинстве рек, а с 18 апреля — формирование пиков половодья, которое проходило практически одновременно в реках бассейнов Сылвы, Чусовой и правобережных притоков Камы. Такой характер прохождения половодья привел к резкому росту притока воды в Камское водохранилище.

В период формирования пиков половодья с 19 по 24 апреля наблюдалась преимущественно облачная погода с осадками. Сумма осадков за этот период приблизилась к месячной норме. Температура воздуха при этом оставалась выше климатической нормы на 2–5° С. Наибольший избыток осадков наблюдался на водосборе р. Сылвы. Вследствие этого к 20 апреля уровень воды в реках Сылве и Ирени в районе г. Кунгура достиг максимума и в течение последующих трех суток сохранялся на высокой отметке (близко к 10 % обеспеченности). Пики половодья сформировались в этот период на большинстве рек водосбора Воткинского водохранилища, в том числе на горных реках (Усьве, Яйве), что на три недели раньше обычных сроков. К 24 апреля (на две недели раньше обычного) наблюдался максимальный приток воды к Камской ГЭС (рис. 4.5).

С 25 апреля с установлением антициклонального характера погоды осадки прекратились, температура воздуха понизилась до климатической нормы (+5…+10° С). К этому времени снежный покров практически полностью сошел с равнинной части водосбора, за исключением Верхнекамской возвышенности и северных районов. В результате уровень воды в большинстве рек достаточно быстро начал снижаться. На Верхней Каме пик половодья сформировался 1–3 мая, с кратковременным подъемом уровня воды до опасной отметки.

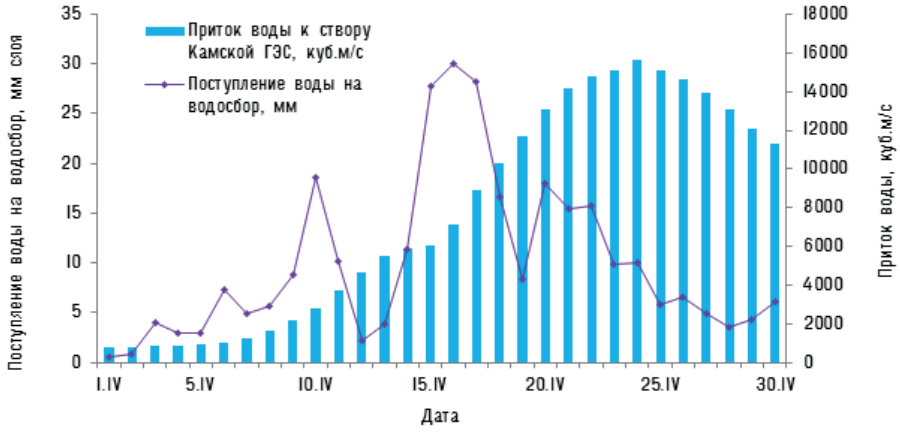


Рис. 4.5. Суточные слои поступления талых вод и осадков на водосбор Камского водохранилища и объем притока воды в водохранилище

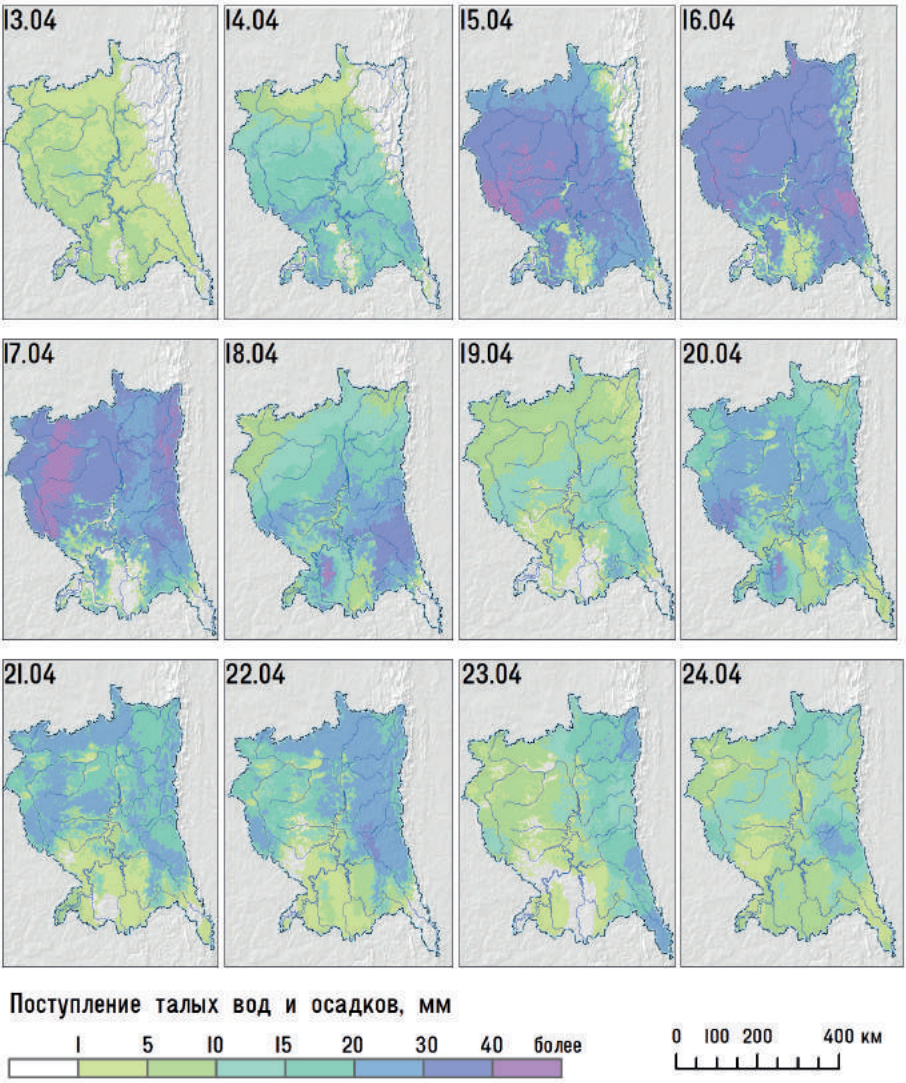


Рис. 4.6. Суточные слои поступления талых вод и осадков на водосбор Воткинского водохранилища в период формирования пика половодья весной 2016 г.

Динамика поступления талых вод и осадков на водосбор Воткинского водохранилища (с суточным шагом) в период формирования пиков половодья показана на рис. 4.6. Как видно, максимальная интенсивность снеготаяния наблюдалась в западной части водосбора, где 15–17 апреля суточные слои поступления талых вод достигали 40 мм и более. Наиболее высокие пики половодья сформировались именно в этом районе, на реках бассейнов Косы, Иньвы и Обвы.

В горной части водосбора Воткинского водохранилища снегозапас был значительно больше, однако интенсивность таяния снега оказалась меньше. Лишь 16–17 апреля она кратковременно увеличивалась до 30 мм/сут и более, что привело к необычно раннему формированию пика половодья. Однако затем интенсивность снеготаяния существенно снизилась, несмотря на ежедневное выпадение осадков, и начался медленный спад уровней воды в реках. В результате пики половодья оказались незначительно выше средних максимумов или даже ниже их. Таким образом, резкое потепление 14–17 апреля 2016 г. сыграло ключевую роль в формировании высокого пика половодья.

4.1.3. Распределение осадков в период снеготаяния весной 2016 г.

Важным фактором, способствовавшим практически одновременному (в период 18–25 апреля) формированию высокого пика половодья на большинстве рек водосбора Воткинского водохранилища, был значительный избыток осадков в период снеготаяния. В период интенсивного снеготаяния с 27 марта по 25 апреля количество осадков на водосборе составило от 40 мм на крайнем северо-западе до 100 мм и более на юге и юго-востоке территории (рис. 4.7). Для северо-запада территории такое количество осадков близко к норме, в центральных районах составляет 120–180% нормы, а по южным и юго-восточным районам достигает 200–250 % от нормы.

В основном осадки выпадали в виде дождя. В период снеготаяния такие интенсивные и продолжительные дожди отмечались впервые в истории наблюдений. Наиболее интенсивные осадки отмечались 27–28 марта (до 19 мм) – по южным и центральным районам, 5–6 апреля (до 24 мм) по восточным районам, 10–11 апреля (до 24 мм) – по центральным районам, 18 апреля (до 18 мм) – по центральным и западным районам, 23 апреля (до 20 мм) по крайнему юго-востоку водосбора. Они способствовали продолжительному сохранению высоких уровней воды. Снижение уровней воды в реках началось лишь после прекращения осадков, с 25 апреля.

На рис. 4.7 показано распределение осадков по данным наблюдательной сети и на основе расчета по модели WRF. Основная особенность модельного распределения осадков состоит в завышении их количества по северо-западной части водосбора. В юго-восточной половине территории подобие модельного и фактического поля осадков выражено лучше. В среднем по метеостанциям модельное количество осадков в апреле 2016 г. оказалось завышено относительно фактического на 19%. Такая величина ошибки позволяет использовать эти данные как входные в краткосрочном гидрологическом прогнозе.

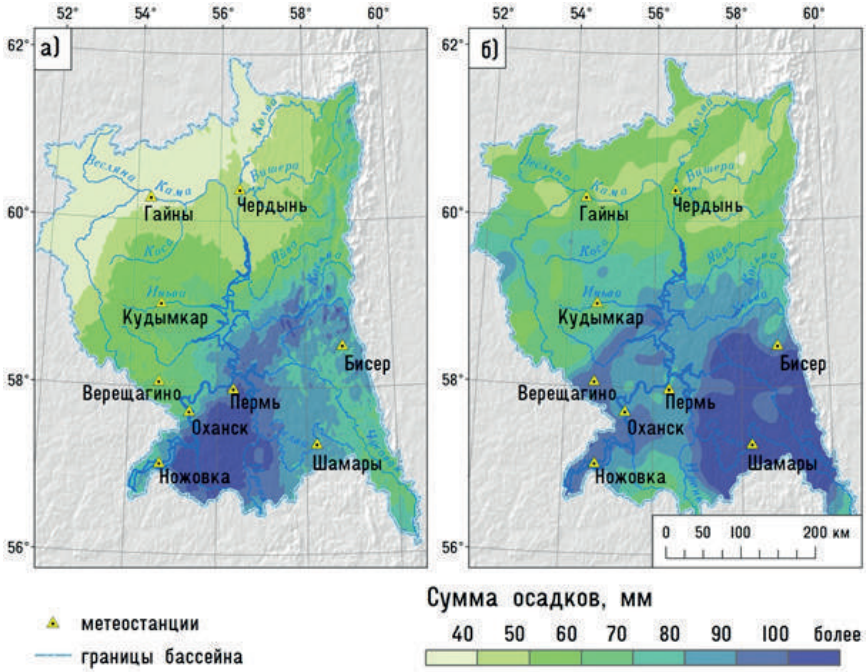


Рис. 4.7. Распределение осадков в период снеготаяния весной 2016 г.
а) результат интерполяции станционных наблюдений,
б) по данным модели прогноза погоды WRF

4.2. Основные характеристики весеннего половодья 2016 г. на водосборе р. Иньвы

Наибольший материальный ущерб от высокого весеннего половодья 2016 г. был нанесен в г. Кудымкаре, где 19 апреля уровень воды в р. Иньве достиг 642 см, что на 30 см выше прежнего исторического максимума. Максимальный уровень воды в р. Иньве оказался выше отметки выхода воды на пойму на 120-130 см, что привело к подтоплению более 450 домов.

Условия формирования высокого пика половодья в Кудымкаре в целом идентичны тем, которые наблюдались на остальной территории водосбора Воткинского водохранилища. Наблюдалось редкое сочетание факторов, формирующих экстремальный сток: запас воды в снежном покрове превышал норму на 30-50%, количество осадков за предшествующий летне-осенний период составляло более 150% от нормы, наблюдались аномально высокая интенсивность снеготаяния и обильные осадки в период формирования пика половодья.

Переувлажнение почвы в бассейне Иньвы начало формироваться еще в июле 2015 г. и сохранялось в последующие месяцы. За лето 2015 г. количество осадков на метеостанции Кудымкар составило 186% от нормы, а температура воздуха была ниже нормы в среднем на 1,2° С.

В течение летнего периода 2015 г. на р. Иньве наблюдались два мощных дождевых паводка. Первый паводок прошел в период с 13 по 21 июля, максимальный подъем уровня воды составил 2,4 м. Второй, более мощный паводок, с подъемом уровня воды на 3,8 м наблюдался 18-25 августа. Уровень воды во время второго паводка превысил средний максимум весеннего половодья на 34 см. В результате произошло подтопление объектов в пойме р. Иньвы (рис. 4.8 а). Этот летний паводок стал самым высоким с 1994 г.

С октября 2015 г. по январь 2016 г. количество осадков вновь превышало норму в 1,5 раза и более. По данным метеостанции Кудымкар, за холодный период 2015-16 гг. количество осадков составило 162% от нормы, рассчитанной за период 1971-2000 гг. С начала XXI в. более влажным был холодный период в 2001-2002, 2000-2001 и 2013-2014 гг. (рис. 4.8 б). Но в отличие от перечисленных случаев в 2015-2016 гг. практически все осадки выпали в виде снега и шли на пополнение снегозапаса.

Максимальный снегозапас на водосборе р. Иньвы сформировался к концу марта 2016 г. На Верхнекамской возвышенности влагозапас снега, рассчитанный на основе выходных данных модели WRF, превысил 300 мм (рис. 4.9 а). Такие значения более характерны для территории Северного Урала. В Кудымкаре высота снежного покрова достигала 88 см, что является максимальным значением за 10 лет, а максимальный измеренный запас воды в снеге составил 209 мм.

Снеготаяние на водосборе р. Иньвы началось в конце марта 2016 г., но до 13 апреля его интенсивность была сравнительно низкой (за исключением периода с 9 по 11 апреля). Значительный подъем уровня воды в р. Иньве начался после дождей, прошедших 10 апреля. К 14 апреля снегом было покрыто более 95 % площади бассейна Иньвы.

В результате резкого повышения температуры 14.04.2016, за последующие 5 сут. (с 14 по 18 апреля) слой поступления талых вод и жидких осадков на водосбор составил 118 мм (рис. 4.9 б). 16 апреля произошел выход воды на пойму р. Иньвы в черте города. К 19 апреля, т.е. через три дня после максимума интенсивности снеготаяния, сформировался пик половодья. Ниже по течению р. Иньвы на посту Слудка пик половодья наблюдался 21 апреля. Здесь уровень воды оказался ниже рекордного, т.к. основной приток талых вод происходил с Верхнекамской возвышенности (верхней части водосбора Иньвы), а в нижней части водосбора снежный покров сошел на несколько дней раньше.

После формирования пика половодья интенсивные осадки и продолжение таяния снега на Верхнекамской возвышенности способствовали длительному сохранению уровня воды выше неблагоприятной отметки (рис. 4.10). Продолжительность затопления поймы р. Иньвы в пределах г. Кудымкара составила 9 дней, что отмечено впервые в истории наблюдений.

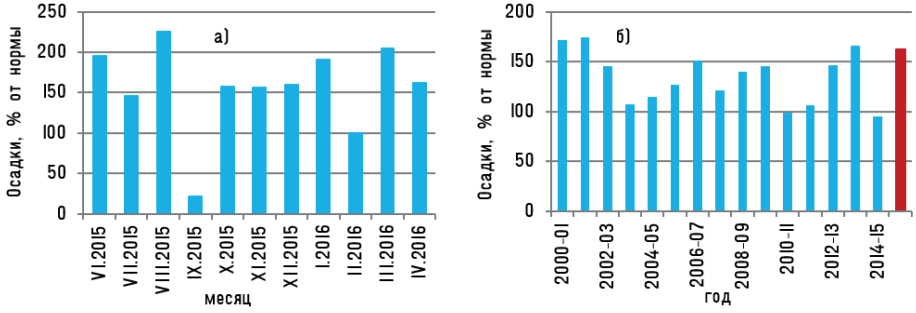


Рис. 4.8. Количество осадков по данным метеостанции Кудымкар (в % от нормы): а) за период с июня 2015 по апрель 2016 г., б) сравнение сумм осадков холодного периода с 2001 по 2016 гг.

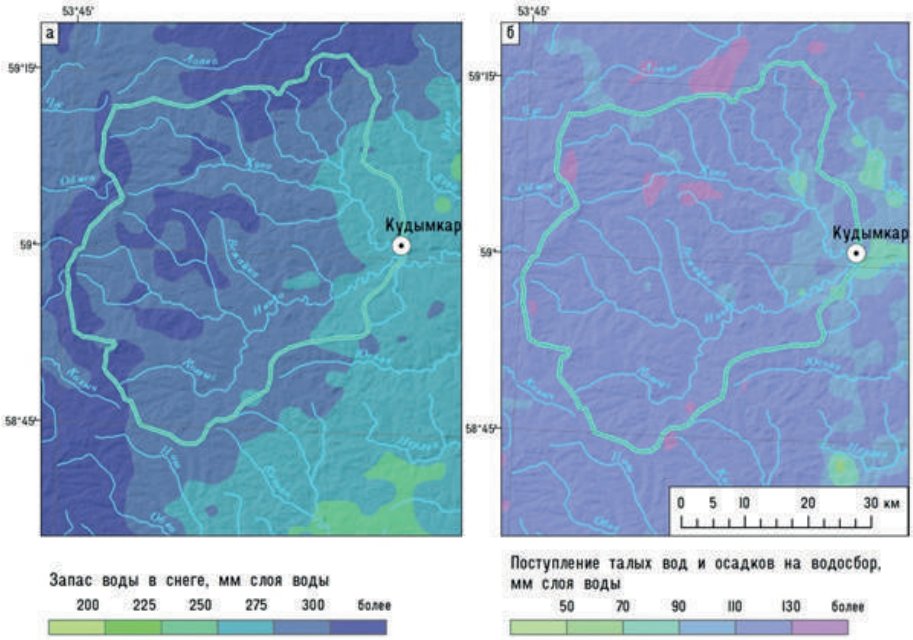


Рис. 4.9. а) максимальный запас воды в снежном покрове на водосборе р. Иньвы, б) поступление талых вод на водосбор р. Иньвы за период с 14 по 18 апреля 2016 г.

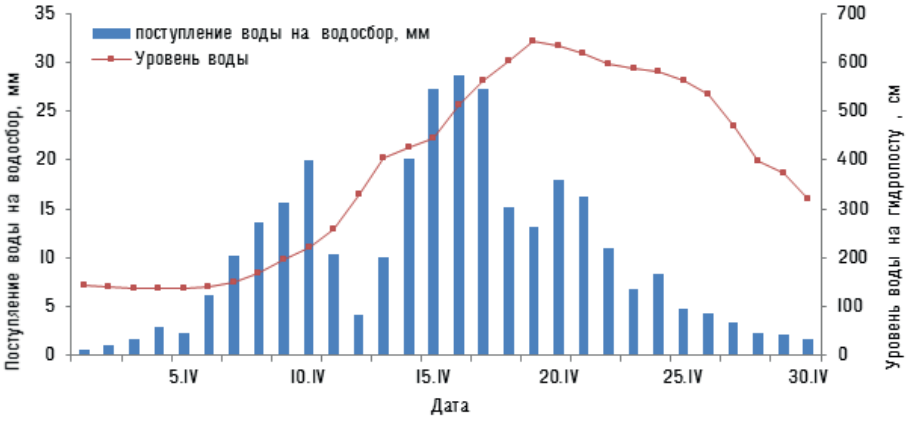


Рис. 4.10. Расчетное поступление талых вод на водосбор р. Иньва (до г. Кудымкара) и изменения уровня воды на гидропосту Иньва - Кудымкар в апреле 2016 г.

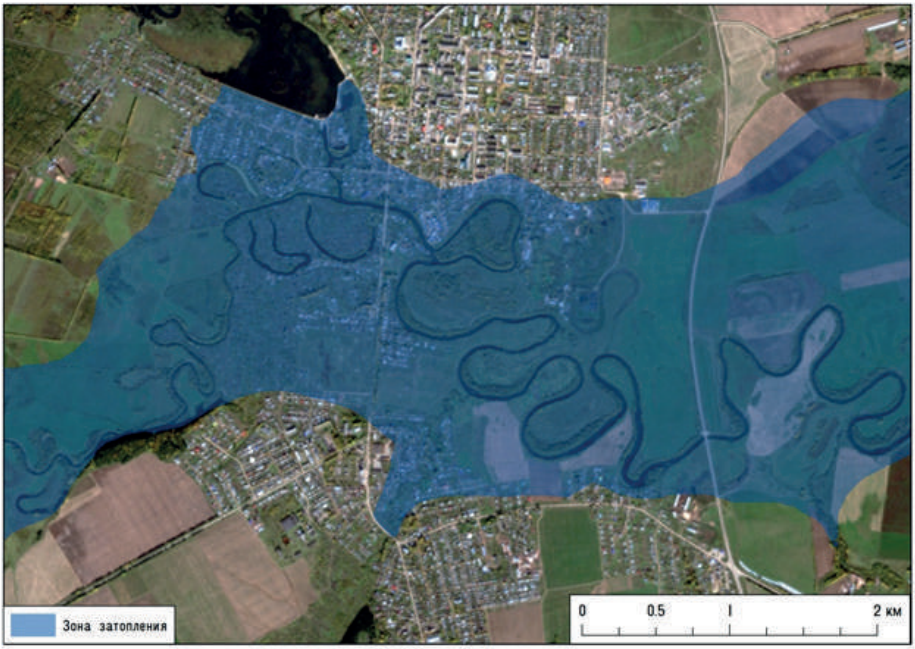


Рис. 4.11. Расчетная зона затопления в г. Кудымкаре при прохождении пика половодья 19.04.2016

Помимо интенсивного таяния снега, повышению уровня воды в р. Иньве до рекордной отметки способствовало заиление русла реки и влияние техногенной инфраструктуры (прежде всего ул. Свердлова, пересекающей пойму р. Иньвы, которая сыграла роль дамбы). Границы зоны затопления в г. Кудымкаре, определенные на основе ЦМР, высокодетального космического снимка и съемки с беспилотного летательного аппарата, представлены на рис. 4.11.

Заключение

ГИС-технологии являются одним из основных инструментов исследований в современной гидрологии и успешно применяются на всех этапах гидрологического моделирования (препроцессинга, собственно моделирования и постпроцессинга). Тенденцией последнего времени является также интеграция гидрологических моделей, ГИС-технологий и численных моделей прогноза погоды в системах прогнозирования стока и опасных гидрологических явлений. Это позволяет решить две задачи: во-первых, значительно увеличить заблаговременность прогноза стока, а во-вторых – более адекватно восстановить пространственное распределение метеоэлементов на водосборе. При этом получение качественных входных данных и оценка параметров моделей формирования стока в условиях редкой сети наблюдений и разнообразия свойств подстилающей поверхности остается одной из основных проблем современной гидрологии.

В настоящей работе представлены основные результаты исследований авторов в области геоинформационного моделирования гидрологических процессов и явлений на региональном уровне, на примере водосбора Воткинского водохранилища и частных бассейнов, входящих в его пределы. Проведенные исследования направлены на решение ряда актуальных гидрологических задач, в частности информационного обеспечения моделей формирования стока средствами ГИС-технологий.

Рассмотрены основные современные подходы к информационному обеспечению моделей формирования стока, включая подготовку данных о рельефе и почвенно-растительном покрове на водосборах. Проведен сравнительный анализ методов предварительной обработки растровых моделей рельефа для решения гидрологических задач, реализованных в различных ГИС-пакетах. Показано, что использование алгоритма заполнения депрессий Дженсона-Доминго, реализованного в пакете ArcGis, приводит к существенному изменению гидрологических свойств ЦМР для равнинных территорий и значительным ошибкам при моделировании речной сети (прежде всего крупных рек). Альтернативные алгоритмы, такие как разрушение депрессий (breach depression), позволяют повысить достоверность

моделирования речной сети на некоторых участках, однако не гарантируют полного отсутствия ошибок при моделировании.

Для моделирования речной сети и водосборного деления также имеет большое значение выбор размера ячейки ЦМР и порогового значения водосборной площади (параметра генерализации) при идентификации водотоков. Учитывая это, разработана методика определения оптимального размера ячейки ЦМР и значения параметра генерализации для моделирования речной сети. При выборе оптимальных параметров модельная речная сеть практически полностью совпадает с фактической (как по сумме длин рек, так и геометрически). Данный алгоритм наиболее успешно применяется для средних и малых водосборов (как горных, так и равнинных), в пределах которых рельеф и условия формирования стока сравнительно однородны. При моделировании речной сети для крупных водосборов с разнообразными условиями формирования стока требуется учитывать дополнительные факторы (средний уклон склонов, коэффициент увлажнения, карстовые явления, лесистость).

Разработана распределенная модель формирования и таяния снежного покрова и проведена ее интеграция с различными моделями прогноза погоды (мезомасштабной моделью WRF и глобальной моделью GEM). Предложенная методика позволяет получать актуальные и реалистичные поля основных характеристик снежного покрова (влагозапаса снега, площади заснеженности, поступления талых вод на водосборы) с суточным шагом, учитывая влияние рельефа и различных типов растительности.

Для выбора оптимального источника данных об осадках в модели снежного покрова проведено сопоставление надежности расчета сумм осадков холодного периода по данным метеостанций, а также по моделям прогноза погоды WRF, GEM, GFS и ICON. Основным недостатком расчета снегозапасов по фактическим наблюдениям за осадками является зависимость результата от плотности сети метеостанций. Использование модельных данных об осадках позволяет избежать этого, но для всех перечисленных моделей, кроме модели ICON, характерно систематическое завышение сумм осадков в конце холодного периода. Наиболее значительное завышение характерно для модели GFS, что делает ее данные непригодными для расчета снегонакопления. Потенциально наиболее точные оценки могут быть получены по модели ICON, однако прогнозы этой модели имелись в наличии только за 2017 г. Для подтверждения полученного вывода требуется увеличить продолжительность исследуемого периода. Что

касается модели WRF, то она также завышает суммы осадков (особенно в конце холодного периода). Однако в связи с более высоким разрешением данной модели, она лучше воспроизводит особенности пространственного распределения осадков и может успешно использоваться для расчета снегонакопления.

Для моделирования процессов снегонакопления и снеготаяния средствами ГИС-технологий реализованы алгоритмы расчета пространственного распределения составляющих теплового баланса снежного покрова. Наибольшие неопределенности при этом связаны с расчетом радиационной составляющей снеготаяния для залесенной территории. Для расчета радиационной составляющей снеготаяния использован известный метод П.П. Кузьмина (Кузьмин, 1961), а для расчета альбедо снежного покрова модифицирован алгоритм, предложенный И.Н. Гордеевым (Гордеев, 2013), что позволяет учесть основные факторы, влияющие на значение альбедо в период снеготаяния.

Проведен сравнительный анализ результатов моделирования снегонакопления и снеготаяния с использованием различных методов. Для оценки снегозапасов использованы прогнозы осадков по модели WRF, расчет снеготаяния выполнен на основе метода П.П. Кузьмина и температурных коэффициентов стаивания. Для валидации использованы данные снегомерных съемок и спутниковые снимки Terra/Aqua MODIS (в весенний период). Установлено, что среднеквадратичная ошибка расчета максимального снегозапаса в большинстве случаев не превышает 25% от его фактического значения по данным снегосъемок. Такие значения являются удовлетворительными и позволяют использовать эти данные для гидрологического прогноза, причем в районах с редкой сетью наблюдений их точность может быть выше, чем оценка на основе интерполяции фактических данных. Оценка снегозапасов для безлесной территории в целом точнее, чем для залесенной, что, очевидно, связано с неопределенностью при расчете перехвата осадков растительностью и их испарения.

При сравнении различных методов моделирования снеготаяния установлено, что они обладают сопоставимой точностью, причем при расчете снеготаяния по методу теплового баланса происходит занижение интенсивности снеготаяния для залесенных территорий, а при использовании упрощенной методики интенсивность таяния в лесу, наоборот, завышается. В целом показано, что расчет по температурным коэффициентам обеспечивает точность, достаточную для практических приложений.

Для верификации модели снеготаяния использованы спутниковые данные MODIS. При этом выявлены типичные ошибки оценки заснеженности по стандартному алгоритму MOD10 и предложена его модификация. Также установлено, что оценка площади заснеженности по спутниковым данным может значительно изменяться по краям сцены и имеет наиболее высокую достоверность при съемке под углом, близким к 90°.

Предложенные методы оценки снегозапасов и моделирования процесса снеготаяния были использованы при мониторинге прохождения аномально высокого половодья на водосборе Воткинского водохранилища в 2016 г. Показана возможность их применения для краткосрочного прогнозирования опасных гидрологических явлений в весенний период, прежде всего для населенных пунктов, выше по течению от которых отсутствуют гидрологические посты. К ним относится и г. Кудымкар, где был зафиксирован наибольший ущерб от наводнения 2016 г.

Литература

Антохина Е.Н. Водный режим рек Европейской территории России и его изучение на основе модели формирования стока: дисс… канд. геогр. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2012. 219 с.

Береснева Н.А., Данилова Л.И. Влияние возвышенностей равнины на осадки и влагооборот // Труды ГГО, 1954. Вып. 45. С. 44–54.

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

Борщ С.В., Симонов Ю.А., Христофоров А.В. Система прогнозирования паводков и раннего оповещения о наводнениях на реках Черноморского побережья Кавказа и бассейна Кубани // Труды Гидрометцентра РФ. Спец. вып. 356, 2015. 247 с.

Бугаец А.Н. Применение стандарта OpenMI для создания интегрированных систем гидрологического моделирования // Метеорология и гидрология. 2014. № 7. С. 93-105.

Бугаец А.Н., Гарцман Б.И., Краснопеев С.А., Бугаец Н.Д. Опыт обработки информации модернизированной гидрологической сети с использованием системы управления данными CUASHI HIS ODM // Метеорология и гидрология. 2013, № 5. С. 91-101.

Бугаец А.Н., Гончуков Л.В., Соколов О.В., Гарцман Б.И., Краснопеев С.М. Автоматизированная информационная система гидрологического мониторинга и управления данными // Метеорология и гидрология. 2017. № 3. С. 103-113.

Бураков Д.А. Кривые добегания и расчет гидрографа весеннего половодья. Томск: Томск. гос. ун-т, 1978. 129 с.

Бураков Д.А., Авдеева Ю.В. Технология оперативных прогнозов ежедневных расходов (уровней) воды на основе спутниковой информации о заснеженности (на примере р. Нижней Тунгуски) // Метеорология и гидрология. 1996. № 10. С. 75-87.

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

Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д. Информация о модели общего пользования WRF-NMM / Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Главный вычислительный центр. М.: 2007. 124 с.

Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии. М.: Академия, 2008. 319 с.

Внедрить автоматизированные технологии расчета притока воды в водохранилища Сибирских ГЭС на основе наземной и спутниковой информации среднего разрешения. Разработать методики прогноза максимальных уровней воды на затороопасных участках рек Сибири: отчет о НИР Росгидромета. отв. исполнитель Д.А. Бураков. Красноярск, 2007. 138 с.

Гаврилова С.Ю. Устранение неоднородности временных рядов атмосферных осадков и их использование для анализа изменений режима увлажнения на территории России: дисс… канд. геогр. наук. СПб, 2010. 111 с.

Гарцман Б.И. Дождевые наводнения на реках юга Дальнего Востока: методы расчетов, прогнозов, оценок риска. Владивосток: Дальнаука, 2008. 222 с.

Гарцман Б.И., Шекман Е.А. Возможности моделирования речной сети на основе гис-инструментария и цифровой модели рельефа // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 86-98.

Гельфан А.Н. Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока: дисс… д-ра физ-мат. наук. М., 2007. 351 с.

Геопортал «Речные бассейны Европейской России». URL: http://mapadmin.bassepr.kpfu.ru/ (дата обращения 24.08.2017)

Гордеев И.Н. Расчет динамики альбедо снежного покрова в период снеготаяния в бассейне реки Енисей // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. №1. С. 47–50.

Двинских С.А., Китаев А.Б., Михайлов А.В. Наводнения на реках бассейна Камы и организация защиты от них // География и природные ресурсы. 2010. № 4. С. 75-79.

Дубинин М. Основные геоданные / URL: http://gis-lab.info/qa/data.html (дата обращения: 24.08.2017).

Дубинин М. Почвенные карты глобальоног охвата URL: http://gis-lab.info/qa/world-soil-maps.html (дата обращения: 24.08.2017)

Зиновьев А.Т., Ловцкая О.В., Балдаков Н.А., Дьяченко А.В. Геоинформационное обеспечение для решения гидрологических задач // Вычислительные технологии. 2014. Т. 19, № 3. С. 14-26.

Информационная система по водным ресурсам и водному хозяйству бассейнов рек России URL: http://gis.vodinfo.ru/hydrographs/ (дата обращения: 24.08.2017 г.)

Калинин В.Г., Пьянков С.В. Гидрологическая геоинформационная система «Бассейн Воткинского водохранилища» // Метеорология и гидрология. 2002. № 5. С. 95-100.

Калинин В.Г., Пьянков С.В. Некоторые аспекты применения геоинформационных технологий в гидрологии // Метеорология и гидрология. 2000. № 11. С. 71-78.

Калинин В.Г., Пьянков С.В. Применение геоинформационных технологий в гидрологических исследованиях. / Пермь: Алекс-Пресс, 2010. 217 с.

Калинин Н.А., Фрик Л.В., Смирнова А.А. Исследование влияния рельефа Пермского края на распределение полей осадков // Географический вестник. 2008. № 2. С. 187–195.

Калинин Н.А. Мониторинг, моделирование и прогноз состояния атмосферы в умеренных широтах: Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. 308 с.

Калинин Н.А., Попова Е.В. Численный прогноз опасных и неблагоприятных снегопадов в Пермском крае 15-16 марта 2013 года // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2013. № 32. С. 7–16.

Карпечко Ю.В., Бондарик Н.Л. Гидрологическая роль лесохозяйственных и лесопромышленных работ в таежной зоне Европейского Севера России. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. 225 с.

Ковзель А.Г. Опыт проектирования гидрографа весеннего стока для малого водосбора // Труды ГГИ. 1951. Вып. 31 (85). С. 54–74.

Корень В.И. Математические модели в прогнозах речного стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 199 с.

Кошель С.М., Энтин А.Л. Современные методы расчета распределения поверхностного стока по цифровым моделям рельефа // Геоморфология. Современные методы и технологии цифрового моделирования рельефа в науках о Земле. М., 2016. С. 24-34.

Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 346 с.

Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов В.Н. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы) // Водные ресурсы. 2000. № 27 (4). С. 435-444.

Лебедева Н.Д. Методика краткосрочного прогноза гидрографа притока воды к водохранилищу Камской ГЭС // Труды ЦИП. 1963. Вып. 130. С. 87–125.

Лукьянчикова О.Г., Васильчиков Ф.О., Ульянкина Л.К. Геоинформационная система гидрологического назначения в Самарской области // ArcReview. 2006. №1 (36). С. 10-11.

Мотовилов Ю.Г., Балыбердин В.В., Гарцман Б.И., Гельфан А.Н., Морейдо В.М., Соколов О.В. Краткосрочный прогноз притока воды в Бурейское водохранилище на основе модели ECOMAG с использованием метеорологических прогнозов // Водное хозяйство России. 2017. № 1. С. 78-102.

Носенко А.А., Долгих Н.А., Носенко Г.А. Снежный покров центра Европейской части России по данным AMSR-E и SSM/I // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2006. Т. 3, № 1. С. 296–301.

Олиферов А.Н., Давыдов А.В. Информационно-поисковая система «Реки Крыма» // Океанолог. 2000. Вып. 3.

Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 394 с.

Природные опасности России: в 6 т. Гидрометеорологические опасности / под ред. Г.С. Голицына, А.А. Васильева. М.: Крук, 2004, Т.5. 296 с.

Пьянков С.В., Калинин В.Г. Метод вычисления линейных размеров растра и порогового значения сумм направлений стока при построении гидрологически корректных ЦМР // Географический вестник. 2017. № 1. С. 138-145.

Пьянков С.В., Калинин В.Г. К вопросу о точности выполнения картометрических работ традиционными способами и с применением ГИС-технологий. / Вопросы физической географии и геоэкологии Урала. Пермь, 2000. С. 50.

Пьянков С.В., Калинин В.Г. Определение оптимальных параметров растровой модели при расчете гидрографических характеристик водных объектов // Интеркарто/ИнтерГИС-21. Устойчивое развитие территорий: картографо-геоинформационное обеспечение. Краснодар, 2015. С. 282–288.

Пьянков С.В., Шихов А.Н. Опасные гидрометеорологические явления: режим, мониторинг, прогноз. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь. ООО «Раритет-Пермь», 2014. 296 с.

Пьянков С.В., Шихов А.Н., Абдуллин Р.К. Атлас опасных гидрометеорологических явлений Уральского Прикамья. Перм. гос. нац. исслед. ун–т. Пермь, 2016. 116 с.

Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 356 с.

Семенова О.М. Анализ и моделирование процессов формирования стока в малоизученных бассейнах (на примере бассейна р. Лены): дисс… канд. геогр. наук. СПб, 2008. 121 с.

Справочник по климату СССР. Вып. 9. Пермская, Свердловская, Челябинская, Курганская области и Башкирская АССР. Ч.4: Влажность воздуха, атмосферные осадки и снежный покров. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 372 с.

Толстых М.А. Глобальные модели атмосферы: современное состояние и перспективы развития // Труды Гидрометцентра России. 2016. № 1. С. 5–33.

Фролов А.В. ГИС Амур - система мониторинга, прогнозирования и раннего оповещения о наводнениях // Метеорология и гидрология. 2016, №3. С. 5–21.

Шавнина Ю.Н., Пьянков С.В., Михайлов А.В., Немтин Г.Н., Соболева Е.Б. Анализ системы водоподпорных гидротехнических сооружений с использованием геоинформационных технологий. Пермь, Пермское книжное изд-во. 2011. 208 с.

Широкова С.Л. Основы построение ГИС управления природопользованием. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2003. 188 с.

Шихов А.Н., Свиязов Е.М. Прогнозирование динамики процесса снеготаяния на Западном Урале с применением мезомасштабной модели WRF/ARW // Современные проблемы науки и образования. 2013. № 4. URL: www.science–education.ru/110–9962 (дата обращения: 08.08.2017).

Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII, № 4. С. 69–79.

Шутов В.А. Методы анализа разномасштабной пространственной изменчивости снегозапасов // Известия РАН. Сер. Географическая. 1998. № 1. С. 122–132.

Шутов В.А., Калюжный И.Л. Анализ пространственного распределения зимних осадков и снегозапасов в бассейне р. Белой // Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 105–114.

Энтин А.Л., Кошель С.М. Алгоритм устранения замкнутых локальных понижений на цифровых моделях рельефа для моделирования поверхностного стока // Материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. С. 699–702.

Яковченко С.Г. Создание геоинформационных систем в инженерной гидрологии: дисс… д-ра техн. наук. Барнаул, 2007. 406 с.

Addor N., Jaun S., Fundel F. & Zappa M. An operational hydrological ensemble prediction system for the city of Zurich (Switzerland): Skill, case studies and scenarios // Hydrology and Earth System Sciences. 2011. Vol. 15. P. 2327–2347.

ArcGis Resources. Справка ArcGIS 10.1. Spatial Analyst URL: http://resources.arcgis.com/ru/help/main/10.1/

Arino O., Bicheron P., Achard F., Latham J., Witt R. & Weber J.-L. GlobCover: The most detailed portrait of Earth // European Space Agency Bulletin. 2008. Vol. 136. P. 24–31.

Beven K. & Freer J. A dynamic Topmodel // Hydrological Processes. 2001. Vol. 15(10), P. 1993–2011.

Bl¨oschl G. Scaling issues in snow hydrology // Hydrological Processes. 1999. Vol. 13. P. 2149–2175.

Carroll S.S. & Cressie N. A comparison of geostatistical methodologies used to estimate snow water equivalent // Water Resources Bulletin. 1996. Vol. 32. P. 267–278.

Chang A.T.C. & Rango A. Algorithm Theoretical Basis Document for the AMSR-E Snow Water Equivalent Algorithm, Version 3.1, Greenbelt, MD, USA, NASA Goddard Space Flight Center. 2000. 49 P.

Clark M.J. Putting water in its place: a perspective on GIS in hydrology and water management // Hydrological Processes. 1998. Vol. 12 (6). P. 823–834.

Garen D.C. & Marks D. Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: Estimation of meteorological inputs and verification of model results // Journal of Hydrology. 2005. Vol. 315. P. 126-153.

Gelfan A.N., Pomeroy J.W., Kuchment L.S. Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt // Journal of Hydrometeorology. 2004. Vol. 5(5). P. 785-803.

Georgakakos K.P., Graham N.E, Modrick T.M., Murphy M.J., Shamir E., Spencer C.R. & Sperfslage J.A. Evaluation of real-time hydrometeorological ensemble prediction on hydrologic scales in Northern California // Journal of Hydrology. 2014. Vol. 519. P. 2978–3000.

Durand Y., Giraud G., Brun E., Mérindol L. & Martin E. A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting // Journal of Glaciology. 1999. Vol. 45, P. 469-484.

Elder K., Rosenthal W. & Davis R.E. Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed // Hydrological Processes. 1998. Vol. 12. P 1793–1808.

Ermolaev O.P., Mal'tsev K.A., Mukharamova S.S., Kharchenko S.V. & Vedeneeva E.A. Cartographic model of river basins of European Russia // Geography and Natural Resources. 2017.Vol. 38(2). P. 131–138.

Erxleben J., Elder K. & Davis R. Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow distribution in the Colorado Rocky Mountains // Hydrological Processes. 2002. Vol. 16. PP. 3627–3649.

Friedl M. A., Sulla-Menashe D., Tan B., Schneider A., Ramankutty N., Sibley A., & Huang X. MODIS Collection 5 global land cover: Algorithm refinements and characterization of new datasets // Remote Sensing of Environment. 2010. Vol. 114, P. 168–182.

Gurnell A. & Montgomery D. Preface: hydrological applications of GIS // Hydrological Processes. 1998. Vol. 12(6). P. 821–822.

Gyasy-Agyei Y., Wilgoose G.R. & De Troch P.P. Effects of vertical resolution and map scale of digital elevation models on geomorphological parameters used in hydrology // Hydrological Processes. 1995. Vol. 9. P. 363–382.

Jayakrishnan R., Srinivasan R., Santhi C. & Arnold, J.G. Advances in the application of the SWAT model for water resources management // Hydrological Processes. 2005.Vol. 19(3), P. 749–762.

Jenson S.K. & Domingue J.O. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. 1988. Vol. 54(11). P. 1593–1600.

Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V., DiGirolamo N.E. & Bayr K.J. MODIS snow-cover products // Remote Sensing of Environment. 2002. Vol. 83. P. 181–194.

Kalinin N.A., Shikhov A.N. & Sviyazov E.M. Simulation of snow accumulation and melt in the Votkinsk Reservoir catchment using the WRF-ARW model // Russian Meteorology and Hydrology. 2015. Vol. 40(11). P. 749–757.

Kalinin N.A., Vetrov A.L., Pishchal'nikova E.V., Sviyazov E.M. & Shikhov A.N. Estimating the accuracy of the very heavy snowfall forecast in the Urals by the WRF model // Russian Meteorology and Hydrology. 2016. Vol. 41(3), P. 193–198.

Klok E.J, Jasper K., Roelofsma K.P., Gurtz J, & Badoux A. Distributed hydrological modelling of a heavily glaciated Alpine river basin // Hydrological Sciences Journal. 2002. Vol. 46(4) P. 553- 570.

Kunstmann H., & Stadler C. High resolution distributed atmospheric-hydrological modelling for Alpine catchments // Journal of Hydrology. 2005. Vol. 314. P. 105–124.

Kuchment L.S., Romanov P.Yu., Gelfan A.N. & Demidov V.N. Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation // Hydrology and Earth System Sciences. 2010. Vol. 14. P. 339-350.

Lehning M., Völksch Ingo I, Gustafsson D., Nguyen T.A., Stähli M., Zappa M. ALPINE3D: A detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology // Hydrological Processes. 2006. Vol. 20. P. 2111-2128.

Lindsay J.B. The Terrain Analysis System: a tool for hydro-geomorphic applications // Hydrological Processes. 2005. Vol. 19. P. 1123-1130.

Lindsay J.B. Whitebox GAT: A case study in geomorphometric analysis // Computers & Geosciences. 2016. Vol. 95. P. 75-84

Lopez-Moreno J.I., & Nogues-Bravo D. Interpolating local snow depth data: an evaluation of methods // Hydrological Processes. 2006. Vol. 20. P. 2217–2232.

Maidment D.R. GIS and hydrologic modeling (in Goodchild, M.F., Parks, B.O., and Steyaert, L.T. (eds)), Environmental Modeling with GIS. Oxford. Oxford University Press, 1993. P. 147–167.

Martinec J., Rango A. & Roberts R. Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual. Geographica Bernesia: Department of Geography, University of Bern, Switzerland. 1998.

Martz L. & Garbrecht J. The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models // Hydrological Processes. 1998. Vol. 12. P. 843–855.

Meijerink A.M.J., de Brower H.A.M., Mannaerts C.M. & Valenzuela C. Introduction to the use of Geographic Information Systems for practical hydrology, UNESCO-ITC publication. 1994. № 23. 273 p.

Melloh R.A., Hardy J.P., Bailey R.N & Hall T.J. An efficient snow albedo model for the open and sub-canopy // Hydrological Processes. 2002. Vol. 16. P. 3571-3584.

Mioc D., Nickerson D., MacGillivray E., Morton A., Anton F., Fraser D., Tang P., Liang G. Early warning and mapping for flood disasters // The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2008, Vol. 37. Part B4. p 1507–1512.

Motovilov Yu. G., Gottschalk L., Engeland K. & Belokurov A. ECOMAG: regional model of hydrological cycle. Application to the NOPEX region // Institute Report Series No: 105 ISBN 82-91885-04-4 May 1999.

Motoya K., Yamazaki T. & Yasuda N. Evaluating the spatial and temporal distribution of snow accumulation, snowmelts and discharge in a multi basin scale: an application to the Tohoku Region, Japan // Hydrological Processes. 2002. Vol. 15. P 2101–2129.

Myneni R.B., Hoffman S., Knyazikhin Y., Privette J.L., Glassy J., Tian Y., Wang Y., Song X., Zhang Y., Smith G.R., Lotsch A., Friedl M., Morisette J.T., Votava P., Nemani R.R. & Running S.W. Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data // Remote Sensing of Environment. 2002. Vol. 83. P. 214-231.

Nester T., Komma J. & Blöschl G. Real time flood forecasting in the Upper Danube basin // Journal of Hydrology and Hydromechanics. 2016. Vol. 64(4), P. 404-414.

Neteler M., Bowman M.H., Landa M. & Metz M. GRASS GIS: A multi-purpose open source GIS // Environmental Modelling and Software. 2012. Vol. 31, P. 124-130.

Ntelekos A.A., Georgakakos K.P. & Krajewski W.F. On the uncertainties of flash flood guidance: Toward probabilistic forecasting of flash floods // Journal of Hydrometeorology. 2006. Vol. 7(5). P. 896–915.

Quéno L., Vionnet V., Dombrowski-Etchevers I., Lafaysse M., Dumont M. & Karbou F. Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric-resolution meteorological forecasts // Cryosphere. 2016. Vol. 10. P. 1571–1589.

Pomeroy J.W., Gray D.M., Shook K.R., Toth B., Essery R.L.H., Pietroniro A., Hedstrom N. An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling // Hydrological Processes. 1998. Vol. 12. P. 2339-2367.

Tarboton D.G., Luce C.H. Utah energy balance snow accumulation and melt model (UEB): Computer model technical description and users guide. Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station, Logan, Utah. 2006. 41 p.

The Guide to Hydrological Practices (WMO No.168). Chapter 6. Modelling of hydrological systems URL: http://www.whycos.org/hwrp/guide/ (дата обращения 24.08.2017).

Thielen J., Bartholmes J., Ramos M.-H. & de Roo A. The European Flood Alert System - Part 1: Concept and development, Hydrology and Earth System Sciences, 2009, Vol. 13, P. 125-140.

U.S. General Soil Map (STATSGO2). U.S. Department of Agriculture. URL: https://catalog.data.gov/dataset/u-s-general-soil-map-statsgo2-for-the-united-states-of-america (дата обращения 24.08.2017)/

Verbunt M., Zappa M., Gurtz J. & Kaufmann P. Verification of a coupled hydrometeorological modelling approach for alpine tributaries in the Rhine basin // Journal of Hydrology. 2006. Vol. 324. P. 224–238.

Vinogradov Y.B., Semenova O.M. & Vinogradova T.A. An approach to the scaling problem in hydrological modelling: the deterministic modelling hydrological system // Hydrological Processes. 2011. Vol. 25. P. 1055–1073.

Wang L. & Liu H. An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling // International Journal of Geographical Information Science. 2006. Vol. 20(2). P. 193–213.

Wigmosta M.S., Vail L.W., Lettenmaier D.P. A distributed hydrology -vegetation model for complex terrain // Water Resources Research. 1994. Vol. 30(6). P. 1665–1679.

Wilson J.P., Gallant J.C. Terrain analysis – principles and applications // NY.: John Wiley & Sons, 2000. 479 p.

Yang J., Townsend R.D. & Daneshfar B. Applying the HEC-RAS model and GIS techniques in river network floodplain delineation // Canadian Journal of Civil Engineering. 2006. Vol. 33(1), P. 19–28.

Zhao Q., Liu Z., Ye B., Qin Y., Wei Z. & Fang S. A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM // Hydrology and Earth Systems sciences. 2009. Vol. 13. P. 925–940.

Summary

Currently, the fundamental changes take place in hydrology and other Earth sciences. There are associated with the widespread introduction of information technologies, the "explosive" growth of the available data volume and the development of new algorithms for their processing and analysis. The Geographical Information Systems (GIS) and spatially distributed runoff formation models are the main tools for studying and simulation of hydrological processes. The field of hydrological applications of GIS technologies includes obtaining and processing of spatial data, simulation, forecasting and decision support. The GIS technologies support the functionality of many distributed runoff formation models, especially at the pre-processing stage.

In highly-developed countries, GIS technologies were widely used in hydrological studies and practice since the 90s of 20st century. In Russia, the integration of GIS and hydrology began much later. The first studies on the use of GIS in hydrology were published in Russia in 1998-2000. At present, GIS have also become the main tool for hydrological research in Russia. However, the significant lag behind highly-developed countries is maintained due to the low availability of hydrometeorological observations data, high-resolution digital elevation models (DEMs) and underlying surface maps.

This monograph presents the main results of the authors' research in the field of GIS-based modeling of hydrological processes. These include the methods of GIS-support of surface runoff simulation, simulation of snow cover formation and melting processes and near-realtime flood monitoring using GIS-based snowmelt simulation and satellite observations. The study area is the Votkinsk reservoir basin (S=184.319 km2), or separate basins within its boundaries. However, the same approach can be implemented for other basins having similar natural conditions. It is important to note, that the proposed methods are based on the use of free-available spatial data, such as digital elevation models (DEMs), satellite images, numerical weather prediction (NWP) and reanalysis data.

The monograph includes four chapters. The chapter one presents the review of the possibilities of GIS application for hydrological modeling and forecasting. The special section is devoted to the development of GIS-based flood forecasting and warning systems, which successfully use in the U.S. and European countries, and began to be applied in Russia after the catastrophic flood events in 2012 and 2013.

Chapter two describes the GIS-based support of distributed runoff formation models, including the pre-processing of DEM and other spatial data such as vegetation and soil maps. The main algorithms of DEM hydrological correction (filling and breaching) are compared on example of the Inva river basin. It is shown that the breaching method, which is implemented in Whitebox GAT program package, is preferably in comparing with the widely used filling algorithms.

Chapter three presents the methods and results of distributed GIS-based modeling of snow accumulation and melting processes. The Weather Research and Forecasting mesoscale NWP model data with 10-km spatial resolution are used to estimate the precipitation amount on the watershed in 2012-2016 winter seasons. In 2016-2017 we used the free-available data of global NWP models GEM, GFS and ICON. The spatial distribution of snow water equivalent (SWE) was estimated using the NWP-simulated precipitation and weather stations data. The snowmelt modeling was carried out using the heat balance method and degree-day approach. The simulated SWE data are compared with snow survey measurements obtained from weather stations, and the snow-covered area was compared with satellite-based (MODIS) estimations. It is shown, that the root mean square error of maximum SWE simulation mostly not exceeded 25%, which makes it possible to use the simulated SWE for short-term hydrological forecasting.

Chapter four describes the main features of April 2016 extreme spring flood event on the rivers of Votkinsk reservoir basin. The above described model of snow cover formation and melting in combining with MODIS and Landsat satellite images was used for monitoring and short-term forecasting of hazardous hydrological events. The flood formation on the Inva river in Kudimkar town is described in more details.

The presented study was supported by Russian Fund for Basic Research in the projects No 14-05-00317-a and 17-05-01001-a.

ABOUT AUTHORS

Sergey Pyankov is the doctor of geography, professor, the head of Cartography and Geoinformatics Department, the headmaster of the Geographic Information Systems and Technology Center of the Perm State University. Sergey Pyankov is the author of more than 170 scientific papers, including 6 monographs, Atlas of the Perm Krai (2012), and Atlas of hazardous hydrometeorological events of the Ural Prikam'e (2016). He is the scientific supervisor of more than 70 research works carried out by federal, regional and local authorities request. His scientific interests concern the development and use of geographic information technologies in various scientific and applied projects.

E-mail: pyankovsv@gmail.com

Andrey Shikhov is the candidate of geography, the associate professor of Cartography and Geoinformatics Department of the Perm State University. He is the author of 70 scientific papers, including 2 monographs. His scientific interests concern the space monitoring of severe weather events hazards and assessment their impact on forest resources, and also the simulation of snow cover formation and melting processes in poorly gauged areas.

E-mail: and3131@inbox.ru

Научное издание

Пьянков Сергей Васильевич
Шихов Андрей Николаевич

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ

Монография

Редактор – М.А. Шемякина
Корректор – Н.А. Антонова
Компьютерная верстка – А.Н. Ташкинова

Подписано в печать 06.12.2017. Формат 60x84/16
Усл. печ. л. 8.6. Тираж 100 экз. Заказ 104

Издательский центр Пермского государственного
национального исследовательского университета
614990. Пермь, ул. Букирева, 15

Изготовлено: ИП Баранова Л.В.
618521, Пермский край, Соликамский р-н, Тюлькино п.,
Набережная ул., 1, кв. 2.



Пьянков Сергей Васильевич

Доктор географических наук, заведующий кафедрой картографии и геоинформатики, директор Центра геоинформационных систем и технологий ПГНИУ. Автор и соавтор более 170 научных работ, в том числе 6 монографий, «Атласа Пермского края « (2012) и «Атласа опасных гидрометеорологических явлений Уральского Прикамья « (2016), 8 учебно-методических пособий, руководитель более 70 научных и научно-исследовательских работ, выполненных по заказу органов государственной власти федерального, регионального уровней и местного самоуправления. Область научных интересов: создание и использование геоинформационных технологий при решении фундаментальных и прикладных задач.

E-mail: pyankovsv@gmail.com



Шихов Андрей Николаевич

Кандидат географических наук, доцент кафедры картографии и геоинформатики ПГНИУ. Автор и соавтор 11 статей в журналах, индексируемых в системах Scopus и Web of Science, а также двух монографий. Руководитель трех научных проектов, поддержанных грантами РФФИ. Область научных интересов: космический мониторинг опасных гидрометеорологических явлений и оценка их последствий, моделирование процессов формирования и таяния снежного покрова.

E-mail: and3131@inbox.ru