ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ

ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

на правах рукописи

Морейдо Всеволод Михайлович

«Разработка методов ансамблевого прогноза характеристик сезонного речного стока (на примере притока воды в Чебоксарское водохранилище)»

Диссертация на соискание ученой степени

кандидата географических наук

по специальности 25.00.27 - Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Научный руководитель

д.ф.-м.н. А.Н. Гельфан

Москва – 2015

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 4

1 РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ХАРАКТЕРИСТИК СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ И ЛЕТНЕЙ МЕЖЕНИ ... 11

1.1 Детерминистические методы долгосрочного прогноза характеристик сезонного речного стока 11

1.1.1 Детерминистические методы долгосрочного прогноза характеристик весеннего стока 11

1.1.2 Детерминистические методы долгосрочного прогноза характеристик летней межени 17

1.2 Ансамблевые методы долгосрочных прогнозов характеристик сезонного стока 24

1.3 Методы верификации долгосрочных прогнозов сезонного стока, представленных в детерминистической и вероятностной формах 29

1.3.1 Оценка качества детерминистического долгосрочного прогноза сезонного стока 29

1.3.2 Оценка качества долгосрочного прогноза сезонного стока, представленного в вероятностной форме 37

2 РАЗРАБОТКА МОДЕЛИ СЕЗОННОГО ПРИТОКА ВОДЫ К ВОДОХРАНИЛИЩУ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА ECOMAG (НА ПРИМЕРЕ ЧЕБОКСАРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА) 41

2.1 Структура модели формирования стока ECOMAG 41

2.2 Расчеты сезонного притока воды в Чебоксарское водохранилище по метеорологическим данным на основе модели ECOMAG 49

2.2.1 Краткое физико-географическое описание бассейна Чебоксарского водохранилища 49

2.2.2 Задание исходной информации, калибровка и проверка модели ECOMAG по данным гидрометеорологических наблюдений 56

3 РАЗРАБОТКА СТОХАСТИЧЕСКОГО ГЕНЕРАТОРА ПОГОДЫ ДЛЯ БАССЕЙНА ЧЕБОКСАРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА 64

3.1 Точечный стохастический генератор погоды NEWGEN: структура, оценка параметров и результаты проверочных испытаний 65

3.2 Стохастический генератор SFRWG динамики метеорологических полей: структура, оценка параметров и результаты проверочных испытаний 75
3.3 Моделирование вероятностных свойств снежного покрова с использованием разработанных стохастических генераторов погоды.....81
3.3.1 Модель формирования снежного покрова 81
3.3.2 Моделирование расчетных статистических характеристик снежного покрова в пунктах метеорологических наблюдений с использованием точечного генератора погоды NEWGEN.....85
3.3.3 Моделирование вероятностных свойств полей снежного покрова с использованием пространственно распределенного генератора погоды SFRWG.....87
4 АНСАМБЛЕВЫЕ ПРОГНОЗЫ СЕЗОННОГО ПРИТОКА ВОДЫ К ЧЕБОКСАРСКОМУ ВОДОХРАНИЛИЩУ: МЕТОДИКА, РЕЗУЛЬТАТЫ, ВЕРИФИКАЦИЯ.....94
4.1 Результаты проверочных прогнозов весеннего притока воды к водохранилищу и их верификация 95
4.1.1 Детерминистический прогноз характеристик весеннего притока воды в водохранилище по результатам ансамблевых экспериментов 98
4.1.2 Вероятностный прогноз характеристик весеннего притока воды к водохранилищу по результатам ансамблевых экспериментов 114
4.2 Ансамблевые прогнозы летнего притока воды к водохранилищу: методика, результаты, верификация.....124
4.2.1 Детерминистический прогноз характеристик весеннего притока воды в водохранилище по результатам ансамблевых экспериментов 127
4.2.2 Вероятностный прогноз характеристик весеннего притока воды в водохранилище по результатам ансамблевых экспериментов 139
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 145
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....149
ПРИЛОЖЕНИЕ А 157
ПРИЛОЖЕНИЕ Б 173
ПРИЛОЖЕНИЕ В 179

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы

Весеннее половодье и летняя межень – сезонные гидрологические явления, масштаб которых в существенной степени зависит от запасов воды, накопленных на поверхности и в подземных емкостях речного бассейна за продолжительный период, предшествующий этим явлениям. Наличие такой зависимости служит физической основой предсказуемости характеристик сезонного стока и создает возможности для долгосрочного прогноза этих характеристик с заблаговременностью, определяемой условиями разгрузки аккумулированных запасов воды в речную сеть после даты выпуска прогноза. Исследование указанных возможностей с учетом физико-географических и климатических особенностей формирования речного стока – одна из классических проблем гидрологии речных бассейнов, в решение которой значительный вклад внесли крупные отечественные ученые – представители ведущих научных школ Гидрометцентра России (Е.С. Змиева, Г.П. Калинин, В.Д. Комаров, В.Н. Паршин, Е.Г. Попов, А.И. Субботин, Е.П. Чемеренко и другие), других институтов Росгидромета (Д.А. Бураков, Л.К. Вершинина, И.Л. Калюжный, О.И. Крестовский, К.К. Павлова и другие), институтов Российской академии наук (Л.С. Кучмент, Ю.Г. Мотовилов, В.А. Румянцев и другие). В их трудах созданы и развиты методические основы построения долгосрочных прогнозов объема и максимального расхода сезонного речного стока – прогнозов, которые используются для решения актуальных водохозяйственных задач по повышению эффективности управления водными ресурсами, защиты населения от экстраординарных наводнений и гидрологических засух, мониторинга опасных гидрологических явлений на реках России. В частности, успешное решение этих задач для бассейнов рек с зарегулированным стоком требует выпускаемых с заблаговременностью несколько месяцев прогнозов объема сезонного притока воды в водохранилища, максимальных и минимальных расходов притока, продолжительности определённых фаз водного режима в периоды прохождения весеннего половодья и летней межени и других характеристик.

Усиление требований к экономической эффективности и безопасности эксплуатации воднoресурсных систем обусловливает необходимость совершенствования существующих методов долгосрочных прогнозов сезонного речного стока, повышения их точности, заблаговременности и информационного содержания. Современной методической базой модернизации методов долгосрочных гидрологических прогнозов служат матема-

тические модели формирования речного стока, описывающие разнообразие гидрологических процессов в речном бассейне с использованием имеющихся данных гидрометеорологических наблюдений, включая полученные с помощью дистанционных технологий, информации о природных особенностях бассейна. Применение моделей формирования речного стока позволяет получить прогноз не только объема и максимального расхода стока, но и других характеристик водного режима, что дает дополнительную информацию водопользователям и создает резервы повышения экономической эффективности использования прогнозов. Дополнительные возможности расширения информационного содержания прогнозов связаны с переходом от традиционных детерминистических к ансамблевым прогнозам, результаты которых могут быть представлены в вероятностной форме с учетом различных источников ошибок прогнозов. Ансамблевый гидрологический прогноз позволяет разработать более гибкий режим управления водноресурсными системами, так как дает возможность оценить степень риска при вероятных ошибках прогноза. В отечественной практике методические основы ансамблевых долгосрочных прогнозов характеристик весеннего половодья на основе физико-математических моделей его формирования впервые разработаны Л.С. Кучментом и А.Н. Гельфаном [2007, 2009]. Усовершенствование «методов выпуска гидрометеорологических долгосрочных прогнозов (месяц, сезон), а также прогнозов экстремальных гидрометеорологических явлений и характеристик, обладающих большой степенью неопределенности, в вероятностной форме» признано отечественным профессиональным сообществом одной из приоритетных задач научных гидрологических исследований [«Решение…», 2014].

Цель работы – разработка на основе физико-математической модели формирования речного стока методов ансамблевого долгосрочного (заблаговременностью 3 месяца) прогноза характеристик весеннего и летнего притока воды к водохранилищу с учетом неопределенности метеорологических условий за период заблаговременности прогноза (на примере прогноза притока воды в Чебоксарское водохранилище).

Для достижения заявленной цели были поставлены и решены следующие задачи:

1. Разработана на основе физико-математической модели формирования речного стока ECOMAG [Motovilov et al., 1999] модель формирования бокового незарегулированного притока воды к Чебоксарскому водохранилищу, позволяющая с удовлетворительной точностью рассчитать ход среднесуточных расходов при-

тока воды в водохранилище по метеорологическим данным наблюдений на сети Росгидромета.

2. Разработаны стохастические модели метеорологических воздействий на водосбор (т.н. стохастические генераторы погоды) для построения методом Монте-Карло ансамбля метеорологических условий, возможных за период заблаговременности прогноза. Разработаны методы верификации стохастических генераторов погоды по данным метеорологических наблюдений, включая данные о характеристиках снежного покрова

3. Разработана методика ансамблевого долгосрочного прогноза характеристик весеннего (с 1 марта по 31 мая) притока воды в Чебоксарское водохранилище на основе модели формирования стока и с использованием различных способов задания ансамбля метеорологических условий за период заблаговременности прогноза (включая использование разработанного стохастического генератора погоды).

4. Проведена верификация разработанной методики ансамблевого прогноза по результатам детерминистических и вероятностных проверочных прогнозов следующих характеристик весеннего притока воды в водохранилище: объема, максимального расхода, продолжительностей периодов с расходами воды выше характерных значений. Верификация проведена по данным наблюдений за 29 лет: с 1982 года (года заполнения водохранилища) до 2010 года.

5. Разработана методика ансамблевого долгосрочного прогноза характеристик летнего (с 1 июня по 31 августа) притока воды в Чебоксарское водохранилище на основе модели формирования стока и с использованием различных способов задания ансамбля метеорологических условий за период заблаговременности прогноза (включая использование разработанного стохастического генератора погоды).

6. Проведена верификация разработанной методики ансамблевого прогноза по результатам детерминистических и вероятностных проверочных прогнозов характеристик летнего притока воды в водохранилище: объема, продолжительностей периодов с расходами воды ниже характерных значений. Верификация проведена по данным наблюдений за 29 лет: с 1982 года (года заполнения водохранилища) до 2010 года.

Научная новизна работы состоит в следующем:

1. Разработана методика долгосрочного ансамблевого прогноза характеристик весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище (объема, максимального расхода, числа дней с расходами воды выше среднемноголетнего и среднего максимального весеннего расходов воды) на основе модели формирования стока с учетом стохастической неопределенности метеорологических условий за период заблаговременности прогноза (3 месяца, с 1 марта по 31 мая).

2. Предложены методы верификации результатов проверочных ансамблевых прогнозов весеннего стока (представленных в детерминистической и вероятностной формах) с использованием категориальных критериев масштаба весеннего половодья.

3. Разработана методика долгосрочного ансамблевого прогноза характеристик летнего притока воды в Чебоксарское водохранилище (объема, числа дней с расходами воды ниже среднемноголетнего летнего расхода воды) на основе модели формирования стока с учетом стохастической неопределенности метеорологических условий за период заблаговременности прогноза (3 месяца, с 1 июня по 31 августа).

4. Предложены методы верификации результатов проверочных ансамблевых прогнозов летнего стока (представленных в детерминистической и вероятностной формах) с использованием категориальных критериев глубины летней межени.

5. Предложен малопараметрический стохастический генератор погоды – система стохастических моделей, позволяющих рассчитывать методом Монте-Карло многолетние искусственные временные ряды метеорологических переменных суточного разрешения (осадков, температуры и влажности воздуха) с учетом временной и пространственной статистической связи между указанными переменными для бассейна Чебоксарского водохранилища.

6. Разработана динамико-стохастическая модель формирования снежного покрова, позволившая описать особенности пространственной корреляционной структуры полей характеристик снежного покрова в бассейне Чебоксарского водохранилища.

Практическая значимость проведенных исследований заключается в разработке методических основ и технологий ансамблевого прогноза характеристик сезонного притока воды к водохранилищу, а также методов верификации ансамблевых прогнозов, которые могут быть использованы для построения соответствующих гидрологических прогнозов для других водных объектов. Созданные автором методические разработки были использованы при выполнении проекта «Разработка Методических рекомендаций по долгосрочному прогнозированию характеристик речного стока, притока воды к водохранилищам и других характеристик гидрологического режима периода половодья в бассейнах рек Российской Федерации» в рамках ФЦП «Развитие водохозяйственного комплекса Российской Федерации в 2012-2020 годах».

Защищаемые результаты:

1. Ансамблевые долгосрочные (3 месяца) прогнозы характеристик весеннего и летнего притока воды в Чебоксарское водохранилище, построенные на едином методическом подходе, включающем модель формирования речного стока (для расчета начального состояния водосбора и гидрографа стока за период заблаговременности прогноза) и стохастический генератор погоды (для задания ансамбля метеорологических условий за период заблаговременности)

2. Методы верификации результатов проверочных ансамблевых прогнозов сезонного стока (представленных в детерминистической и вероятностной формах) с использованием категориальных показателей масштаба весеннего половодья и глубины летней межени.

3. Результаты верификации долгосрочного прогноза сезонного притока воды в Чебоксарское водохранилище по данным проверочных прогнозов за 29 лет: с 1982 года (года заполнения водохранилища) до 2010 года.

4. Динамико-стохастическая модель формирования снежного покрова и результаты ее тестирования по данным снегомерных наблюдений

5. Две версии стохастического генератора погоды (точечная и пространственно распределенная) и результаты их тестирования по данным наблюдений на метеорологических станциях Европейской части России, включая бассейн Чебоксарского водохранилища.

Апробация работы. Основные положения диссертационной работы были представлены в качестве устных и стендовых докладов на российских и международных конференциях и научных школах:

1) Генеральная ассамблея Европейского геофизического союза (Австрия, г. Вена, 2013 г.), стендовый доклад
2) Генеральная ассамблея Европейского геофизического союза (Австрия, г. Вена, 2014 г.), устный доклад
3) Генеральная ассамблея Международного союза геодезии и геофизики (Чехия, г. Прага, 2015 г.), стендовый доклад
4) Конференция ОНЗ РАН «Современные и прогнозируемые изменения природных условий в высоких широтах» (Россия, г. Сочи, 2013 г.), устный доклад
5) Конференция ОНЗ РАН «Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований» (Россия, г. Сочи, 2014 г.), устный доклад
6) Конференция научного совета по водным ресурсам суши ОНЗ РАН (Россия, г. Цимлянск, 2012 г.), устный доклад
7) Конференция научного совета по водным ресурсам суши ОНЗ РАН (Россия, г. Туапсе, 2013 г.), устный доклад
8) Конференция научного совета по водным ресурсам суши ОНЗ РАН (Россия, г. Петрозаводск, 2015 г.), устный доклад
9) Конференция НОЦ МГУ – ИВП РАН (Россия, г. Москва, 2012 г.), устный доклад
10) Конференция НОЦ МГУ – ИВП РАН (Россия, г. Москва, 2013 г.), устный доклад
11) Конференция Ассоциации инженерных изысканий в строительстве (Россия, г. Москва, 2013 г.), устный доклад
12) VII Всероссийский гидрологический съезд (Россия, г. Санкт-Петербург, 2013 г.), стендовый доклад
13) Международная конференция и школа-семинар для молодых ученых и аспирантов им. Ю.Б. Виноградова Первые Виноградовские Чтения «Будущее гидрологии» (Россия, г. Санкт-Петербург, 2013 г.), устный доклад, отмечен дипломом за лучший доклад

Публикации. По теме диссертации опубликовано 6 печатных работ, из них 5 в научных изданиях, рекомендованных ВАК.

Благодарности. Автор выражает благодарность лично к.г.н. Ю.Г. Мотовилову, а также всем сотрудникам Лаборатории гидрологии речных бассейнов ИВП РАН за помощь в подготовке диссертации. Я благодарю свою супругу и сыновей за их терпение и поддержку в ходе работы над диссертацией и посвящаю ее своей маме.

1 Развитие методов долгосрочного прогноза характеристик стока весеннего половодья и летней межени

1.1 Детерминистические методы долгосрочного прогноза характеристик сезонного речного стока

1.1.1 Детерминистические методы долгосрочного прогноза характеристик весеннего стока

В настоящее время в оперативной практике в нашей стране для долгосрочного (сезонного, квартального) прогноза объема весеннего половодья используются соотношения между величиной стока и набором показателей, отражающих состояние водосбора перед снеготаянием: запасами воды в снеге, глубиной промерзания почвы и показателями ее увлажненности [Руководство, 1989]. В качестве расчетных соотношений используются либо физико-статистические зависимости, основанные на уравнении водного баланса водосбора и учитывающие, в определенной мере, представления о формировании потерь талого стока, либо линейные уравнения множественной регрессии. Показатели состояния водосбора перед снеготаянием (предикторы расчетных соотношений) задаются по имеющимся измерениям или рассчитываются по метеорологическим данным на основании эмпирических зависимостей. Выбор предикторов и вида расчетных соотношений производится на основе представлений об особенностях формирования талого стока и физико-географических условий рассматриваемого водосбора. Осадки за период заблаговременности прогноза, величина которых учитывается прогностической зависимостью, задаются равными их климатической норме.

Долгосрочный прогноз максимального расхода весеннего половодья осуществляется по спрогнозированному объему стока на основе регрессионной связи между этими величинами, построенной по данным наблюдений за предшествующие годы [Руководство, 1989]. Максимальный расход талого стока в большей степени зависит от условий в период заблаговременности прогноза, в частности от хода снеготаяния, и в меньшей степени от начальных условий, чем объем стока, поэтому прогноз максимального расхода заметно уступает в точности прогнозу объема половодья.

Долгосрочный прогноз характеристик весеннего половодья на реках России выпускается в детерминистической форме [Руководство, 1989], т. е. для заданного набора предикторов и нормы осадков за период заблаговременности прогноза рассчитывается одно значение искомой характеристики стока. При этом предполагается, что спрогнозированные величины стока являются наиболее вероятными.

Сходные методики долгосрочных прогнозов талого стока применяются в оперативной практике США, Канады, скандинавских стран.

Для большинства речных бассейнов России отсутствуют данные прямых измерений показателей состояния водосбора перед снеготаянием, необходимых для задания в качестве предикторов прогностических методик. По существу, по данным наблюдений с приемлемой точностью могут быть оценены лишь максимальные снегозапасы для равнинных водосборов. Показатели водопоглотительной способности почв задаются по их зависимостям от измеряемых метеорологических параметров и данных о речном стоке за предшествующий период [Руководство, 1989].

В качестве примера использования указанных зависимостей в прогностической методике рассмотрим методику прогноза весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище, разработанную Е.П. Чемеренко [Чемеренко, 1992] на основе физико-статистических зависимостей, используемых в практике Гидрометслужбы СССР для прогноза притока воды к водохранилищам средней Волги [Змиева, 1964].

В бассейне Чебоксарского водохранилища выделяются пять частных водосборов, ограниченных створами: 1) Ока-Половское; 2) Клязьма-Ковров; 3) Ветлуга-Ветлужский; 4) Сура-Порецкое; 5) Цна-Княжево и Мокша-Шевелевский Майдан. Основная прогностическая зависимость имеет вид:

$$Y = \sum_{i=1}^{5} a_i y_i + a_6 \ , \qquad (1.1)$$

где Y - приток воды в водохранилище, y_i - прогнозируемый сток в i-ом створе, a_i - коэффициенты регрессии.

В методическом отношении сток для каждого из указанных водосборов прогнозируется по единой схеме. Влияющими прогностическими факторами являются: максимальные запасы влаги в снежном покрове, характеристика влагонасыщенности метрового слоя почвы перед началом зимы, глубина промерзания почвы, осадки в весенний период.

Объем стока для каждого бассейна определяется по зависимостям

$$y = (1-f)\left\{ S_1 - P_0 \cdot \left[1 - \exp\{-\frac{S_1}{P_0}\right] \right\} + f\eta S_2 \quad (1.2)$$

$$P_0 = A \cdot \exp\{-B \cdot (M - M_{\min})^c\} \qquad (1.3)$$

где y - прогнозируемый слой стока, S_1, S_2 - водопоступление соответственно на глубокопромерзшую и слабопромерзшую почву, равное максимальным снегозапасам, сложенным с осадками за период половодья (последние задаются по климатической норме осадков), f - доля бассейна со слабопромерзшей почвой, η - коэффициент стока с территории со слабопромерзшей почвой, P_0 - параметр потерь, М - характеристика запасов влаги в метровом слое почвы; A, B, C, M_{min} – эмпирические коэффициенты.

Запасы влаги в почве определяются по рекуррентным формулам:

$$M_{ф} = (M_{н} + x) \cdot \exp\{-A_1 E^{A_2}\} \qquad (1.4)$$

$$E = A_3 \cdot d^{A_4} \qquad (1.5)$$

где $M_н$, $M_к$ - запасы влаги в метровом слое почвы соответственно на начало и конец расчетного периода; x - осадки за расчетный период; E - испаряемость; d - дефицит влажности воздуха; A_1, A_2, A_3, A_4 - эмпирические коэффициенты. Дефицит определяется по температуре и относительной влажности воздуха с помощью уравнения Магнуса.

Доля площади со слабопромерзшей почвой определяется в зависимости от средней глубины промерзания почвы бассейна по номограммам [Змиева, 1964]. Средняя глубина промерзания рассчитывается либо по имеющимся данным измерений, либо, при их отсутствии по сумме отрицательных температур и высоте снега за зимние месяцы. Коэффициент стока со слабопромерзшей почвы определяется в зависимости от запаса влаги в почве.

Эффективные жидкие осадки, входящие в водопоступление, определяются из выражения

$$x_B = x + \eta_1 x_1 + \eta_2 x_2 + \eta_3 x_3 \qquad (1.6)$$

где x – климатическая норма жидких осадков от даты максимума до даты окончания таяния снежного покрова; x_1, x_2, x_3 – норма жидких осадков за соответствующую треть периода от даты окончания таяния снега до конца половодья; η_1, η_2, η_3 - коэффициенты.

Таким образом, рассмотренная методика долгосрочного прогноза притока воды в Чебоксарское водохранилище предусматривает возможность определения всех предикторов прогностической зависимости (за исключением максимальных снегозапасов) по метеорологическим данным за предшествующий период. Результаты применения методики даны в [Чемеренко, 1992].

Многочисленные попытки улучшения традиционных методик долгосрочного прогноза талого стока, основанных на регрессионных соотношениях (например, использование более эффективных методов многомерного статистического анализа или прогностической метеорологической информации) не дали сколько-нибудь заметного роста точности прогноза за десятилетия применения подобных методик в разных странах. Например, Pagano et al. [2004] показал, что качество долгосрочных гидрологических прогнозов для запада США не улучшалось с 1960-х гг. Более того, точность прогнозов может ухудшаться из-за климатических изменений и изменений на поверхности водосбора, произошедших за период после построения регрессионной зависимости. Вместе с тем требования водопользователей к качеству прогноза постоянно растут. Как отмечают Shafer и Huddleston [1984], возможности уточнения регрессионных прогностических методик связаны с использованием продолжительных однородных рядов наблюдений, позволяющих подобрать более устойчивую регрессионную зависимость стока от его факторов. Однако изменения методик наблюдения за гидрологическими характеристиками, модернизация сети наблюдений, а также существующие климатические изменения, нарушают однородность рядов наблюденных характеристик стока и его факторов и ограничивают указанные возможности. Кроме того, данные, полученные с помощью современных технологий измерений (например, спутниковой съемки) не могут быть использованы в регрессионных зависимостях, построенных ранее по данным стандартных наземных наблюдений.

Перечисленные причины, а также рост вычислительных ресурсов, обусловили развитие альтернативного подхода к долгосрочному прогнозированию, связанного с использованием гидрологических моделей формирования стока. Данный подход, благодаря физической обоснованности моделей, позволяет преодолевать вышеупомянутые ограничения регрессионных методик. Кроме того, применение гидрологических моделей позволяет получить прогноз не только объема стока, но и других характеристик водного режима, что дает дополнительную информацию водопользователям и создает возможности для повышения экономической эффективности использования прогнозов стока.

По-видимому, первые попытки использования гидрологических моделей для долгосрочного прогноза весеннего половодья относятся к началу 1970-х годов, когда для этих целей была применена концептуальная гидрологическая модель NWSRFS, разработанная Национальной Службой Погоды США. Модель описывает накопление и таяние снега, потери талого стока на инфильтрацию, склоновую и русловую трансформацию волны половодья. В середине 1980х гг. в модель был добавлен блок, рассчитывающий формирование стока на промерзшей почве. Другие попытки применения концептуальных гидрологических моделей для долгосрочных прогно-

зов речного стока были предприняты в те годы в работах [Pearson, 1974; Lettenmaier&Waddle, 1978].

В нашей стране гидрологические модели, описывающие процессы снеготаяния, потери стока на впитывание в мерзлую почву, стекание талых вод по водосбору, начали использоваться в оперативной практике для краткосрочных (заблаговременностью 5-7 суток) прогнозов гидрографа весеннего половодья с начала 1970-х годов. В частности, схемы прогнозов незарегулированного бокового притока воды в водохранилища верхней и средней Волги разработаны на основе модели Гидрометцентра СССР (см., например, [Бельчиков, Корень, 1979]). С 1990-х годов накапливается опыт оперативного использования моделей формирования стока для долгосрочного прогноза половодья. Так, модель, разработанная Д.А. Бураковым [Бураков, 1978] начала применяться для прогноза гидрографа бокового притока воды в водохранилища Ангаро-Енисейского каскада [Бураков и др., 1991; Бураков и др., 2003]. Прогноз на 2 квартал гидрографа бокового притока воды в Саяно-Шушенское водохранилище, например, выпускается в конце марта, при этом для задания начальных условий используются данные снегомерных съемок на 20 марта и показатель осеннего увлажнения бассейна. Суточный ход температуры и осадков задается по данным наблюдений года-аналога, который выбирается с привлечением долгосрочных прогнозов погоды и текущей погодной ситуации.

С начала 2000-х годов Министерство природных ресурсов России инициировало работы по внедрению информационной технологии, объединяющей программный комплекс моделирования формирования речного стока ECOMAG и программный комплекс математического моделирования функционирования водохозяйственных систем с каскадами водохранилищ (VOLPOW) для управления водохранилищами Волжско-Камского каскада. В дальнейшем указанная технология была распространена на другие крупнейшие каскады водохранилищ РФ. Расчеты по модели ECOMAG проводятся по оперативным метеорологическим данным (метеосводкам), в непрерывном режиме поступающим по каналам связи из Росгидромета. Поля метеоданных на территорию бассейна являются входом в модель. Например, на территорию бассейна Волги задействовано около 350 оперативных метеостанций. Модель в непрерывном режиме рассчитывает поля снежного покрова, увлажнения и промерзания почвы, снеготаяния, речного стока в русловой сети и, в конечном итоге, боковой приточности к водохранилищам. Гидрографы притока воды к водохранилищам за предшествующие периоды, а также поля снежного покрова по данным снегосъемок, поля влажности и глубины промерзания почвы по данным измерений на агрометеорологических станциях могут использоваться в модели для калибровки ее параметров и проверки точности модели. Результаты расчетов контролируются по данным из оперативной гидрологической базы, информация в которую поступает по каналам

связи раз в сутки из Росгидромета. Кроме того, для контроля результатов расчетов привлекается информация из оперативной базы Системного оператора ЕЭС по притоку воды в Волжско-Камские водохранилища. С течением времени результаты расчетов периодически (в период половодья раз в пять дней) уточняются.

В работах [Кучмент, Гельфан, 2007; Кучмент, Гельфан, 2009] впервые сделана попытка применения детальных физико-математических моделей формирования стока с распределенными параметрами для долгосрочного прогноза объема и максимального расхода весеннего половодья рек лесостепной (реки Сейм и Сосна) и лесной (р. Вятка) зон России. Модели основаны на конечноэлементной схематизации водосборной площади и включают описание процессов испарения формирования снежного покрова и снеготаяния, промерзания и оттаивания почвогрунтов, формирование потерь талого и дождевого стока на впитывание в почву и поверхностное задерживание, вертикального влагопереноса в почве, движения воды по речным склонам и речной сети. Большинство параметров, использовавшихся в моделях, задаются по данным измерений характеристик водосбора (почв, растительности, рельефа). Часть параметров определяется путем калибровки моделей по наблюдениям за стоком.

Полученные результаты проверочных прогнозов по физико-математическим моделям были сопоставлены с прогнозами объема стока по традиционной методике, принятой в оперативной практике Росгидромета. Для рек Сейм и Сосна, например, точность проверочных прогноза по традиционной методике оказалась, в среднем, той же, что по модели. Однако для половодий, условия формирования которых отличались от средних и для которых правильный прогноз особенно важен, погрешности прогноза по традиционной методике заметно превышают погрешности прогноза по модели. Это можно объяснить тем, что предикторы, входящие в физико-статистические зависимости не учитывают такие факторы формирования половодья, как зимние оттепели и накопление влаги в верхних горизонтах почвы в процессе промерзания. Так, объем выдающегося половодья 1970 г., наиболее высокого за имеющийся период наблюдений на обеих реках, оказался сильно заниженным по сравнению с прогнозом по модели, что было вызвано зимними оттепелями, которые, наряду с вертикальной миграцией влаги к фронту промерзания, привели к значительному увлажнению верхнего слоя почвы. Рассчитанная предвесенняя влажность верхнего 20-30 см слоя почвы оказалась довольно высокой (больше наименьшей влагоемкости), что, в условиях хорошо промерзшей почвы, способствовало снижению потерь стока во время снеготаяния. В то же время, средняя влажность почвы в метровом слое, задаваемая в качестве предиктора прогностической зависимости, существенно меньше, что и привело к завышению рассчитанных потерь. Отметим, что точность физико-статистических зависимостей может быть повышена, если показатели состояния водосбора рас-

считывать с помощью физико-математических моделей формирования стока [Shafer and Huddlestone, 1984].

1.1.2 Детерминистические методы долгосрочного прогноза характеристик летней межени

Месячное и сезонное прогнозирование элементов речного стока в период летней межени на реках России представляет научный и практический интерес в связи с регулярно повторяющимися рисками возникновения маловодий, имеющих большие экологические, экономические и социальные последствия. Помимо прямых ущербов для хозяйства, в условиях маловодья возникают экстремальные антропогенные нагрузки на природные системы, что в дальнейшем может приводить к их деградации.

Очевидно, что маловодья зависят от количества атмосферных осадков и могут возникать в любых климатических зонах, при этом различаются только причины их возникновения. Они могут быть связаны как непосредственно с отсутствием осадков в летний период, так и с истощением запасов внутрипочвенной влаги и русловых запасов. Сходным по значению термину «маловодье» в зарубежной литературе является термин «гидрологическая засуха» (hydrological drought), под которым понимается период уменьшения поступления воды в реки и водоемы и понижение их уровня, уменьшение запасов грунтовых вод, что приводит к затруднениям в удовлетворении потребности в воде [«Методы оценки…», 2012]. Интересно отметить в этой связи, что Гидрологический словарь [Чеботарев, 1978] содержит определение межени как периода годового цикла, «в течение которого наблюдается низкая водность, возникающая вследствие резкого уменьшения притока воды с водосборной площади», но не содержит определений «маловодье» или «засуха».

Маловодья наносят значительный ущерб сельскому и другим отраслям хозяйства [Moreira et al., 2008] и, в отличие от наводнений, затрагивающих угодья вдоль русел рек, засухи могут охватывать значительно бóльшие по площади территории.

Активное изучение маловодий в России началось в начале XX века [Селянинов, 1928], и было направлено, в основном, на исследование причин формирования засух и их влияния на урожайность. Начиная с середины XX века, с развитием методов гидрологических прогнозов, появились разработки, направленные на прогнозирование меженного стока равнинных и горных рек.

Элементами водного режима крупных рек, которые представляют наибольший практический интерес при составлении долгосрочного прогноза речного стока в период летней межени, являются [Руководство, 1989]:

— объем стока за весь период межени и более короткие календарные отрезки времени (квартал, месяц);

— средние и минимальные месячные уровни воды.

Наиболее трудным при анализе режима меженного стока является вопрос определения сроков начала периода летней межени. Так, в отечественной оперативной практике принято считать началом меженного периода время, когда через замыкающий створ речного бассейна проходят последние порции поверхностного стока половодья или, иначе, момент, когда завершается сток руслового запаса воды, обусловленного притоком поверхностных вод в речную систему, и начинается сработка грунтовых вод в пределах бассейна [Руководство..., 1989].

Методической основой составления долгосрочных прогнозов речного стока в период межени в отечественной гидрологической практике является учет общих закономерностей формирования речного стока и задания начальных условий для прогноза, которые сложились после прохождения половодья. Прогнозы базируются на двух подходах [Руководство..., 1989].:

— использование приближенного уравнения истощения речного стока;

— использование корреляционных зависимостей различного вида с учетом закономерностей формирования стока и дополнительного дождевого питания.

Уравнение истощения представляет собой экспоненциальную зависимость вида

$$Q(t) = (Q_0 - q)e^{-\alpha t} + q \qquad (1.7)$$

где Q_0 и q – соответственно начальный и минимальный расходы воды в реке, обусловленные сработкой глубоких горизонтов подземных вод (базисный сток), м^3/с; t – время в сутках, отсчитываемое от того момента времени t_0, на который берется начальный расход воды; α – константа, характеризующая интенсивность истощения сезонного запаса подземных вод.

Уравнение (1.7) позволяет по начальному состоянию речной системы (расходу воды в створе измерений) определить ожидаемые значения суммарного стока за период межени и его распределения по временным интервалам (кварталам и месяцам). Этот подход успешно применим в условиях, когда вклад дождевых осадков не оказывает существенного влияния на формирование речного стока за период заблаговременности прогноза. При этом в речных бассейнах с до-

статочным и избыточным увлажнением, где велики роль осадков и их межгодовая изменчивость, надежность прогнозов с использованием уравнения истощения снижается.

Для прогнозирования стока за квартал и месяц в качестве предиктора, как правило, используется средний расход воды за предшествующий месяц, строятся линейные регрессионные зависимости вида

$$Q_{n+1} = aQ_n + b \tag{1.8}$$

и определяются их параметры [Руководство..., 1989].

В бассейнах крупных рек с относительно большим вкладом дождевой составляющей в формирование меженного стока использование для прогноза эмпирических связей вида $Q_{n+1} = f(Q_n)$ может приводить к большим ошибкам. В этом случае используются методы прогноза с учетом гарантированной составляющей месячного или квартального стока и вклада атмосферных осадков. В общем виде прогнозная зависимость при применении данного подхода выражается двучленным уравнением вида

$$Q_{t-t_0} = Q_{гар} + N_{Q_д} \tag{1.9}$$

где Q_{t-t_0} – средний расход за месяц или квартал, м^3/с; $Q_{гар}$ –гарантированный минимальный месячный или квартальный сток, м^3/с, рассчитанный по уравнению истощения;, $N_{Q_д}$ - дождевая или тало-дождевая составляющая стока, мм.

Трудность прогнозирования средних месячных и квартальных расходов воды и объемов стока за период заблаговременности прогноза в зонах достаточного и избыточного увлажнения – непосредственный учет дождевой или тало-дождевой составляющей, - связана с неопределенностью учета влияния осадков, выпадающих за этот период. Ввиду отсутствия долгосрочных прогнозов осадков, дождевую составляющую принимают равной, как правило, среднемноголетнему значению осадков за период заблаговременности [Руководство..., 1989].

При этом при составлении методики прогнозов месячных расходов воды с учетом осадков устанавливают продолжительность стокообразующего периода для данного замыкающего створа речного бассейна, что производится тщательным анализом времени добегания воды в русловой сети путем совместного рассмотрения графика хода выпадения осадков во времени и гидрографов стока в различных частях бассейна [Бефани, Калинин, 1965]. Вычисление слоя осадков x за стокообразующий период при этом производится по следующей формуле

$$x = \varphi_1 x_1 + \varphi_2 x_2 + \varphi_3 x_{13}, \quad (1.10)$$

где $\varphi_1 \varphi_2 \varphi_3$ – доли площадей бассейна в порядке увеличения времени добегания до замыкающего створа; $x_1 x_2 x_3$ – средние значения суммарного слоя осадков для соответствующих площадей за периоды времени, предшествующие дате выпуска прогноза. В данном случае следует отметить, что качество данного вида прогноза преимущественно зависит от качества прогнозирования количества осадков за период заблаговременности, которое в районах с избыточным увлажнением зачастую является неудовлетворительным [Руководство..., 1989].

Изложенные принципы прогнозирования элементов речного стока в период летней межени составляют основу современной отечественной и зарубежной оперативной практики. Вместе с тем, за последние 30 – 40 лет с увеличением количества собираемой информации о гидрометеорологических величинах, внедрением новых методов ее получения и развития методов обработки первичных данных, а также вследствие развития численных моделей атмосферных и гидрологических процессов разрабатываются новые подходы в прогнозировании поведения гидрологических систем в различных (в том числе изменяющихся) условиях.

В настоящее время четко выделяются два основных направления развития прогнозирования маловодий [Fundel at al., 2013]. В рамках первого из них оценка возможного возникновения маловодья строится по данным наблюдений за метеорологическими предикторами и состоянием водосбора в предшествующий маловодью период. Основами для составления таких оценок могут служить регрессионные зависимости [Morreira et al., 2008; Cebrian and Abaurrea, 2011; van Ogtrop et al., 2011], модели временных рядов [Lohani and Loganathan, 1997; Mishra and Desai, 2005] и модели нейронных сетей [Kim and Valdes, 2003;].

В работе [Morreira et al., 2008] показана возможность оценки возникновения маловодья с заблаговременностью 2 месяца на основании модели лог-линейной регрессии, в которой моделируются вероятности перехода от влажного к засушливому состоянию на водосборе в течение двух месяцев с момента выпуска прогноза.

В исследовании [Cebrian and Abaurrea, 2011] продолжительность периодов с суммой осадков ниже 90%-ного квантиля обеспеченности описывается функцией интенсивности отказов

$$h(t) = P(T = t | T \geq t) \quad (1.11)$$

где значение функции показывает, окончился ли такой засушливый период или нет. Моделирование значений вероятности окончания засушливого периода производится с помощью модели нелинейной регрессии. В качестве предикторов выступают такие характеристики, определяемые на каждом расчетном шаге, как суммарный дефицит влаги с момента начала засушливого периода, интенсивность засухи (разница между текущей суммой осадков и пороговым значением), продолжительность периода засухи и др. Модель показала удовлетворительные результаты прогноза окончания засушливых периодов в Испании.

В работе [van Ogtrop, 2011] разработаны регрессионные зависимости для долгосрочного (6 и 12 месяцев) прогноза параметров распределения вероятности (среднего значения и стандартного отклонения) стока пересыхающих рек Центральной Австралии от индексов атмосферной циркуляции, рассчитываемых по данным текущих наблюдений.

Второе направление развития методов долгосрочного прогнозирования маловодий подразумевает использование региональных гидрологических моделей или моделей взаимодействия поверхности суши с атмосферой для предвычисления гидрологических характеристик (речного стока и влажности почвы) на период от одного до нескольких месяцев (см., например, [Wood, 2002; Luo and Wood, 2007; Cloke and Pappenberger, 2009]). При этом широкое распространение получил ансамблевый подход, направленный не только на получение прогноза характеристик стока, но и дающий возможность оценить вероятность ошибок такого прогноза. Более подробно алгоритмы ансамблевых прогнозов будут рассмотрены в следующем разделе.

В некоторых работах отмечаются перспективы в прогнозировании маловодий, вследствие значительной инерционности обусловливающих процессов (в частности, разгрузке подземных емкостей), что проявляется в более существенном влиянии начальных условий на общее качество прогноза по сравнению с прогнозированием максимального дождевого стока [Zappa et al., 2011].

Многолетний опыт составления гидрологических прогнозов стока в период маловодья был обобщен в «Инструкции по оценке и прогнозировании меженного стока», выпущенной Всемирной метеорологической организацией в 2008 году [*Manual…, 2008*]. В ней, в частности, выделяются основные предикторы для составления гидрологического прогноза маловодья в зависимости от его заблаговременности, а также рекомендованные методы прогнозирования (Рисунок 1.1).

Следует отметить, что в данной в данной «Инструкции…» не упомянуты физически обоснованные модели формирования речного стока, которые, тем не менее, являются инстру-

ментом создания прогнозов на любой период заблаговременности, поскольку предоставляют для анализа ряд смоделированных ежедневных расходов воды по которому могут быть определены любые характеристики маловодья [Smakhtin 2001]. Несмотря на то, что такие модели хорошо изучены и широко используются, их приложение для оценки стока маловодий представляется недостаточно разработанным и встречается в литературе не так часто [Smakhtin 2001].

Рисунок 1.1 - Диаграмма предикторов и границ применимости методов при составлении гидрологических прогнозов маловодий [Manual…, 2008]

Методы получения долгосрочных прогнозов на период летней межени, разработанные в России во второй половине XX века, ориентированы на оценку значений расходов воды или объемов притока в водохранилище за период заблаговременности. При этом отсутствует идентификация прогнозируемого периода в качестве маловодья. Потребители прогноза, в конечном счете, самостоятельно оценивают возможные ограничения, которые могут возникнуть за период заблаговременности прогноза.

Существенным отличием прогнозирования меженного стока и условий пониженной водности (low-flow conditions), принятых в практике в странах, где засухи наносят большой ущерб хозяйству (например, в Австралии и США), зачастую является ориентированность на заблаговременное выявление возможных неблагоприятных явлений. Так, существует целое семейство

гидрометеорологических индексов, направленных на выявление будущего состояния рассматриваемой природной системы (как правило, в масштабе отдельно взятого речного бассейна или региона), именуемое «индексами засушливости» (drought indices; [Heim, 2002, WMO Drought Assessment, 2005]).

Как правило, индексы засушливости служат мерой отклонения текущих значений количества осадков, увлажненности почвы или расходов воды от их среднего значения на выбранном временном интервале [«Методы оценки …», 2012]. С начала XX века было предложено более десяти подобных индексов, различающихся по виду выявляемого маловодья, используемой входной информации, заблаговременности определения и учету вероятностных свойств предсказываемого явления. По виду определяемых засух индексы подразделяются на:

— метеорологические (направленные на выявление периодов со снижением или отсутствием осадков),
— агрогидрологические (выявляющие периоды недостаточной увлажненности почвы),
— гидрологические (выявляющие периоды пониженного речного стока).

Среди разработанных и используемых при мониторинге маловодий и засух гидрологических и агрогидрологических индексов можно выделить несколько основных. Так, наиболее простые в использовании показатели это вероятности отклонения от нормы или попадания в заданный интервал, рассчитываемые для определенного периода времени, а также более сложные индексы, такие как гидрологический индекс засухи Палмера [PHDI, Palmer, 1965], стандартизированный индекс осадков [SPI, McKee et al.,1993], индекс дефицита речного стока [SDI, Nalbantis, Tsakiris, 2008], индекс запаса поверхностных вод [SWSI, Shafer and Dezman, 1982] и ирригационный индекс засухи [RDI, Weghorst, 1996].

Индекс дефицита речного стока (Streamflow Drought Index, SDI) представляет собой нормализованное значение объема речного стока за характерные кварталы гидрологического года:

$$SDI_{i,k} = \frac{W_{i,k} - \bar{W}_k}{\sigma_k}, \text{ i = 1, 2, 3, …, k = 1, 2, 3, 4} \qquad (1.12)$$

где $\bar{W}_K$ и σ_k – средний объем стока и его среднеквадратичное отклонение за k-й период, $W_{i,k}$ - объем стока соответствующего периода за i-й год. Периоды года могут быть выделены произвольно; например в исследовании притока воды в водохранилища в Греции [Nalbantis,

2008] за начало гидрологического года был принят октябрь, а кварталы определялись как октябрь – декабрь (1), октябрь – март (2), октябрь – июнь (3) и октябрь – сентябрь (4). Отрицательные значения индекса SDI показывают суровость маловодья за каждый период (см. табл. 1.1).

Таблица 1.1 - Значения индекса SDI

Значение SDI	**Описание**
$SDI \geq 0$	Отсутствие маловодья
$-1.0 \leq SDI < 0.0$	Среднее маловодье
$-1.5 \leq SDI < -1.0$	Низкое маловодье
$-2.0 \leq SDI < -1.5$	Опасное маловодье
$SDI < -2.0$	Экстраординарное маловодье

В исследовании [Nalbantis, 2008] показана возможность моделирования дискретных последовательностей значений индекса SDI с помощью модели простой Марковской цепи I порядка для прогнозирования будущих состояний речной системы в зависимости от текущего значения индекса.

Индекс запаса поверхностных вод (Surface Water Supply Index, SWSI; [Shafer and Dezman, 1982]), используется для оценки запаса воды в снежном покрове, речных руслах, почве и искусственных водоемах (водохранилищах) в пределах рассматриваемого речного бассейна и также, как и индекс Палмера PSDI, представляет собой нормализованное суммарное значение доступных водных ресурсов. Значения индекса SWSI изменяются в пределах от -4.2 до +4.2, нулевое значение характеризует баланс между источниками поступления воды и речным стоком. Поскольку индекс является нормализованным, это дает возможность проводить сопоставление между речными бассейнами.

Предложенный Мелиоративным бюро США ирригационный индекс засухи (RDI, [Weghorst, 1996]) не только учитывает приходные составляющие водного баланса на оперативной основе для рассматриваемого створа измерений, но также и продолжительность маловодья. При создании этого индекса ставилась задача оперативного прогноза начала маловодья, его продолжительности и глубины с целью перераспределения водных ресурсов в пределах водохозяйственной системы и смягчения ущерба от маловодья.

Возможности прогнозирования масштаба гидрологических засух, выраженного некоторыми из приведенных выше показателей, будут показаны в главе 4.

1.2 Ансамблевые методы долгосрочных прогнозов характеристик сезонного стока

Детерминистический (однозначный) прогноз позволяет определять лишь наиболее вероятное значение прогнозируемой величины, игнорируя информацию о менее вероятных значе-

ниях. Однако при управлении водными ресурсами эта информация и оценка ее надежности могут иметь критическое значение для выбора оптимальных решений потребителями прогнозов. Особое значение имеет предсказание вероятности редких явлений. С этой точки зрения, при разработке методов гидрологических прогнозов желательно обеспечить успешность прогнозирования не только моды, но и различных квантилей прогнозируемых величин. Представление гидрологических прогнозов в виде ансамблей прогнозируемых величин и их вероятностных распределений при соответствующем выборе критериев качества прогнозов позволяет решать эту задачу путем привлечения дополнительной информации об источниках неопределенности. Показано, что использование ансамблевых прогнозов позволяет разработать более гибкий режим управления водноресурсными системами, так как дает возможность оценить степень риска при вероятных ошибках прогноза [Georgakakos and Sperfslage, 1995; Krzysztofowicz, 2002], а также обеспечивает большую экономическую эффективность управления, чем детерминистические прогнозы [Boucher et al., 2011].

Существенный источник неопределенности долгосрочного прогноза речного стока, вносящий зачастую наибольший вклад в дисперсию погрешностей прогноза, – изменчивость метеорологических условий за период его заблаговременности. Методика ансамблевых прогнозов, учитывающая этот источник неопределенности, разработана и применяется в Системе прогнозов речного стока Национальной службы погоды США (НСП) для долгосрочных (заблаговременностью от нескольких недель до нескольких месяцев) прогнозов сезонного стока рек. Эта методика предложена в работе [Day, 1985], в которой показано, что уточнение существующих детерминистических методик не дает существенного улучшения точности долгосрочного прогноза для рек США, однако, такое уточнение может быть достигнуто при учете дополнительной информации о неопределенности задания метеорологических условий за период заблаговременности. Указанная методика была реализована НСП в виде прогностической системы ESP (Ensemble Streamflow Prediction). Система ESP включает в себя динамическую модель формирования стока и ансамбль возможных будущих метеорологических условий (осадков и температуры) за период заблаговременности прогноза, которые используются для расчета в динамической модели. При этом наблюденные в прошлом сценарии метеорологических условий за период заблаговременности прогноза задаются как возможные будущие метеорологические условия. Начальные условия в прогностической системе ESP задаются исходя из текущего состояния водосбора, которое характеризуется запасом воды в снеге, влажностью почвы и другими показателями на дату выпуска прогноза. Эти характеристики определяются либо по данным наблюдений, либо путем гидрологического моделирования за предшествующий дате выпуска прогноза период. Процесс формирования стока и гидрограф рассчитывается в модели с исполь-

зованием наблюденных в прошлом метеорологических сценариев, каждый из которых позволяет рассчитать реализацию прогнозируемого стока. В результате прогностическая система ESP позволяет получить ансамбль равновероятных гидрографов стока, из которых могут быть получены прогнозы характеристик стока (объема стока, максимального расхода, продолжительности половодья и других), как в детерминистической, так и в вероятностной формах. Прогностическая система ESP позволяет пользователю выбирать метод преобразования полученного ансамбля в вероятностный прогноз, например, полученные прогнозируемые значения могут использоваться как для получения эмпирического распределения вероятностей, так и для подбора аналитической функции распределения вероятностей.

Внедрение описанной методики в оперативную практику США было стимулировано недостаточной точностью традиционных детерминистических прогнозов, что особенно проявилось при прогнозировании катастрофического по своим последствиям наводнения на реке Red River в период снеготаяния 1997 г. В конце 1990-х годов методика ансамблевых долгосрочных прогнозов стала применяться в отдельных Центрах прогнозов стока НСП США для прогнозов (заблаговременностью до полугода) характеристик сезонного стока. Например, в работах [Fread et al., 1999; Franz et al., 2003] для рек бассейнов Миссисипи и Колорадо с помощью концептуальных моделей формирования стока с сосредоточенными параметрами по имеющимся метеорологическим наблюдениям рассчитывались показатели состояния водосбора к моменту выпуска прогноза, и затем по ансамблям погод за период заблаговременности прогноза, наблюдавшихся в предыдущие годы, рассчитывались возможные ансамбли гидрографов стока и вероятностные распределения прогнозируемого объема стока. На примере рек этих бассейнов было показано, что вероятностный долгосрочный прогноз дает лучшие результаты по сравнению с детерминистическими способами прогноза стока весеннего половодья и летней межени.

В работе [Luo and Wood, 2007] аналогичный метод предложен для долгосрочного ансамблевого прогноза гидрологической засухи с использованием ансамбля возможных сценариев погоды на период заблаговременности, рассчитываемого с привлечением сезонных метеорологических прогнозов. Ансамбли сценариев погоды задавались в качестве входных данных в модель взаимодействия поверхности суши с атмосферой (использовалась получившая широкое распространение модель VIC [Liang et al., 1994]), по которой оценивалась вероятность возникновения агрометеорологической засухи в центральной части США.

В ИВП РАН проведены исследования возможностей повышения качества долгосрочных прогнозов весеннего стока с помощью физико-математических моделей формирования стока с распределенными параметрами, включающих описание динамики переноса тепла и влаги в

зимний и осенний период [Кучмент, Гельфан, 2007; Кучмент, Гельфан, 2009; Kuchment and Gelfan, 2007].

Эти исследования показали, что использование таких моделей существенно улучшает точность и надежность детерминистических расчетов весеннего стока по сравнению с расчетами на основе регрессионных связей. Неопределенность, которую вносит отсутствие метеорологических данных за период заблаговременности прогноза, была оценена или путем использования ансамблей погод, наблюдавшихся в предшествующие годы за период заблаговременности прогноза (как это делается в оперативной практике США), или случайных ансамблей погод, построенных с помощью генераторов погоды по этим наблюдениям. По ансамблям возможных погод с помощью моделей формирования стока рассчитывались ансамбли прогнозируемых гидрографов стока и по ним находились распределения вероятностей прогнозируемых объёмов талого стока и максимальных расходов. По мнению авторов указанных работ, применение физико-математических моделей формирования стока с распределенными параметрами создает возможность, помимо учета неопределенности в задании метеорологических условий за период заблаговременности прогноза, также оценивать неопределенность прогнозов, обусловленную различным пространственным распределением метеорологических величин и использованием разных предикторов и начальных условий. Преимущества применения физико-математических моделей формирования стока с распределенными параметрами для долгосрочных прогнозов характеристик весеннего половодья, а также использования идей ансамблевого прогнозирования для повышения эффективности этих прогнозов показаны авторами на примере рек Вятка, Сосна и Сейм [Кучмент, Гельфан, 2007; Кучмент, Гельфан, 2009; Kuchment and Gelfan, 2007].

Для верификации прогностической методики важно выбрать соответствующие показатели ее качества. Основным критерием эффективности детерминистических прогнозов служит отношение характеристик изменчивости ошибок прогноза и прогнозируемой величины, Чем меньше это отношение, тем большее количество информации о прогнозируемом явлении содержится в прогностической методике. И наоборот, по мере приближения изменчивости ошибок прогноза к природной изменчивости прогнозируемой величины методика становится неэффективной, т.е. дает не больше информации, чем использование климатической нормы этой величины в качестве прогноза.

Эффективность вероятностных гидрологических прогнозов может быть оценена с использованием критериев, разработанных для верификации вероятностных метеорологических прогнозов [Груза, Ранькова, 1983; Wilks, 1995]. С помощью этих критериев появляется возможность оценить и сравнить, например, точность прогнозов высокого и низкого стока, рассчитать

вероятность ошибочного прогноза низкого стока в многоводные годы и т.п. Результаты применения некоторых из таких критериев (диаграмм дискриминации и надежности) для оценки качества долгосрочных прогнозов весеннего половодья на р. Вятка описаны в работе [Кучмент, Гельфан, 2009].

Правильная интерпретация и практическое использование ансамблевых прогнозов требует специальной подготовки. Лица, принимающие решение на их основе, должны иметь достаточное представление об исходной информации, используемой модели и методах оценки неопределенности, об особенностях решаемой задачи. Вместе с тем, адекватный учет информации, содержащейся в ансамблевом прогнозе, создает возможность получить представление о риске принятия тех или иных управленческих решений – возможность, которая отсутствует при детерминистическом прогнозировании.

Методы верификации детерминистических и вероятностных прогнозов сезонного стока описаны в следующем разделе.

1.3 Методы верификации долгосрочных прогнозов сезонного стока, представленных в детерминистической и вероятностной формах

Несмотря на постоянное совершенствование прогностического аппарата, все методики прогнозирования речного стока являются приближенными и содержат те или иные виды ошибок, природу которых следует учитывать при оценке прогноза. Природа этих ошибок кроется, как правило, в трех основных источниках:

— ошибки измерения исходных и проверочных данных на наблюдательной сети;
— естественная изменчивость гидрометеорологических данных;
— несовершенство прогностических зависимостей и моделей процессов формирования стока.

Учет перечисленных ошибок, содержащихся в прогнозе, представляет ценность для потребителя прогноза, так как позволяет сформировать представление о границах его применимости и рисках, связанных с решениями, принимаемыми на его основании, а также для составителя прогноза, так как позволяет усовершенствовать методику прогнозирования.

1.3.1 Оценка качества детерминистического долгосрочного прогноза сезонного стока

В отечественной оперативной практике для оценки качества детерминистических гидрологических прогнозов принимается допущение (см., например, [Аполлов и др., 1974]), что прогнозируемая величина стока является нормально распределенной случайной величиной, со средним (наиболее вероятным значением), равным значению детерминистического прогноза, и стандартным отклонением, рассчитываемым по ряду проверочных прогнозов длиной *N,* как :

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} \delta_i^2}{N-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} \left(y_i - y'_i\right)^2}{N-1}} \qquad (1.13)$$

где y_i y'_i - i-е фактическое и прогнозируемое значения в ряду проверочных прогнозов; δ_i - ошибка i-го проверочного прогноза.

Вероятность того, что случайная переменная находится в заданном диапазоне ($\bar{y} \pm k_p\sigma$), рассчитывается путем интегрирования функции плотности нормального распределения и приведена в табл. 1.2. в зависимости от значения $k_p = \Delta/\sigma$, где k_p – отклонение переменной от нормы в долях стандартного отклонения σ фактических величин.

Таблица 1.2 - Характерные значения обеспеченности при нормальном распределении случайной переменной [Бефани, Калинин, 1965]

Отклонение от нормы в долях от среднего квадратичного $k_p = \Delta/\sigma$	0,015	0,125	0,260	0,355	0,525	0,674
Вероятность попадания в диапазон $p(\bar{y} \pm k_p\sigma)$	0,01	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50
Обеспеченность нижнего предела диапазона $p[x \geq (\bar{y} - k_p\sigma)]$	0,505	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75
Обеспеченность верхнего диапазона $p[x \geq (\bar{y} + k_p\sigma)]$	0,495	0,45	0,40	0,35	0,30	0,25

Для оценки допустимой ошибки прогноза при наличии достаточно длительного ряда наблюдений за исходной величиной принимается величина допустимой погрешности прогноза, рассчитываемая как

$$\delta_{доп} = 0,674\sigma, \tag{1.14}$$

На основании критериев допустимой ошибки строится представление о надежности методики прогноза, т.е. в какой доли случаев методика будет давать ошибочные значения (при которых ошибка i-го прогноза δ_i будет больше допустимой $\delta_{доп.}$).

Имеющиеся ряды наблюдений за стоком, использующиеся для составления проверочных прогнозов, обычно недостаточно продолжительны для определения параметров статистических распределений ошибок. Кроме того, при детерминистическом подходе в качестве наиболее вероятного стока принимается величина стока, рассчитанная при среднемноголетних значениях факторов половодья, неизвестных на период заблаговременности (например, количество осадков за период снеготаяния). Поскольку зависимость стока от этих факторов нелинейна, ошибка определения наиболее вероятного стока в ряде случаев может быть существенной. Не всегда оправданным представляется также предположение о независимости среднеквадратического отклонения погрешностей прогноза от прогнозируемой величины. Так, в монографии [Кучмент, Гельфан, 1993] найдены аналитические выражения для среднего значения и дисперсии объема талого стока рек лесостепной зоны, прогнозируемого с помощью физико-статистической зависимости [Аполлов и др., 1974]. Эти выражения учитывают 2 источника неопределенности прогноза: случайный характер погрешностей физико-статистической зависимости, а также слоя осадков за период заблаговременности прогноза. Показано, что из-за нелинейности физико-статистической зависимости, среднее значение прогнозируемого объема стока отличается от величины, рассчитанной по этой зависимости при задании климатического среднего слоя осадков за период заблаговременности, а дисперсия объема стока зависит от начальных условий и не может считаться постоянной.

Распространенной мерой точности детерминистического прогноза являются показатели средней систематической ошибки ME (Mean Error) и средней абсолютной ошибки MAE (Mean Absolute Error):

$$ME = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(y_i' - y_i) \tag{1.15}$$

$$MAE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|y_i' - y_i\right| \tag{1.16}$$

где y – наблюденное значение переменной, y' – прогнозируемое значение, N – количество проверочных прогнозов.

Показатель систематической ошибки *ME* используется для выявления наличия у используемой методики прогноза тренда к завышению или занижению. Показатель, очевидно, может принимать любые значения на интервале $(-\infty, +\infty)$, при этом идеальным значением 0. Следует учитывать, что разнонаправленные отклонения проверочного прогноза от фактических значений могут компенсировать друг друга, также приводя к значениям показателя, близким или равным 0.

Для выявления средней абсолютной ошибки используется показатель MAE, который может принимать значения на интервале $[0, +\infty)$, при этом идеальным значением также является 0.

В отечественной оперативной практике критерием эффективности прогноза служит отношение $\frac{S}{\sigma}$ стандартной погрешности прогноза *S*, вычисляемой по формуле (1.13) к естественной изменчивости фактической величины σ, показывающее какое преимущество может дать используемый метод по сравнению с использованием в качестве прогноза средней многолетней величины (нормы). В работе [Кучмент, Гельфан, 1993] показано, что при нормальном распределении фактических и прогнозируемых величин логарифм отношения $\frac{S}{\sigma}$ равен уменьшению природной энтропии прогнозируемой величины, т.е. количеству дополнительной информации, которое дает прогностическая методика по сравнению с информацией, получаемой с помощью прогноза без использования этой методики (по норме).

Отношение $\frac{S}{\sigma}$ связано в случае линейной регрессии со значением коэффициента корреляции r между фактическими и прогнозируемыми величинами следующим соотношением:

$$r = \sqrt{1 - \frac{S^2}{\sigma^2}}, \qquad (1.17)$$

Коэффициент корреляции в случае, если среднеквадратическая ошибка прогноза равна среднеквадратическому отклонению прогнозируемой величины $S = \sigma$, равен 0, что характеризует метод прогноза как неэффективный. Согласно [Аполлов и др., 1974], при количестве членов ряда проверочного прогноза n ≥25, удовлетворительным считается метод, обеспеченность вероятной погрешности которого хотя бы на 10% превышает обеспеченность вероятного отклонения от нормы, т.е. 60%, чему соответствует значение $\frac{S}{\sigma}$=0,80 и r = 0,60. Хорошим признается метод, при обеспеченности вероятной погрешности более 82%, $\frac{S}{\sigma}$< 0,50 и r > 0,87.

Количественные прогнозы гидрологических величин могут формулироваться по отношению к определенной категории, когда прогнозируется не сама величина, а то, попадет ли прогнозируемая величина в заданную категорию (категория «да» или «1») или нет (категория «нет» или «0»). Например, если для гидрологического поста известен уровень, при котором начинается затопление окружающей территории, количественный прогноз уровня воды в сантиметрах над «0» гидропоста можно качественно интерпретировать как затопление («да») или его отсутствие («нет»). В этом случае можно говорить о категорийных прогнозах. В самом простом случае – когда категорий всего две («да» и «нет») – такие прогнозы называются дихотомическими или бинарными. Для подобного рода дихотомических прогнозов в качестве метода оценки качества используются характеристики, которые удобно рассчитывать с помощью таблиц сопряженности (табл. 1.3):

Таблица 1.3 - Пример таблицы сопряженности для дихотомического прогноза

		Наблюдения		
		Да	Нет	Итого
Прогноз	Да	a	b	$a+b$
	Нет	c	d	$c+d$
	Итого	$a+c$	$b+d$	$a+b+c+d=N$

В табл. 1.3 в столбцах располагаются данные наблюдений, в строках – данные прогноза. Ячейка a показывает количество оправдавшихся прогнозов («попаданий») какого-либо явления (например, наводнения), ячейка b – количество неоправдавшихся прогнозов, также называемое «ложным срабатыванием» (наводнение прогнозировалось, но не произошло), ячейка c – количество неудачных прогнозов или «промахов» (наводнение не было спрогнозировано, но произошло), ячейка d – количество «правильных отбраковок» (наводнение не прогнозировалось, и не произошло).

Ячейки $a+c$ и $b+d$ показывают общее количество наблюдавшихся наводнений и их отсутствия; ячейки $a+b$ и $c+d$ – количество спрогнозированных наводнений и их отсутствия. Ячейка N показывает общее количество членов проверочного ряда. Можно отметить, что вероятность возникновения события и обратная ей вероятность его отсутствия выражаются как

$$p(o) = \frac{(a+c)}{N} \tag{1.18}$$

$$p(\bar{o}) = 1 - p(o) \tag{1.19}$$

С помощью таблицы сопряжения могут быть оценены следующие характеристики используемой прогнозной методики.

Систематическая ошибка прогноза (*Bias*) оценивается отношением

$$B = \frac{a+b}{a+c}, \tag{1.20}$$

показывающим, отличается ли количество спрогнозированных событий от количества реально наблюдавшихся. В случае идеально работающей прогностической системы, это отношение равно единице; если методика недооценивает количество событий, то оно меньше единицы, если прогнозирует событие слишком часто – больше единицы.

Вероятность обнаружения события *POD* (Probability Of Detection) показывает долю оправдавшихся прогнозов из числа всех сделанных:

$$POD = \frac{a}{a+c} = p(f \mid o) \tag{1.21}$$

и позволяет оценить условную вероятность возникновения оправдавшегося прогноза наводнения [Stephenson, 2000]. Характеристика *POD* принимает значения от 0 (худший показатель) до 1 (лучший показатель).

Доля ложных срабатываний *FAR* (False Alarm Rate) показывает, какое количество прогнозов не оправдалось:

$$FAR = \frac{b}{b+d} = p(f \mid \bar{o}) \tag{1.22}$$

и позволяет оценить условную вероятность возникновения удачного прогноза отсутствия наводнения. *FAR* принимает значения от 0 (лучший показатель) до 1 (худший показатель).

Пользуясь терминами статистической проверки гипотез, можно сказать, что характеристика POD показывает вероятность возникновения ошибки I рода, т.е. ложного срабатывания, а обратная ей характеристика FAR показывает вероятность ошибки II рода, т.е. отсутствие прогноза.

Доля оправдавшихся прогнозов PC (Proportion Correct), рассчитываемая из таблицы сопряженности как отношение оправдавшихся прогнозов наличия и отсутствия прогнозируемого явления:

$$PC = \frac{a+d}{N} \tag{1.23}$$

схожа с характеристикой POD, но учитывает попадание прогноза в обе категории. При использовании этой характеристики следует учитывать, что она может быть искусственно завышена для явлений редкой повторяемости при наличии большого числа прогнозов отсутствия этих явлений.

Индекс Гилберта *CSI* (Critical Success Index), также называемый критическим индексом оправдываемости или оценкой угрозы (Threat Score), показывает долю прогнозов наводнений от общего числа событий, прогнозировавшихся или наблюденных:

$$CSI = \frac{a}{a+b+c} \tag{1.24}$$

Индекс Гилберта изменяется от наихудшего показателя 0 до наилучшего 1. Значение индекса Гилберта увеличивается при росте количества оправдавшихся прогнозов, и уменьшается при росте количества неоправдавшихся прогнозов и ложных срабатываний [Shaefer, 1990]. Индекс Гилберта является достаточно часто используемой характеристикой, так как в отличие POD и FAR учитывает и ложно предсказанные и неоправдавшиеся прогнозы. Тем не менее, для явлений редкой повторяемости значения CSI могут быть несколько занижены. Для более сбалансированной оценки был введен индекс, называемый равновесной оценкой угрозы (Equitable Threat Score), рассчитываемый как

$$ETS = \frac{a - a_r}{a+b+c-a_r}, \text{ где } a_r = \frac{(a+b)(a+c)}{N} \tag{1.25}$$

Член a_r представляет собой количество прогнозов получаемых методом чисто случайного выбора - «наугад». Значения ETS изменяются от -1/3 до 1, но минимальное значение зависит от оценки математического ожидания предсказываемой величины. Если значение ETS меньше 0, это означает, что случайный прогноз предсказывает рассматриваемую величину лучше, чем это делает оцениваемая методика.

Для оценки рассматриваемой методики прогноза относительно некоторого случайного прогноза также используется показатель Хайдке (Heidke skill score, HSS, [Heidke, 1926; Stephenson, 2000]):

$$HSS = \frac{2(ad-bc)}{(a+c)(c+d)+(a+b)(b+d)}. \tag{1.26}$$

В показателе Хайдке в качестве относительной меры используется случайный прогноз, являющийся статистически независимым от значений измеренной величины. Как можно видеть из таблицы сопряженности, безусловная вероятность правильного прогноза рассматриваемого явления равна *(a+b)/n*, а безусловная вероятность возникновения прогнозируемого явления равна *(a+c)/n*. Таким образом, вероятности случайного верного прогноза явления и случайного верного прогноза отсутствия явления равны, соответственно:

$$P_1 = [(a+b)/n][(a+c)/n]$$

$$P_0 = [(b+d)/n][(c+d)/n]. \tag{1.27}$$

Относительного этих значений, показатель Хайдке рассчитывается как

$$HSS = \frac{\left\{\frac{(a+d)}{n} - \frac{\left[(a+b)(a+c)+(b+d)(c+d)\right]}{n^2}\right\}}{\left\{1 - \frac{\left[(a+b)(a+c) + (b+d)(c+d)\right]}{n^2}\right\}}, \qquad (1.28)$$

или, в более общем виде, как в (1.26).

Основное преимущество показателя Хайдке состоит в том, что он не зависит от количества членов ряда *n*, что позволяет использовать его при сравнении различных выборок. Значения показателя Хайдке изменяются в пределах $(-\infty,1]$. Отрицательные значения означают, что случайный прогноз лучше предсказывает явление, чем рассматриваемая методика; 0 означает, что методика непригодна для использования, а наилучшим значением является 1.

Таблицы сопряженности размерностью 2×2 используются для оценок явлений, разделяемых на две категории. В случае если предсказываемая величина может быть разделена на k категорий, для оценки используется таблица сопряженности размерностью k×k (табл. 1.4).

Таблица 1.4 - Пример таблицы сопряженности размерностью 3*3

		Наблюдения			
		o_1	o_2	o_3	Итого
Прогноз	f_1	*a*	*b*	*c*	*a+b+c*
	f_2	*d*	*e*	*f*	*d+e+f*
	f_3	*g*	*h*	*i*	*g+h+i*
	Итого	*a+d+g*	*b+e+h*	*c+f+i*	*N*

Примером гидрологического прогноза такого рода может быть прогноз притока воды к водохранилищу, разделенный на три категории – менее уровня мертвого объема (угроза недонаполнения), между УМО и объемом форсировки (нормальное функционирование), свыше объема форсировки (необходимость повышенных сбросов в нижний бьеф).

В случае использования такого прогноза, для его верификации также используются характеристики, описанные выше, с соответствующей модификацией. Идеальный прогноз приводит к виду таблицы, в которой главная диагональ *a*=*e*=*i*=1, остальные ячейки при этом равны 0.

1.3.2 Оценка качества долгосрочного прогноза сезонного стока, представленного в вероятностной форме

Как было сказано выше, методика ансамблевого прогнозирования создает возможность перехода от детерминистической к вероятностной форме выпуска прогноза.Для оценки качества вероятностного прогноза в области гидрометеорологии разработано большое число критериев. Ниже приведены описания и примеры применения некоторых из этих критериев (по работам [Груза, Ранькова, 1983;Wilks, 1995]), которые были использованы нами для верификации разработанной методики ансамблевого прогноза притока воды к Чебоксарскому водохранилищу (см. Главу 4).

Одним из наиболее распространенных критериев качества, применяемых, как правило, для дихотомического («да» - «нет») вероятностного прогноза, является показатель Брайера (Brier score), оценивающий среднеквадратическое отклонение прогноза от наблюдавшихся значений

$$BS = \frac{1}{N}\sum_{i-1}^{N}(p_i - o_i)^2 \qquad (1.29)$$

где N – число членов проверочного ряда, p_i и o_i – соответственно, прогнозная и фактическая вероятности появления события (последняя равна 1 при его наличии и 0 при отсутствии). Наилучшим значением показателя Брайера является 0, наихудшим – 1.

Для выявления источников ошибок прогноза зачастую используется разложение показателя Брайера на составляющие [Murphy, 1973]:

$$BS = \frac{1}{N}\sum_{k=1}^{K} n_k (p_k - \bar{o}_k)^2 - \frac{1}{N}\sum_{k=1}^{K} n_k (\bar{o}_k - \bar{o})^2 + \bar{o}(1-\bar{o}), \qquad (1.30)$$

где K – число вероятностных интервалов (децилей) на которые группируются прогнозируемые и наблюденные значения, $\bar{o}_k$ - наблюденное значение вероятности события в интервале k, $\bar{o}$ - средняя вероятность возникновения события по всему проверочному ряду.

Первый член в формуле (1.30) – показатель надежности, является суммой квадратов разностей прогнозных и наблюденных значений в каждом интервале вероятностей. Таким образом, если прогнозируемая вероятность события равна наблюдавшейся для всех интервалов вероятности, этот член будет иметь наименьшее значение.

Второй член в формуле (1.30) – показатель разрешающей способности, является разницей между условной вероятностью прогноза в каждом интервале и средней вероятностью воз-

никновения события. Чем больше значения этого члена, тем лучше; если в качестве прогноза выступает средняя вероятность возникновения события, то он, очевидно, равен 0.

Третий член в формуле (1.30) – мера неопределенности исходного ряда, принимающая наибольшее значение, если рассматриваемое событие наблюдалось в 50% случаев.

Показатель Брайера может быть также приведен к относительной форме, когда качество оцениваемого прогноза сравнивается с некоторым стандартным прогнозом, в роли которого, как правило, также выступает средняя климатическая вероятность события. Эффективность прогноза (BSS, Brier Skill Score) оценивается путем сравнения с прогнозом по средней (климатической) вероятности наступления события $\bar{o}$, как:

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{станд}} = 1 - \frac{\frac{1}{N}\sum(p_i - o_i)^2}{\frac{1}{N}\sum(\bar{o} - o_i)^2}: \qquad (1.31)$$

Наилучшими являются значения показателя Брайера, близкие к 1, например значение 0.92 означает, что используемая методика на 92% эффективнее климатического прогноза.

Для иллюстрации показателя Брайера рассмотрим пример прогноза вероятности превышения среднемноголетнего значения объема притока воды к гипотетическому водохранилищу. В табл. 1.3 приведен проверочный ряд из 10 членов (10 лет наблюдений) фактического притока (0 при непревышении среднемноголетнего значения, 1 при превышении) и прогноза вероятности превышения этого значения.

Таблица 1.3 - Прогноз вероятности превышения среднемноголетнего объема притока воды к водохранилищу

Показатель	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Факт	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1
Прогноз	0	0,1	0,2	0,2	0,4	0,4	0,6	0,7	0,7	0,8
Климат	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4

Как показано в таблице 1.3, Средняя (климатическая) вероятность превышения притоком среднемноголетнего значения $\bar{o}$ составляет 0,4 (4/10). Если бы в каждом случае из 10 прогнозировалась климатическая вероятность, показатель Брайера равнялся бы 0,240. Для прогноза, приведенного в таблице, показатель Брайера равняется 0.152, что является улучшением по сравнению со средним климатическим прогнозом.

Показатель *BSS* для данного примера, сравнивающий проверяемую методику прогноза с прогнозом по средней климатической вероятности, равен 0,63, что говорит об улучшении прогноза на 63%.

В случае непрерывных случайных величин критерии качества прогноза основаны на сравнении ординат интегральных вероятностных распределений прогнозируемой величины стока $y_{пр}$, определяемых по полученным ансамблям проверочных прогнозов, и ординат интегральных вероятностных распределений наблюденных величин $y_{факт}$. Ординаты интегрального распределения величины $y_{пр}$ для j-го половодья из проверочного ряда рассчитываются как $F_m(j) = \sum_{i=1}^{m} f_i(j)$, m=1,…, M; j=1,…, N (M - число интервалов вероятностей, на которое разбивается распределение; N - число проверочных прогнозов; f_i - вероятность попадания прогнозируемой величины в заданный интервал), а ординаты распределения величины $y_{факт}$ для того же половодья, как $O_m = \sum_{i=1}^{m} o_i$, где o_i=1 в интервале, куда попала наблюденная величина; в остальных интервалах o_i=0.

Систематическая погрешность вероятностного прогноза в m-м интервале вероятностей оценивается как среднее отклонение ординат интегральных распределений прогнозируемых и наблюденных величин в заданном интервале:

$$ME_m = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N}\left(F_m(j) - O_m(j)\right) \qquad (1.32)$$

Средний квадрат отклонений прогнозируемых от наблюденных величин в m-м интервале вероятностей равен:

$$MSE_m = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N}\left(F_m(j) - O_m(j)\right)^2 \qquad (1.33)$$

Эффективность прогностической методики по сравнению с климатическим прогнозом (т.е. использованием в качестве прогноза безусловного распределения вероятности наблюденных величин стока) оценивается величиной:

$$RPSS = 1 - \frac{\overline{RPS}}{\overline{RPS_{cl}}} \qquad (1.34)$$

где $\overline{RPS}$ - усредненный показатель т.н. ранжированной вероятности (Ranked Probability Score) - погрешность вероятностных прогнозов, осредненная по всем ансамблям и по всему диапазону вероятностей, равная:

$$\overline{RPS} = \sum_{m=1}^{M} MSE_m = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N}\sum_{m=1}^{M} \left(F_m(j) - O_m(j)\right)^2 , \qquad (1.35)$$

$\overline{RPS_{cl}}$ - величина $\overline{RPS}$ для климатического прогноза, которая рассчитывается по формуле (1.39), при этом $F_m(j)$ определяются по интегральному распределению фактических величин стока, построенному по многолетнему ряду наблюдений.

Для отдельно взятого прогноза величина *RPS* равна сумме площадей А1+А2, показанных на рис. 1.2 и расположенных между кривыми интегрального распределения фактической и спрогнозированных величин стока.

Если значение *RPSS* получается положительным, следовательно, применение прогностической методики дает пользователю дополнительную информацию по сравнению с информацией, содержащейся в многолетнем ряду наблюдений за стоком. При идеальном прогнозе *RPSS*=1.

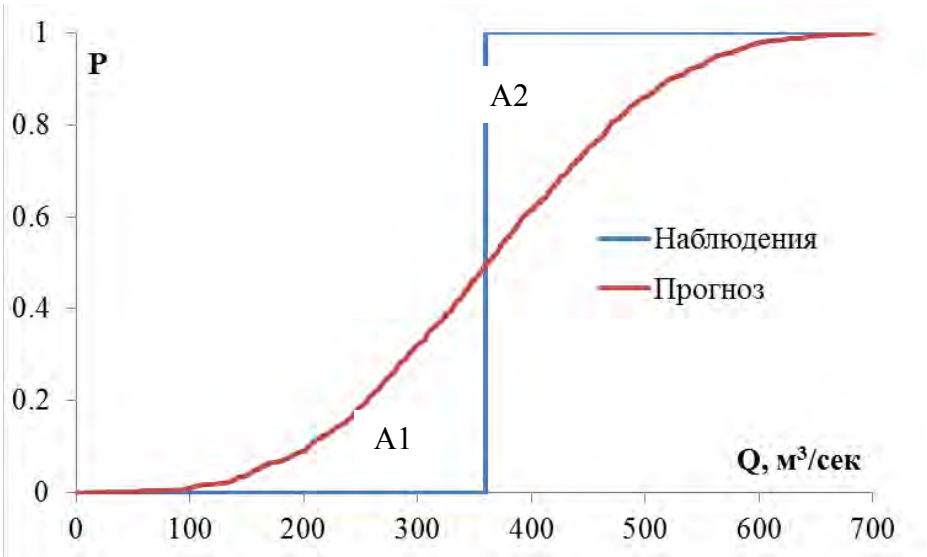


Рисунок 1.2 – Иллюстрация показателя ранжированной вероятности

2 Разработка модели сезонного притока воды к водохранилищу на основе модели формирования стока ECOMAG (на примере Чебоксарского водохранилища)

В качестве основы для построения ансамблевого прогноза притока воды к Чебоксарскому водохранилищу в настоящей работе была применена физико-математическая модель формирования стока в речных бассейнах с распределенными параметрами ECOMAG (ECOlogical Model for Applied Geophysics), разработанная Ю.Г. Мотовиловым [Motovilov, 1995; Motovilov, 1999] на основе достижений школы физико-математического моделирования гидрологических процессов ИВП РАН [Кучмент и др.,, 1983]. Как отмечалось выше, модель ECOMAG, использовалась для гидрологических расчетов в бассейнах российских рек, разного размера (сотен до миллионов квадратных километров), расположенных в разных физико-географических условиях. Модель была апробирована также в рамках международных проектов для различных научно-прикладных задач на реках Швеции, Норвегии, Франции [Motovilov et al., 1999а, б; Gelfan et al., 2015].

2.1 Структура модели формирования стока ECOMAG

Модель построена в соответствии со следующей схемой принимаемых во внимание процессов. В летний период выпадающие осадки в виде дождя частично проникают в почву. Избыток воды, не поглощенный почвой, после заполнения депрессий на поверхности бассейна перемещается по уклону поверхности в речную сеть. Часть влаги, впитавшейся в почву, может перемещаться по уклону по вре́менным относительно непроницаемым водоупорам. Вода, не попавшая в речную сеть, расходуется на испарение или дренаж в более глубокие горизонты почвы. В холодный период года рассматриваемая схема дополняется учетом гидротермических процессов в снежном покрове и почве (формирование снежного покрова и снеготаяние, промерзание и оттаивание почвы, инфильтрации талых вод в мерзлую почву).

Пространственная структура модели ECOMAG базируется на принципах ландшафтных единиц, называемых «элементы». Их структура позволяет отразить пространственные неоднородности рельефа, почв, землепользования, строения гидрографической сети, а также учесть пространственные особенности полей внешних гидрометеорологических воздействий.

При модельной схематизации речного бассейна его поверхность разделяется регулярной или нерегулярной сеткой на отдельные ландшафтные элементы с учетом особенностей рельефа, структуры речной сети, местоположения типов почв, растительности, землепользования и т.д. (Рисунок 2.1).

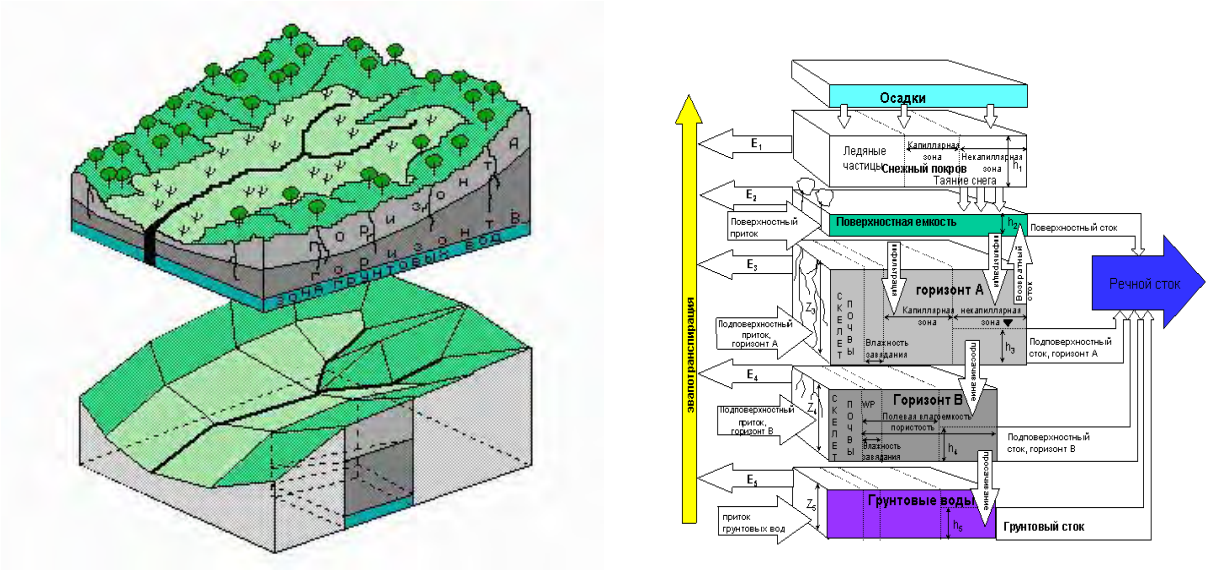


Рисунок 2.1 – Схематизация речного бассейна и структура гидрологической модели для элементарной площадки

Моделирование гидрологических процессов на каждом ландшафтном элементе выполняется для четырех уровней: для поверхностного слоя почвы (горизонт А), подстилающего его более глубокого слоя (горизонт В), емкости грунтовых вод и емкости в зоне формирования поверхностного стока. В холодный период добавляется емкость снежного покрова. Схема заканчивается рассмотрением процессов трансформации воды в речной сети.

Основные уравнения модели ECOMAG, описывающие процессы гидрологического цикла обыкновенными дифференциальными уравнениями, получены путем интегрирования по пространству соответствующих уравнений в частных производных детальных физико-математических моделей. Такого рода упрощенные физически обоснованные модели в иерархии типов гидрологических моделей занимают промежуточное место между пространственно-распределенными физико-математическими моделями и пространственно-распределенными емкостными концептуальными моделями, и в этом смысле упрощенные физически обоснованные гидрологические модели могут рассматриваться как пример введения представлений и элементов пространственно-распределенных физико-математических моделей в распределенные концептуальные гидрологические модели. Такие модели сохраняют основные черты и преимущества пространственно-распределенных физико-математических моделей и в то же время более эффективны при решении прикладных задач, т.к. они менее требовательны к составу и полноте исходной информации, а также малочувствительны к ошибкам в задании этой информации. Ниже дано описание в модели основных гидрологических процессов. Все вертикальные потоки (интенсивности осадков, впитываниия в почву, поверхностного водообразования, испарения, снеготаяния и т.д, а также коэффициент фильтрации) имеют размерность длины (слоя

воды) в единицу времени, влажность и льдистость почвы и почвенно-гидрологические константы (наименьшая влагоемкость, влажность завядания и др.) даются в безразмерных единицах (объем воды в единице объема почвы), расходы воды – в единицах объема в единицу времени, размерность остальных переменных в общепринятых единицах.

В течение теплого периода года для описания процессов используются следующие алгоритмы.

Горизонт А почвы. Предполагается, что пространственная функция распределения (F) поверхностной гидравлической проводимости насыщенной почвы (K) для каждого элемента речного бассейна описывается экспоненциальной функцией распределения вероятности

$$F(K) = 1 - \exp(-\alpha K),\ \alpha = \frac{1}{K_m}\ , \qquad (2.1)$$

где K_m – среднее значение K на элементе.

Если предположить, что для каждой точки области имеют место следующие соотношения между интенсивностью осадков R и инфильтрацией V: $V = K$, при $R \geq K$ и $V = R$, при $R < K$, то для всего элемента площади средняя интенсивность инфильтрации в почву (V_1) равна

$$V_1 = \int_0^R \exp\left(-\alpha K\right) dK = K_m \left[1 - \exp(-R / K_m)\right]. \qquad (2.2)$$

Суммарная пористость P в горизонте почвы разделяется на две части: капиллярную зону (верхний предел влажности почвы - полевая влагоемкость, FC) и некапиллярую зону (разность, D, между P и FC). Разделение впитавшейся влаги между зонами для каждого ландшафтного элемента производится с учетом пространственной функции распределения полевой влагоемкости, которая описана показательной функцией

$$F(FC) = \left(\frac{FC}{FCM}\right)^{\beta}\ , \qquad (2.3)$$

где FCM – максимальное значение FC на ландшафтном элементе; β – параметр функции распределения. Среднее значение FC на элементе (FC_m) равно $FC_m = FCM\,\dfrac{\beta}{\beta+1}$,

С учетом (2.3) инфильтрация впитавшейся воды в капиллярную зону равна

$$V_{1,c} = V_l \left[1 - (W_l / FCM)^{\beta} \right], \qquad (2.4)$$

а просачивание в некапиллярную зону –

$$V_{1,nc} = V_l (W_l / FCM)^{\beta}, \qquad (2.5)$$

где W_1 – объемная влажность почвы.

Капиллярная зона. Водный режим капиллярной зоны почвы в горизонте А рассчитывается с использованием следующего уравнения

$$Z_l \frac{dW_l}{dt} = V_{1,c} - E_1 \ , \qquad (2.6)$$

где Z_l – глубина горизонта А, E_l – интенсивность эвапотранспирации, которая рассчитывается как:

$$E = \begin{cases} k_e d, & \text{при } W > W_e, \\ k_e d (W - W_e), & \text{при } W < W_e, \end{cases} \qquad (2.7)$$

где $W_e=(FC+WP)/2$, WP – влажность завядания, d – дефицит влажности воздуха, k_e – эмпирический коэффициент.

Некапиллярная зона. Предполагается, что вода, которая поступает в некапиллярную зону, может проникать в горизонт В с интенсивностью V_2, равной насыщенной гидравлической проводимости почвы K_2 в горизонте В. Если $V_{1,nc} > K_2$, то впитавшаяся вода может накапливаться в некапиллярной зоне и перемещаться в направлении преобладающего уклона i по относительно водонепроницаемой поверхности между горизонтами А и В. В период ливневых осадков некапиллярная зона горизонта А может полностью заполниться и тогда на этой области будет формироваться возвратный поверхностный сток. Предполагается, что подповерхностный сток может быть описан законом Дарси. Для описания режима влаги в некапиллярной зоне используется следующее уравнение

$$\frac{D_l}{2} \frac{d}{dt} (b_L h_{l,L} + b_0 h_{l,0}) = (V_{1,nc} - R_r - V_2) b_m - (Q_{l,L} - Q_{l,0}) / L \ , \qquad (2.8\ )$$

где K_x – гидравлическая проводимость насыщенной почвы в горизонтальном направлении, h_l – уровень воды в некапиллярной зоне, b и L – ширина и длина ландшафтного элемента в плане, b_m – средняя ширина элемента, $Q_{l,0}$ и $Q_{l,L}$ – боковой приток и отток подповерхностных вод для ландшафтного элемента, R_r – интенсивность притока возвратных вод на поверхность,

который формируется из-за избытка подповерхностного потока (bK_xih) над максимальной фильтрационной способностью горизонта (bK_xiZ), $Q_l = bK_{x,l}ih_l$, $D_l = P_l - FC_1$, $V_2 = K_2$, $b_m = \frac{b_L + b_0}{2}$.

Индексами 0 и L обозначаются величины на верхней и нижней границах планового ландшафтного элемента.

Горизонт В почвы. Режим влажности почвы в горизонте В описан уравнениями

$$Z_2 \frac{dW_2}{dt} = V_2 - V_3, \qquad (2.9)$$

где V_3 – интенсивность просачивания почвенной влаги из горизонта В в зону грунтовых вод, равная $V_3 = K_2 \left(\frac{W_2 - WP}{P_2 - WP} \right)^4$.

Зона грунтовых вод. Поток грунтовых вод рассчитывается по уравнениям

$$D_3 \frac{d}{dt}(b_L h_{3,L} + b_0 h_{3,0}) = (V_3 + V_G) b_m - (Q_{3,L} - Q_{3,0}) / L, \qquad (2.10)$$

где h_3 – уровень грунтовых вод, $Q_{3,0}$ и $Q_{3,L}$ – боковой приток и отток грунтовых вод для ландшафтного элемента, равный $Q_3 = bK_{x,3}ih_3$, V_G – интенсивность водообмена между верхним горизонтом грунтовых вод и более глубокими слоями.

Поверхностный сток. Движение поверхностных вод по склонам описано интегральными уравнениями кинематической волны:

$$\frac{1}{2} \frac{d}{dt}(b_L h_{4,L} + b_0 h_{4,0}) = R_0 b_m - (Q_{4,L} - Q_{4,0}) / L, \qquad (2.11)$$

где h_4 – глубина поверхностного потока, $Q_{4,0}$ и $Q_{4,L}$ – боковой приток и отток поверхностных вод для ландшафтного элемента, равный $Q_4 = i^{1/2} h_4^{5/3} b / n$, n – коэффициента шероховатости Маннинга, $R_0 = R - V_1 + R_r$.

В течение холодного периода года для описания процессов используются следующие алгоритмы.

Формирование снежного покрова и снеготаяние. Характеристики снежного покрова подвергаются временным изменениям вследствие вновь выпадающих осадков, испарения снега и его таяния, замерзания талой воды в снеге и его уплотнения. Предполагается, что фазовый состав выпадающих осадков R определяется среднесуточной температурой воздуха T: при $T < T_{cr}$ выпадает только снег R_s, при $T > T_{cr}$ – только дождь R_w. Значение T_{cr} может быть принято из метеорологических данных или подобрано в процессе калибровки параметров модели. Интенсивность снеготаяния S_T рассчитывается с помощью коэффициента стаивания и температуры воздуха. Та же процедура используется для описания замерзания талых вод в снеге S_f. Испарение твердой E_s и жидкой E_w фаз снега рассчитывается с использованием данных по температуре воздуха и дефициту влажности водяного пара. Скорость уплотнения снега v_s описана эмпирическим уравнением Иосида.

Для описания формирования снежного покрова и снеготаяния используется следующая система уравнений:

$$\frac{\rho_i}{\rho_w}\frac{d}{dt}(I\,h_5) = R_s - E_s - S_T + S_f \quad , \tag{2.12}$$

$$\frac{d}{dt}(W_5 h_5) = R_w + S_T - E_w - V_5 - S_f \quad , \tag{2.13}$$

$$\frac{dh_5}{dt} = \rho_w\left[\frac{R_s}{\rho_n} - \frac{S_T + E_s}{\rho_i I}\right] - \mathrm{v}_s(h_5, I, W_5) \quad , \tag{2.14}$$

где I и W_5 – объемное содержание льда и воды в снеге, r_i и r_w – удельный вес льда и воды, r_n – плотность нового снега, h_5 – глубина снежного покрова, V_5 – водоотдача снежного покрова, которая рассчитывается, принимая во внимание процесс задержания талых вод в снеге под действием капиллярно-сорбционных сил.

Тепловой режим снега и почвы. Предполагается, что вертикальные температурные профили в снеге, мерзлой и талой почве незначительно отличаются от линейных и перемещением влаги к фронту промерзания можно пренебречь. При этих условиях динамика глубины промерзания H_f и глубины оттаивания почвы H_T может быть описана следующими уравнениями:

$$Q_f\,\frac{dH_f}{dt} = \frac{\lambda_f T_0}{H_f} - \frac{\lambda_T T_g}{H_g - H_f}\,, \tag{2.15}$$

$$H_T = \left(H_f^{\,2} + \frac{2\lambda_T T}{Q_f} \delta t \right)^{0,5}, \qquad (2.16)$$

где H_g – глубина уровня грунтовых вод с температурой T_g, λ_s, λ_f, λ_T – коэффициенты теплопроводности снега, мерзлой и талой почвы, соответственно, T_0 – температура на границе «почва–снег», равная $T_0 = \dfrac{\lambda_S T H_f}{\lambda_S H_f + \lambda_f h_5}$, $Q_f = \rho_w L_f (W - W_u)$ – количество тепла, выделяемое на фронте промерзания (или поглощаемое на фронте оттаивания) L_i – скрытая теплота плавления льда, W_u – содержание незамерзшей влаги в почве при 0°С.

<u>Инфильтрация в мерзлую почву.</u> Инфильтрация талых и дождевых вод в мерзлую почву описана следующими уравнениями

$$V_l = K_f \left[1 - \exp\left(V_5 / K_f \right) \right], \qquad (2.17)$$

где K_f – гидравлическая проводимость насыщенной мерзлой почвы, равная $K_f = K_l \left(\dfrac{P_l - \bar{I} - WP}{P_l - WP} \right)^4 / (1 + k_i \bar{I})^2$, $\bar{I} = \dfrac{\rho_w}{\rho_i} \dfrac{H_f - H_T}{Z_1} (W_1 - W_u)$ – средняя льдистость промерзшего слоя почвы, k_i – эмпирический параметр, равный 8.

<u>Речной сток.</u> Боковой приток к элементу речной сети рассчитывается как

$$Q_{lat} = Q_{1,n} + Q_{3,n} + Q_{4,n}, \qquad (2.18)$$

где индекс n обозначает боковой приток в элемент речной сети от соседних к этому элементу левого и правого склонов водосборной площади.

Речной сток на элементе речной сети описан упрощенной версией уравнения кинематической волны

$$\frac{1}{2} \frac{d}{dt} (b_{6,L} h_{6,L} + b_{6,0} h_{6,0}) = (Q_{lat} + Q_{6,0} - Q_{6,L}) / L_6, \qquad (2.19)$$

где h_6 – глубина речного потока, b_6 и L_6 – ширина и длина элемента реки в плане, Q_6 – расход воды, равный $Q_6 = i_6^{1/2} h_6^{5/3} b_6 / n_6$, n_6 – коэффициент шероховатости Маннинга, i_6 – уклон

реки, (индексы О и L обозначают величины на входе и выходе расчетного участка элемента речной сети).

2.2 Расчеты сезонного притока воды в Чебоксарское водохранилище по метеорологическим данным на основе модели ECOMAG

2.2.1 Краткое физико-географическое описание бассейна Чебоксарского водохранилища

Чебоксарское водохранилище – одно из водохранилищ Волго-Камского каскада; ограничено сверху створом Нижегородской ГЭС, снизу – Чебоксарской ГЭС. Общая площадь бассейна Чебоксарского водохранилища составляет 604000 км^2, частная площадь водосбора бокового притока в водохранилище между створами ГЭС - 373800 км^2 (Рисунок 2.2) Основными притоками, питающими водохранилище, являются реки Ока, Сура, Ветлуга. Боковой приток этих рек составляет в среднегодовом разрезе около 80 – 90% от всего бокового притока к водохранилищу.

Чебоксарское водохранилище образовано плотиной Чебоксарской ГЭС, расположенной в г. Новочебоксарске (Чувашская Республика). Заполнено в 1980-1982 г.

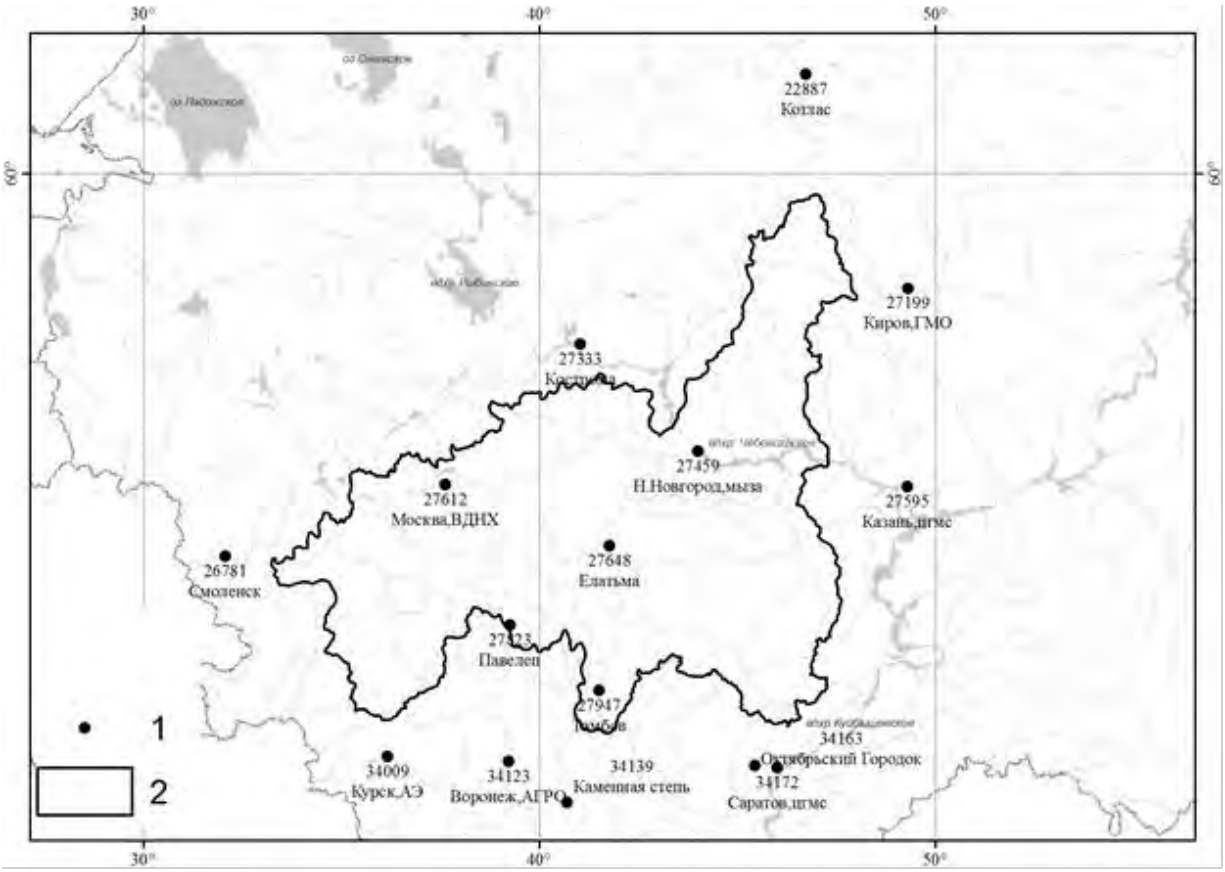


Рисунок 2.2 – Схема бассейна Чебоксарского водохранилища. Цифрами отмечены 1 – метеостанции, 2 – граница бассейна

Бассейн Чебоксарского водохранилища разделен Волгой на две неравные части – юго-западную и северо-восточную. Юго-западная часть расположена на поверхности Среднерусской и Приволжской возвышенностей и включает в себя бассейны всех крупных правобережных притоков, в первую очередь Оки и Суры. Эта часть бассейна Чебоксарского водохранилища, являясь более обширной, характеризуется разнообразием подстилающей поверхности, представляющей собой всхолмленную равнину, в западной и юго-восточной части чередующуюся с возвышенностями. Вся эта территория испытала на себе воздействие трех последних оледенений – днепровского, московского и валдайского. Формы поверхности, образованные в результате деятельности ледников, впоследствии были преобразованы под воздействием флювиальных и эрозионных процессов. Наиболее сильное воздействие испытали внеледниковые области, поэтому поверхность Среднерусской и Приволжской возвышенностей, на которых расположены южная часть бассейна Оки и верховья Суры, характеризуется более зрелыми эрозионными формами, чем северная часть. Высота местности изменяется от 100 м в районе Чебоксарского водохранилища до 200 м в верховьях Суры и 300 м в верховьях Оки и ее притоков.

Левобережная часть расположена на обширной Ветлужско-Унженской низменности, полого наклоненной в сторону Волги и постепенно переходящей в ее надпойменные террасы и пойму.

Почвенный покров бассейна Чебоксарского водохранилища разнообразен по составу. Преобладающие почвы дерново-среднеподзолистые, на севере — среднесуглинистые, на юго-западе — супесчаные и песчаные, на юге – серые лесные почвы. Это объясняется тем, что территория бассейна расположена в переходной ландшафтной зоне от хвойно-широколиственных лесов к лесостепям и степям, и на ней представлены различные растительные ассоциации.

Большая часть рассматриваемой территории расположена в лесной зоне. Северная часть бассейна находится в подзоне хвойно-широколиственных лесов, центральная и восточная часть — в подзоне широколиственных лесов; преобладают берёза, осина, сосна и ель. Лесистость северной и центральной части свыше 40%, наибольшая — на северо-востоке. Южная часть - Орловская область - расположена на крайнем юге Нечерноземья, по ней проходит граница между лесной и степной зонами, в естественных ландшафтах преобладают лесостепные. Лесистость этой части бассейна из-за активной сельскохозяйственной деятельности невелика и составляет около 9%. Самыми распространенными породами деревьев являются сосна, осина, береза, дуб, ясень. Широколиственные леса представлены дубравами, ясенниками, липняками и (редко) ольшаниками. В дубравах наряду с высокоствольными дубами растут липа, осина, клен, ясень, вяз, береза, в подлеске встречаются орешник, бересклет, жостер. Растительность третьего яруса

представлена малиной и костяникой, травяного яруса – ландышем майским, земляникой лесной, лапчаткой белой.

Территория водосбора Чебоксарского водохранилища расположена в зоне умеренно-континентального климата с холодной зимой и умеренно-теплым летом. Континентальность климата увеличивается с северо-запада на юго-восток. Средняя годовая температура воздуха на рассматриваемой территории изменяется от 1,4°С на севере до 4,6 – 4,8°С на юге и юго-западе (табл. 2.1).

Таблица 2.1 - Средняя месячная и годовая температура воздуха, ° С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Котлас	-14,6	-12,6	-6,4	1,6	8,6	14,4	17,2	14,4	8,3	1,4	-5,3	-11,2	1,4
Н.Новгород	-12.0	-11.6	-5.6	3.4	11.2	16.3	18.1	16.3	10.7	3.2	-3.6	-9.2	3.1
Владимир	-11.4	-10.6	-5.1	3.8	11.6	15.8	18.1	16.2	10.4	3.4	-3.1	-8.8	3.4
Москва	-10.2	-9.6	-4.7	4.0	11.6	15.8	18.1	16.2	10.6	4.2	-2.2	-7.6	3.8
Калуга	-10.0	-9.6	-4.9	3.8	11.9	15.5	17.6	16.0	10.5	4.2	-2.0	-7.4	3.8
Орел	-9.2	-9.2	-4.4	4.8	12.8	16.8	18.8	17.4	11.6	4.8	-1.4	-6.8	4.6

Самый холодный месяц года – январь, средняя температура -9,0˚С - -10,0˚С. Самая низкая средняя температура января была отмечена в 1940 и 1950 гг. – -17˚С - -19˚С. Самая низкая среднесуточная температура - -48˚С – была отмечена в январе 1940 г. Самый теплый январь был в 1925 и 1952 гг. со средней температурой -3˚С - - 4˚С; среднесуточная температура достигала максимума в 1925 г. со значением 4˚С - 6˚С. Самый теплый месяц года – июль. Значение его средней температуры изменяется с северо-запада на юго-восток и колеблется в пределах 17,5˚С – 18,6˚С.

Атмосферные осадки, связанные главным образом с циклонической деятельностью над Восточно-Европейской равниной, ослабевают в юго-восточном направлении. По гидроклиматическому районированию эта территория относится к зоне достаточного увлажнения. Средняя многолетняя сумма осадков изменяется по территории от 800 до 600 мм и уменьшается с северо-запада на юго-восток. Для преобладающей части района норма годовых осадков составляет 750-650 мм (табл. 2.2).

Снежный покров на территории бассейна появляется в конце октября и стаивает в середине апреля. Продолжительность периода с устойчивым снежным покровом составляет 150 – 160 дней на севере, 130 – 145 дней в центральной части и 116 – 125 дней на юге водосбора. Наибольшая высота снежного покрова наблюдается на севере территории – 55 – 65 см, в центральной части – 35 – 50 см и на юге – 25 – 30 см.

Таблица 2.2 - Месячные, годовые и сезонные суммы осадков, мм

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Сезон	
														Т	Х
Котлас	37	29	28	31	47	68	74	65	53	52	49	43	576	338	238
Н.Новгород	52	49	40	37	48	65	77	65	63	62	61	58	677	417	263
Владимир	34	27	30	33	43	66	76	63	56	51	41	41	691	431	260
Москва	47	47	47	42	56	71	84	78	64	58	55	55	704	453	251
Калуга	54	53	44	46	58	72	95	78	60	58	64	56	738	467	271
Орел	56	56	46	42	57	66	78	62	48	50	52	62	675	403	272

Устойчивый снежный покров образуется на северо-востоке территории 15—18 ноября, в центральной части территории 20—25 ноября, на юго-западе в первой декаде декабря. В зависимости от преобладающего типа атмосферной циркуляции в предзимний период даты установления устойчивого снежного покрова в отдельные годы существенно сдвигаются. Так, на северо-востоке района ранние сроки установления снежного покрова приходятся на первую половину октября, а на юго-западе — на конец октября, поздние сроки — соответственно на середину декабря и первую декаду января.

С образованием снежного покрова высота его постепенно увеличивается и достигает максимума на западе района в конце февраля, в центральной части в первой декаде марта и на востоке в середине марта. Наибольшая высота снежного покрова наблюдается на северо-востоке территории — 55—65 см (средняя из наибольших величин за многолетний период по наблюдениям в поле), в центральной части — 35—50 см и на юге — 25—30 см.

Продолжительность периода с устойчивым снежным покровом составляет 150—160 дней на северо-востоке, 130—145 дней в центральной части и 116— 125 дней на юге района. Процесс снеготаяния весной проходит довольно быстро, длительность интенсивного снеготаяния на северо-востоке составляет 6—12 дней, а на юге уменьшается до 3—5 дней. Средняя дата схода устойчивого снежного покрова изменяется по территории от 1—6 апреля на юго-западе до 15—20 апреля на северо-востоке.

Глубина промерзания почвы зависит от высоты и плотности снежного покрова, степени увлажнения, механического состава и типа почвы, а также ее сельскохозяйственной обработки, микрорельефа, температуры воздуха и вследствие этого изменяется как по территории, так и по годам. Средняя из наибольших глубин промерзания изменяется по территории от 50 до 100 см. В суровые и малоснежные зимы наибольшая глубина промерзания колеблется от 90 до 160 см, а в теплые— от 20 до 50 см. Зимы с глубиной промерзания 30— 40 см имеют повторяемость около 10%.

Устойчивое промерзание почвы начинается в первой декаде ноября на севере и в середине ноября на юго-западе и юго-востоке. Полное оттаивание почвы в южной части района наблюдается в среднем 15—23 апреля, а в северной — 28 апреля — 6 мая.

Наиболее раннее оттаивание происходит 16 марта— 1 апреля, позднее— 16 мая— 1 июня. Средняя многолетняя продолжительность периода устойчивого промерзания почвы составляет 150— 180 дней.

Водный режим рек бассейна Чебоксарского водохранилища характеризуется четко выраженным высоким весенним половодьем, низкой летней меженью, прерываемой дождевыми паводками, и устойчиво продолжительной зимней меженью. Зимние паводки, вызванные таянием снега, проходят очень редко. Большей частью к зимним паводкам относятся паводки смешанного происхождения от выпадения дождей и таяния снега, которые наблюдаются обычно в первую половину зимы (ноябре – декабре).

Годовой ход уровня на реках различных гидрологических районов отличается в основном сроками прохождения, интенсивностью и высотой весеннего половодья и дождевых паводков.

Подъем уровня половодья начинается обычно на реках северного (Унженско-Ветлужского) и центрального районов 5 – 15 апреля, на реках юго-западного (Верхнеокского) и юго-восточного (Сурско-Мокшинского) районов - в конце марта - начале апреля. Ранние сроки начала весеннего половодья опережают средние на 15 – 20 дней.

Для рек территории характерно одновершинное половодье, но в отдельные годы при ранней весне и возврате холодов в период снеготаяния наблюдается несколько пиков подъема уровней. На малых реках половодье с двумя пиками уровня - довольно частое явление, на реках юго-западного и юго-восточного районов оно повторяется в среднем каждые 2 года, на реках северных районов - один раз в 3 – 5 лет.

Подъем уровня воды во время половодья происходит быстро и интенсивно; продолжительность его составляет в среднем одну треть общей продолжительности половодья. Интенсивность подъема уровня определяется объемом весеннего стока, погодными условиями и степенью зарегулированности стока.

Высота подъема уровня на различных реках в период весеннего половодья определяется размерами реки, физико-географическими условиями бассейна и морфометрическими особенностями долины и русла на участке реки. Наиболее высокие подъемы уровня (до 10 – 14 м)

наблюдаются на реках южных районов (Ока, нижнее течение Суры), что в среднем на 2-3 м выше максимальных уровней равновеликих рек северных районов. В отдельные годы (в среднем один раз в 3 – 4 года) в период половодья отмечаются подъемы уровня от заторов льда. Высота наибольшего подъема воды при заторах достигает 0,5 – 3 м. Как правило, наивысшие уровни весеннего половодья являются наивысшими в году.

Высшие годовые уровни характеризуются большой изменчивостью; так, разница между наибольшим и наименьшим за период наблюдений высшим годовым уровнем на больших и средних реках достигает 6 – 10 м (Сура, Ока).

Спад весеннего половодья происходит менее интенсивно, чем подъем, быстрое падение уровня воды наблюдается только в первые дни после пика, а затем интенсивность спада уменьшается. Обычно весеннее половодье заканчивается на малых реках в третьей декаде апреля - первой декаде мая, на средних и больших реках в конце мая - начале июня. В отдельные годы спад половодья растягивается на крупных реках до июля.

Средняя продолжительность периода половодья составляет 30 – 60 дней, наибольшая – 60 – 120 дней и наименьшая – 25 – 30 дней.

Оценка внутригодового распределения среднемесячной боковой приточности в Чебоксарское водохранилище между створами Горьковской и Куйбышевской ГЭС приведена в таблице 2.3.

Из таблицы видно, что максимальный боковой приток в Чебоксарское водохранилище приходится на период весеннего половодья в апреле - мае, а минимальный – на период зимней межени в феврале. За период весеннего половодья (II кв.) проходит около 64 % годовой боковой приточности в Чебоксарское водохранилище.

Таблица 2.3 - Характеристики бокового притока ($м^3/с$) в Чебоксарское водохранилище

	Обеспеченность, %							**Макс.**	**Мин.**	**Средн.**
	5	**10**	**25**	**50**	**75**	**90**	**95**			
I	1400	1200	909	670	528	433	387	1830	362	758
II	1250	1070	826	616	488	409	372	1450	333	688
III	1840	1380	980	700	535	438	386	4380	376	840
IV	12400	10870	8450	6400	4730	3490	2740	15000	1580	6860
V	13800	11400	8180	5410	3760	2650	2010	18400	1490	6310
VI	2970	2490	1890	1410	1090	889	782	3490	614	1560
VII	2120	1660	1260	933	738	639	607	2710	578	1070
VIII	1740	1410	1060	814	666	566	519	2400	435	915
IX	1730	1420	1050	783	626	511	463	2660	362	884
X	2170	1690	1240	903	667	559	516	2950	476	1040
XI	2360	1910	1400	975	689	505	431	3020	386	1110
XII	1690	1430	1060	757	566	453	403	2070	387	856
I квартал	1460	1220	917	665	526	444	403	2120	379	762
II квартал	7630	7000	5930	5120	3750	3030	2760	7930	2530	4910
III квартал	1740	1450	1110	872	709	592	529	2380	458	957
IV квартал	1940	1640	1250	906	664	526	473	2460	455	1000
Год	2740	2490	2190	1860	1550	1330	1210	2890	1040	1910

2.2.2 Задание исходной информации, калибровка и проверка модели ECOMAG по данным гидрометеорологических наблюдений

В данном разделе приводится состав информационных ресурсов, привлекаемых для проведения гидрологических расчетов по модели ECOMAG. В сочетании с этими ресурсами модель образует информационно-моделирующий комплекс (ИМК) ECOMAG (Рисунок 2.3).

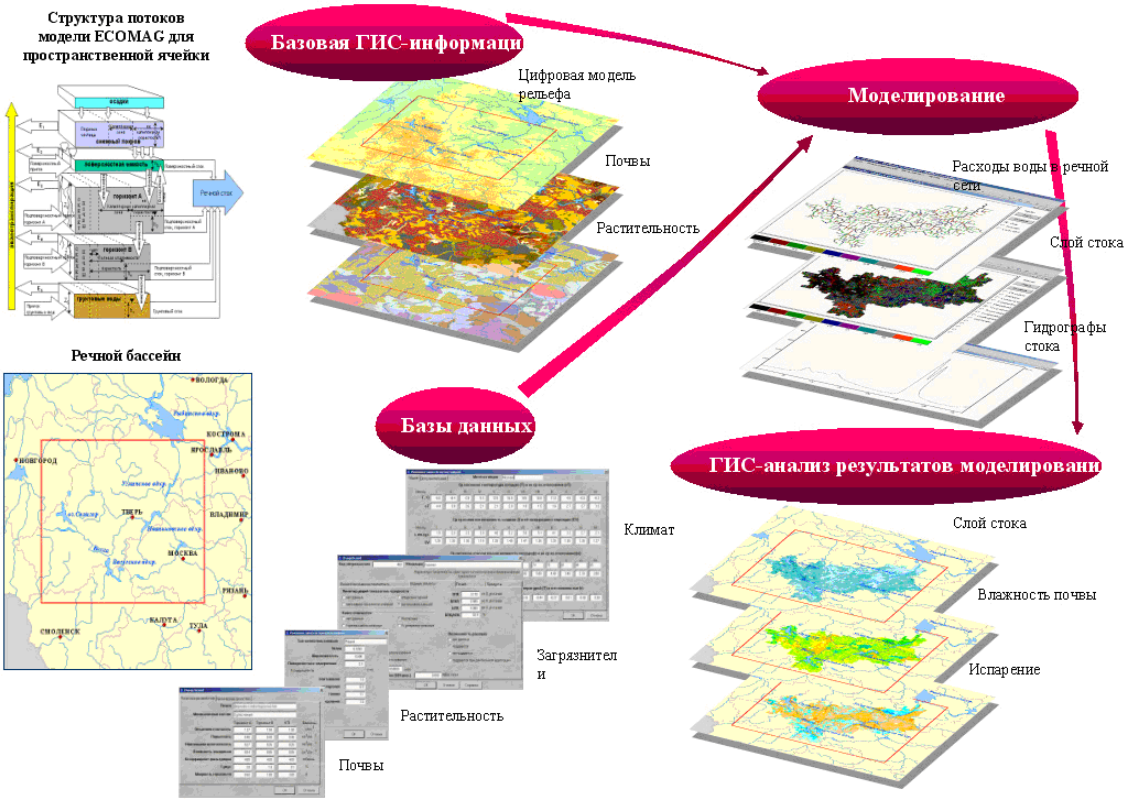


Рисунок 2.3 – Общая структура информационно-моделирующего комплекса ECOMAG

В качестве основных видов информации для формирования баз данных ИМК ECOMAG используются следующие картографические материалы: цифровые топографические карты различных масштабов на территорию страны; цифровые модели рельефа (ЦМР) с разрешением 1 км; серии цифровых тематических карт (водных ресурсов, почвенная, ландшафтная и т.д.), отражающих характеристики и состояние природных ресурсов; карты-схемы пунктов наблюдений за состоянием окружающей среды.

Модельная схематизация водосборной площади и речной сети в бассейне Чебоксарского водохранилища выполнена с помощью ГИС-комплекса ECOMAG extension для ArcView 3.2 на основе тематических карт масштаба 1:1000000 и 1:2500000, а также цифровой модели рельефа с

разрешением 1 км. Для этого в базе данных ГИС заводился ряд слоев электронных тематических карт бассейна, таких как карты рельефа, гидрографической сети, почв, ландшафтов (Рисунок 2.4).

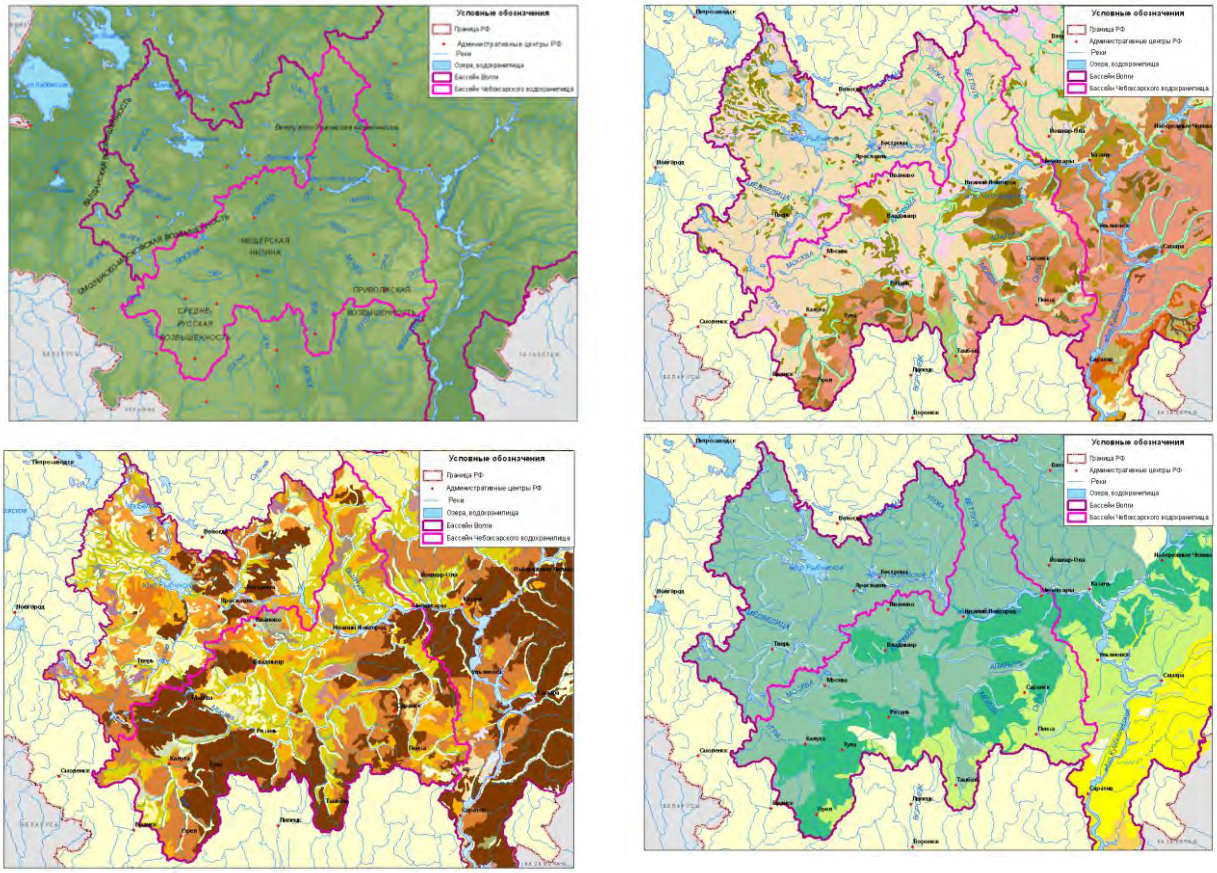


Рисунок 2.4 – Тематические карты бассейна Чебоксарского водохранилища, использованные для схематизации бассейна и задания параметров модели

Затем производилась растеризация этих слоев по квадратной сетке с разрешением 1x1км и каждой ячейке сетки присваивались соответствующие значения ее высоты (по рельефу), номера типов почв и ландшафтов. После этого с помощью специализированного ГИС-комплекса строилась модельная древообразная структура речной сети, выделялись линии водоразделов – границы частных водосборов притоков. Информация о характеристиках склоновых элементов и структуре речной сети (Рисунок 2.5, Рисунок 2.6) передавалась в ИМК ECOMAG, где из соответствующих Баз данных каждому элементу назначались соответствующие модельные параметры (почв, растительности и т.д.).

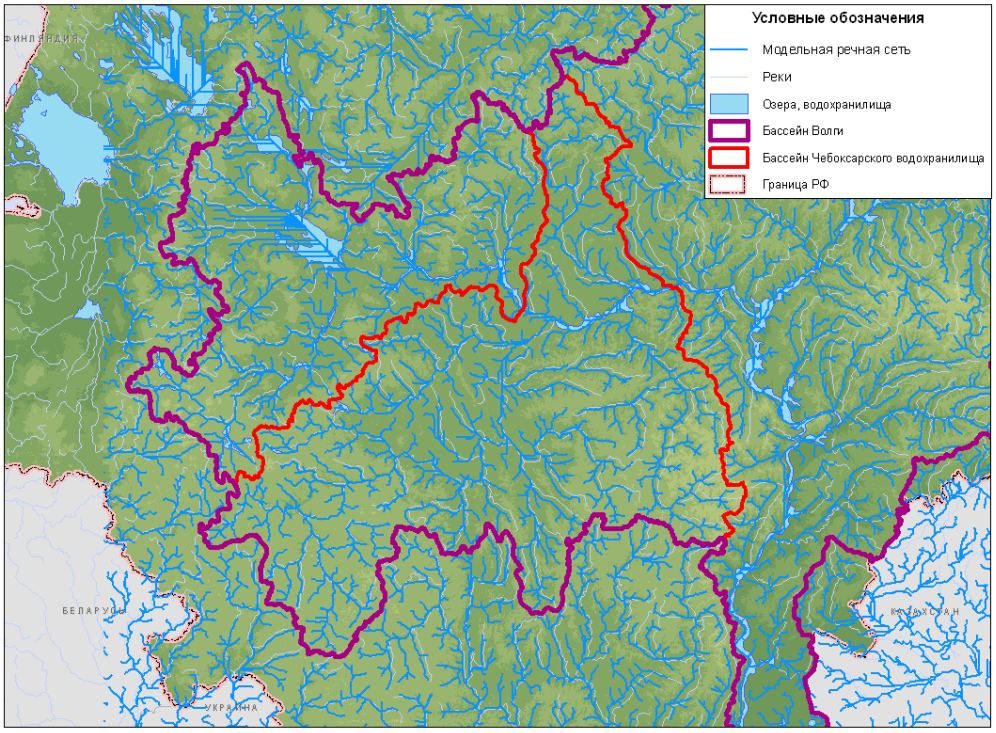


Рисунок 2.1 – Модельная схематизация речной сети в бассейне Чебоксарского водохранилища

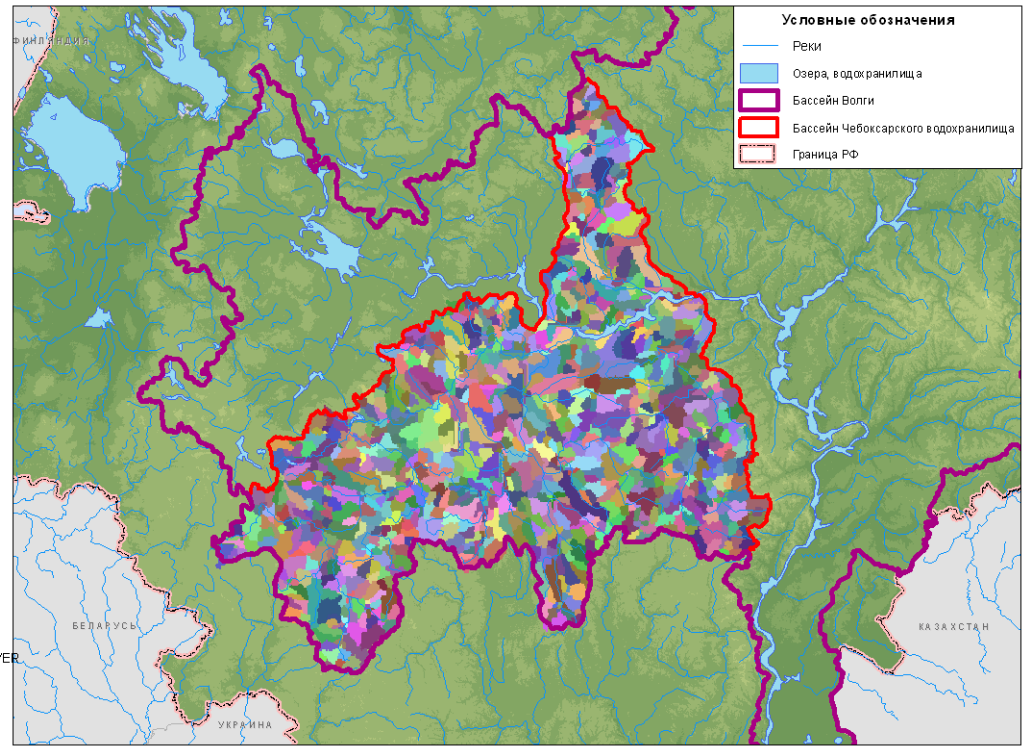


Рисунок 2.2 – Схематизация водосборной площади в бассейне Чебоксарского водохранилища (разными цветами показаны расчетные ячейки)

Вначале модель была калибрована и проверена по данным о боковом притоке воды к Чебоксарскому водохранилищу за период с начала его функционирования в 1982 году по 2010 год, полученные из базы данных Росводресурсов по режимам водохранилищ. В качестве входов

в модель использовались ряды фактических среднесуточных значений температуры и влажности воздуха, суточных сумм осадков за этот период, измеренные на 15 метеорологических станциях, расположенных на территории водосбора или в непосредственной близости от него (не дальше 100 км).

Калибровка модели производилась по фактическим данным о расходах воды за период с 2000 по 2010 год; проверка модели на независимых данных производилась для периода 1982 – 2000 годы. Рассчитанные ежедневные расходы воды за весь период сравниваются с фактическими величинами на рисунке Рисунок 2.7.

Как видно из рисунка, модель позволяет с удовлетворительной точностью рассчитать ежедневные расходы воды в реках бассейна по метеорологическим данным наблюдений: среднеквадратическая погрешность расчетов составила порядка 800 м^3/с при стандартном отклонении фактических величин около 2100 м^3/с. Качество модели оценивалось по значению критерия Нэша-Сатклиффа NS, рассчитанному по формуле

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N} (Q_{ф}^{i} - Q_{м}^{i})^2}{\sum_{i=1}^{N} (Q_{ф}^{i} - \overline{Q})^2}, \qquad (2.20)$$

где $Q_{м}^{i}$ - расход воды, рассчитанный по модели. м^3/сек; $Q_{ф}^{i}$ - фактический расход воды, м^3/сек; $\overline{Q}$ - средний фактический расход воды за период N лет, м^3/сек.

Значение критерия *NS* для ежедневных расходов воды составило 0.86, что говорит о высоком соответствии расчетов наблюдавшимся величинам.

На рисунке 2.8 и в табл. 2.4 показаны результаты расчетов объема и максимального расхода бокового притока воды к водохранилищу за 3 весенних месяца (с 1 марта по 31 мая) в 1982-2010 годах. Из приведенных иллюстраций видно, что модель позволила удовлетворительно рассчитать характеристики бокового притока воды к водохранилищу по данным метеорологических наблюдений. Значения критерия Нэша-Сатклиффа *NS* оказались равными 0.63 как для объемов, так и для максимальных расходов весеннего стока.

На рис. 2.9 и в табл. 2.5 показаны результаты расчетов объема и минимального расхода притока воды к Чебоксарскому водохранилищу в меженный период за 3 месяца (с 1 июня по 31 августа) за период с 1982 по 2010 годы. Критерий Нэша-Сатклиффа *NS* для объема летнего стока получился равным 0.31, а для минимального расхода отрицательным. Ухудшение качества расчетов по сравнению с расчетами весеннего стока объясняется меньшей природной изменчи-

востью характеристик летнего стока. Ухудшение точности расчета характеристик летней межени по сравнению с расчетами весеннего половодья объясняется погрешностями в описании моделью динамики грунтовой составляющей речного стока.

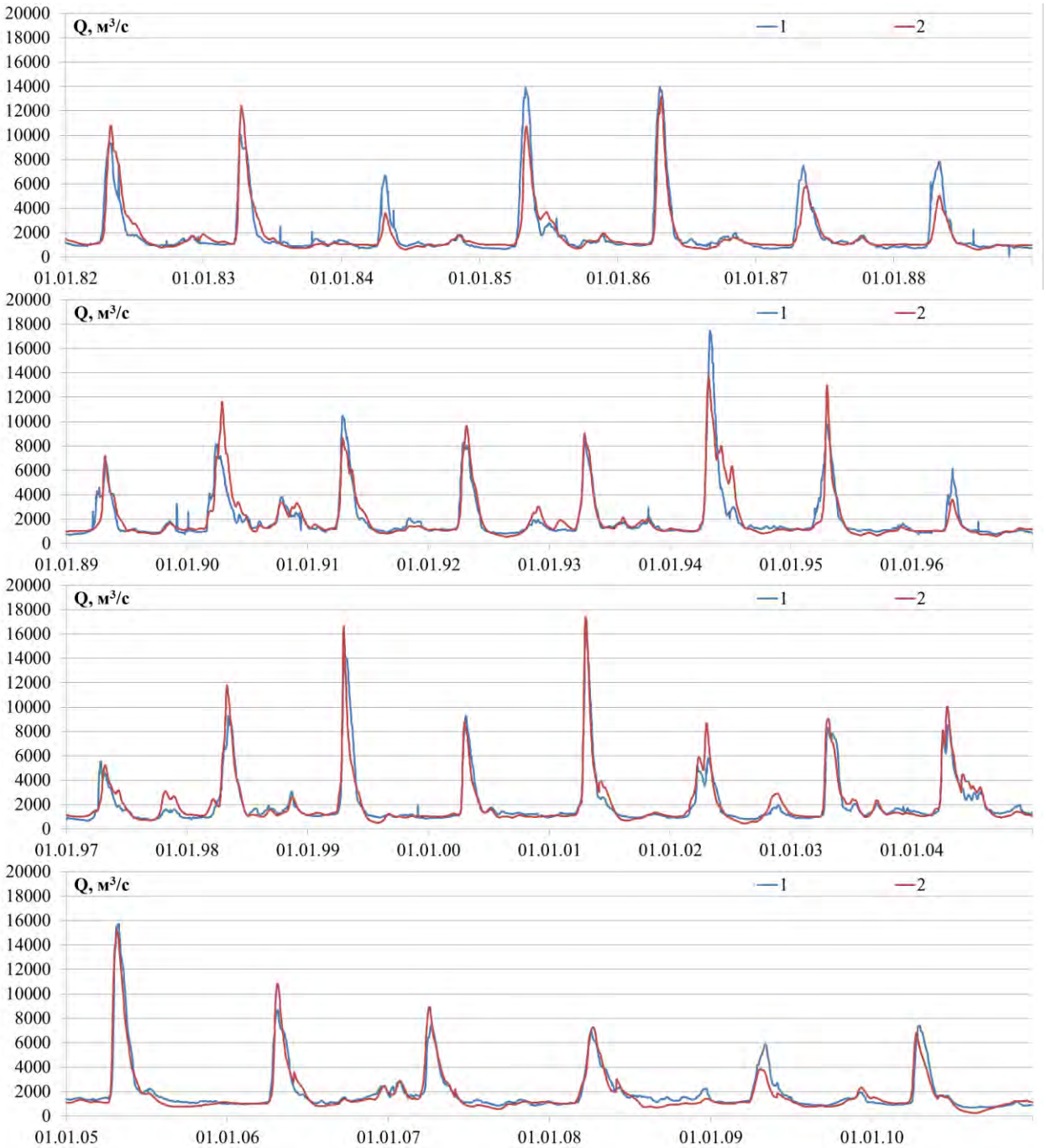


Рисунок 2.7 – Фактические (1) и Рассчитанные (2) расходы бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу

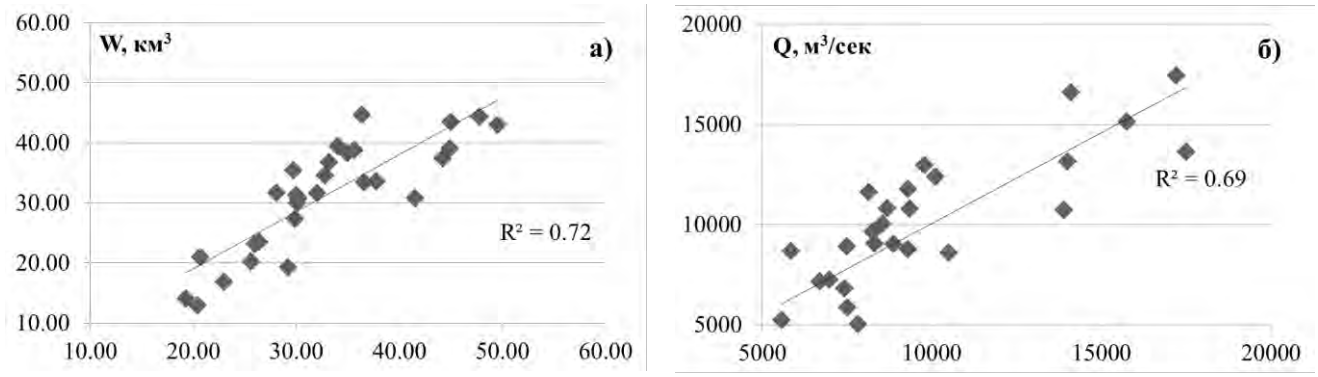


Рисунок 2.8 - Фактические и рассчитанные по фактическим метеорологическим данным объемы (а) и максимальные расходы (б) бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за период III - V

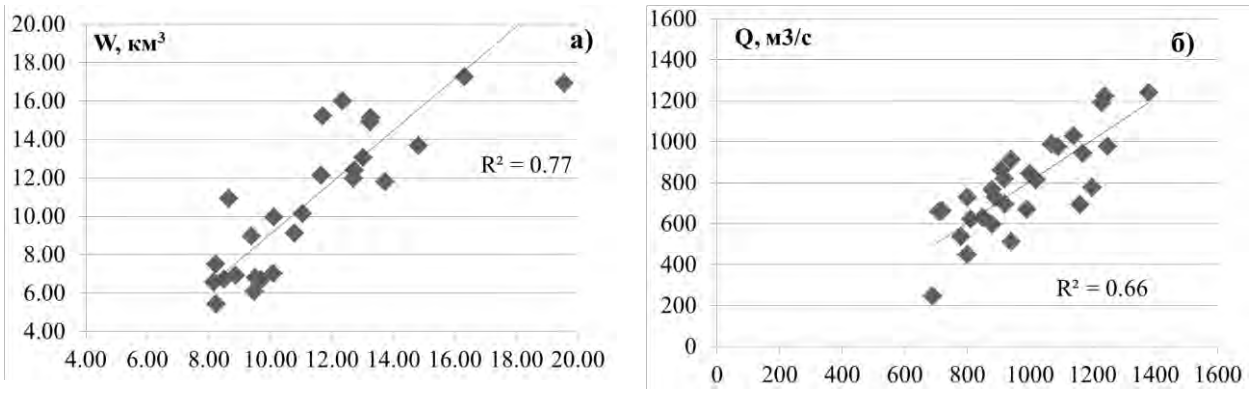


Рисунок 2.9 - Фактические и рассчитанные по фактическим метеорологическим данным объемы (а) и минимальные расходы (б) бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за период VI – VIII

Таблица 2.4 - Фактические и рассчитанные по фактическим метеорологическим данным объемы и максимальные расходы бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за период III – V.

Год	**Объем притока воды к водохранилищу за III-V, км^3**				**Макс. расход притока воды к водохранилищу за III-V, м^3/с**			
	Факт.	**Рассч.**	**Абс. ошибка**	**Отн. ошибка**	**Факт.**	**Рассч.**	**Абс. ошибка**	**Отн. ошибка**
1982	33.16	36.80	3.64	0.11	9350	10793	1443	0.15
1983	34.97	38.40	3.42	0.10	10100	12414	2313	0.23
1984	20.36	13.00	–7.36	–0.36	6700	3589	–3111	–0.46
1985	41.51	30.88	–10.63	–0.26	13900	10731	–3169	–0.23
1986	44.19	37.51	–6.68	–0.15	14000	13174	–826	–0.06
1987	25.59	20.25	–5.34	–0.21	7500	5866	–1634	–0.22
1988	29.17	19.31	–9.87	–0.34	7810	5031	–2779	–0.36
1989	26.39	23.57	–2.83	–0.11	6700	7164	464	0.07
1990	36.37	44.67	8.30	0.23	8140	11644	3504	0.43
1991	36.59	33.47	–3.12	–0.09	10500	8608	–1892	–0.18
1992	32.75	34.61	1.86	0.06	8260	9642	1382	0.17
1993	29.99	31.30	1.31	0.04	8870	9045	175	0.02
1994	49.52	43.06	–6.47	–0.13	17500	13653	–3847	–0.22
1995	37.78	33.65	–4.13	–0.11	9780	13000	3220	0.33
1996	19.29	14.12	–5.17	–0.27	6140	3606	–2534	–0.41
1997	20.66	21.08	0.42	0.02	5570	5233	–337	–0.06
1998	34.02	39.50	5.48	0.16	9290	11784	2494	0.27
1999	44.86	39.16	–5.70	–0.13	14100	16631	2531	0.18
2000	29.84	27.36	–2.49	–0.08	9290	8793	–497	–0.05
2001	44.96	43.51	–1.44	–0.03	17200	17451	251	0.01
2002	29.68	35.51	5.82	0.20	5850	8687	2837	0.48
2003	31.98	31.70	–0.28	–0.01	8310	9070	760	0.09
2004	35.61	38.79	3.19	0.09	8540	10062	1522	0.18
2005	47.77	44.39	–3.38	–0.07	15750	15140	–610	–0.04
2006	30.07	30.07	0.00	0.00	8680	10836	2156	0.25
2007	28.06	31.73	3.67	0.13	7490	8943	1453	0.19
2008	30.19	30.80	0.61	0.02	6990	7252	262	0.04
2009	22.94	16.96	–5.98	–0.26	5890	3846	–2044	–0.35
2010	25.92	23.15	–2.77	–0.11	7420	6823	–597	–0.08
Среднее	**32.90**	**31.32**	**–1.58**	**–0.05**	**9504**	**9604**	**100**	**0.01**

Таблица 2.5 - Фактические и рассчитанные по фактическим метеорологическим данным объемы и минимальные расходы бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за период VI - VIII.

Год	**Объем притока воды к водохранилищу за** VI-VIII**, км^3**				**Мин. расход притока воды к водохранилищу за** VI-VIII**, м^3/с**			
	Факт.	**Рассч.**	**Абс. ошибка**	**Отн. ошибка**	**Факт.**	**Рассч.**	**Абс. ошибка**	**Отн. ошибка**
1982	12.35	15.98	3.63	0.29	941	911	-30	-0.03
1983	9.38	8.96	-0.41	-0.04	889	729	-160	-0.18
1984	8.17	6.56	-1.61	-0.20	850	629	-221	-0.26
1985	16.32	17.26	0.95	0.06	1000	845	-155	-0.16
1986	9.52	6.82	-2.70	-0.28	710	658	-52	-0.07
1987	13.02	13.05	0.03	0.00	1140	1028	-112	-0.10
1988	8.87	6.91	-1.96	-0.22	811	622	-189	-0.23
1989	8.66	10.91	2.25	0.26	910	863	-47	-0.05
1990	13.26	15.13	1.87	0.14	1250	977	-273	-0.22
1991	11.05	10.14	-0.92	-0.08	918	819	-99	-0.11
1992	8.22	7.50	-0.72	-0.09	780	536	-244	-0.31
1993	11.71	15.20	3.50	0.30	1240	1223	-17	-0.01
1994	18.83	26.37	7.54	0.40	1230	1189	-41	-0.03
1995	9.70	6.69	-3.00	-0.31	990	670	-320	-0.32
1996	8.50	6.71	-1.79	-0.21	720	664	-56	-0.08
1997	10.11	9.95	-0.16	-0.02	800	728	-72	-0.09
1998	13.73	11.79	-1.94	-0.14	1070	988	-82	-0.08
1999	10.10	7.03	-3.07	-0.30	940	512	-428	-0.46
2000	11.66	12.12	0.47	0.04	1170	943	-227	-0.19
2001	12.70	11.97	-0.73	-0.06	920	694	-226	-0.25
2002	8.24	5.44	-2.80	-0.34	800	448	-352	-0.44
2003	12.73	12.39	-0.35	-0.03	1090	976	-114	-0.10
2004	19.56	16.92	-2.64	-0.14	1380	1240	-140	-0.10
2005	14.82	13.67	-1.15	-0.08	1200	776	-424	-0.35
2006	10.79	9.13	-1.67	-0.15	1020	812	-208	-0.20
2007	9.47	6.08	-3.39	-0.36	880	596	-284	-0.32
2008	13.25	14.91	1.66	0.13	1160	693	-467	-0.40
2009	10.49	7.62	-2.87	-0.27	880	764	-116	-0.13
2010	8.64	5.86	-2.78	-0.32	690	245	-445	-0.65
Среднее	**11.51**	**11.00**	**-0.51**	**-0.07**	**978.59**	**785.50**	**-193.09**	**-0.20**

3 Разработка стохастического генератора погоды для бассейна Чебоксарского водохранилища

Сценарии метеорологических условий за период заблаговременности ансамблевых прогнозов характеристик сезонного стока могут, как было показано в Главе 1, задаваться в виде как фактически наблюдавшихся, так и рассчитанных с помощью стохастического генератора погоды, рядов метеорологических величин, «Генератор погоды» - название разработанной К. Ричардсоном [Richardson, 1981] стохастической модели WGEN (Weather Generator), описывающей совместный временной ход нескольких среднесуточных метеорологических величин. Востребованность таких моделей в задачах климатологии и агрометеорологии привела в 1990-е годы к созданию большого числа стохастических моделей, использующих, в той или иной степени, идеологию модели WGEN: WXGEN [Sharpley, 1990], LARS-WG [Racsko et al.,1991], CLIGEN [Arnold and Elliot, 1996], USCLIMATE [Johnson et al., 1996], ClimGen [Stokle et al., 1999] и других. Термин «генератор погоды» стал нарицательным и сейчас используется для обозначения стохастических моделей, позволяющих получать методом Монте-Карло многолетние искусственные временные ряды метеорологических переменных суточного разрешения, вероятностные свойства которых близки к свойствам имеющихся рядов метеорологических наблюдений.

При использовании стохастического генератора погоды появляется возможность полнее учесть диапазон физически осуществимых сценариев метеорологических воздействий на речной водосбор, в том числе не наблюдавшихся за период измерений за период заблаговременности прогноза. Сочетание модели формирования речного стока со стохастическим генератором погоды (динамико-стохастическая модель) позволяет воспроизводить реакции гидрологической системы на множество возможных метеорологических воздействий за период заблаговременности и получать большой ансамбль прогнозируемых гидрографов стока для построения надежных выборочных оценок прогнозируемых величин. В то же время, генератор погоды, как любая модель, не полностью адекватна описываемому природному процессу и служит источником дополнительных ошибок гидрологического прогноза. Насколько существенен вклад этих ошибок, зависит от качества используемого генератора погоды.

Общие методические подходы к построению динамико-стохастических моделей формирования речного стока с использованием стохастического генератора погоды для гидрологических расчетов и прогнозов были развиты в трудах школы Л.С. Кучмента

[Кучмент и др., 1983; Кучмент, Гельфан, 1993, Гельфан, 2007]) и Ю.Б. Виноградова (1988, 2014). Эти подходы использовались в задачах оценки риска наводнений [Kuchment, Gelfan, 2002; Кучмент, Гельфан, 2010; Gelfan, 2010], оценки гидрологических последствий изменений антропогенной нагрузки на водосбор и климата [Gelfan, 2009], оценки максимального стока при отсутствии гидрологических данных [Gelfan, 2013], в задачах построения долгосрочных прогнозов весеннего половодья [Кучмент, Гельфан, 2007; 2009]. Обзор генераторов погоды и примеры их гидрологических приложений содержатся в монографии [Гельфан, 2007].

В настоящей главе описываются разработанные нами два стохастических генератора погоды ─ точечный и пространственно распределенный, и приводятся результаты двух тестов по проверке качества разработанных моделей по данным метеорологических наблюдений.

Первый тест – традиционный – основан на сравнении статистических характеристик, определенных по смоделированным и фактическим временным рядам суточных величин осадков, температуры и влажности воздуха.

Второй тест направлен на оценку качества воспроизведения с помощью генератора погоды (в сочетании с моделью формирования снежного покрова) вероятностных пространственно-временных характеристик снежного покрова в сравнении с соответствующими характеристиками по данным метеорологических снегомерных наблюдений.

3.1 Точечный стохастический генератор погоды NEWGEN: структура, оценка параметров и результаты проверочных испытаний

В рамках настоящей работы автором был разработан точечный стохастический генератор погоды NEWGEN (NEsted Weather GENerator), структура которого представляет собой систему «вложенных» генераторов, обозначаемых буквами «**Y**», «**M**» и «**D**», которые описывают последовательности метеорологических переменных с временны́м осреднением год, месяц и сутки соответственно [Гельфан, Морейдо, 2014].

Отличительная черта нового генератора погоды – процедура дезагрегации параметров, т.е. перехода от независимо определяемых параметров генератора погоды «**Y**» к параметрам генератора «**M**», а от них – к параметрам генератора «**D**» с учётом сезонного хода метеорологических переменных. Иными словами, эта процедура позволяет задать часть параметров высокочастотной модели «**D**» по параметрам низкочастотных моделей «**M**» и «**Y**». Использование в качестве основных независимых параметров генератора по-

годы статистических характеристик среднегодовых значений метеорологических величин и их сезонного хода, а не характеристик среднесуточных значений (как это делается в существующих генераторах погоды), существенно повышает выборочную устойчивость оценок параметров по имеющимся рядам наблюдений и робастность модели (устойчивость структуры и параметров модели к изменению исходных данных). Последнее обстоятельство важно при использовании генератора погоды для большого числа станций, расположенных в разных климатических условиях. Рассмотрим в общих чертах алгоритм моделирования искусственных последовательностей метеорологических величин с помощью разработанного генератора погоды.

1. С помощью генератора погоды «**Y**» методом Монте-Карло рассчитываются среднегодовые значения температуры воздуха, безусловной вероятности выпадения осадков, интенсивности осадков в дни с отрицательными и положительными температурами воздуха, дефицита влажности воздуха в дни без осадков. Для описания многолетнего хода этих переменных используются модели независимых случайных величин, параметры которых оцениваются по имеющимся многолетним рядам метеорологических наблюдений.

2. С помощью генератора погоды «**M**» моделируется внутригодовой ход метеорологических переменных, перечисленных в п. 1, с использованием периодических функций, подобранных по соответствующим месячным данным. При этом сгенерированные случайные среднегодовые значения переменных задаются в качестве параметра вертикального смещения соответствующей функции. Параметры амплитуды и фазы считаются постоянными, равными их среднемноголетним значениям, подобранным по данным наблюдений.

3. С помощью генератора погоды «**D**» моделируются среднесуточные значения метеорологических переменных с использованием моделей, рассмотренных далее.

Модель температуры воздуха – аддитивная модель с сезонным трендом и случайными отклонениями от него, описываемыми моделью авторегрессии первого порядка:

$$T_n = \overline{T_n} + \Delta T_n \qquad (3.1)$$

$$\Delta T_n = \phi \Delta T_{n-1} + \alpha_n$$

где T_n – среднесуточная температура воздуха в n-е сутки (n = 1, 2, …, 365); $\overline{T}_n$ – значение сезонного тренда в n-е сутки; ΔT_n – отклонение от тренда в n-е сутки; φ – параметр авторегрессии, равный среднегодовому коэффициенту корреляции между отклонениями от

тренда в соседние сутки; α_n – белый шум с нулевым средним и дисперсией, равной $\sigma_a^2 = \left(1-\phi^2\right)$.

Сезонный тренд $\overline{T_n}$ описывался периодической функцией, аппроксимирующей ход среднемноголетних значений температуры воздуха в n-е сутки:

$$\overline{T}_n = T_0 + a_1 \cos\left(\frac{2\pi}{N} n + a_2\right), \qquad (3.2)$$

где T_0 – среднемноголетняя годовая температура воздуха; a_1 и a_2 – параметры амплитуды и фазы соответственно; N = 365.

Расчет хода среднесуточной температуры воздуха проиллюстрирован на рис. 3.1.

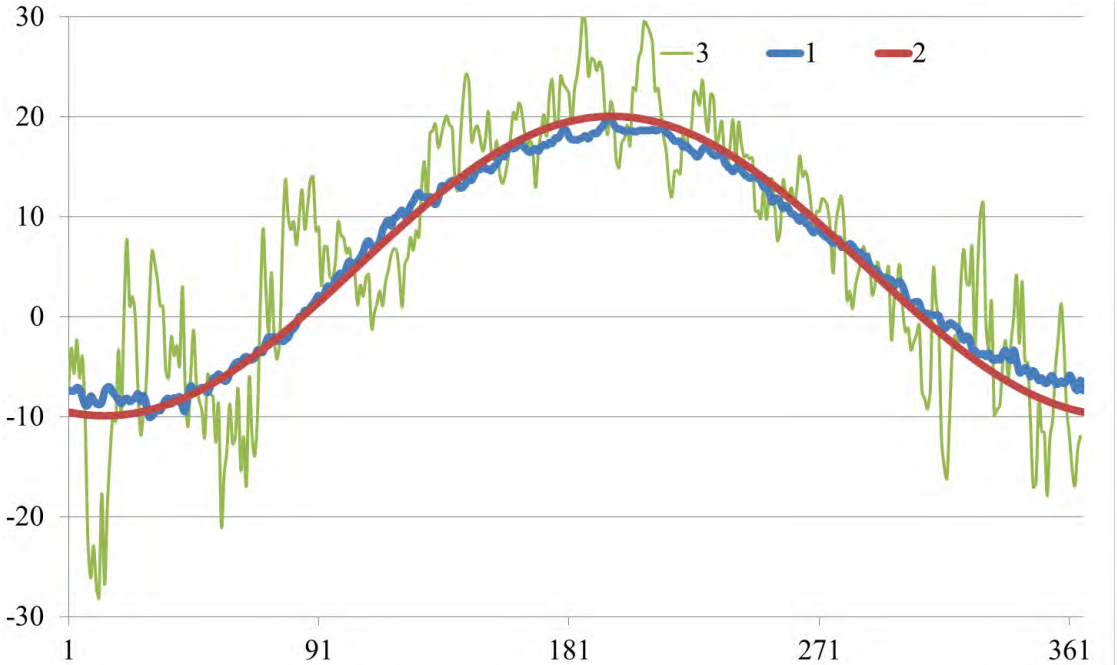


Рисунок 3.1 - Пример расчета внутригодового хода среднесуточной температуры; 1 – осредненные значения по данным наблюдений, 2 - аппроксимирующая кривая, 3 – одна из рассчитанных реализаций

Модель атмосферных осадков описывает два процесса: 1) последовательность дней с осадками и без осадков с использованием модели дискретной Марковской цепи первого порядка (ДМЦ1); 2) интенсивность осадков в день их выпадения с использованием модели независимых гамма-распределённых случайных величин. Модель ДМЦ1 с двумя состояниями широко используется для описания последовательности суточных осадков. (обзор соответствующих работ см., например, в монографии [Гельфан, 2007]. Описываемое моделью марковское свойство последовательности дней с осадками и без

осадков состоит в том, что текущее состояние условно независимо от всех прошлых состояний при заданном предшествующем состоянии:

$$Pr\left[J_n = j \middle| J_0, J_1, \ldots, J_{n-2}, J_{n-1} = i\right] = Pr\left[J_n = j \middle| J_{n-1} = i\right], \qquad (3.3)$$

$$\text{где } J_n = \begin{cases} 1, X_n > 0 \\ 0, X_n = 0 \end{cases};$$

$X_n \geq 0$ – последовательность случайных величин количества осадков за сутки; $i, j = 0,1$; n = 1, 2, …, 365 – номер временно́го шага.

Модель ДМЦ1 содержит следующие параметры: матрицу переходных вероятностей – $P_{ij} = (Pr)\left[J_n = j \middle| J_{n-1} = i\right]$ и вероятность начального состояния – $\pi_i = Pr\left[J_0 = i\right]$.

Учитывая, что $P_{i0} + P_{i1} = 1$ и $\pi_1 = 1 - \pi_0$, модель содержит всего три независимых параметра. Согласно [Гельфан, 2007], параметры переходных вероятностей можно оценить по двум безусловным статистикам, определяемым по ряду последовательностей дней с осадками и без осадков. $P_1 = Pr(J_n = 1)$ – безусловная вероятность выпадения осадков, равная математическому ожиданию величин J_n; $r_1 = Corr(J_n, J_{n+1})$ – коэффициент корреляции между величинами J_n в соседние сутки. Независимые переходные вероятности (например, P_{00} и P_{11}) находятся по статистикам P_1 и r_1 из приведённой ниже системы уравнений, а также равенства $P_{i0} + P_{i1} = 1$:

$$P_1 = \frac{P_{01}}{P_{10} + P_{01}}, \qquad (3.4)$$

$$r_1 = P_{11} - P_{01}. \qquad (3.5)$$

Величина $\pi_1 = Pr[J_0 = 1]$ принималась равной P_1. Внутригодовой ход среднемесячных значений величин P_1 описывался периодической функцией, аналогичной (3.2), при N=12; величина r_1 считалась постоянной внутри года. В результате для каждого календарного месяца по уравнениям (3.4) и (3.5) рассчитывались постоянные значения переходных вероятностей в течение этого месяца. Среднесуточная интенсивность выпадения осадков вычислялась по модели гамма-распределённых случайных величин с параметрами, различными для суток с положительными и отрицательными температурами. Эти параметры (среднее значение и дисперсия) считались постоянными в течение каждого календарного месяца и равными соответствующим среднемесячным значениям. Изменения среднеме-

сячных значений среднего и дисперсии в течение года описывались периодическими функциями.

Модель дефицита влажности воздуха. Величина дефицита влажности рассчитывается в зависимости от наличия или отсутствия осадков в расчетный день. В соответствии с общим алгоритмом «вложенных» моделей, среднегодовые значения дефицита влажности в дни с осадками и без разыгрываются по методу Монте-Карло как гамма-распределенная случайная величина. Ежедневные значения дефицита влажности в дни с осадками и без также рассчитываются по модели независимых гамма-распределённых случайных величин, внутригодовой ход параметров которой (среднего значения и коэффициента вариации) задаётся периодической функцией, аналогичной (3.2).

Разработанный генератор погоды содержит 31 параметр, перечень которых приведен в табл. 3.1.

Для оценки параметров и тестирования разработанного генератора погоды NEWGEN использовались данные наблюдений за среднесуточными значениями температуры и относительной влажности воздуха, а также суточными суммами осадков, полученные на 36 метеостанциях, расположенных в бассейне Волги (рис. 3.2).Источниками данных служили архивы ВНИИГМИ-МЦД Росгидромета [Булыгина, Разуваев, 2008]. Наблюдения охватывают период 1880–2009 г.; продолжительность рядов наблюдений варьирует от 52 до 129 лет.

Таблица 3.1 - Параметры генератора погоды NeWGEN

Параметр	**Переменная**	**Единицы измерения**	**Пример (м/с Смоленск)**
Среднемноголетняя среднесуточная температура воздуха	initMean	°C	5.129
Среднеквадратическое отклонение среднемноголетней температуры	initDisp	°C	1.019
Коэффициент автокорреляции I порядка для нормированных отклонений среднесуточных температур	Rt	-	0.793
Среднее среднеквадратическое отклонение среднесуточных температур в холодный период года	iSigmaC	°C	9.00
Среднее среднеквадратическое отклонение среднесуточных температур в теплый период года	iSigmaW	°C	4.00
Параметр амплитуды аппроксимирующей функции внутригодового хода температуры	a*2*	-	-3.264
Параметр фазы аппроксимирующей функции внутригодового хода температуры	a*3*	-	-14.054
Коэффициент корреляции ежедневной вероятности выпадения осадков	air1	-	0.330
Коэффициент вариации интенсивности выпадения осадков в день с осадками (среднегодовой)	ACV1	-	1.134
Параметр амплитуды аппроксимирующей функции внутригодового хода безусловной вероятности выпадения осадков	sp2	-	0.099
Параметр фазы аппроксимирующей функции внутригодового хода безусловной вероятности выпадения осадков	sp3	-	0.031
Параметр амплитуды аппроксимирующей функции внутригодового хода интенсивности выпадения осадков в теплый период года	i2	-	-1.607
Параметр фазы аппроксимирующей функции внутригодового хода интенсивности выпадения осадков в теплый период года	i3	-	-1.816
Параметр амплитуды аппроксимирующей функции внутригодового хода интенсивности выпадения осадков в холодный период года	i4	-	-0.374
Параметр фазы аппроксимирующей функции внутригодового хода интенсивности выпадения осадков в холодный период года	i5	-	-0.405
Параметр γ двухпараметрического бета-распределения	pin	-	81.433
Параметр η двухпараметрического бета-распределения	qin	-	81.900
Среднемноголетняя среднегодовая интенсивность выпадения осадков в теплый период	iSw	*мм/сут*	4.400
Дисперсия среднемноголетней среднегодовой интенсивности выпадения осадков в теплый период	iSdw	$(мм/сут)^2$	0.749
Среднемноголетняя среднегодовая интенсивность выпадения осадков в холодный период	iSc	*мм/сут*	2.405

Дисперсия среднемноголетней среднегодовой интенсивности выпадения осадков в холодный период	iSdc	*(мм/сут)*^{2}	0.412
Среднемноголетний среднесуточный дефицит влажности воздуха в день с осадками	dp	*мБар*	1.541
Дисперсия среднемноголетнего среднесуточного дефицита влажности воздуха в день с осадками	vdp	*мБар*	1.714
Коэффициент вариации среднемноголетнего среднесуточного дефицита влажности воздуха в день с осадками	cvdp	-	0.679
Параметр амплитуды аппроксимирующей функции внутригодового хода среднемноголетнего среднесуточного дефицита влажности воздуха в день с осадками	dp2	-	-0.237
Параметр фазы аппроксимирующей функции внутригодового хода среднемноголетнего среднесуточного дефицита влажности воздуха в день с осадками	dp3	-	-1.527
Среднемноголетний среднесуточный дефицит влажности воздуха в день без осадков	dnp	*мБар*	2.435
Дисперсия среднемноголетнего среднесуточного дефицита влажности воздуха в день без осадков	vdnp	*мБар*	4.808
Коэффициент вариации среднемноголетнего среднесуточного дефицита влажности воздуха в день без осадков	cvdnp	-	0.672
Параметр амплитуды аппроксимирующей функции внутригодового хода среднемноголетнего среднесуточного дефицита влажности воздуха в день без осадков	dnp2	-	-0.228
Параметр фазы аппроксимирующей функции внутригодового хода среднемноголетнего среднесуточного дефицита влажности воздуха в день без осадков	dnp3	-	-2.661

Рисунок 3.2 – Схема расположения метеостанций в бассейне р. Волга

Проверка адекватности воспроизведения генератором характеристик реальных рядов метеовеличин проводилась по искусственным, смоделированным методом Монте-Карло рядам метеорологических переменных длиной 1000 лет для каждой метеорологической станции. Проверка осуществлялась на основании сопоставления статистических характеристик, определенных по смоделированным и фактическим временным рядам метеорологических величин (рис. 3.3 - 3.4). Важно подчеркнуть, что сравниваемые характеристики не относились к числу параметров генератора погоды (Таблица 3.1), которые определяются по фактическим данным, в силу чего точность их воспроизведения методом Монте-Карло равна выборочной изменчивости, т.е. зависит только от длины моделируемых рядов, но не от качества самих стохастических моделей [Гельфан, 2007].

В целом модель позволила получить адекватные результаты по всем рассматриваемым метеовеличинам. Дополнительные иллюстрации по сравнению статистических характеристик среднемесячных значений фактических и смоделированных рядов приводится в Приложении А. Расчёты показали, что разработанный точечный генератор погоды позволяет удовлетворительно воспроизвести временны́е ряды осадков, температуры и

влажности воздуха разного временнóго осреднения на рассматриваемой территории Европейской части России.

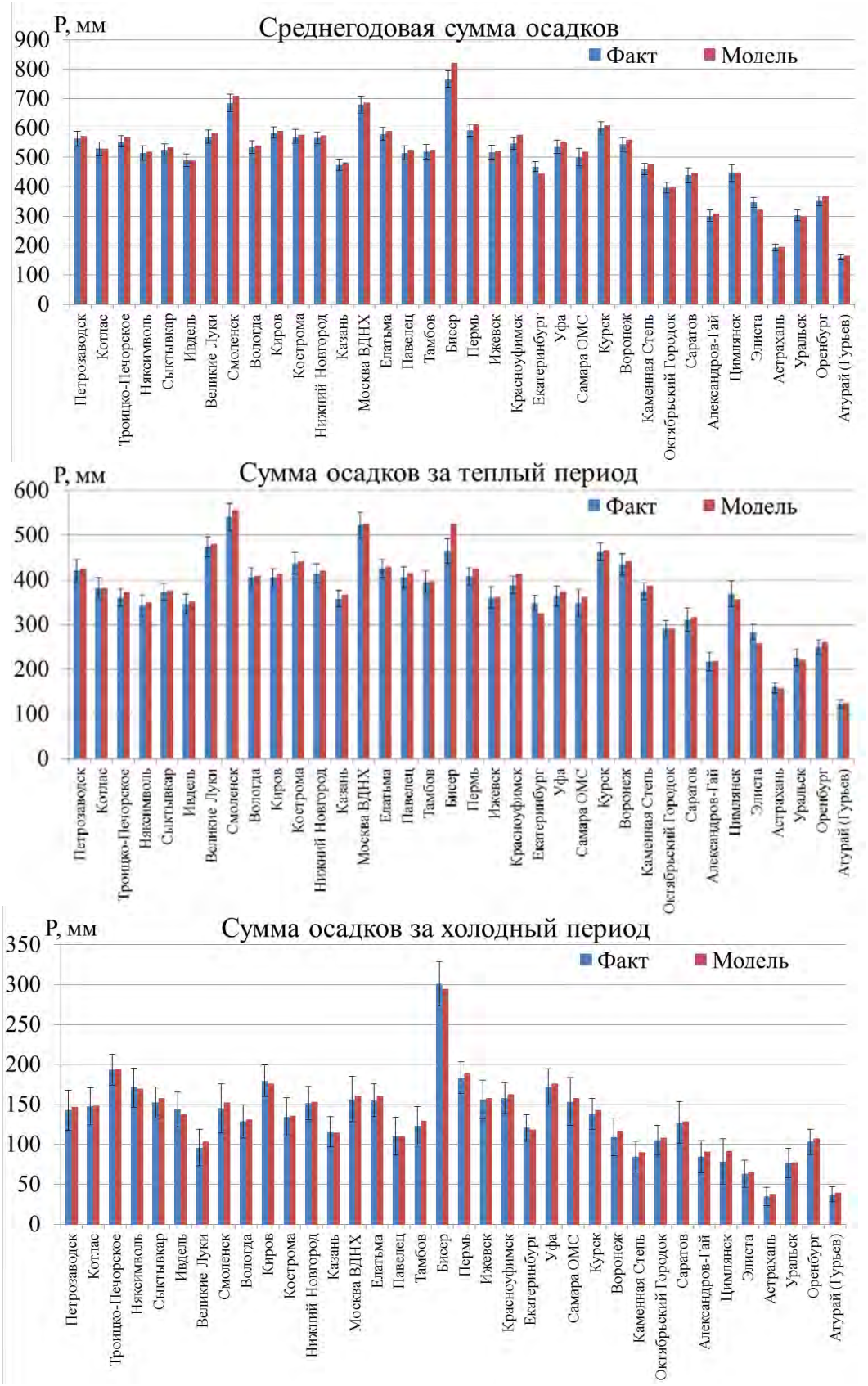


Рисунок 3.3 - Сравнение среднегодовой суммы осадков за год, за теплый ($t \geq 0°C$) и холодный ($t < 0°C$) периоды года

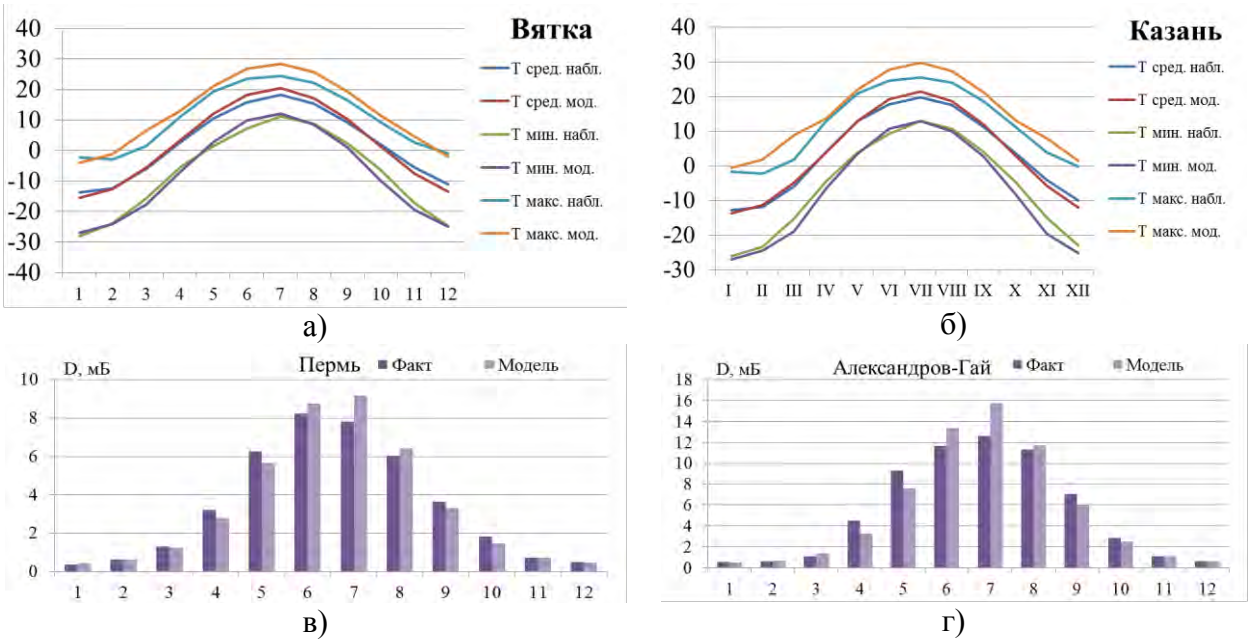


Рисунок 3.4 - Внутригодовой ход средней, максимальной и минимальной месячной температуры (а,б) и дефицита влажности (в,г воздуха)

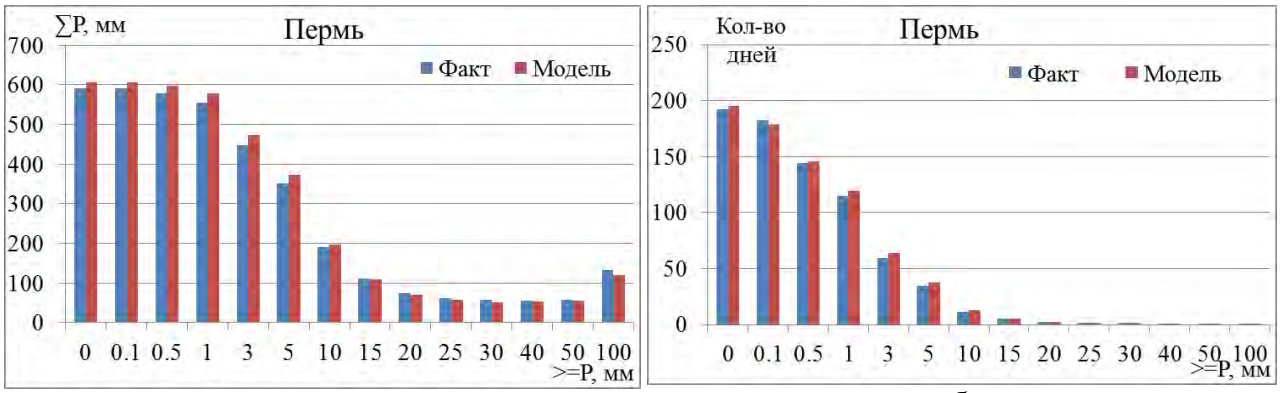


Рисунок 3.1 - Сумма (а) и количество дней с осадками по градациям

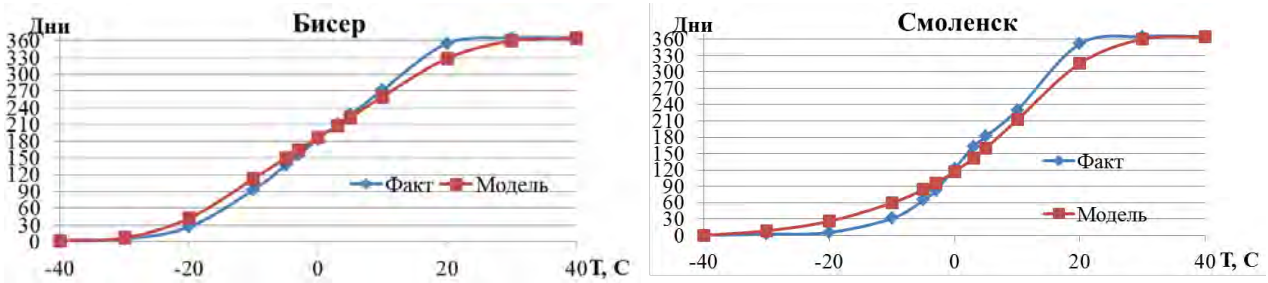


Рисунок 3.6 - Количество дней с температурой воздуха не ниже данной

3.2 Стохастический генератор SFRWG метеорологических полей: структура, оценка параметров и результаты проверочных испытаний

При участии автора была разработана пространственно распределенная версия стохастического генератора погоды, предназначенного для моделирования методом Монте-Карло многолетних временных рядов среднесуточных значений температуры и дефицита влажности воздуха, суточных сумм осадков с учетом взаимной временной и пространственной статистической связности перечисленных метеорологических переменных. В основу генератора погоды положен метод пространственных фрагментов, представляющий собой модификацию метода фрагментов Г.Г. Сванидзе [Сванидзе, 1977] и заключающийся в последовательном применении следующих процедур [Гельфан, Морейдо, 2015]:

1. Построение нормализованных полей (пространственных фрагментов) расчетных суточных значений метеорологических переменных по данным наблюдений. Пространственные фрагменты строятся для каждого года наблюдений путем нормирования наблюденных полей расчетных переменных на их среднее значение по пространству в рассматриваемом году;
2. Моделирование методом Монте-Карло многолетних искусственных последовательностей средних по пространству среднегодовых значений расчетных метеорологических переменных с использованием моделей статистически зависимых случайных величин
3. Расчет искусственных полей среднесуточных значений метеорологических переменных путем умножения смоделированных средних по пространству значений расчетных переменных на соответствующий пространственный фрагмент (фрагмент выбирается из имеющегося набора методом латинского гиперкуба; см., например, [*Гельфан А.Н., 2007*]).

Метод пространственных фрагментов ─ малопараметрический по сравнению с методами, обычно применяемыми в пространственных генераторах погоды и основанными на использовании аналитических пространственных корреляционных функций. Разработанный генератор погоды имеет всего 9 параметров, перечисленных в таблице 3.2. Здесь же даны их оценки, определенные методом моментов по данным многолетних метеорологических наблюдений в рассматриваемом бассейне.

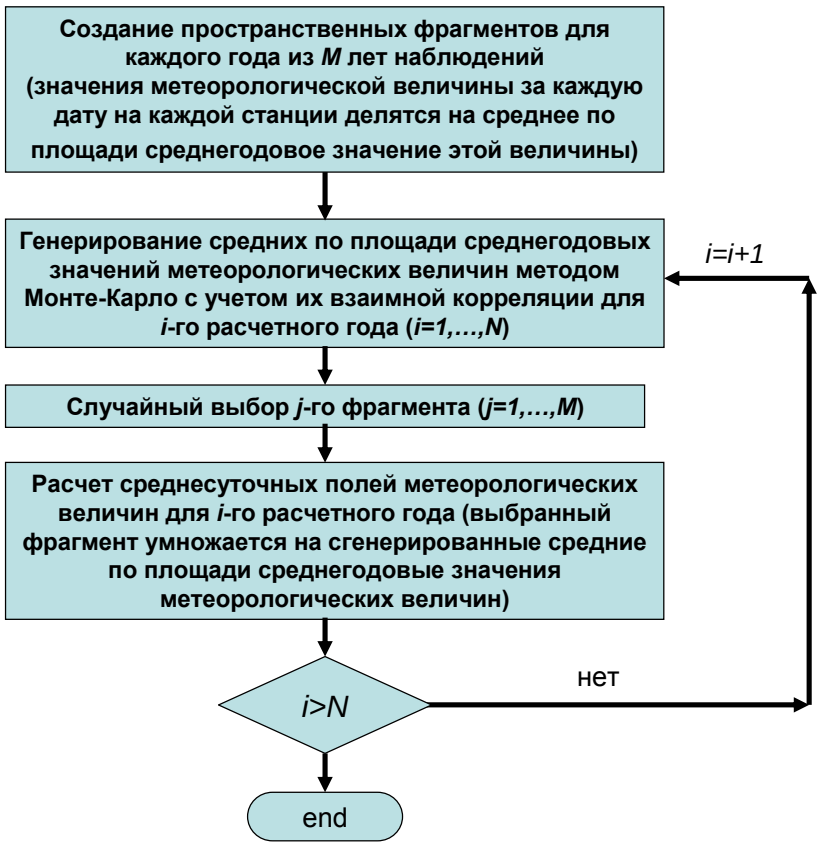


Рисунок 3.7 - Общая схема работы пространственного генератора погоды SFRWG

Таблица 3.2 - Список параметров генератора SFRWG

№ п/п	Название	Значение для бассейна Чебоксарского водохранилища (по данным 1953-2010)
1	Среднемноголетняя, средняя по бассейну температура воздуха, ^{O}C	4.58
2	Среднемноголетняя, средняя по бассейну интенсивность осадков, мм/сут	1.52
3	Среднемноголетний, средний по бассейну дефицит влажности воздуха, мб	3.15
4	Стандартное отклонение средней по бассейну среднегодовой температуры воздуха, ^{O}C	0.99
5	Стандартное отклонение средней по бассейну среднегодовой интенсивности осадков, мм/сут	0.18
6	Стандартное отклонение среднего по бассейну среднегодового дефицита влажности воздуха, мм/сут	0.69
7	Коэффициент корреляции среднегодовых, средних по бассейну температуры воздуха и осадков	0.02
8	Коэффициент корреляции среднегодовых, средних по бассейну дефицита влажности воздуха и осадков	-0.51
9	Коэффициент корреляции среднегодовых, средних по бассейну температуры и дефицита влажности воздуха	0.29

Оценка параметров разработанного генератора погоды осуществлялась по многолетним рядам наблюдений на 15 метеорологических станциях, расположенных в бассейне Чебоксарского водохранилища или вблизи его границ (рис. 3.8).

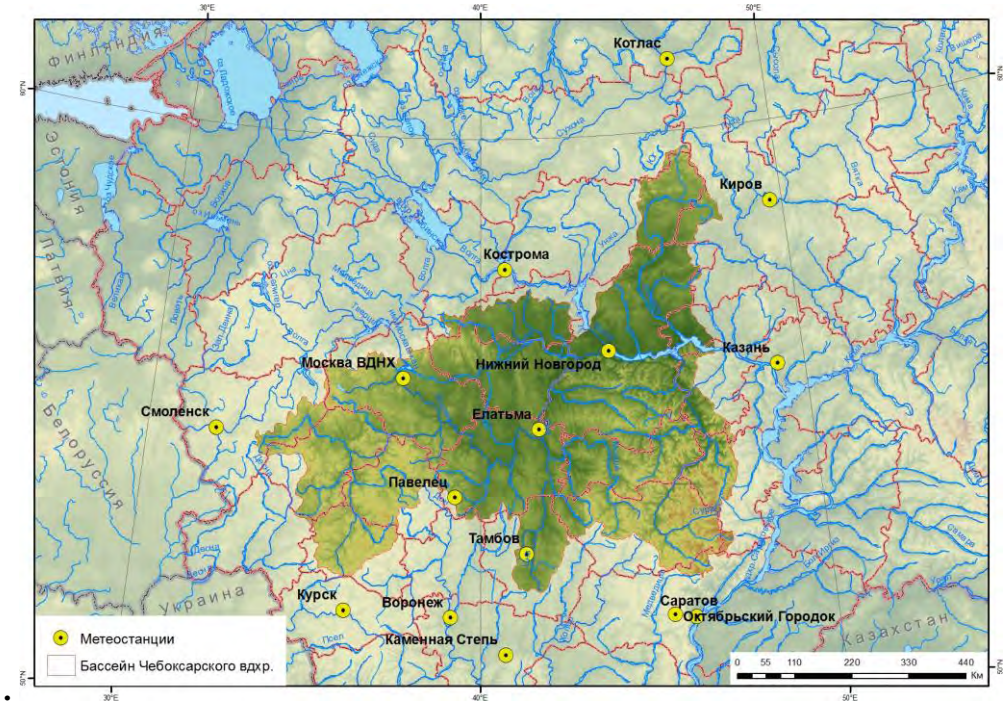


Рисунок 3.8 - Расположение метеорологических станций, использованных в расчетах

С помощью описанного генератора погоды методом Монте-Карло были смоделированы соответствующие современному климату искусственные ряды среднесуточных значений осадков, температуры и влажности воздуха длиной 1000 лет для каждой станции на рассматриваемой территории. Для проверки качества разработанного генератора погоды сравнивались следующие статистические характеристики, определенные по фактическим и искусственным рядам метеорологических переменных: средние многолетние величины за год, календарный месяц и календарные сутки; стандартные отклонения среднегодовых и среднемесячных величин; корреляции между среднегодовыми (среднемесячными) значениями на отдельной станции и соответствующими значениями на других станциях; пространственные корреляционные функции значений осадков, температуры и влажности воздуха, осредненных за разные временные интервалы (год, месяц, сутки).

Результаты сопоставления некоторых из перечисленных статистик для рассматриваемой территории показаны на рис.3.9 - 3.10. Более подробно результаты расчетов представлены в Приложении А.

Из рис. 3.9 видно, что генератор погоды с хорошей точностью воспроизводит безусловные статистики (средние значения и стандартные отклонения) годовых значений мо-

делируемых метеорологических переменных: полученные погрешности оценок указанных статистик оказались меньше выборочной изменчивости оценок, полученных по рядам наблюдений.

На рис. 3.10 показаны пространственные корреляционные функции среднемесячных значений метеорологических переменных для января марта. Точность воспроизведения пространственных корреляций температуры воздуха и осадков оказалась для выбранных месяцев удовлетворительной – оценки корреляций, полученные по смоделированным рядам, лежат в пределах 90%-х доверительных интервалов соответствующих оценок по фактическим рядам наблюдений.

Погрешности расчета корреляций среднемесячной влажности воздуха получились выше, чем для температуры воздуха и осадков, но, в большинстве случаев, не выходят за пределы 95%-х доверительных интервалов оценок корреляций по фактическим рядам наблюдений. Отметим, что пространственные корреляционные функции температуры воздуха и осадков хорошо описываются, как видно из рисунка 3.9, экспоненциальной зависимостью, при этом указанная зависимость не подходит для описания пространственных корреляций дефицита влажности воздуха (см. рис. 3.9 в, е) Аналогичные результаты сравнения пространственных корреляционных функций получены для других месяцев и средних значений метеорологических переменных, осредненных за отдельные сутки. Результаты проведенных экспериментов позволили сделать вывод, что разработанный стохастический генератор погоды позволяет моделировать искусственные ряды среднесуточных значений температуры и дефицита влажности воздуха, суточных сумм осадков, статистические характеристики которых (средние, дисперсии, пространственные корреляционные функции) оказались в пределах точности оценок соответствующих характеристик по рядам наблюдений за этими метеорологическими переменными на рассматриваемой территории. Важно подчеркнуть, что этот вывод оказался справедлив для разных временных осреднений искомых переменных – от года до суток.

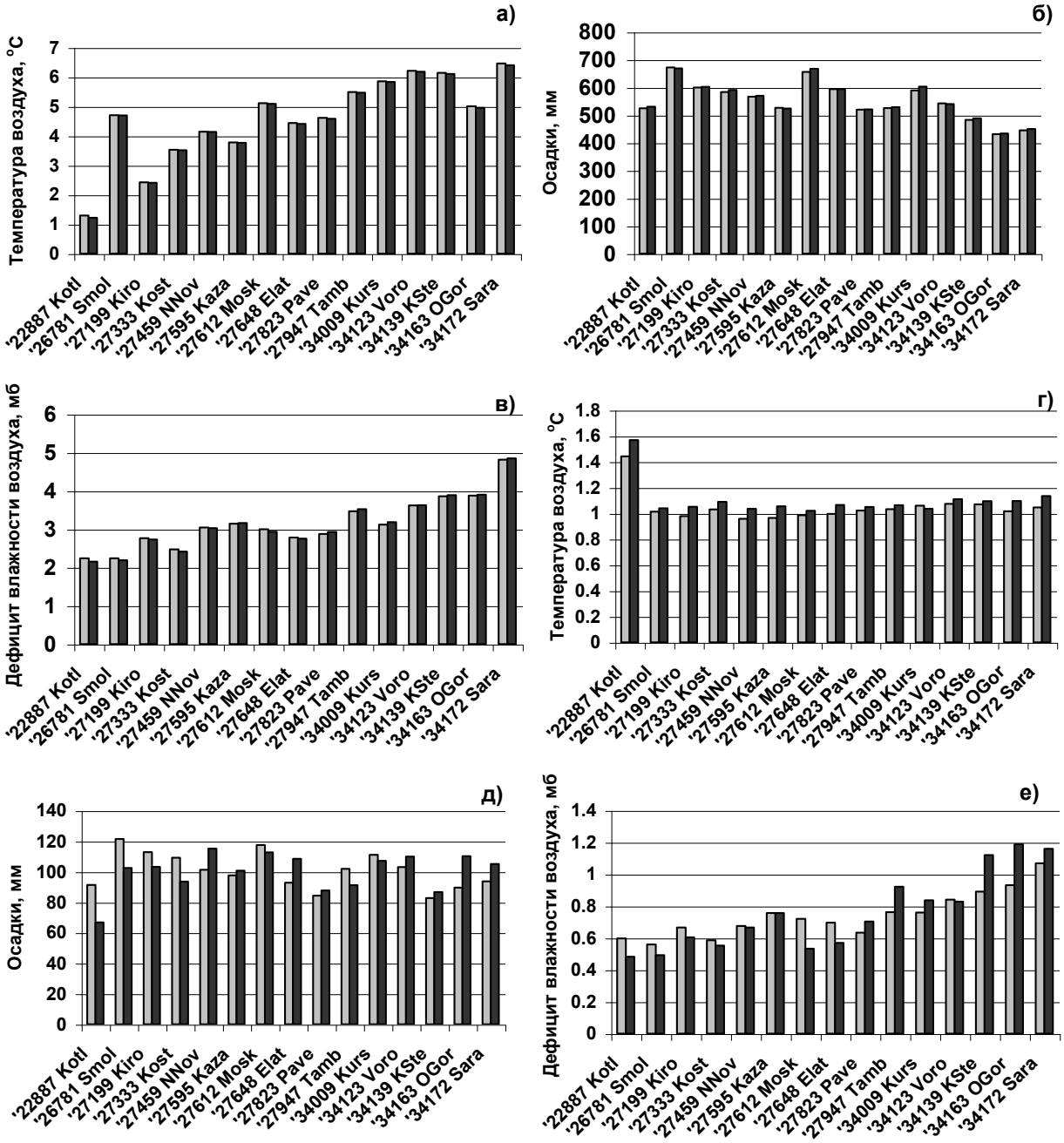


Рисунок 3.9 - Средние (а-в) и стандартные отклонения (г-е) годовых значений метеорологических переменных на станциях рассматриваемого района: черные столбцы – оценки по рядам наблюдений, серые столбцы – оценки по 1000-летним искусственным рядам

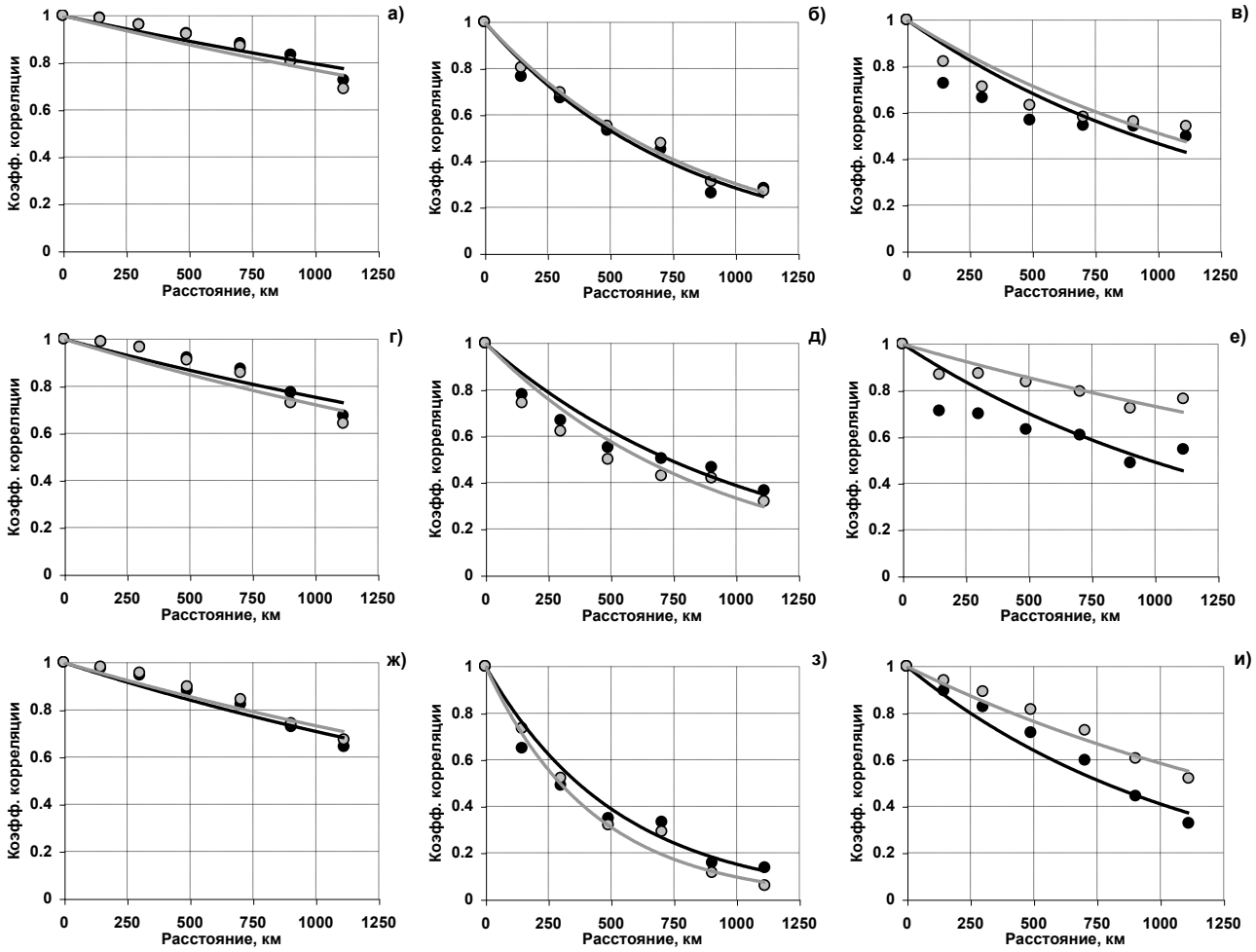


Рисунок 3.10 - Пространственные корреляционные функции среднемесячных значений температуры воздуха (левая колонка), осадков (средняя колонка) и дефицита влажности воздуха (правая колонка) за январь (а-в), февраль (г-е) и март (ж-и). Линиями показаны аппроксимирующие экспоненциальные функции.

3.3 Моделирование вероятностных свойств снежного покрова с использованием разработанных стохастических генераторов погоды

Если в рамках 1-го теста, результаты которого описаны в предыдущих разделах, качество разработанных генераторов погоды оценивалось путем сопоставления статистических характеристик смоделированных и фактических данных об осадках, температуре и влажности воздуха, то 2-й тест, описанный ниже, был направлен на проверку возможностей генераторов погоды к воспроизведению вероятностных свойств снежного покрова на рассматриваемых территориях. Для такой проверки мы разработали динамико-стохастическую модель, в структуре которой созданные стохастические генераторы погоды были объединены с детерминистической моделью формирования снежного покрова, позволяющей рассчитывать характеристики снежного покрова по измеренным или смоделированным метеорологическим данным.

Ниже дано описание детерминистической модели формирования снежного покрова и результатов ее применения для расчетов характеристик снежного покрова по данным измерений на метеорологических станциях, расположенных на Европейской территории России

3.3.1 Модель формирования снежного покрова

В качестве детерминистического компонента динамико-стохастической модели нами использовалась модель формирования снежного покрова, разработанная Ю.Г. Мотовиловым [1993]). Эта модель успешно применялась для описания динамики сезонного снежного покрова в разных физико-географических условиях: на равнинных открытых территориях [Kuchment, Gelfan, 1996], в зоне многолетней мерзлоты [Kuchment et al., 2000], на залесенных территориях и в горах [Vehvilinen, 1992; Rutter et al., 2009; Kuchment et al., 2010]. Ниже дано краткое описание модели по работе [Гельфан, 2007].

Изменения высоты и плотности снежного покрова от начала его формирования до окончания весеннего снеготаяния рассчитываются с учётом поступления твёрдых и жидких осадков, фазовых переходов в толще снега, задержания талой воды, уплотнения снега под действием собственной массы и определяются с помощью следующих уравнений:

$$\frac{dH}{dt} = \rho_w \left[R_s \rho_0^{-1} - (S+E)(\rho_i I)^{-1} \right] - V \tag{3.6}$$

$$\frac{d}{dt}(\rho_i IH) = \rho_w (R_s - S - E) + S_i \tag{3.7}$$

$$\frac{d}{dt}(\rho_w w_s H_s) = \rho_w (X_l + S - E_l - R_s) - S_i \tag{3.8}$$

где ρ_w, ρ_i и ρ_0 – соответственно плотности воды, льда и свежевыпавшего снега; X_s и X_l – соответственно интенсивности твёрдых и жидких осадков; S – интенсивность снеготаяния; E_s – интенсивность сублимации (возгонки) снежного покрова; E_l – интенсивность испарения жидкой воды из снежного покрова; V – интенсивность уплотнения снега под действием собственной массы; H_s – высота снежного покрова; i_s и w_s – соответственно объёмное содержание льда и жидкой воды в снегу; S_i – интенсивность образования льда при замерзании талой воды в снеге; R_s – интенсивность водоотдачи снежного покрова,t – время.

Интенсивность снеготаяния считается пропорциональной положительной температуре воздуха $T_a > 0$ °C и рассчитывается с использованием эмпирического коэффициента стаивания k_s по формуле

$$S = \begin{cases} k_s T_a, & T_a > 0°C \\ 0, & T_a \le 0°C \end{cases}. \tag{3.9}$$

Коэффициент стаивания k_s – эмпирический параметр, диапазон значений которого для различных типов подстилающей поверхности (лес, поле и т.д.) изменяется в пределах 1-3 мм/сут/град в лесу до 4-7 мм/сут/град на открытой равнинной территории (см., например, [*Аполлов, Калинин, Комаров, 1989*]). Значение этого коэффициента уточняется в процессе калибровки модели. Интенсивность фазовых переходов при замерзании талой воды в снеге определяется по формуле

$$S_i = \begin{cases} k_s^* \sqrt{|T_a|}, & T_a < 0°C \wedge \theta_s > 0 \\ 0, & T_a \ge 0°C \vee \theta_s = 0 \end{cases}, \tag{3.10}$$

где k^*_s – эмпирический коэффициент, считающийся численно равным коэффициенту стаивания.

Суммарное испарение снежного покрова $E_{sl} = E_s + E_l$ считается пропорциональным среднесуточному дефициту влажности воздуха d_a, т.е. $E_{sl} = k_E d_a$, где k_E – эмпирический коэффициент, который уточняется в процессе калибровки модели. Доля сублимации E_s и испарения жидкой фазы E_l определяется в зависимости от содержания льда и незамёрзшей влаги в снеге по следующим выражениям:

$$E_s = \frac{\rho_i i_s}{\rho_s} E_{sl} = k_E d_a \frac{\rho_i i_s}{\rho_s} \tag{3.11}$$

$$E_l = \frac{\rho_w w_s}{\rho_s} E_{sl} = k_E d_a \frac{\rho_w w_s}{\rho_s} \quad , \tag{3.12}$$

где ρ_s – плотность снежного покрова, равная $\rho_s = \rho_i i_s + \rho_w w_s$.

Водоотдача снежного покрова начинается после превышения количества талой воды и соответственно величины водоудерживающей способности снега w_{max}. Она определяется как

$$R_s = X_l + S - E_l - w_{\max} \frac{dH_s}{dt} \tag{3.13}$$

$$\text{где } w_{\max} = 0{,}11 - 0{,}11 \frac{\rho_s}{\rho_w}, \tag{3.14}$$

Интенсивность уплотнения снега под действием собственной массы V (см/час) вычисляется по формуле

$$V = 0{,}01 \rho_s exp(0{,}08 T_a - 21 \rho_s) H_s^2 \quad , \tag{3.15}$$

где плотность и высота снежного покрова выражены соответственно в г/см^3 и см.

Калибровка модели формирования снежного покрова производилась по данным маршрутных наблюдений за запасами воды в снежном покрове и высоте снега в поле на тех же метеорологических станциях, что были использованы для создания и проверки генераторов погоды, описанных в разделе 3.1. [Булыгина, Разуваев, 2009]. Данные о характеристиках снежного покрова охватывают период с 1966 по 2009 г.; продолжительность рядов наблюдений колеблется от 8 до 43 лет.

Модель имеет два калибровочных параметра – коэффициенты стаивания и испарения с поверхности снежного покрова, которые оценивались минимизацией среднеквадратической погрешности расчёта снегозапасов и высоты снега для каждой из 36 станций. На рисунке 3.11 в качестве примера показаны результаты расчёта ежедневных значений снегозапасов по данным наблюдений на нескольких метеостанциях, а на рисунке 3.12 даны результаты расчёта среднемноголетних максимальных в году величин снегозапасов по расчетным станциям. Дополнительные иллюстрации приведены в Приложении Б.

Качество моделирования оценивалось по отношению среднеквадратической погрешности расчёта снегозапасов к среднеквадратической изменчивости фактических снегозапасов. Анализ полученных результатов показал, что для большинства станций получены удовлетворительные результаты расчёта характеристик снежного покрова. Среднее

значение критерия S/σ получилось равным 0,6, при этом на 55% станций его значения не превышали 0,7.

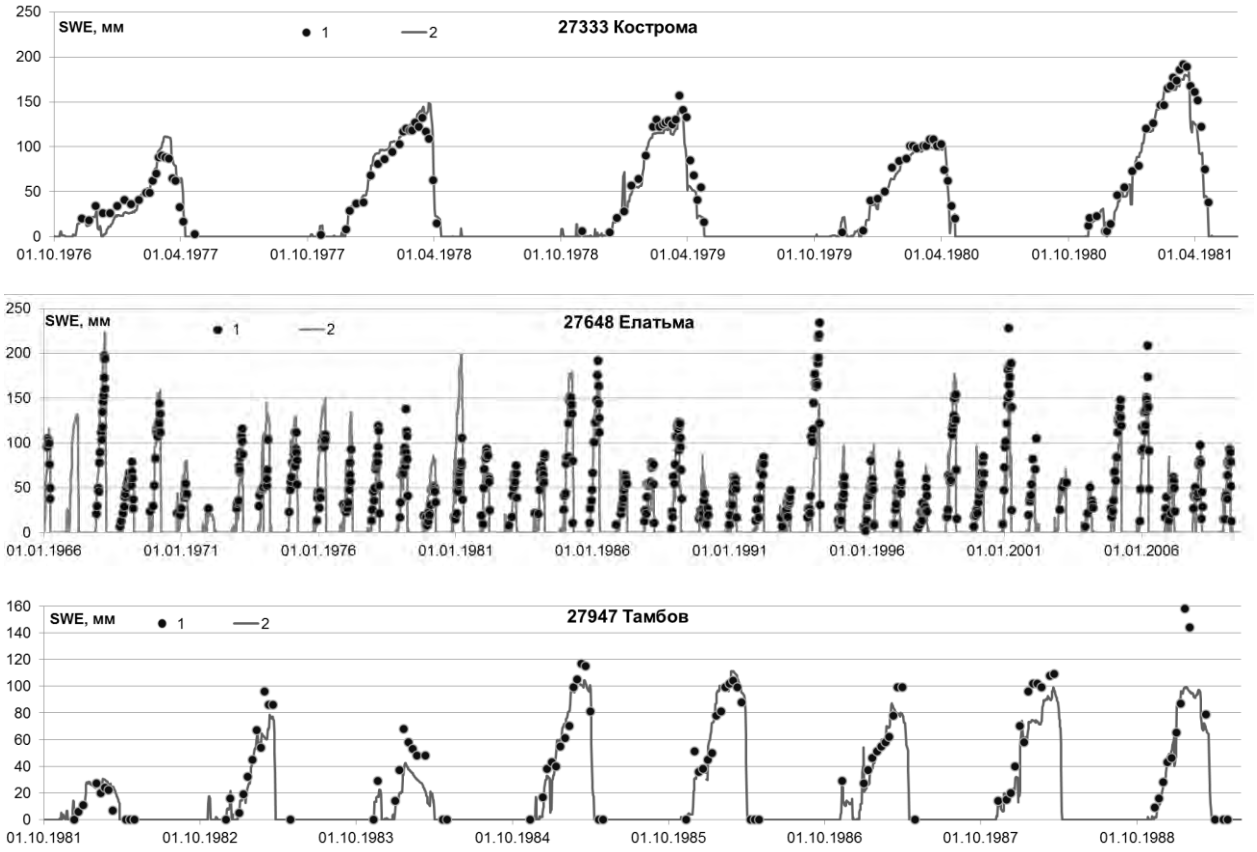


Рисунок 3.11 - График хода величины снегозапасов на избранных станциях: декадных измеренных (1) и среднесуточных смоделированных (2)

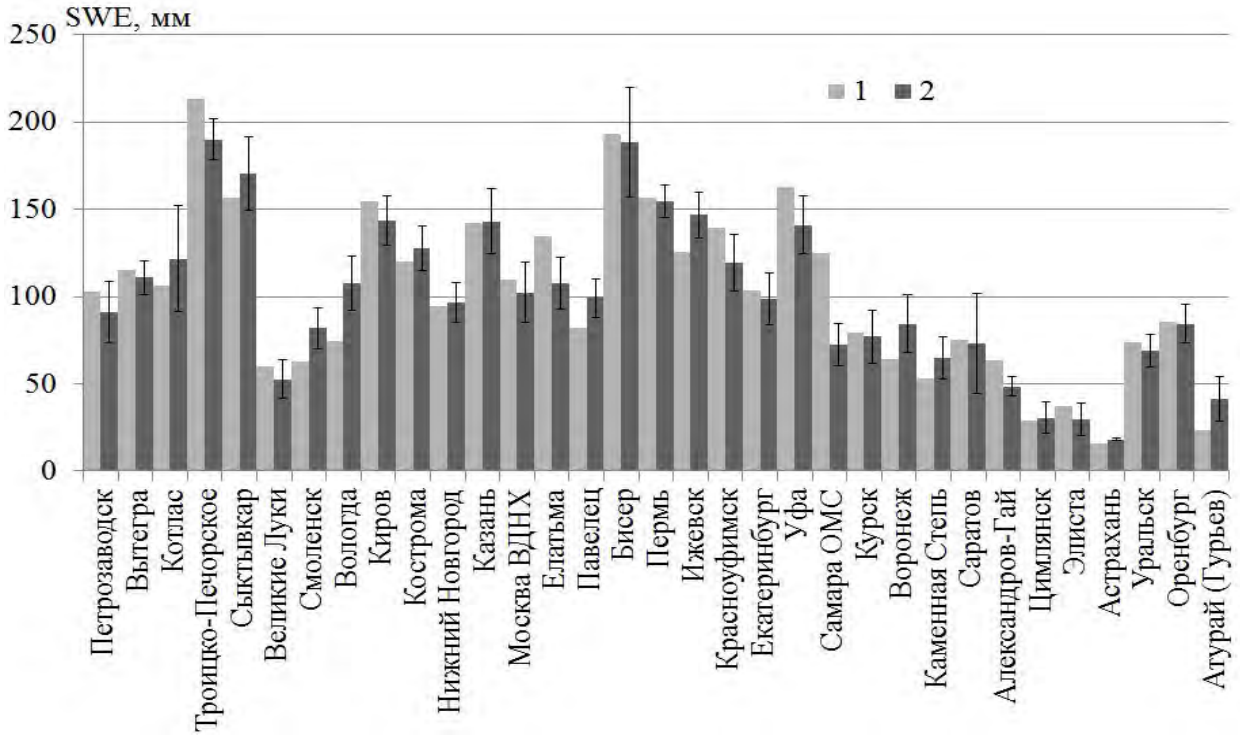


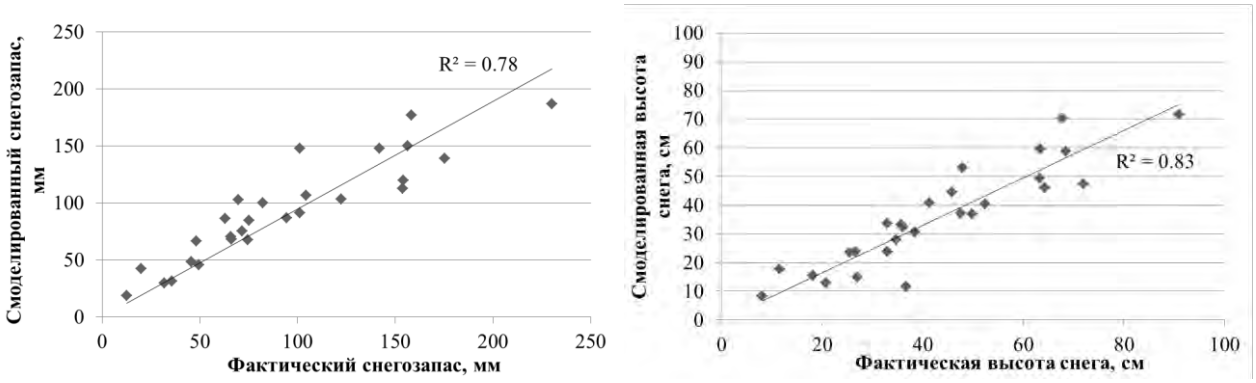
Рисунок 3.12 - Сопоставление фактической (*2*) и рассчитанной (*1*) норм максимальных снегозапасов (указана граница выборочной погрешности оценки среднего по фактическому ряду)

3.3.2 Моделирование расчетных статистических характеристик снежного покрова в пунктах метеорологических наблюдений с использованием точечного генератора погоды NEWGEN

Развитие методов оценки расчетных статистических характеристик снежного покрова имеет значение для задач инженерной гляциологии, связанных с определением снеговых нагрузок, которые представляют опасность для строительных конструкций на большей части территории России. Применяемые в отечественной практике методы расчетов основаны на статистической обработке данных снегомерных измерений и определении расчетных нагрузок по снегозапасам малой вероятности превышения, полученным путем экстраполяции кривых распределения снегозапасов в область редкой повторяемости [СНиП, 1996]. При имеющейся продолжительности снегомерных наблюдений на большинстве метеорологических станций России такой метод не обеспечивает получения надежных оценок снеговых нагрузок. Кроме того, при принятой частоте стандартных снегомерных измерений (раз в декаду) определенные по ним значения максимальных снегозапасов в отдельные годы оказываются заметно занижены. Наконец, традиционный подход основан на гипотезе стационарности рядов наблюдений, которая может нарушаться при изменении условий формирования снежного покрова вследствие климатических изменений, что еще больше увеличивает неопределенность полученных оценок.

Возможности оценки вероятностных характеристик снежного покрова при недостаточности или неоднородности данных снегомерных наблюдений связаны с разработкой динамико-стохастических моделей, объединяющих модель формирования снежного покрова со стохастическим генератором погоды. Некоторые из этих возможностей реализованы нами с использованием описанной выше модели снежного покрова и точечного генератора погоды NEWGEN.

С помощью генератора погоды независимо для каждой из 36 метеорологических станций были смоделированы 1000-летние ряды суточной суммы осадков, средней суточной температуры и влажности воздуха, которые задавались в качестве входных данных в модели формирования снежного покрова. С помощью модели для каждой станции были смоделированы 1000-летние ряды суточных значений высоты и плотности снежного покрова, и рассчитаны соответствующие ряды запасов воды в снеге. На рис. 3.13 представлены графики связи средних многолетних значений снегозапасов и высоты снежного покрова, определенных по смоделированным и фактическим рядам этих характеристик. Как видно из рисунка, получилось удовлетворительное соответствие рассчитанных и фактических средних: коэффициент детерминации для снегозапасов составляет 0.78, для высоты снега – 0.83, т.е. с помощью разработанной модели удалось описать около 80% изменчивости обеих характеристик.



а б

Рисунок 3.13 - Связь средних многолетних значений снегозапасов (а) и высоты снежного покрова (б), определенных по фактическим и смоделированным рядам этих характеристик для 36 метеорологических станций ЕТР

По смоделированным 1000-летним рядам для каждой станции были построены кривые вероятности превышения снегозапасов и высоты снега на разные даты, которые сравнивались с соответствующими кривыми, построенными по рядам наблюдений на этих станциях. В качестве примера показано сравнение построенных кривых на 28 февраля - дату выпуска прогноза долгосрочного прогноза весеннего половодья на Европейской тер-

ритории России (рис. 3.14 - 3.15). Дополнительные иллюстрации представлены в Приложении А.

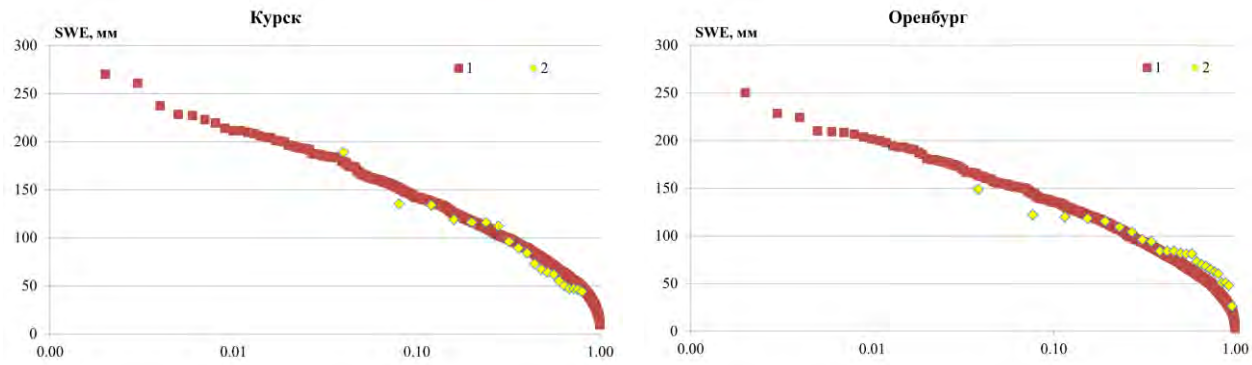


Рисунок 3.14 - Кривые распределения вероятности превышения снегозапасов на 28 февраля

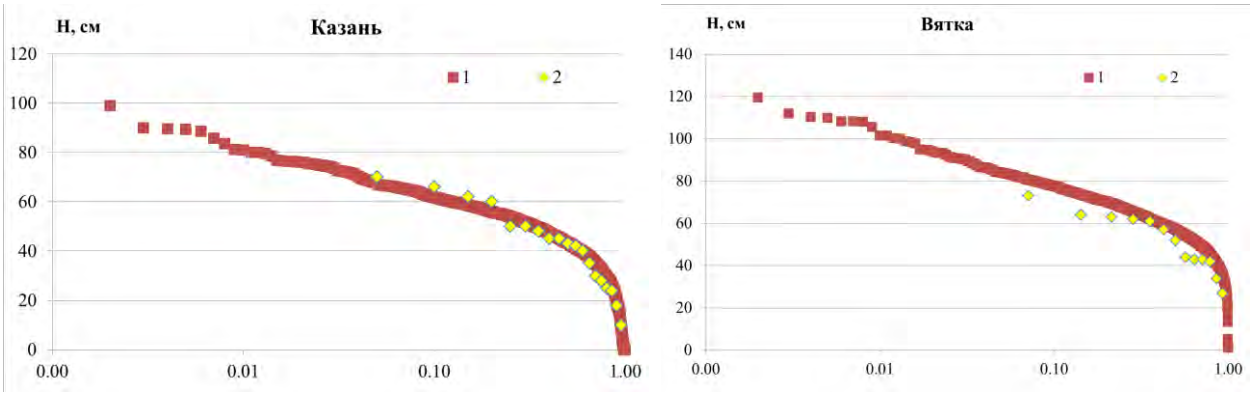


Рисунок 3.15 - Кривые распределения вероятности превышения высоты снега на 28 февраля, построенные по данным наблюдений (2) и по модели (1)

В результате проведенных оценок можно констатировать, что разработанная динамико-стохастическая модель позволила с удовлетворительной точностью рассчитать статистические характеристики межгодовой изменчивости снегозапасов на рассматриваемой территории бассейна Волги.

3.3.3 Моделирование вероятностных свойств полей снежного покрова с использованием пространственно распределенного генератора погоды SFRWG

Процессы формирования снежного покрова на равнинных территориях характеризуются значительной изменчивостью в широком диапазоне пространственных масштабов [Кислов и др., 2001; Кренке и др., 1997; Blöschl, 1999; Kitaev et al., 2002; Kuchment and Gelfan, 2001; Shook and Gray, 1996]. Микро- и мезомасштабные неоднородности накладываются на более плавные макромасштабные изменения характеристик снежного покрова, которые обусловлены физико-географической и климатической зональностью и проявляются для равнинных территорий на расстояниях от десятков и сотен до первых тысяч ки-

лометров. Пространственная изменчивость характеристик снежного покрова и особенности их корреляционной структуры на макромасштабе играют важную роль в процессах энерго- и массообмена поверхности суши с атмосферой в высоких широтах. Существенное влияние макромасштабная изменчивость снежного покрова оказывает на процессы гидрологического цикла суши, в частности, на формирование весенне-летнего половодья.

Существующие методы исследования вероятностных свойств макромасштабной структуры снежного покрова основаны, в большинстве своем, на эмпирическом анализе имеющихся данных снегомерных наблюдений. Значительные достижения в этой области связаны с применением методов объективного анализа метеорологических полей, которые были развиты, прежде всего, в работах отечественных гидрометеорологов для рационализации снегомерной сети наблюдений, оценки точности осреднения характеристик снежного покрова [Гандин, Каган, 1962;, Лайхтман, Каган, 1960], построения методов оптимальной интерполяции этих характеристик, в том числе, для долгосрочных гидрологических прогнозов объема половодья [Чемеренко, 1968]. В этих и более современных исследованиях (например, [Кислов и др., 2001; Шутов, 1994; Kitaev et al., 2002]) показано, что поле снежного покрова может считаться статистически однородным и изотропным в широком диапазоне пространственных масштабов. Вместе с тем, анализ структурных функций полей снежного покрова, представленный в работах [Blöschl, 1999; Blöschl and Kirnbauer,1992; Cline et al., 1998; Kuchment and Gelfan, 2001; Rozenthal and Dozier, 1996] дал основания предположить, что для некоторых территорий статистическая однородность нарушается, и поле снежного покрова описывается как случайная функция со стационарными приращениями.

Эмпирические – на основе имеющихся данных снегомерных наблюдений – оценки макромасштабной изменчивости и корреляционной структуры поля снежного покрова содержат существенную неопределенность, обусловленную малой продолжительностью рядов наблюдений и их нестационарностью, связанной с изменениями условий формирования снежного покрова, в том числе, вследствие происходящих изменений климата [Булыгина, Разуваев, 2011, Кислов и др., 2001] модернизации измерительных технологий, изменения частоты и состава наблюдений [Разуваев, Шакирзянов, 2000]. Возможности уточнения свойств пространственной структуры поля снежного покрова связана их описанием по имеющимся данным о полях метеорологических переменных и характеристиках подстилающей поверхности. В нашей работе [Гельфан, Морейдо, 2015] такие возможности изучены с помощью представленной выше модели формирования снежного покрова, объединенной с генератором погоды SFRWG, учитывающим пространственно-

временную вероятностную структуру метеорологических факторов аккумуляции и таяния снежного покрова на территории водосбора Чебоксарского водохранилища.

С помощью модели формирования снежного покрова со случайными пространственно распределенными входами были рассчитаны соответствующие современному климату ряды среднесуточных значений характеристик снежного покрова (запаса воды в снеге и его высоты) длиной 1000 лет для каждой из 15 станций рассматриваемой территории.

Удовлетворительные результаты воспроизведения стохастическим генератором погоды пространственной корреляционной структуры метеорологических полей (см. раздел 3.2) дают основания предполагать, что по смоделированным с помощью него метеорологическим данным могут быть воспроизведены особенности полей снежного покрова на рассматриваемой территории, в значительной степени определяемые метеорологическими факторами. Чтобы проверить это предположение, мы сравнили пространственные структурные функции среднемесячных величин снегозапасов и высоты снега, рассчитанных по данным наблюдений, с соответствующими величинами, определенными по смоделированным рядам характеристик снежного покрова.

Для построения оценки структурной функции $\gamma^*(h)$ по имеющимся измерениям $S_i=S(x_i)$ в пунктах наблюдений x_i рассматриваемой территории определялись расстояния между всеми пунктами, и диапазон полученных расстояний разбивался на интервалы, после чего значения $\gamma^*(h)$ рассчитывались как

$$\gamma^*(\bar{h}) = \frac{1}{2N(\bar{h})}\sum_{i=1}^{N(\bar{h})}\left[S(x_i+h)-S(x_i)\right]^2 \qquad (3.16)$$

где $N(\bar{h})$ - число пар точек, попавших в интервал со средним расстоянием $\bar{h}$

В работах [Blöschl and Kirnbauer, 1992; Cline et al., 1998; Rozenthal and Dozier, 1996; Shook and Gray, 1996] показано, что эмпирические структурные функции запаса воды в снеге и высоты снежного покрова, построенные по данным измерений в разных физико-географических условиях, могут быть описаны степенной функцией:

$$\gamma \sim h^{\alpha} \quad (0<\alpha<2) \qquad (3.17)$$

Случайное поле со степенной структурной функцией (3.17) является стохастическим фракталом и обладает свойством самоподобия (см., например, [Федер ,1991]), т. е. случайные приращения на расстояниях h и rh связаны соотношением:

$$\varepsilon(h) \overset{d}{=} r^{-\alpha/2}\varepsilon(rh) \qquad (3.18)$$

где $\varepsilon(x, x+h) = [S(x) - S(x+h)] = \varepsilon(h)$ символ $\overset{d}{=}$ обозначает равенство распределений вероятности.

Как показано в [Kuchment and Gelfan, 2001], соотношение (3.18) может быть использовано для расчета дисперсии снегозапасов на подсеточных областях гидрологических моделей с распределенными параметрами.

Количественной характеристикой, определяющей соотношение между крупно- и мелкомасштабными вариациями фрактальной поверхности, служит фрактальная размерность $2 > D_2 < 3$. Если $D_2 < 2.5$, то характеристики случайного поля проявляют персистентность (устойчивость) – сохранение имеющейся тенденции изменения при относительно малом шуме; приращения $\varepsilon(h)$ при этом оказываются положительно коррелированными. Если $D_2 > 2.5$, то приращения отрицательно коррелированны, и преобладают мелкомасштабные пространственные флуктуации.

Фрактальная размерность D_2 может быть определена по показателю степени структурной функции α, как

$$D_2 = 3 - 0.5\alpha, \qquad (3.19)$$

при этом α рассчитывается по углу наклона графика этой функции, построенного в двойных логарифмических координатах.

В [Blöschl, 1999] обобщены данные о структурных функциях полей снегозапасов на территориях с линейными размерами от 3 до 100 км и показано, что величины фрактальной размерности для этих данных составляют D_2=2.6÷2.8 (т.е. показатель степени α структурной функции варьирует от 0.8 до 0.4). Близкие результаты (D_2=2.66÷2.92) получены в работе [Kuchment and Gelfan, 2001] для полей максимальных снегозапасов по многолетним данным снегомерных наблюдений в пределах 6 регионов площадью от 20 тыс. до 100 тыс. км^2, расположенных в разных частях европейской России и в восточной Сибири.

На рис. 3.16 показаны структурные функции среднемесячных (за январь, февраль и март) значений снегозапасов и высоты снега, построенные по многолетним данным снегомерных наблюдений в бассейне Чебоксарского водохранилища. На этом же рисунке структурные функции, рассчитанные по данным наблюдений, сравниваются с соответ-

ствующими функциями, построенными по смоделированным рядам характеристик снежного покрова.

Видно, что для обеих характеристик снежного покрова структурные функции, построенные как по фактическим, так и рассчитанным данным, хорошо аппроксимируются степенными зависимостями, т.е. дисперсия разности этих характеристик в разных точках поля растет с увеличением расстояния между этими точками на всем диапазоне расстояний в пределах рассматриваемой территории. Показатели степени для рассчитанных полей снегозапасов оказались несколько выше соответствующих величин фактических полей, т.е. модель незначительно завышает значимость дальних связей в поле снегозапасов. Структурные функции полей среднемесячной высоты снежного покрова, воспроизводимые моделью, получились близкими к функциям, построенным по фактическим данным, и так же хорошо аппроксимируются степенной зависимостью. Фрактальные размерности рассчитанных полей среднемесячных снегозапасов, рассчитанные по формуле (3.19), варьируют в диапазоне D_2=2.67÷2.60, а для поля высоты снежного покрова D_2=2.53÷2.41, что близко к значениям, полученным по фактическим данным: отклонения составляют 0.11 и 0.05, соответственно.

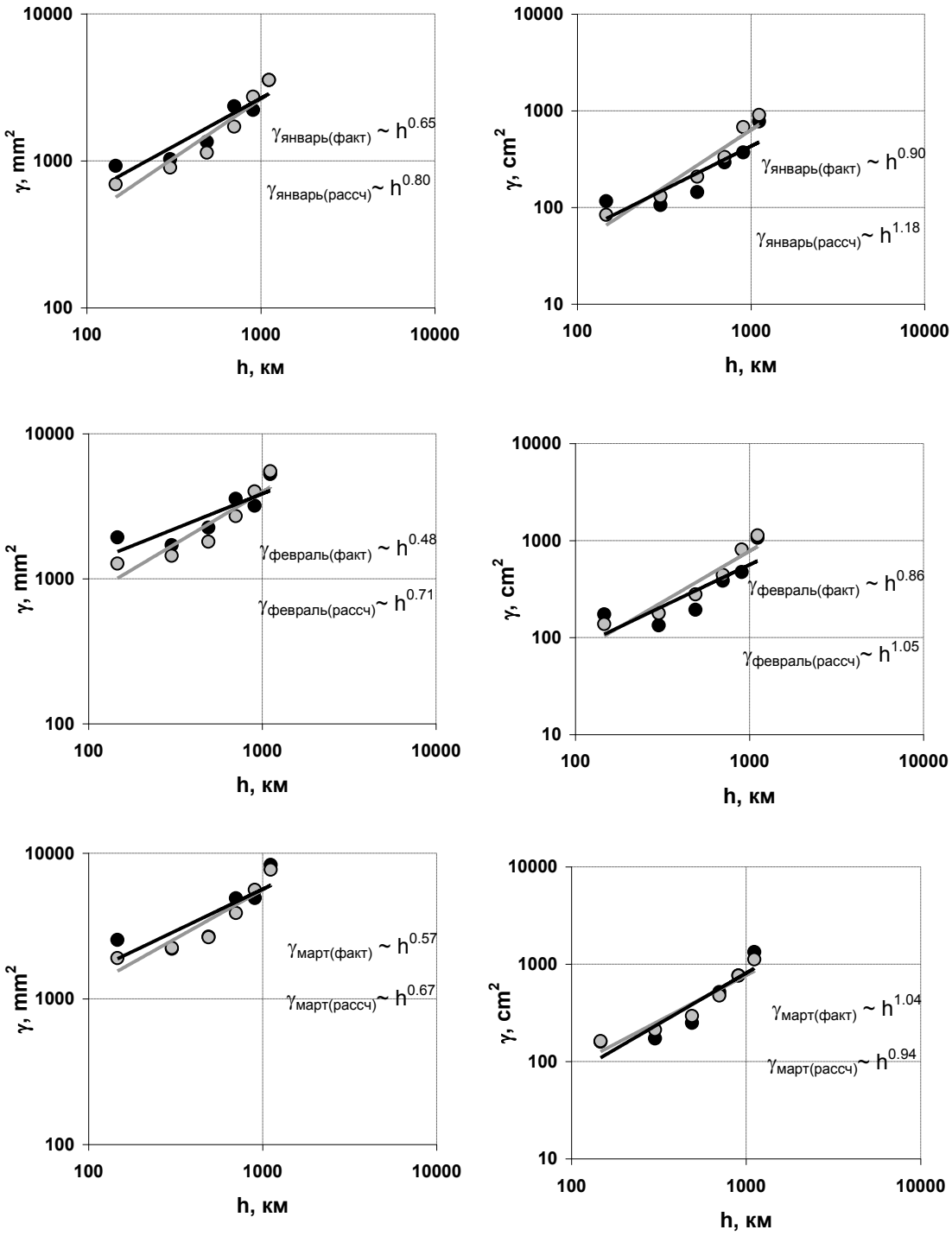


Рисунок 3.16 - Структурные функции полей среднемесячных значений снегозапасов (левая колонка) и высоты снега (правая колонка) построенные по фактическим (черные точки) и рассчитанным (серые точки) данным за январь, февраль и март

Таким образом, на основе анализа данных снегомерных наблюдений показано, что структурные функции полей запаса воды в снеге и высоты снежного покрова на рассматриваемой территории хорошо описываются степенной зависимостью (до расстояний порядка 1000 км), т.е. соответствующие поля могут иметь фрактальную структуру и обла-

дать свойством самоподобия. С помощью модели формирования снежного покрова, объединенной с пространственно распределенным генератором погоды SFRWG, нам удалось воспроизвести указанные особенности полей характеристик снежного покрова. При этом фрактальные размерности рассчитанных полей оказались близки к соответствующим размерностям полей, оцененным по данным снегомерных наблюдений.

4 Ансамблевые прогнозы сезонного притока воды к Чебоксарскому водохранилищу: методика, результаты, верификация

В практике гидрологического прогнозирования наибольшее распространение получили следующие способы задания метеорологических величин на период заблаговременности долгосрочного прогноза характеристик сезонного стока:

1. Метеорологические величины задаются равными их климатическим нормам – среднемноголетним величинам за период заблаговременности прогноза, определенным по данным метеорологических наблюдений в исследуемом речном бассейне.

2. Метеорологические условия на период заблаговременности задаются по сезону-аналогу, т.е. путем выбора из имеющихся данных метеорологических наблюдений сезона, наиболее близкого к ожидаемым погодным условиям за период заблаговременности. Для выбора сезона-аналога могут привлекаться данные краткосрочного и сезонного прогнозов погоды (см., например, [Luo and Wood*, 2007*]).

3. Метеорологические условия задаются в виде ансамбля физически осуществимых сценариев погоды на период заблаговременности прогноза.

Первый способ задания метеорологических условий чаще используется в прогностических методиках, основанных на физико-статистических зависимостях и регрессионных соотношениях, в которых сумма осадков за период на период заблаговременности прогноза задается равной их климатической норме.

Второй и третий способы применяются в прогностических методиках, основанных на использовании гидрологических моделей для расчета гидрографа речного стока по метеорологическим данным.

При задании метеорологических условий по климатической норме или сезону-аналогу (первый или второй способы) гидрологический прогноз выпускается в детерминистической форме: задаваемому входному сценарию соответствует однозначный прогноз характеристики водного режима или гидрографа стока. Задание ансамбля сценариев метеорологических условий на период заблаговременности (третий способ) позволяет выпускать прогноз как в детерминистической, так и в вероятностной формах, в зависимости от требований потребителей прогноза.

Разработанная нами методика ансамблевого долгосрочного прогноза сезонного притока воды к Чебоксарскому водохранилищу на основе модели формирования стока ECOMAG включает последовательное осуществление следующих процедур:

— построения ансамбля возможных сценариев метеорологических условий на период заблаговременности,

— задания этих сценариев в качестве входа в гидрологическую модель

— расчет ансамбля гидрографов сезонного стока и оценки прогнозируемых характеристик стока (объема, максимального или минимального расходов и др.) по рассчитанному ансамблю.

Под «сценарием метеорологических условий на период заблаговременности прогноза» здесь понимается совокупность временных рядов метеорологических величин, задаваемых на период заблаговременности с тем пространственно-временным разрешением, которое позволяет использовать эти ряды в качестве «входов» в гидрологическую модель для расчета гидрографа стока. Для модели ECOMAG это ряды суточных значений осадков, температуры и влажности воздуха, задаваемые в разных точках водосбора.

Для построения ансамбля возможных сценариев метеорологических условий на период заблаговременности нами использовалось 2 подхода. Сценарии задавались: (1) по данным метеорологических наблюдений в годы, предшествующие выпуску прогноза и (2) в виде рядов метеорологических величин, рассчитанных методом Монте-Карло на основе стохастических генераторов погоды.

В следующих разделах представлены результаты проверочных ансамблевых долгосрочных прогнозов сезонного притока воды в Чебоксарское водохранилище, построенных с использованием обоих указанных подходов, и описаны методы верификации представленных результатов по фактическим данным о притоке за 29 весенних (1 марта-31 мая) и 29 летних (1 июня-31 августа) сезонов в период с 1982 по 2010 годы.

4.1 Результаты проверочных прогнозов весеннего притока воды к водохранилищу и их верификация

Схема ансамблевого прогноза весеннего притока воды к водохранилищу на основе модели формирования стока ECOMAG и ансамбля сценариев наблюдавшихся метеорологических условий (далее Схема 1) заключается в следующем (рис. 4.1):

1. По данным метеорологических наблюдений за период с конца половодья предыдущего года по 28 (29 февраля) текущего года моделируются условия на водосборе (запасы воды в снежном покрове, глубина промерзания и влажность почвы, начальный запас воды в русловой сети и др.) на дату выпуска прогноза, 1 марта.

2. По данным наблюдений за 58 лет (1953-2010 гг.) для каждой метеорологической станции, расположенной на территории бассейна, строится ансамбль из N=58 возможных метеорологических сценариев на период с 1 марта по 31 мая. Каждый сценарий представляет собой совокупность временных рядов суточных сумм осадков, среднесуточных значений температуры и влажности воздуха наблюдавшихся на заданной станции в конкретном году.

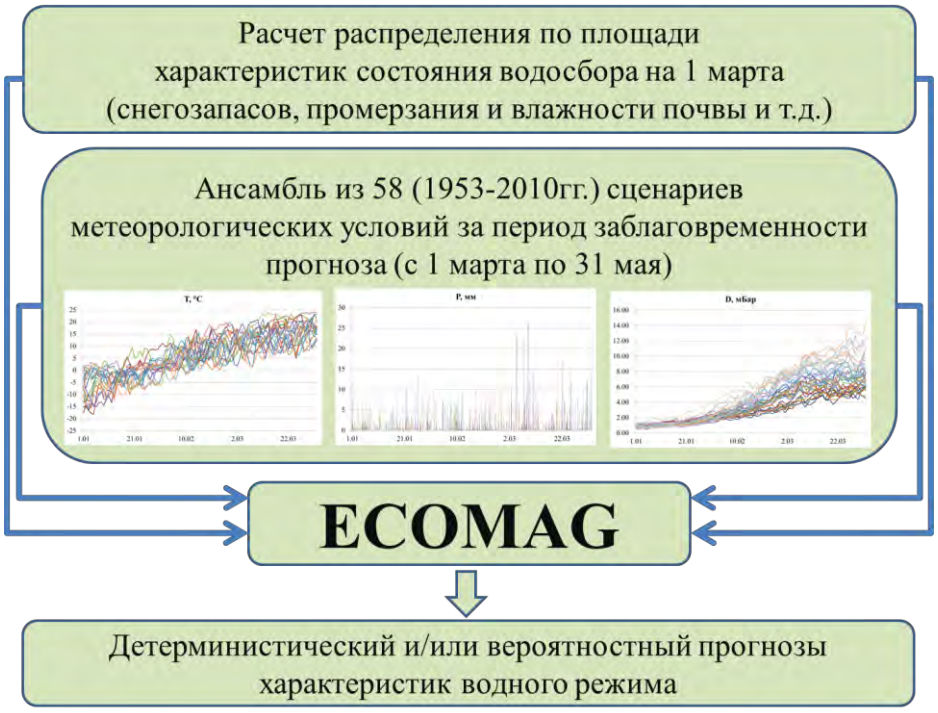


Рисунок 4.1 – Алгоритм долгосрочного прогноза весеннего притока воды к водохранилищу с использованием ансамблю наблюдавшихся метеорологических сценариев (Прогностическая Схема 1)

3. По рассчитанным начальным условиям на 1 марта и сценариям метеорологических условий за период заблаговременности прогноза, задаваемым на входе модели, рассчитывается ансамбль из 57 прогнозируемых гидрографов весеннего притока воды в водохранилище для половодий 1982-2010 годов. (Ансамбль состоит из *N*-1 гидрографа, т.к. для прогноза половодья

конкретного года не использовались метеорологические данные наблюдений этого года)

4. По полученным выборкам из 57 значений характеристик весеннего стока, определенных по ансамблю гидрографов, оценивались средние значения этих характеристик стока и строились их эмпирические функции распределения для каждого года из проверочного ряда (1982-2010 гг.)

Схема построения долгосрочного ансамблевого прогноза притока воды к водохранилищу с использованием модели ECOMAG и пространственно распределенного генератора погоды SFRWG (далее Схема 2) представлена на рис. 4.2. Она отличается от описанной выше прогностической Схемы 1 тем, что при расчете гидрографа стока за период заблаговременности прогноза на вход модели вместо наблюденных сценариев погоды подается ансамбль соответствующих сценариев, вычисленных с помощью генератора погоды.

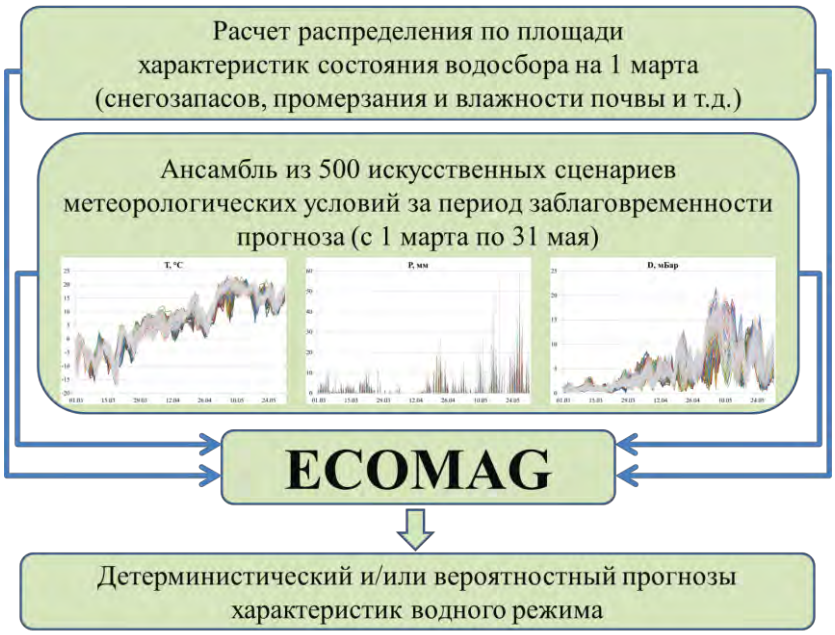


Рисунок 4.2 – Алгоритм долгосрочного прогноза весеннего притока воды к водохранилищу с использованием ансамбля искусственных метеорологических сценариев, сгенерированных методом Монте-Карло (прогностическая Схема 2)

На рисунке 4.3 в качестве примера получаемых на выходе модели результатов показан ансамбль проверочных прогнозов гидрографа притока воды к водохранилищу за период с 1 марта по 31 мая 2009 года, рассчитанных с использованием наблюденных метеорологических сценариев (прогностическая Схема 1).

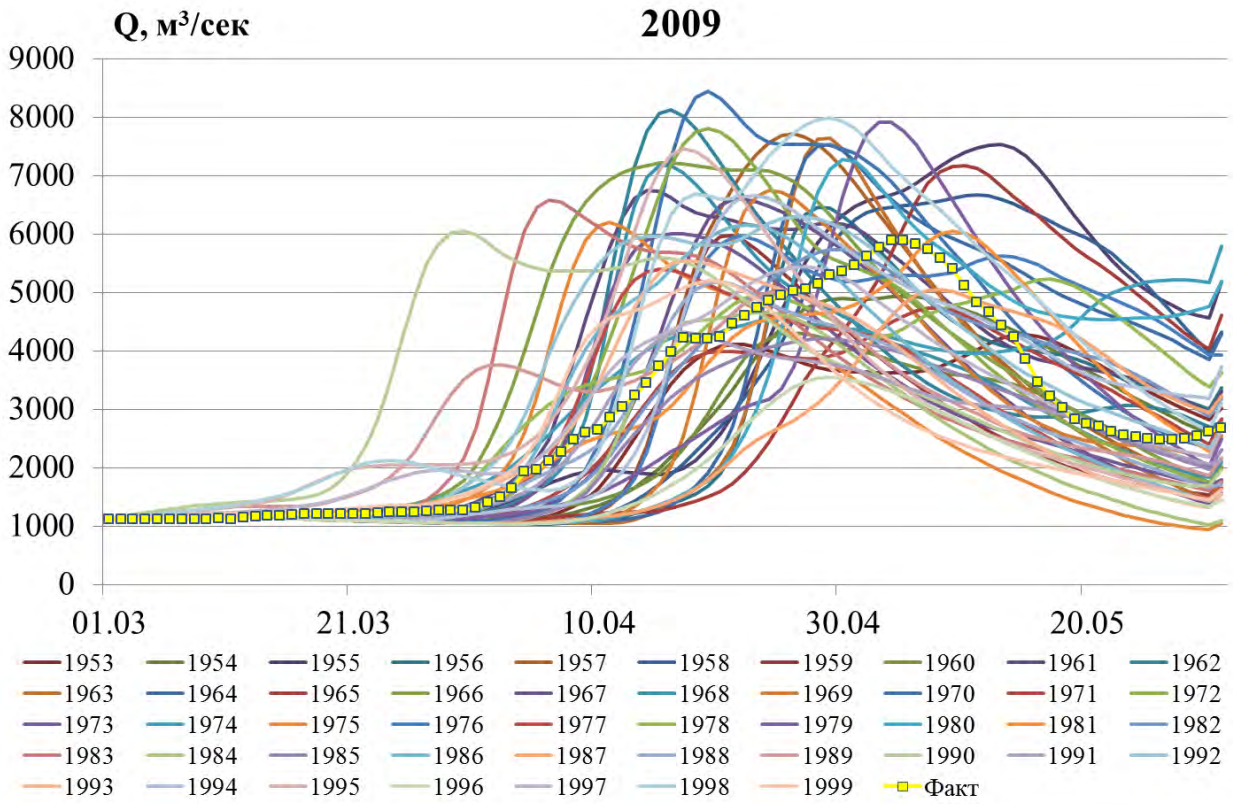


Рисунок 4.3 – Ансамбль гидрографов весеннего притока воды в Чебокарское водохранилище в марте-мае 2009 года, рассчитанных по сценариям наблюденных метеорологических условий за период заблаговременности прогноза (фактический гидрограф выделен линией с желтыми маркерами)

4.1.1 Детерминистический прогноз характеристик весеннего притока воды в водохранилище по результатам ансамблевых экспериментов

Естественным способом детерминистического представления результатов ансамблевого прогноза является информация о наиболее вероятном значении прогнозируемой характеристики водного режима. Как отмечалось выше, в рамках существующей оперативной практики предполагается, что наиболее вероятный прогноз стока получается при задании климатической нормы метеорологических условий за период заблаговременности прогноза. Однако, поскольку зависимость стока от этих условий, в общем случае, нелинейна, ошибка определения наиболее вероятного стока может быть существенной. В работе [Кучмент, Гельфан, 1993] показано, при использовании для прогноза объема стока р. Сосна физико-статистической зависимости В.Д. Комарова [1972], мода прогнозируемого объема стока, задаваемого как функция 2-х случайных величин – слоя осадков за период заблаговременности и погрешности прогностической зависимости, – заметно отличается от соответствующего значения, рассчитанного при задании климатической нормы осадков. Можно предположить, что эти отличия окажутся еще более существенными при ис-

пользовании для прогноза модели формирования стока, описывающей сложное сочетание нелинейных гидрологических процессов в неоднородном речном бассейне.

Чтобы проверить сделанное предположение, мы провели серию численных экспериментов, в которых объем стока для каждого проверочного весеннего сезона (1982-2010 гг.) рассчитывался по модели 2-мя способами: (1) путем задания климатических норм хода метеорологических величин на период заблаговременности прогноза и (2) путем усреднения по ансамблю гидрографов, рассчитанных по Схеме 1. На рис. 4.4 показаны различия объемов сезонного стока, рассчитанных указанными способами.

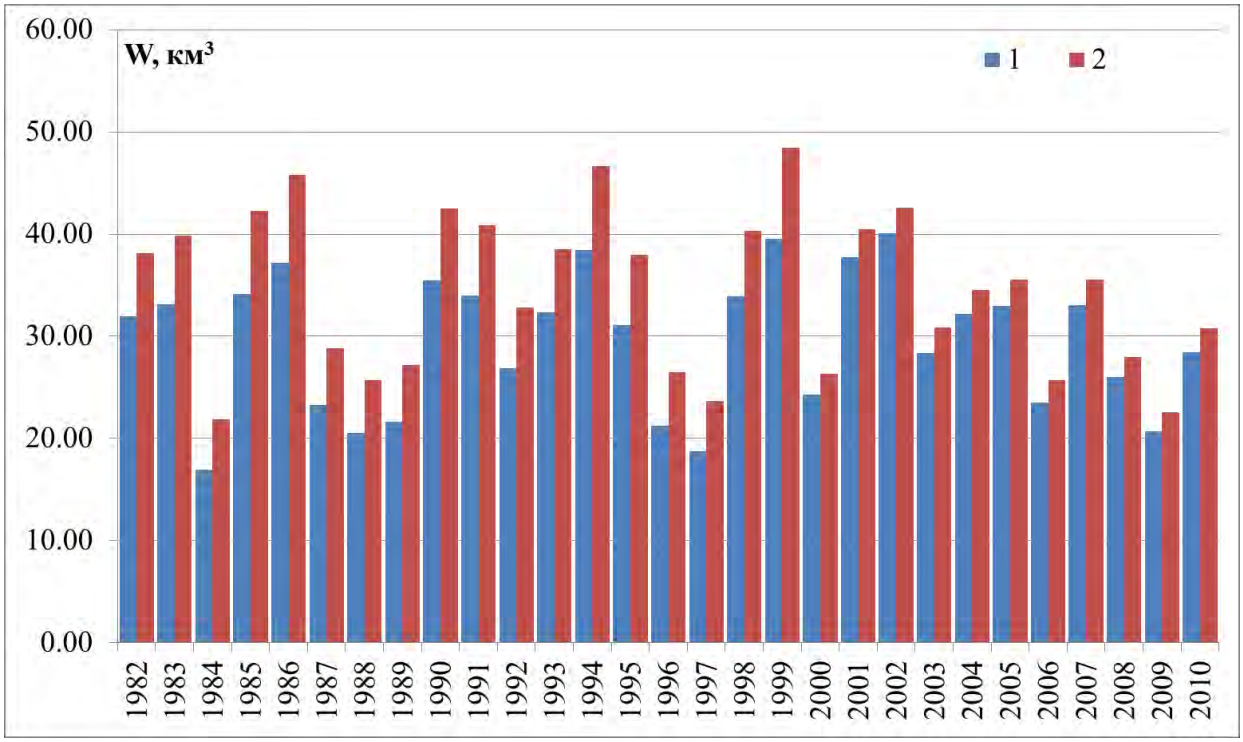


Рисунок 4.4 - Прогноз объема весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище: усреднение по ансамблю прогнозируемых объемов стока (1) и прогноз по климатической норме (2)

Из рисунка видно, что величины объема стока, рассчитанные по климатической норме, всегда отличаются от средних по ансамблю величин, и в отдельные годы эти отличия могут достигать 30%. Таким образом, использование в модели в качестве входных метеорологических условий за период заблаговременности прогноза соответствующих климатических норм дало существенные ошибки определения среднего прогнозируемого объема стока. Иными словами, обработка результатов ансамблевых расчетов гидрографов стока с помощью модели его формирования дает возможность получения более надежной детерминистической оценки наиболее вероятной величины прогнозируемой характеристики стока, чем при задании климатических норм метеорологических величин. Кроме того, при построении детерминистического прогноза на основе ансамблевых расчетов

гидрографов стока с помощью модели его формирования открывается возможность получения дополнительной прогностической информации не только об объемах и максимальных расходах, но и о других характеристиках водного режима. Указанные возможности продемонстрированы ниже путем построения детерминистических прогнозов наиболее вероятных характеристик притока воды в Чебоксарское водохранилище.

При построении детерминистических прогнозов предполагалось, что наиболее вероятная характеристика водного режима равна соответствующей характеристике, усредненной по ансамблю прогнозируемых гидрографов стока, рассчитанных с помощью Схем 1 или 2.

Для каждого весеннего сезона из 29-летнего проверочного периода по усредненным таким образом гидрографам стока определялись наиболее вероятные значения объема и максимального расхода весеннего притока воды к водохранилищу, а также вероятные значения количества дней с расходами выше среднемноголетнего расхода притока (4140 $м^3/с$) и среднемноголетнего максимального расхода притока (9504 $м^3/с$). Результаты детерминистического прогноза, полученного путем усреднения ансамблей гидрографов, рассчитанных при обоих способах задания метеорологических условий за период заблаговременности прогноза, показаны в таблицах 4.1 - 4.4.

Как видно из табл. 4.1 и 4.2, расчеты по прогностической схеме 2 характеризуются значениями объема притока более близкими к фактическим, чем расчеты по прогностической схеме 1. Максимальные относительные ошибки по прогностической схеме 2 также получились меньше, чем по схеме 1. Прогноз максимальных расходов весеннего половодья по схеме 2 также в целом ближе к фактическим значениям, чем по схеме 2. Средние относительные ошибки по схеме 2 меньше и составляют 10% против 20% по схеме 1.

Таблица 4.1 – Детерминистический прогноз характеристик бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу, усредненных по ансамблю 57 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 1 (наблюденных сценарии погоды за период заблаговременности).

Год	Объем притока воды к водохранилищу за III-V, км^3				Макс. расход притока воды к водохранилищу за III-V, м^3/с			
	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка
1982	33.16	38.16	-5.00	-0.15	9350	12807	-3457	-0.37
1983	34.97	39.88	-4.91	-0.14	10100	13733	-3633	-0.36
1984	20.36	21.89	-1.53	-0.07	6700	6303	397	0.06
1985	41.51	42.25	-0.74	-0.02	13900	16438	-2538	-0.18
1986	44.19	45.80	-1.61	-0.04	14000	17555	-3555	-0.25
1987	25.59	28.83	-3.24	-0.13	7500	8818	-1318	-0.18
1988	29.17	25.74	3.43	0.12	7810	8063	-253	-0.03
1989	26.39	27.16	-0.77	-0.03	6700	8998	-2298	-0.34
1990	36.37	42.51	-6.14	-0.17	8140	13457	-5317	-0.65
1991	36.59	40.89	-4.30	-0.12	10500	13034	-2534	-0.24
1992	32.75	32.82	-0.07	0.00	8260	10868	-2608	-0.32
1993	29.99	38.52	-8.53	-0.28	8870	11888	-3018	-0.34
1994	49.52	46.66	2.86	0.06	17500	17282	218	0.01
1995	37.78	37.99	-0.21	-0.01	9780	14255	-4475	-0.46
1996	19.29	26.50	-7.21	-0.37	6140	7944	-1804	-0.29
1997	20.66	23.67	-3.01	-0.15	5570	6853	-1283	-0.23
1998	34.02	40.29	-6.27	-0.18	9290	12720	-3430	-0.37
1999	44.86	48.42	-3.56	-0.08	14100	19591	-5491	-0.39
2000	29.84	26.30	3.54	0.12	9290	7017	2273	0.24
2001	44.96	40.51	4.45	0.10	17200	12377	4823	0.28
2002	29.68	42.55	-12.87	-0.43	5850	12696	-6846	-1.17
2003	31.98	30.86	1.12	0.03	8310	8154	156	0.02
2004	35.61	34.53	1.08	0.03	8540	10298	-1758	-0.21
2005	47.77	35.57	12.20	0.26	15750	10084	5666	0.36
2006	30.07	25.72	4.35	0.14	8680	6923	1757	0.20
2007	28.06	35.54	-7.48	-0.27	7490	10401	-2911	-0.39
2008	30.19	27.99	2.20	0.07	6990	7097	-107	-0.02
2009	22.94	22.59	0.35	0.02	5890	5612	278	0.05
2010	25.92	30.81	-4.89	-0.19	7420	8460	-1040	-0.14
Среднее	**32.90**	**34.52**	**1.61**	**0.06**	**9504**	**11025**	**1521**	**0.20**

Таблица 4.2 - Детерминистический прогноз характеристик бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу, усредненных по ансамблю 500 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 2 (смоделированные сценарии погоды за период заблаговременности).

Год	Объем притока воды к водохранилищу за III-V, км3				Макс. расход притока воды к водохранилищу за III-V, м3/с			
	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка
1982	33.16	36.37	3.21	0.10	9350	9546	196	0.02
1983	34.97	37.12	2.15	0.06	10100	9459	-641	-0.06
1984	20.36	20.90	0.54	0.03	6700	4773	-1927	-0.29
1985	41.51	41.37	-0.14	0.00	13900	11072	-2828	-0.20
1986	44.19	43.23	-0.96	-0.02	14000	11624	-2376	-0.17
1987	25.59	27.63	2.04	0.08	7500	6754	-746	-0.10
1988	29.17	26.61	-2.56	-0.09	7810	6523	-1287	-0.16
1989	26.39	26.89	0.50	0.02	6700	6712	12	0.00
1990	36.37	40.13	3.76	0.10	8140	9290	1150	0.14
1991	36.59	37.11	0.52	0.01	10500	9169	-1331	-0.13
1992	32.75	32.09	-0.66	-0.02	8260	8100	-160	-0.02
1993	29.99	36.12	6.13	0.20	8870	9051	181	0.02
1994	49.52	39.36	-10.16	-0.21	17500	10247	-7253	-0.41
1995	37.78	38.11	0.33	0.01	9780	10065	285	0.03
1996	19.29	26.64	7.35	0.38	6140	6418	278	0.05
1997	20.66	21.71	1.05	0.05	5570	4974	-596	-0.11
1998	34.02	36.18	2.16	0.06	9290	8915	-375	-0.04
1999	44.86	49.43	4.57	0.10	14100	13301	-799	-0.06
2000	29.84	25.61	-4.23	-0.14	9290	6180	-3110	-0.33
2001	44.96	36.44	-8.52	-0.19	17200	9823	-7377	-0.43
2002	29.68	38.83	9.15	0.31	5850	9854	4004	0.68
2003	31.98	29.45	-2.53	-0.08	8310	7017	-1293	-0.16
2004	35.61	33.65	-1.96	-0.06	8540	8511	-29	0.00
2005	47.77	34.17	-13.60	-0.28	15750	8742	-7008	-0.44
2006	30.07	23.47	-6.60	-0.22	8680	5726	-2954	-0.34
2007	28.06	36.61	8.55	0.30	7490	8930	1440	0.19
2008	30.19	27.84	-2.35	-0.08	6990	6465	-525	-0.08
2009	22.94	22.25	-0.69	-0.03	5890	5136	-754	-0.13
2010	25.92	28.87	2.95	0.11	7420	7058	-362	-0.05
Среднее	**32.90**	**32.90**	**0.00**	**0.00**	**9504**	**8256**	**-1248**	**-0.09**

Таблица 4.3 – Детерминистический прогноз числа дней с расходами воды выше среднемноголетнего и среднего максимального расходов притока воды к Чебоксарскому водохранилищу (усреднение по ансамблю 57 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 1).

Год	Число дней с расходами воды >4140 м^3/с за III-V, сут.				Число дней с расходами воды >9504 м^3/с за III-V, сут.			
	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка
1982	46	41	-5	-0.10	0	17	17	-
1983	40	42	2	0.06	6	19	13	2.09
1984	21	24	3	0.16	0	0	0	-
1985	42	41	-1	-0.01	24	20	-4	-0.18
1986	46	43	-3	-0.07	25	23	-2	-0.07
1987	37	36	-1	-0.02	0	3	3	-
1988	37	32	-5	-0.13	0	1	1	-
1989	28	33	5	0.17	0	4	4	-
1990	44	43	-1	-0.03	0	19	19	-
1991	45	45	0	-0.01	11	19	8	0.71
1992	43	38	-5	-0.11	0	10	10	-
1993	36	44	8	0.21	0	15	15	-
1994	45	45	0	0.01	27	23	-4	-0.13
1995	45	39	-6	-0.13	4	16	12	3.07
1996	16	33	17	1.06	0	1	1	-
1997	23	28	5	0.20	0	0	0	-
1998	45	43	-2	-0.04	0	18	18	-
1999	44	44	0	-0.01	25	25	0	-0.01
2000	36	31	-5	-0.13	0	1	1	-
2001	42	42	0	0.00	22	20	-2	-0.11
2002	40	43	3	0.08	0	17	17	-
2003	42	39	-3	-0.08	0	3	3	-
2004	48	39	-9	-0.19	0	9	9	-
2005	46	41	-5	-0.11	27	10	-18	-0.65
2006	38	31	-7	-0.19	0	1	1	-
2007	28	41	13	0.45	0	8	8	-
2008	32	32	0	0.01	0	1	1	-
2009	28	24	-4	-0.15	0	0	0	-
2010	34	38	4	0.12	0	3	3	-
Среднее	**37.83**	**37.73**	**-0.10**	**-0.03**	**5.90**	**10.44**	**4.55**	**0.52**

Таблица 4.4 - Детерминистический прогноз числа дней с расходами воды выше среднемноголетнего и среднего максимального расходов притока воды к Чебоксарскому водохранилищу (усреднение по ансамблю 500 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 2).

Год	Число дней с расходами воды >4140 м^3/с за III-V, сут.				Число дней с расходами воды >9504 м^3/с за III-V, сут.			
	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка
1982	46	40	6	0.12	0	13	13	-
1983	40	42	-2	-0.05	6	12	6	-
1984	21	17	4	0.18	0	0	0	-
1985	42	43	-1	-0.02	24	19	-5	-
1986	46	44	2	0.04	25	21	-4	-
1987	37	32	5	0.15	0	2	2	-
1988	37	30	7	0.20	0	2	2	-
1989	28	30	-2	-0.08	0	3	3	-
1990	44	44	0	0.01	0	12	12	-
1991	45	43	2	0.05	11	12	1	-
1992	43	37	6	0.14	0	7	7	-
1993	36	41	-5	-0.14	0	11	11	-
1994	45	43	2	0.05	27	17	-10	-
1995	45	40	5	0.10	4	15	11	-
1996	16	30	-14	-0.88	0	2	2	-
1997	23	19	4	0.17	0	0	0	-
1998	45	41	4	0.10	0	10	10	-
1999	44	47	-3	-0.07	25	26	1	-
2000	36	28	8	0.22	0	1	1	-
2001	42	38	4	0.09	22	14	-8	-
2002	40	42	-2	-0.05	0	14	14	-
2003	42	35	7	0.17	0	3	3	-
2004	48	38	10	0.21	0	9	9	-
2005	46	39	7	0.16	27	9	-18	-
2006	38	25	13	0.35	0	1	1	-
2007	28	43	-15	-0.52	0	10	10	-
2008	32	30	2	0.05	0	2	2	-
2009	28	20	8	0.28	0	0	0	-
2010	34	33	1	0.04	0	4	4	-
Среднее	**37.83**	**35.64**	**2.19**	**0.04**	**5.90**	**8.66**	**2.77**	**-**

Анализ табл. 4.3 – 4.4 показывает, что количество дней с расходами воды больше среднего значения за период с марта по май по прогностической схеме 1 рассчитывается несколько лучше, чем по прогностической схеме 2. Так, средняя относительная ошибка по схеме 1 составляет 10%, тогда как по схеме 2 – 22%. Напротив, количество дней с расходами воды больше среднемаксимального за период с марта по май рассчитывается лучше по схеме 2. Следует отметить, что в расчетах по обеим схемам завышено число дней с расходами выше среднемаксимального за этот период.

На рисунках 4.5 - 4.8 приведены графики связи фактических и средних по ансамблю указанных характеристик притока воды к водохранилищу.

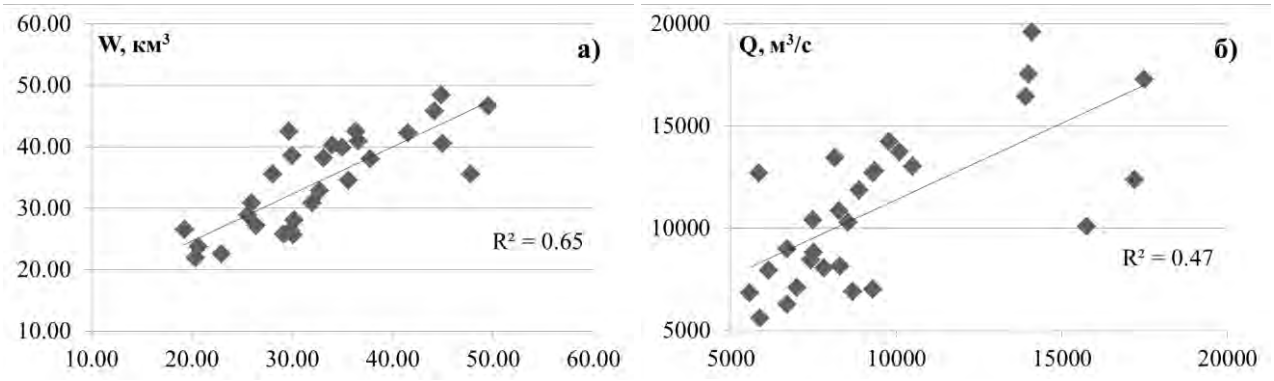


Рисунок 4.5 – Связь фактических характеристик бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу с прогнозируемыми, усредненными по ансамблю 57 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 1 (наблюденных сценарии погоды за период заблаговременности): а - объем, б - максимальный расход

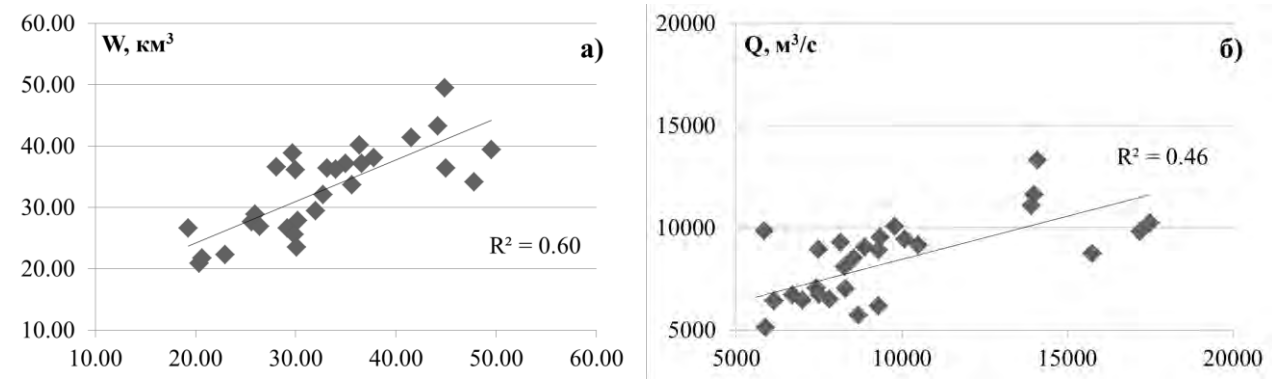


Рисунок 4.6 – Связь фактических характеристик бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу с прогнозируемыми, усредненными по ансамблю 500 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 2 (смоделированные сценарии погоды за период заблаговременности): а- объем, б - максимальный расход

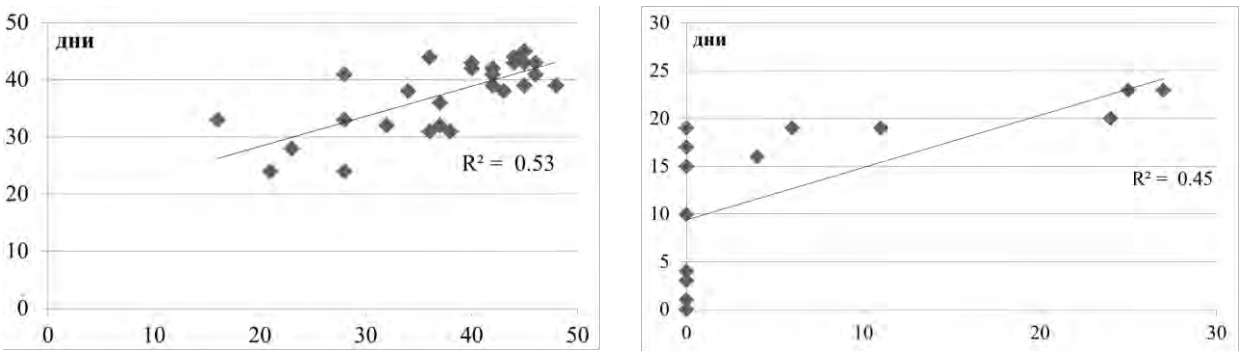


Рисунок 4.7 – Связь фактических характеристик бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу с прогнозируемыми, усредненными по ансамблю 57 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 1: вверху - число дней с расходами воды больше среднемноголетнего (4140 м^3/с), внизу - число дней с расходами воды больше среднемноголетнего максимального (9504 м^3/с)

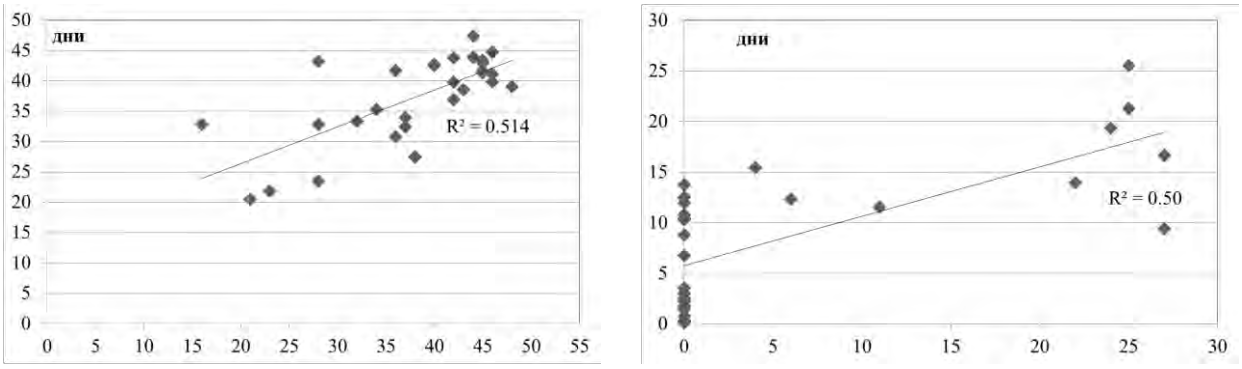


Рисунок 4.8 - Связь фактических характеристик бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу с прогнозируемыми, усредненными по ансамблю 500 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 2: вверху - число дней с расходами воды больше среднемноголетнего (4140 м^3/с), внизу - число дней с расходами воды больше среднемноголетнего максимального (9504 м^3/с)

Для верификации приведенных результатов проверочных детерминистических прогнозов, построенных на ансамблевых экспериментах, нами использовались следующие критерии, описанные в разделе 1.4:

1. Критерий эффективности – отношение среднеквадратических погрешностей $\boldsymbol{S}$ прогноза характеристик водного режима к среднеквадратическому отклонению $\boldsymbol{\sigma}$ фактических характеристик

2. Критерий оправдываемости прогнозов характеристик водного режима – доля погрешностей прогноза, лежащих в пределах допустимой погрешности, равной 0.674 $\boldsymbol{\sigma}$

3. Критерии, основанные на анализе таблиц сопряженности

В таблице 4.5 обобщены результаты верификации прогнозов, приведенных в таблицах 4.1 – 4.4, по первым двум критериям, традиционно используемым в отечественной оперативной практике.

Из таблицы видно, что при использовании обеих прогностических схем разработанная методика дает удовлетворительные результаты долгосрочного прогноза объема весеннего стока и числа дней с расходами воды выше среднемноголетнего значения. По критерию эффективности S/σ прогнозы могут считаться удовлетворительными (S/σ не превышает 0.70), а их оправдываемость находится в пределах 70-80%. Менее точными получились прогнозы максимальных расходов весеннего стока и прогнозы числа дней с расходами воды выше среднемноголетнего максимального расхода. Однако и в этих случаях прогнозы, выполненные по обеим прогностическим схемам, оказались эффективными – критерий S/σ не превысил критической величины S/σ =1. Полученный результат демонстрирует возможности разработанной прогностической методики, которая позволяет, благодаря использованию модели формирования стока, прогнозировать с удовлетворительной точностью и сезонной заблаговременностью не только объем весеннего стока, но и другие характеристики водного режима, расширяя тем самым информационное содержание прогнозов по сравнению с существующими статистическими подходами.

Сравнивая результаты прогнозов, полученных при разных ансамблевых экспериментах, можно заключить, что методика прогноза при использовании 2-й прогностической схемы (метеорологических сценарии на период заблаговременности прогноза моделируются с помощью генератора погоды) оказалась более эффективной, а оправдываемость прогнозов более высокой почти для всех рассматриваемых характеристик притока воды в Чебоксарское водохранилище. Преимущество использования второй прогностической схемы по сравнению с первой проявилось, например, при прогнозе максимальных расходов весеннего стока: эффективность прогноза 0.81 против 0.94 по 1-й схеме, оправдываемость прогноза 69% против 45% по схеме 1. Почти столь же заметно это преимущество и при прогнозе количества дней с расходами воды выше максимального среднемноголетнего: эффективность прогноза 0.74 против 0.90 по 1-й схеме, оправдываемость прогноза 62% против 59% по 1-й схеме. Можно предположить, что учет с помощью стохастического генератора погоды более широкого диапазона возможных метеорологических условий позволяет улучшить прогноз по сравнению с использованием только наблюденных сценариев погоды за период его заблаговременности.

Таблица 4.5 - Сравнение результатов проверочных долгосрочных детерминистических прогнозов бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу, полученных при разных схемах ансамблевых экспериментов

Схема ансамблевых экспериментов	Объем притока воды к водохранилищу за III-V, км^3		Макс. расход притока воды к водохранилищу за III-V, м^3/с		Количество дней за III-V с расходами воды больше среднемноголетнего расхода (4140 м3/с)		Количество дней за III-V с расходами воды больше среднемноголетнего максимального расхода (9504 м3/с)	
	S/σ	Оправдываемость	***S/σ***	Оправдываемость	***S/σ***	Оправдываемость	***S/σ***	Оправдываемость
Прогностическая схема 1 (по ансамблю наблюденных сценариев погоды за период заблаговременности прогноза)	0.64	76%	0.94	45%	0.67	79%	0.90	59%
Прогностическая схема 2 (по ансамблю смоделированных сценариев погоды за период заблаговременности прогноза)	0.63	72%	0.81	69%	0.70	83%	0.74	62%

Полученная с помощью модели формирования стока информация о вероятных гидрографах стока за период заблаговременности дает возможность оценить возможности разработанной методики для прогноза показателя масштаба предсказываемого весеннего половодья. В качестве такого показателя здесь принята величина отклонения объема весеннего стока от его среднемноголетнего значения, рассчитанная в долях стандартного отклонения объема стока. Возможности построения прогноза показателя масштаба показаны ниже на примере результатов детерминистического прогноза объема весеннего стока, полученных с помощью прогностической Схемы 2 и приведенных в таблице 4.4.

Показатель масштаба $ХП_i$ половодья, рассчитанного для i-го года (i=1,…, N_Y =29), оценивался по формуле:

$$ХП_i = \frac{W_i - M_W}{S_W}, \qquad (4.1)$$

где W_i – прогноз объема притока воды к водохранилищу в i-м году; $M_W = \frac{1}{N_Y}\sum_{i=1}^{N_Y} W_i$ - среднемноголетнее значение прогнозируемого объема притока за проверочный период, $S_W = \sqrt{\frac{1}{(N_Y - 1)}\sum_{i=1}^{N_Y}(W_i - M_W)^2}$ - среднеквадратическое отклонение объемов за все годы по всем членам ансамбля.

Рассчитанные по гидрографам стока показатели масштаба прогнозируемых половодий классифицировались следующим образом (Таблица 4.6).

Таблица 4.6 - Классификация объема весеннего притока воды к водохранилищу по показателю масштаба *ХП*

Категория	Значение показателя	Описание
0	*ХП ≤0*	Низкое половодье
1	*0< ХП ≤1.0*	Среднее половодье
2	*1.0< ХП ≤1.5*	Высокое половодье
3	*1.5< ХП ≤2.0*	Выдающееся половодье
4	*ХП >2.0*	Экстраординарное половодье

Подобная интерпретация объемов притока воды используется для оценки масштаба гидрометеорологических явлений в работах [*McKee et al., 1993; Nalbantis, 2008*] (см. раздел 1.2). Полученные показатели масштаба половодья сравнивались с соответствующими показателями, рассчитанными на основании данных 29-летних наблюдений за притоком к Чебоксарскому водохранилищу (Таблица 4.7).

Таблица 4.7 - Показатели масштаба половодья, рассчитанные по фактическим и спрогнозированным данным о весеннем притоке воды в водохранилище (закрашены сезоны, когда спрогнозированные показатели совпали с фактическими)

Год	**Фактические величины объема сезонного притока**			**Прогноз объема сезонного притока**		
	Приток, км^3	**Показатель экстремальности, *ХП***	**Категория***	**Приток, км^3**	**Показатель экстремальности, *ХП***	**Категория***
1982	33.16	0.031	1	36.37	0.486	1
1983	34.97	0.254	1	37.12	0.591	1
1984	20.36	-1.535	0	20.90	-1.682	0
1985	41.51	1.054	2	41.37	1.186	2
1986	44.19	1.382	2	43.23	1.447	2
1987	25.59	-0.895	0	27.63	-0.738	0
1988	29.17	-0.457	0	26.61	-0.882	0
1989	26.39	-0.797	0	26.89	-0.843	0
1990	36.37	0.425	1	40.13	1.013	2
1991	36.59	0.451	1	37.11	0.589	1

Год	Фактические величины объема сезонного притока			Прогноз объема сезонного притока		
	Приток, км^3	Показатель экстремальности, *ХП*	Категория*	Приток, км^3	Показатель экстремальности, *ХП*	Категория*
1992	32.75	-0.019	0	32.09	-0.114	0
1993	29.99	-0.357	0	36.12	0.450	1
1994	49.52	2.035	4	39.36	0.905	1
1995	37.78	0.597	1	38.11	0.729	1
1996	19.29	-1.667	0	26.64	-0.878	0
1997	20.66	-1.500	0	21.71	-1.568	0
1998	34.02	0.137	1	36.18	0.459	1
1999	44.86	1.464	2	49.43	2.315	4
2000	29.84	-0.375	0	25.61	-1.021	0
2001	44.96	1.476	2	36.44	0.495	1
2002	29.68	-0.394	0	38.83	0.830	1
2003	31.98	-0.113	0	29.45	-0.483	0
2004	35.61	0.331	1	33.65	0.105	1
2005	47.77	1.821	3	34.17	0.178	1
2006	30.07	-0.347	0	23.47	-1.321	0
2007	28.06	-0.593	0	36.61	0.519	1
2008	30.19	-0.332	0	27.84	-0.709	0
2009	22.94	-1.220	0	22.25	-1.492	0
2010	25.92	-0.855	0	28.87	-0.565	0
Среднее	**32.90**	**0**		**32.90**	**0**	
Ср.кв.отклонение	**8.17**	**1**		**7.14**	**1**	

* - номера категорий указаны по табл. 4.7.

По результатам расчетов была составлена многокритериальная таблица сопряженности (Таблица 4.8), которая широко используется для верификации метеорологических прогнозов и позволяет сравнить число случаев, когда категория спрогнозированного события совпала или не совпала с категорией наблюденного события (см. раздел 1.4). При идеальном прогнозе такая таблица сводится к виду, при котором значения вероятности возникновения явления той или иной категории содержатся только на главной диагонали, а остальные ячейки при этом равны 0. Значения, попадающие в другие ячейки, могут способствовать идентификации причин ошибок методики прогноза.

Таблица 4.8 - Многокритериальная таблица сопряженности, построенная по результатам детерминистического прогноза объема весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище по прогностической Схеме 2.

		Наблюдения (категории)					
		0 (низкое половодье)	1 (среднее половодье)	2 (высокое половодье)	3 (выдающееся половодье)	4 (экстраординарное половодье)	Итог
Прогноз (категории)	0 (низкое половодье)	**13**	0	0	0	0	13
	1 (среднее половодье)	3	**6**	1	1	1	12
	2 (высокое половодье)	0	1	**2**	0	0	3
	3 (выдающееся половодье)	0	0	0	**0**	0	0
	4 (экстраординарное половодье)	0	0	1	0	**0**	1
Итог		16	7	4	1	1	**29**

Диагональные члены таблицы показывают число совпадений категорий наблюденных и спрогнозированных событий. Из таблицы видно, например, что из 16-ти случаев наблюдавшихся низких половодий правильный прогноз был дан в 13-ти, при этом оставшиеся 3 половодья были спрогнозированы как средние. Средних половодий было спрогнозировано 12 – на 5 больше, чем их наблюдалось в действительности. При этом для 6-ти средних половодий из 7 наблюдавшихся прогноз оказался верным (одно среднее половодье было отнесено по прогнозу к категории 2 – высокое половодье). Прогнозы экстраординарного половодья 1994 года и выдающегося половодья 2005 года не оправдались – оба половодья были спрогнозированы по данным на 1 марта соответствующего года, как «среднее» (см. также табл. 4.7).

В целом, точность многокритериального прогноза, рассчитанная как доля прогнозов объема стока, попавших в ту же категорию, что наблюденные величины объема стока, составила 72% (сумма диагональных членов табл. 4.8, деленная на общее число проверочных прогнозов), т.е. почти три четверти прогнозов показателя масштаба ожидаемого весеннего половодья оправдались.

Очевидно, что чем шире категории, относительно которых прогноз считается оправдавшимся или неоправдавшимся, тем выше точность прогноза. Рассмотрим в качестве примера верификацию прогнозов объема половодья, приведенных в табл. 4.8, с помощью бинарной таблицы сопряженности. Последняя строится путем разделения всех фактических и прогнозируемых событий на 2 категории: (1) половодье по объему выше

нормы 32.9 км^3 (идентифицируется как событие), (2) не выше нормы (идентифицируется как отсутствие события). Иными словами категории 1-4 из табл. 4.8 объединены в одну категорию («половодье выше нормы»).

Таблица 4.9 - Бинарная таблица сопряженности, построенная по результатам детерминистического прогноза объема весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище по прогностической Схеме 2.

		Наблюдения (категории)		
		Половодье выше нормы (событие)	Половодье не выше нормы (отсутствие события)	Итог
Прогноз (категории)	Половодье выше нормы (событие)	**13**	3	16
	Половодье не выше нормы (отсутствие события)	0	**13**	13
Итог		13	16	29

Для верификации результатов бинарного прогноза появления или непоявления события (половодье выше нормы) по данным табл. 4.9, мы использовали следующие критерии, описанные в ранее в разделе 1.3.1:

— систематическая ошибка прогноза Bias (формула (1.20);

— точность прогноза *PC* (формула (1.23));

— вероятность обнаружения события *POD* (формула (1.21));

— доля «ложных тревог» *FAR* (формула ((1.22)

— критический индекс оправдываемости (индекс Гилберта *CSI*; формула (1.24))

— показатель Хайдке *HSS* (формула (1.26)).

Перечисленные критерии были определены по имеющемуся ряду проверочных прогнозов того, что будущее половодье окажется выше нормы, и приведены в табл. 4.10.Здесь же дана краткая справка о содержании того или иного критерия.

Из табл. 4.10 видно, что точность прогнозирования события, состоящего в том, что половодье будет выше нормы, достигает 90%. Более того, все без исключения наблюдавшиеся события были предсказаны с помощью разработанной прогностической методики (*POD*=1). Вместе с тем, методика завышает вероятность появления события на 23% (Bias=1.23), в результате в 3-х случаях из 16-ти, когда методика предсказывала появление события, прогноз не оправдался – тревога оказалась ложной (*FAR*=0.19). Эффективность

методики составляет почти 80% (показатель Хайдке *HSS* =0.79), т.е. использованная методика позволила значительно улучшить результаты по сравнению с прогнозом, основанном на случайном выборе (типа «орел-решка»).

Таблица 4.10 - Критерии верификации прогноза появления события (весеннего притока воды выше нормы)

Критерий	Значение, рассчитанное по Таблице 4.9	Диапазон/значение при идеальном прогнозе	Содержание критерия
Bias	1.23	[0;∞)/1	Мера отношения частоты прогнозируемого события (половодье выше нормы) к фактической частоте события
PC	0.90	[0;1]/1	Доля оправдавшихся прогнозов события
POD	1.00	[0;1]/1	Доля наблюденных событий, для которых оправдался прогноз
FAR	0.19	[0;1]/0	Доля неоправдавшихся прогнозов события (ложная тревога)
CSI	0.81	[0;1]/1	Доля прогнозов события от общего числа событий, прогнозировавшихся или наблюденных
HSS	0.79	(-∞;1]/1	Точность прогноза в сравнении с прогнозом, основанном на случайном выборе

Таким образом, верификация по данным 29-летних наблюдений результатов детерминистического долгосрочного прогноза характеристик весеннего притока воды к Чебоксарскому водохранилищу, полученных на основе ансамблевых экспериментов с моделью формирования речного стока, дает основания сделать следующие выводы:

1. Использование гидрологической модели в сочетании с различными способами задания метеорологических условий за период заблаговременности прогноза позволяет оценить различные характеристики наиболее вероятных гидрографов стока в этот период и расширить информационное содержание прогнозов по сравнению с существующими методиками долгосрочных прогнозов. Представленные выше методики долгосрочного прогноза весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище оказались эффективны не только для традиционно прогнозируемых величин объема стока, но и для таких характеристик, как максимальный расход весеннего стока, продолжительность периодов с расходами воды, превышающими

характерные наблюденные значения, а также для показателей масштаба прогнозируемого половодья

2. По критериям эффективности и оправдываемости прогнозов прогностическая Схема 2, при которой ансамбль возможных метеорологических сценариев на период заблаговременности прогноза рассчитывается с помощью стохастического генератора погоды, оказалась предпочтительнее прогностической Схемы 1, когда соответствующий ансамбль сценариев задается по данным имеющихся метеорологических наблюдений.

4.1.2 Вероятностный прогноз характеристик весеннего притока воды к водохранилищу по результатам ансамблевых экспериментов

Результаты ансамблевых прогнозов гидрографов весеннего стока могут быть представлены в вероятностной форме, что дает возможность пользователю прогноза оценить риск принятия решений и выстроить на этом основании более гибкую систему управления воднoресурсной системой, принять более эффективные меры защиты от опасных гидрологических явлений, чем в случае детерминистического (однозначного) прогноза.

Наиболее распространенное и информативное представление вероятностного прогноза речного стока заключается в построении интегральной функции распределения (или функции плотности распределения) вероятности прогнозируемой величины. На сравнении интегральных функций распределений вероятности прогнозируемой и наблюденной величин стока построены методы верификации вероятностных прогнозов, широко применяемые в оперативной метеорологии [Груза, Ранькова, 1983; Wilks, 1995] и со сравнительно недавних пор используемые для оценки качества ансамблевых гидрологических прогнозов (см., например, [Franz et al., 2003; Кучмент, Гельфан, 1993; 2007]).

Ординаты интегрального распределения вероятности прогнозируемой характеристики водного режима $y_{пр}$ для j-го сезона из проверочного ряда рассчитываются как

$$F_m(j) = \sum_{i=1}^{m} f_i(j)\,,\ m=1,\ldots,M;\ j=1,\ldots,N\,, \qquad (4.2)$$

где M - число интервалов вероятностей, на которое разбивается интервал [0;1]; N - число проверочных прогнозов; f_i - частота попадания прогнозируемой величины в заданный интервал.

Ординаты интегрального распределения вероятности фактической характеристики стока $y_{факт}$ для j-го сезона из проверочного ряда оцениваются как:

$$O_m(j) = \sum_{i=1}^{m} o_i \text{ , } m=1,\ldots, M; j=1,\ldots, N \qquad (4.3)$$

где o_i=1 в интервале, куда попала наблюденная величина, и o_i=0 в остальных интервалах.

На рис. 4.9 - 4.11 показаны функции распределения прогнозируемых объемов и максимальных расходов притока воды к Чебоксарскому водохранилищу, построенные по полученным в результате ансамблевых экспериментов выборкам объемом 500 значений (2-я прогностическая схема) и 57 значений (1-я прогностическая схема) для характерных сезонов 1986, 2003 и 1984 годов (высокое, среднее и низкое половодья, соответственно). На этих же рисунках показаны функции распределения фактических величин стока. В Приложении В показаны функции распределения объемов весеннего притока воды к водохранилищу для всех 29 проверочных сезонов.

По приведенным иллюстрациям можно сделать выводы о, например, доверительном интервале прогнозируемых значений характеристик стока. Так, согласно проверочному долгосрочному вероятностному прогнозу высокого половодья 1986 года его объем с вероятностью 90% находится в диапазоне от 36 до 53 км^3 (фактический объем в 1986 году был 44 км^3). Для низкого половодья 1984 года 90%-й доверительный интервал прогноза составил 17-27 км^3 (фактический объем в 1984 году – 20,3 км^3). Для среднего половодья 2003 года 90%-й доверительный интервал прогноза составил 22-37 км^3 (фактический объем в 2003 году – 32 км^3). О хорошей точности прогноза объема стока для этих лет свидетельствует также то, что средний объем стока для этих лет получился близким к фактическому, что также видно из сравнения кривых распределения.

Долгосрочный вероятностный прогноз максимальных расходов имеет бóльшую неопределенность. 90%-е доверительные интервалы прогнозов равны: в 1986 году от 12000 до 21000 м^3/с (фактический максимальный расход в 1986 году – 14000 м^3/с), в 1984 году от 4000 до 8000 м^3/с (фактический максимальный расход в 1984 году – 6700 м^3/с), в 2003 году от 6000 до 12000 м^3/с (фактический максимальный расход в 1986 году – 8310 м^3/с).

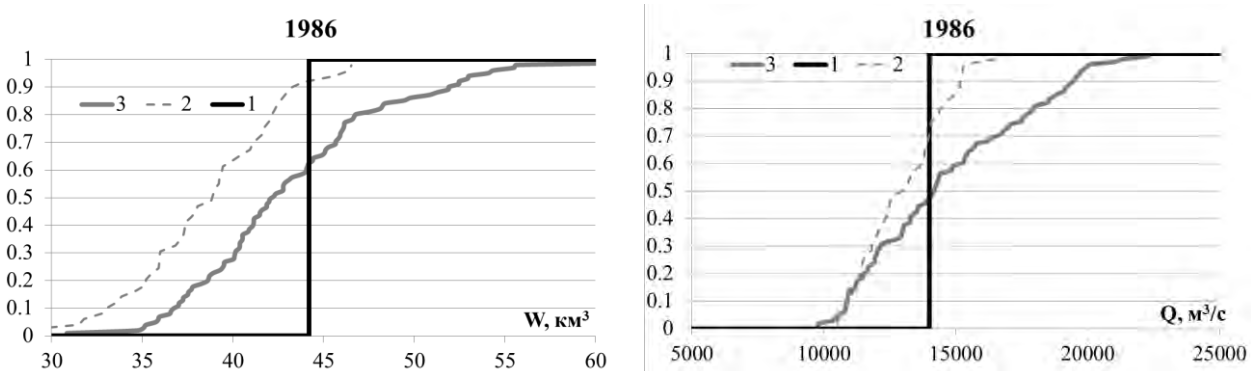


Рисунок 4.9 - Интегральные функции распределения долгосрочных прогнозов объема (слева) и максимального расхода (справа) весеннего притока воды к Чебоксарскому водохранилищу по ансамблю фактических (2) и сгенерированных (3) погод в сравнении с распределением фактических характеристик стока (1) для высокого половодья 1986 года

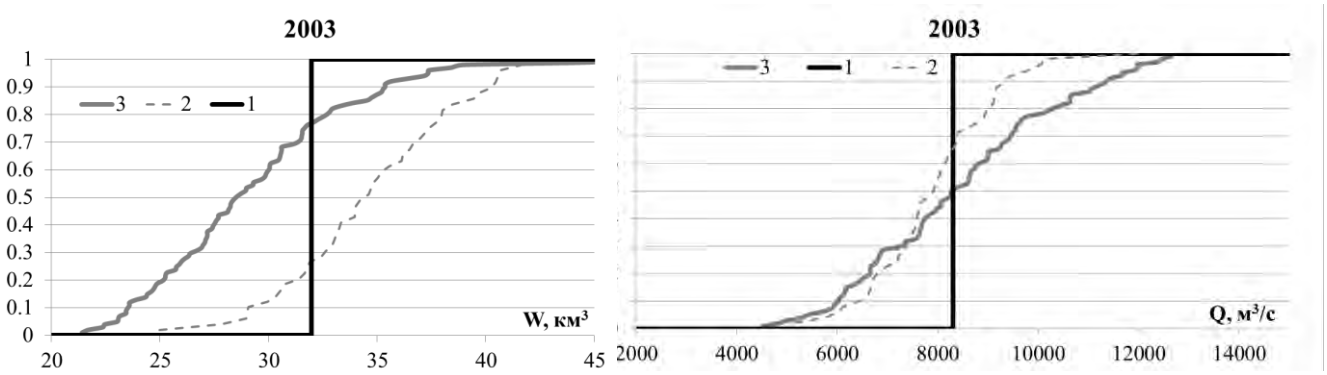


Рисунок 4.10 - Интегральные функции распределения долгосрочных прогнозов объема (слева) и максимального расхода (справа) притока воды к Чебоксарскому водохранилищу по ансамблю фактических(2) и сгенерированных (3) погод в сравнении с распределением фактических характеристик стока (1) для среднего половодья 2003 года

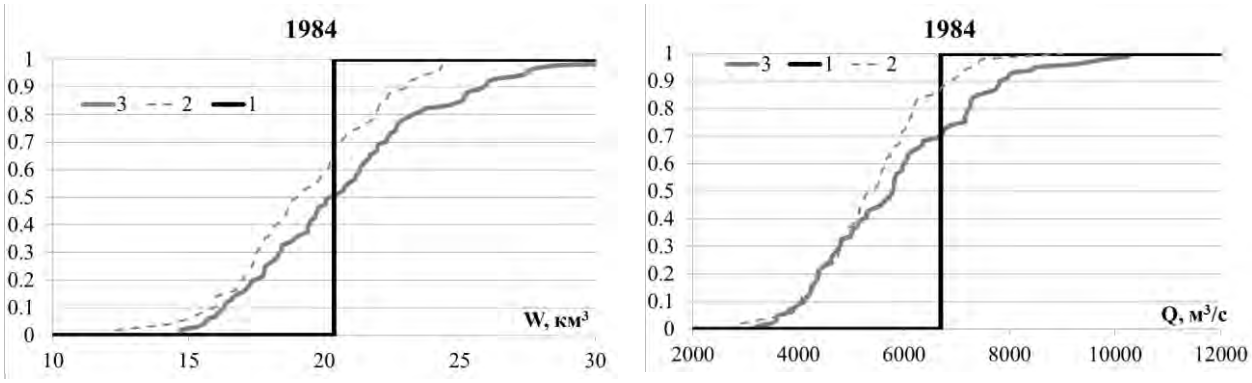


Рисунок 4.11 - Интегральные функции распределения долгосрочных прогнозов объема (слева) и максимального расхода (справа) притока воды к Чебоксарскому водохранилищу по ансамблю фактических(2) и сгенерированных (3) погод в сравнении с распределением фактических характеристик стока (1) для низкого половодья 1984 года

Эффективность прогностической методики по сравнению с климатическим прогнозом (т.е. использованием в качестве прогноза безусловного распределения вероятности наблюденных величин стока) оценивается величиной:

$$RPSS = 1 - \frac{\overline{RPS}}{\overline{RPS_{cl}}} \qquad (4.4)$$

где $\overline{RPS}$ - погрешность вероятностных прогнозов, осредненная по всем ансамблям и по всему диапазону вероятностей, равная:

$$\overline{RPS} = \sum_{m=1}^{M} MSE_m = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N} \sum_{m=1}^{M} \left(F_m(j) - O_m(j) \right)^2 , \qquad (4.5)$$

$\overline{RPS_{cl}}$ - величина $\overline{RPS}$ для климатического прогноза, которая рассчитывается по формуле (4.4), при этом $F_m(j)$ определяются по интегральному распределению наблюденных величин стока, построенному по многолетнему ряду наблюдений (т.е. вероятностный прогноз дается одинаковым для всех половодий).

Если значение *RPSS* получается положительным, следовательно, применение прогностической методики дает пользователю дополнительную информацию по сравнению с информацией, содержащейся в многолетнем ряду наблюдений за стоком. При идеальном прогнозе *RPSS*=1.

В таблице 4.11 и на рис. 4.12 приведены значения полученных величин *RPS* для каждого проверочного года для климатического прогноза и каждой из методик, а также полученные средние значения и величина показателя *RPSS* (см. раздел 1.3.2).

Как было указано в разделе 1.3.2, показатель *RPS* оценивает погрешность вероятностного прогноза относительно фактически наблюденных значений, или, если представить условное распределение величин графически, как на рис. 4.9 - 4.11, оценивает площадь между кривой распределения наблюденной величины и кривой распределения прогнозных значений. Наилучшими являются значения *RPS*, близкие к 0. Из табл. 4.11 рис. 4.12 видно, что значения *RPS*, для ансамблевых прогнозов в среднем меньше, чем климатического прогноза, а значения для прогнозов по ансамблю сгенерированных величин (0,037) несколько меньше, чем для ансамбля фактически наблюдавшихся (0,040).

Таблица 4.11 - Рассчитанные значения RPS и RPSS для проверочных прогнозов объема весеннего притока воды к Чебоксарскому водохранилищу

Год	**Климатический прогноз**	**Прогностическая схема 1**	**Прогностическая схема 2**
1982	0.030	0.013	0.016
1983	0.030	0.006	0.017
1984	0.106	0.004	0.005
1985	0.089	0.032	0.010
1986	0.089	0.021	0.016
1987	0.033	0.010	0.008
1988	0.033	0.025	0.011
1989	0.033	0.025	0.008
1990	0.030	0.018	0.041
1991	0.030	0.007	0.016
1992	0.030	0.045	0.021
1993	0.033	0.046	0.079
1994	0.175	0.146	0.095
1995	0.030	0.007	0.023
1996	0.113	0.027	0.052
1997	0.106	0.003	0.006
1998	0.030	0.009	0.013
1999	0.089	0.018	0.068
2000	0.033	0.032	0.017
2001	0.089	0.104	0.044
2002	0.033	0.081	0.125
2003	0.030	0.077	0.049
2004	0.030	0.029	0.014
2005	0.175	0.227	0.172
2006	0.033	0.070	0.036
2007	0.033	0.068	0.096
2008	0.033	0.010	0.007
2009	0.106	0.004	0.008
2010	0.033	0.006	0.008
Среднее	**0.060**	**0.040**	**0.037**
RPSS		**0.330**	**0.380**

По осредненным значениями *RPS* было рассчитано значение показателя *RPSS*, который характеризует эффективность оцениваемой методики по сравнению с климатическим прогнозом. Положительные значения этого показателя показывают наличие дополнительной информации в прогнозе, получаемом по оцениваемой методике, а идеальным значением его является 1. Для прогноза объема притока воды в Чебоксарское водохранилище по ансамблю фактической погоды значение *RPSS* составило 0.33, а для ансамбля сгенерированной погоды – 0.38. Иными словами, соответствующие прогностические схемы оказались на 33% и 38% эффективнее климатического прогноза.

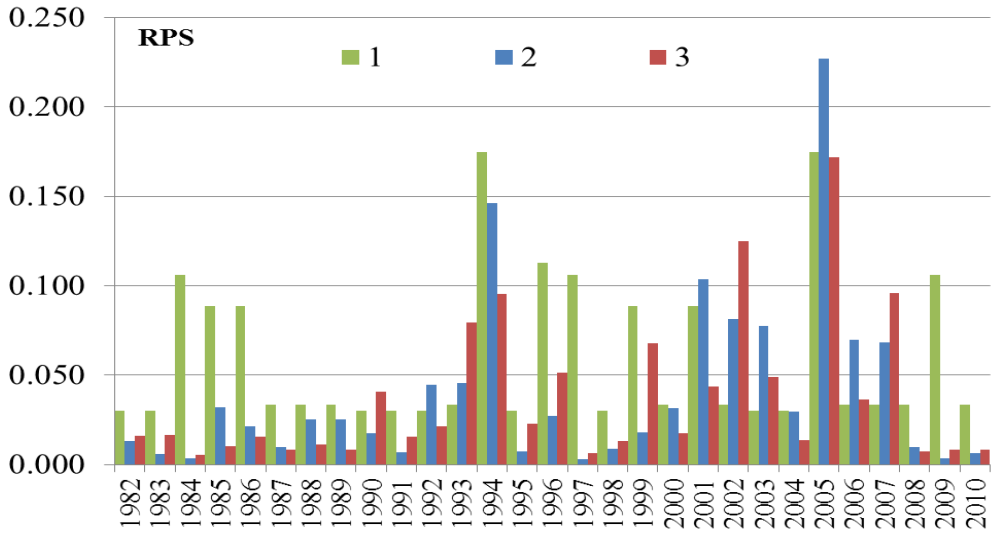


Рисунок 4.12 – Сравнение значений *RPS* для проверочных прогнозов: климатического (1), по прогностической схеме 1 (2) и прогностической схеме 2 (3)

Как указывалось в Главе 1, одним из наиболее распространенных критериев качества вероятностного бинарного прогноза в метеорологии служит показатель Брайера (BS, Brier score), оценивающий среднеквадратическое отклонение вероятности прогнозируемого события от вероятности фактического события

$$BS = \frac{1}{N}\sum_{i-1}^{N}(p_i - o_i)^2 \qquad (4.6)$$

где N – число членов проверочного ряда, p_i и o_i – соответственно, прогнозируемая и фактическая вероятности появления события, равная 1 при его наличии и 0 при отсутствии. Наилучшим значением показателя Брайера является 0, наихудшим – 1.

Эффективность прогноза (BSS, Brier Skill Score) оценивается путем сравнения с прогнозом по средней (климатической) вероятности наступления события $\bar{o}$, как:

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{станд}} = 1 - \frac{\frac{1}{N}\sum(p_i - o_i)^2}{\frac{1}{N}\sum(\bar{o} - o_i)^2} \qquad (4.7)$$

Рассмотрим применение указанного критерия на примере прогноза вероятности наступления события, состоящего в том, что объем половодья окажется выше климатической нормы.

В табл. 4.12 показаны вероятности наступления указанного события, рассчитанные по фактическим данным об объемах весеннего притока воды в водохранилище за 1982-

2010 годы (см., например, табл. 4.1), по данным вероятностного ансамблевого прогноза, рассчитанного с использованием прогностической Схемы 2, и по средней вероятности наступления события за многолетний период (климатический прогноз)

Таблица 4.12 – Вероятность наступления события по фактическим данным, по данным вероятностного ансамблевого и климатического прогнозов (да - объем половодья выше климатической нормы; нет - объем половодья не выше климатической нормы)

Год	**Фактические данные, o_i**		**Вероятностный прогноз, p_i**		**Климатический прогноз, $\bar{o}$**	
	да	**нет**	**да**	**нет**	**да**	**нет**
1982	1	0	0.75	0.25	0.45	0.55
1983	1	0	0.79	0.21	0.45	0.55
1984	0	1	0.01	0.99	0.45	0.55
1985	1	0	0.99	0.01	0.45	0.55
1986	1	0	0.99	0.01	0.45	0.55
1987	0	1	0.13	0.87	0.45	0.55
1988	0	1	0.09	0.91	0.45	0.55
1989	0	1	0.10	0.9	0.45	0.55
1990	1	0	0.96	0.04	0.45	0.55
1991	1	0	0.77	0.23	0.45	0.55
1992	0	1	0.41	0.59	0.45	0.55
1993	0	1	0.71	0.29	0.45	0.55
1994	1	0	0.94	0.06	0.45	0.55
1995	1	0	0.85	0.15	0.45	0.55
1996	0	1	0.07	0.93	0.45	0.55
1997	0	1	0.01	0.99	0.45	0.55
1998	1	0	0.73	0.27	0.45	0.55
1999	1	0	1.00	0	0.45	0.55
2000	0	1	0.06	0.94	0.45	0.55
2001	1	0	0.73	0.27	0.45	0.55
2002	0	1	0.90	0.1	0.45	0.55
2003	0	1	0.20	0.8	0.45	0.55
2004	1	0	0.51	0.49	0.45	0.55
2005	1	0	0.55	0.45	0.45	0.55
2006	0	1	0.01	0.99	0.45	0.55
2007	0	1	0.77	0.23	0.45	0.55
2008	0	1	0.15	0.85	0.45	0.55
2009	0	1	0.01	0.99	0.45	0.55
2010	0	1	0.18	0.82	0.45	0.55
Среднее	0.45	0.55	0.50	0.50	0.45	0.55
$BS = \frac{1}{N}\sum_{i-1}^{N}(p_i - o_i)^2 = 0.10$				$BSS = 1 - \frac{\frac{1}{N}\sum(p_i - o_i)^2}{\frac{1}{N}\sum(\bar{o} - o_i)^2} = 0.62$		

Как следует из приведенных данных, эффективность долгосрочного ансамблевого прогноза события, состоящего в том, что половодье окажется выше климатической нормы, составляет по критерию Брайера 0.62, т.е. этот прогноз оказался на 62% эффективнее прогноза по климатической вероятности указанного события.

Вероятностная форма представления прогноза может быть применена для категориального прогноза показателей масштаба половодья, рассмотренного в предыдущем раздел. При таком представлении показатели масштаба задаются не в виде вектора из 29 значений (см. уравнение (4.1)), а в виде матрицы показателей $ХП_{ij}$, каждый элемент которой определяется с использованием данных Таблицы 4.6 по гидрографу стока, рассчитанному для i-го года (i=1,…, N_Y =29) при задании j-го сценария метеорологических условий за период заблаговременности прогноза (j=1,…, N_E=57 или 500), по формуле [Gelfan, Motovilov, Moreido, 2015]:

$$ХП_{ij} = \frac{W_{ij} - M_W}{S_W}, \qquad (4.8)$$

где W_{ij} – прогноз объема притока воды к водохранилищу; $M_W = \frac{1}{N_Y N_E}\sum_{i=1}^{N_Y}\sum_{j=1}^{N_E} W_{ij}$ - среднее значение объема притока за все расчетные годы по всем гидрографам из ансамбля, $S_W = \sqrt{\frac{1}{(N_Y N_E - 1)}\sum_{i=1}^{N_Y}\sum_{j=1}^{N_E}\left(W_{ij} - M_W\right)^2}$ - среднеквадратическое отклонение объемов за все годы по всем членам ансамбля.

Полученные показатели масштаба половодья сравнивались с соответствующими показателями, рассчитанными на основании данных 29-летних наблюдений за притоком к Чебоксарскому водохранилищу. В результате была составлена многокритериальная таблица сопряженности (Таблица 4.13) для прогностической Схемы 2, при которой метеорологические условия за период заблаговременности моделируются с помощью стохастического генератора погоды SFRWG. Данные, приведенные в этой таблице, позволяют сравнить частоту спрогнозированного явления той или иной категории с частотой наблюдавшихся явлений (см. раздел 1.4). В отличие от данных, приведенных в таблице сопряженности 4.8, составленной по результатам детерминистического прогноза, в табл. 4.13 учтена, например, вероятность формирования экстраординарных половодий в те годы, когда как наиболее вероятное прогнозировалось среднее половодье (как в 1994 году; см. табл. 4.7).

Таблица 4.13 - Многокритериальная таблица сопряженности, построенная по результатам вероятностного прогноза объема весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище по прогностической Схеме 2.

		Наблюдения (категории)					
		0 (низкое половодье)	1 (среднее половодье)	2 (высокое половодье)	3 (выдающееся половодье)	4 (экстраординарное половодье)	Итог
Прогноз (категории)	0 (низкое половодье)	**0.421**	0.057	0.010	0.016	0.002	0.506
	1 (среднее половодье)	0.109	**0.140**	0.054	0.015	0.022	0.340
	2 (высокое половодье)	0.015	0.028	**0.028**	0.003	0.005	0.079
	3 (выдающееся половодье)	0.007	0.014	0.022	**0.000**	0.004	0.047
	4 (экстраординарное половодье)	0.001	0.003	0.023	0.000	**0.001**	0.028
Итог		0.553	0.242	0.137	0.034	0.034	1.000

По аналогии с табл. 4.8, диагональные элементы табл. 4.13 показывают частоту совпадений категорий рассчитанных и фактических величин объема весеннего притока воды в водохранилище. Точность категориального прогноза - сумма диагональных элементов [Wilks, 1995] – равна 0.590, т.е. 59% из 29×500=14500 ансамблевых прогнозов объема весеннего стока оказались в той же категории, что фактические объемы стока в соответствующие годы. Заметим, что точность вероятностного категориального прогноза в данном случае оказалась ниже, чем детерминистического (72%, см. табл. 4.8). Показатель эффективности Хайдке *HSS* (формула (1.29)), который оценивает точность прогноза в сравнении с прогнозом, основанном на случайном выборе, определен по данным табл. 4.12 и получился равным 0.343, т.е. разработанная методика позволяет получить дополнительную информацию по сравнению с прогнозом по среднему значению.

По данным табл. 4.13 можно определить точность бинарного прогноза – прогноза того, что объем весеннего стока в данном году превысит (не превысит) наблюденный среднемноголетний объем стока. Для этого строится бинарная таблица сопряженности (по аналогии с табл. 4.9), в которой категории 1-4 из табл. 4.12 объединяются в одну категорию («половодье выше нормы»). Нетрудно видеть, что при таком уменьшении числа категорий точность прогноза, вычисляемая по табл. 4.12 как

$$PC = a_{11} + \sum_{i=2}^{5}\sum_{j=2}^{5} a_{ij}\ , \qquad (4.9)$$

где a_{ij} - соответствующая ячейка таблицы, i, j =1,…,5 – номер строки и столбца. вырастает до 0.78.

Эффективность бинарного прогноза по критерию Хайдке получилась равной 0.58.

Заметим, что, как и в случае многокатегориального прогноза, точность и эффективность вероятностного бинарного прогноза оказались хуже соответствующих критериев детерминистического бинарного прогноза, определенных ранее по табл. 4.9 и равных 0.90 и 0.79, соответственно.

Таким образом, применение гидрологической модели в сочетании с различными способами задания метеорологических условий за период заблаговременности прогноза позволило получить вероятностный прогноз различных характеристик весеннего притока воды к водохранилищу, включая: распределения вероятности величин объема и максимального расхода притока, вероятность попадания объема прогнозируемого половодья в заданный интервал, вероятность «выброса» - превышения заданного порогового значения объема половодья. Использованные критерии качества вероятностных прогнозов показали, что прогнозы всех указанных характеристик оказались эффективными, т.е. точнее климатических прогнозов соответствующих характеристик.

4.2 Ансамблевые прогнозы летнего притока воды к водохранилищу: методика, результаты, верификация

Разработанная схема ансамблевого прогноза летнего притока воды к водохранилищу на основе модели формирования стока ECOMAG и ансамбля сценариев наблюдавшихся метеорологических условий аналогична Прогностической Схеме 1 для весеннего половодья, описанной в разделе 4.1, и заключается в следующем (рис. 4.13):

1. По данным метеорологических наблюдений за период с 1 сентября предыдущего года по 31 мая текущего года моделируются условия на водосборе (запасы воды в насыщенной и ненасыщенной зонах почвогрунтов, в русловой сети и др.) на дату выпуска прогноза, 1 июня.

2. По данным наблюдений за 58 лет (1953-2010 гг.) для каждой метеорологической станции, расположенной на территории бассейна, строится ансамбль из N=58 возможных метеорологических сценариев на период с 1 июня по 31 августа.

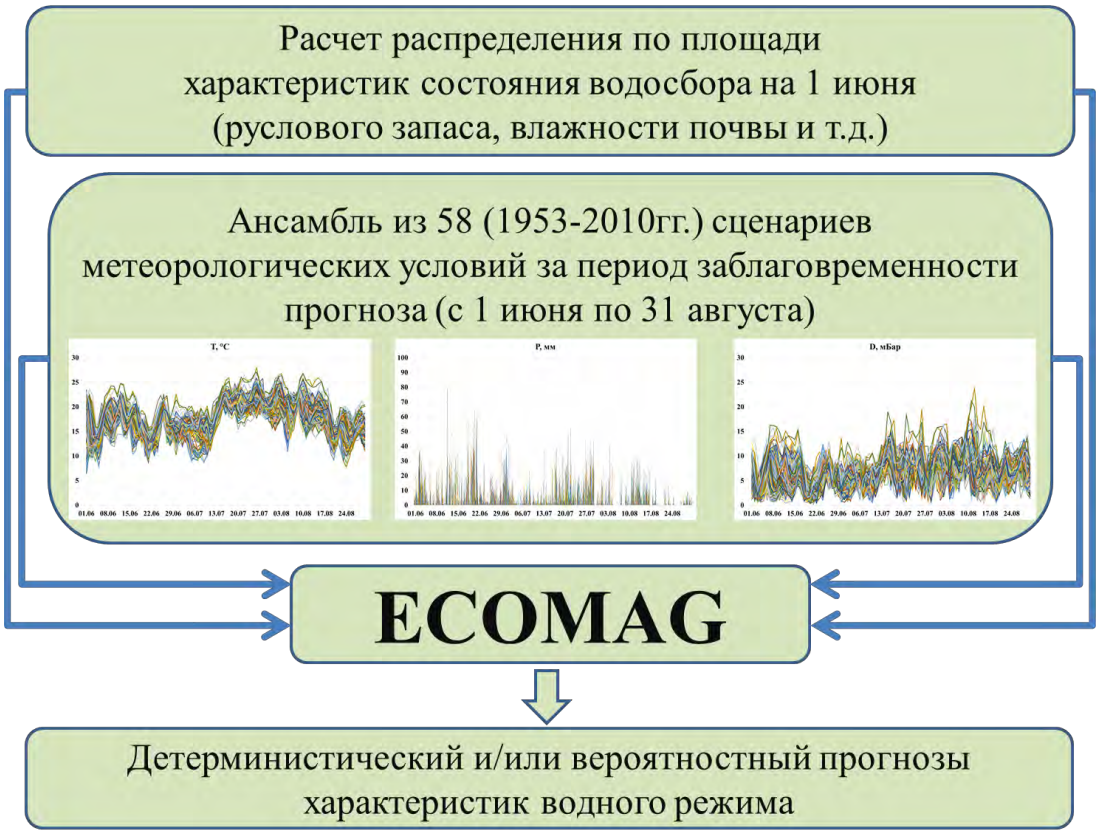


Рисунок 4.13 – Алгоритм ансамблевого прогноза летнего притока воды к водохранилищу по ансамблю наблюдавшихся метеорологических сценариев (Прогностическая Схема 1)

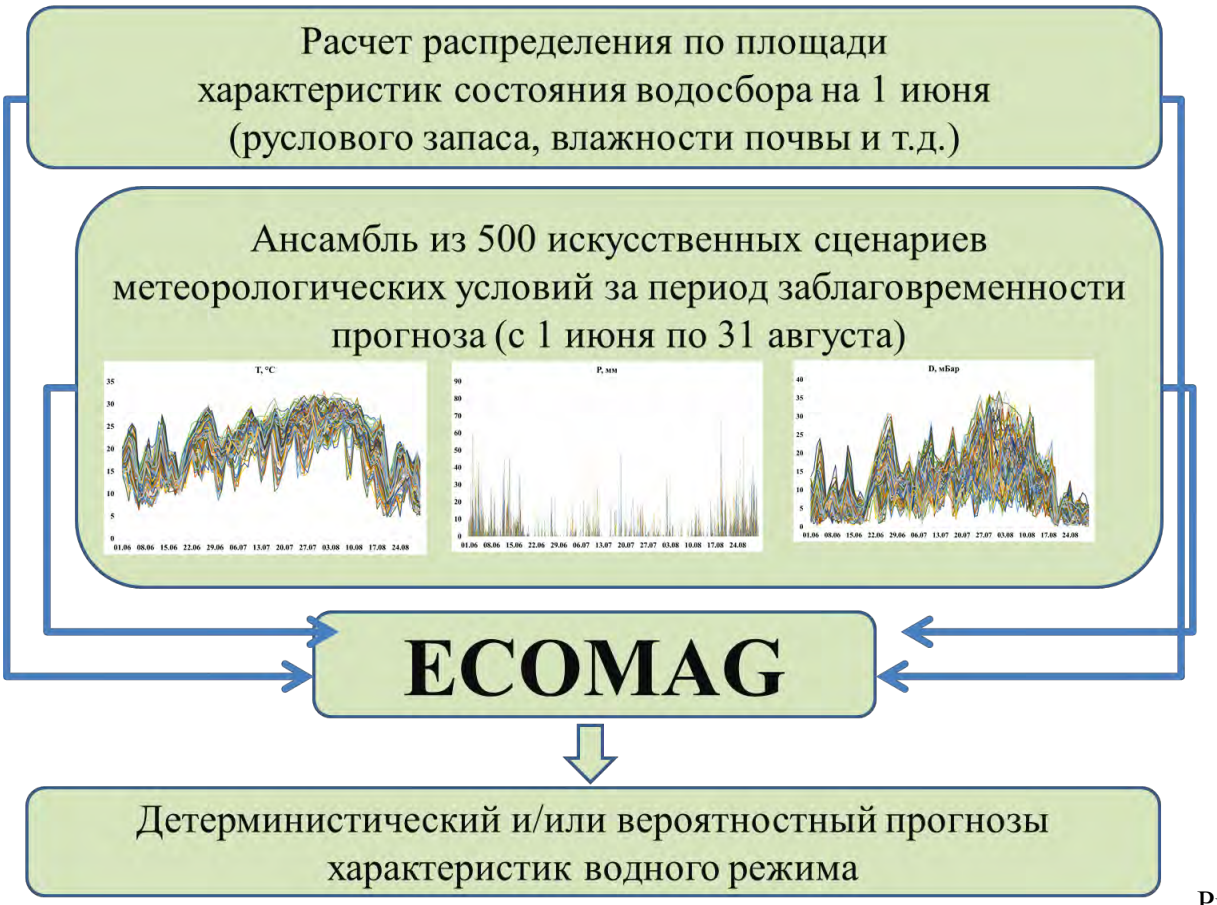
3. По рассчитанным начальным условиям на 1 июня и сценариям метеорологических условий за период заблаговременности прогноза, задаваемым на

входе модели, рассчитывается ансамбль из 57 прогнозируемых гидрографов весеннего притока воды в водохранилище для периода летней межени 1982-2010 годов. (Ансамбль снова состоит из *N*-1 гидрографа, т.к. для прогноза летней межени конкретного года не использовались метеорологические данные наблюдений этого года)

4. По полученным выборкам из 57 значений характеристик меженного стока, определенных по ансамблю гидрографов, оценивались средние значения и стандартные отклонения этих характеристик стока и строились их эмпирические функции распределения для каждого года из проверочного ряда (1982-2010 гг.)

Схема построения долгосрочного ансамблевого прогноза притока воды к водохранилищу с использованием модели ECOMAG и пространственно распределенного генератора погоды SFRWG (далее Схема 2) представлена на рис. 4.14. Она отличается от описанной выше Схемы 1 тем, что при расчете гидрографа стока за период заблаговременности прогноза на вход модели вместо наблюденных сценариев погоды подается ансамбль соответствующих сценариев, вычисленных с помощью генератора погоды.

На рисунке 4.15 в качестве примера применения описанных схем показан ансамбль проверочных прогнозов гидрографа притока воды к водохранилищу за период с 1 июня по 31 августа 1996 года, рассчитанных с использованием наблюденных метеорологических сценариев (прогностическая Схема 1).



Ри-

сРисунок 4.14 – Алгоритм ансамблевого прогноза летнего притока воды к водохранилищу по ансамблю искусственных метеорологических сценариев, сгенерированных методом Монте-Карло (прогностическая Схема 2)

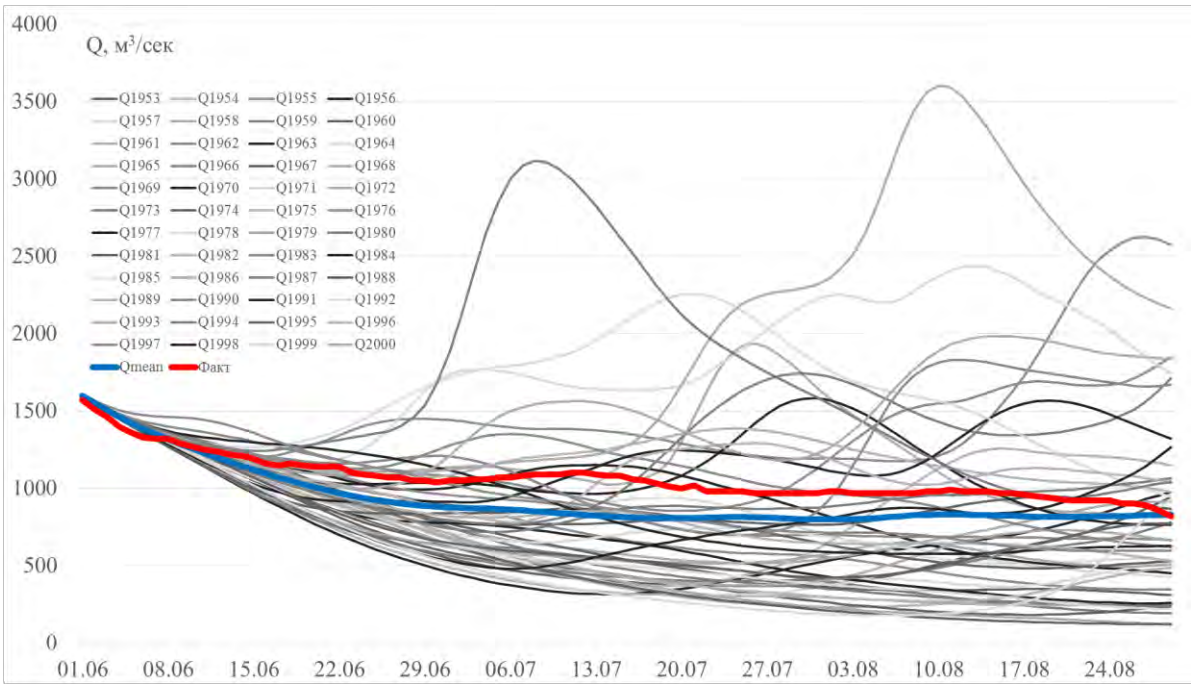


Рисунок 4.15 – Ансамбль гидрографов летнего притока воды в Чебоксарское водохранилище в июне-августе 2009 года, рассчитанных по сценариям наблюденных метеорологических условий за период заблаговременности прогноза (фактический гидрограф выделен красной линией, средний по ансамблю - синей)

4.2.1 Детерминистический прогноз характеристик летнего притока воды в водохранилище по результатам ансамблевых экспериментов

В п.4.1.1. было высказано и подтверждено предположение о существенной разнице объемов стока, рассчитанных 2-мя способами: (1) путем задания климатических норм хода метеорологических величин на период заблаговременности прогноза и (2) путем усреднения по ансамблю гидрографов, рассчитанных по Схеме 1. Это предположение было также проверено на примере притока воды в Чебоксарское водохранилище в период летней межени. На рис. 4.16 показаны объемы притока по 29 проверочным сезонам (с 1982 по 2010 гг.), рассчитанные по среднему климату (1) и ансамблю наблюдавшихся погод (2). Из рисунка видно, что смоделированные по среднемноголетнему климату объемы притока занижаются по сравнению с осредненными по ансамблю фактических погод. Максимальные различия, как и в случае с весенним притоком, достигают 34%.

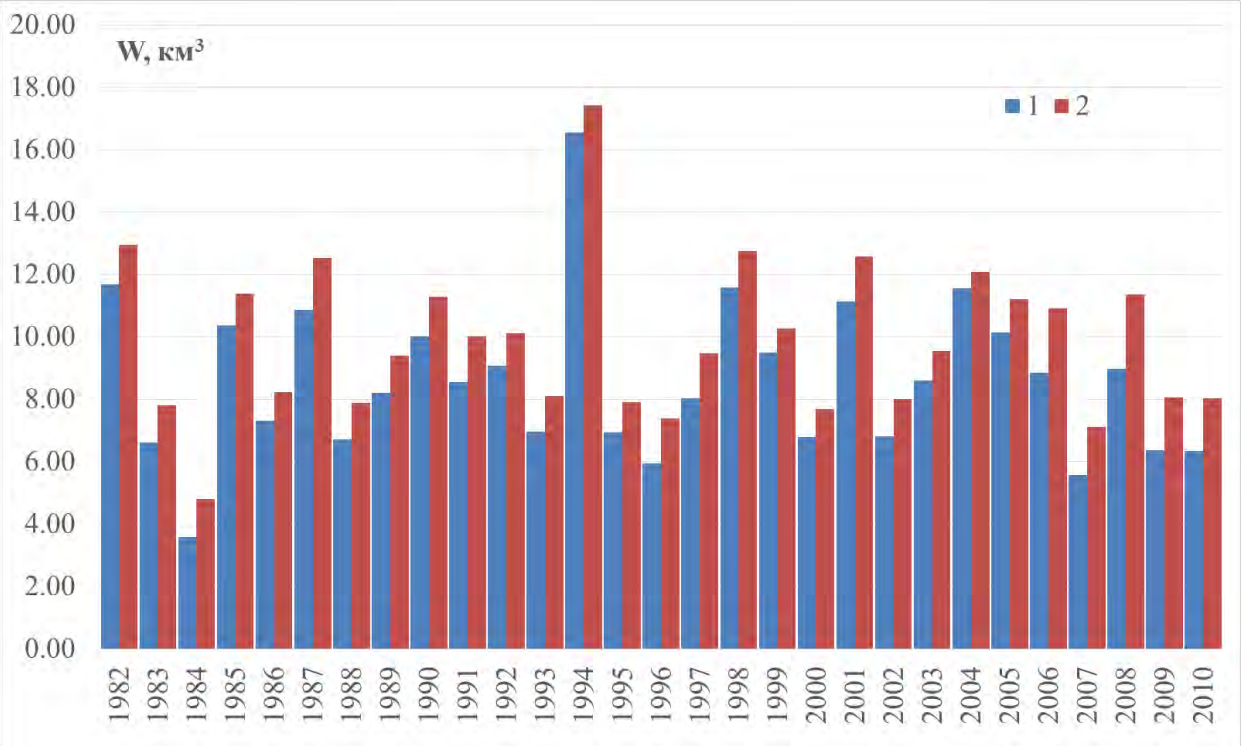


Рисунок 4.16 – Прогноз притока воды в Чебоксарское водохранилище по среднему климату (1) и усредненные по ансамблю фактических погод (2)

Таким образом, для построения детерминистических прогнозов элементов водного режима периода летней межени предполагалось, что наиболее вероятными значениями прогноза являются значения, осредненные по ансамблю полученных гидрографов. Для проверочных прогнозов за период с 1982 по 2010 годы проверялись значения объемов притока воды к водохранилищу за июнь, июль и август, а также продолжительность стояния расходов воды менее среднего многолетнего (1449 м^3/с) и среднего минимального

(990 м^3/с) значений. Полученные значения за каждый проверочный год приведены в табл. 4.14 – 4.16.

Таблица 4.14 – Детерминистический прогноз характеристик летнего притока воды к Чебоксарскому водохранилищу, усредненных по ансамблю 57 гидрографов стока , рассчитанных по прогностической Схеме 1 (наблюденных сценариев погоды за период заблаговременности) и 500 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 2 (сгенерированных сценариев погоды за период заблаговременности).

Год	Объем притока за VI – VIII, рассчитанный по Схеме 1, км^3				Объем притока за VI – VIII, рассчитанный по Схеме 2, км^3		
	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка
1982	12.35	12.96	0.61	0.05	13.03	0.67	0.05
1983	9.38	7.81	-1.56	-0.17	7.88	-1.50	-0.16
1984	8.17	4.81	-3.35	-0.41	4.89	-3.28	-0.40
1985	16.32	11.39	-4.93	-0.30	11.44	-4.88	-0.30
1986	9.52	8.24	-1.28	-0.13	8.32	-1.20	-0.13
1987	13.02	12.53	-0.48	-0.04	12.60	-0.42	-0.03
1988	8.87	7.88	-0.99	-0.11	7.96	-0.91	-0.10
1989	8.66	9.41	0.75	0.09	9.47	0.80	0.09
1990	13.26	11.29	-1.97	-0.15	11.33	-1.93	-0.15
1991	11.05	10.03	-1.03	-0.09	10.14	-0.91	-0.08
1992	8.22	10.13	1.91	0.23	10.19	1.98	0.24
1993	11.71	8.10	-3.61	-0.31	8.18	-3.52	-0.30
1994	18.83	17.43	-1.40	-0.07	17.51	-1.32	-0.07
1995	9.70	7.92	-1.78	-0.18	7.99	-1.71	-0.18
1996	8.50	7.40	-1.10	-0.13	7.47	-1.03	-0.12
1997	10.11	9.48	-0.63	-0.06	9.56	-0.54	-0.05
1998	13.73	12.74	-0.99	-0.07	12.82	-0.91	-0.07
1999	10.10	10.27	0.17	0.02	11.96	1.86	0.18
2000	11.66	7.69	-3.97	-0.34	8.26	-3.40	-0.29
2001	12.70	12.57	-0.13	-0.01	12.42	-0.28	-0.02
2002	8.24	8.00	-0.24	-0.03	8.05	-0.19	-0.02
2003	12.73	9.54	-3.20	-0.25	9.98	-2.75	-0.22
2004	19.56	12.09	-7.47	-0.38	12.89	-6.67	-0.34
2005	14.82	11.20	-3.61	-0.24	11.20	-3.62	-0.24
2006	10.79	10.92	0.12	0.01	10.11	-0.68	-0.06
2007	9.47	7.10	-2.37	-0.25	6.64	-2.83	-0.30
2008	13.25	11.36	-1.88	-0.14	10.53	-2.72	-0.21
2009	10.49	8.05	-2.44	-0.23	8.12	-2.37	-0.23
2010	8.64	8.02	-0.62	-0.07	8.09	-0.54	-0.06
Среднее	**11.51**	**9.88**	**-1.64**	**-0.13**	**9.97**	**-1.54**	**-0.12**

Таблица 4.15 - Детерминистический прогноз числа дней с расходами воды ниже среднемноголетнего и среднего минимального расходов летнего притока воды к Чебоксарскому водохранилищу (усреднение по ансамблю 57 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 1).

Год	Число дней с расходами воды ≤1449 м^3/с за VI – VIII, сут.				Число дней с расходами воды ≤990 м^3/с за VI – VIII, сут.			
	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка
1982	42	47	5	0.1	21	30	9	0.4
1983	84	74	-10	-0.1	16	52	36	2.2
1984	91	88	-3	0.0	36	84	48	1.3
1985	13	55	42	3.2	0	37	37	
1986	77	71	-6	-0.1	14	50	36	2.6
1987	56	47	-9	-0.2	0	30	30	
1988	83	74	-9	-0.1	33	51	18	0.6
1989	87	63	-24	-0.3	27	43	16	0.6
1990	37	52	15	0.4	0	35	35	
1991	58	57	-1	0.0	11	36	25	2.3
1992	78	60	-18	-0.2	64	40	-24	-0.4
1993	52	72	20	0.4	0	49	49	
1994	22	38	16	0.7	0	23	23	
1995	79	74	-5	-0.1	1	51	50	50.4
1996	86	80	-6	-0.1	41	53	12	0.3
1997	53	61	8	0.1	41	41	0	0.0
1998	43	47	4	0.1	0	30	30	
1999	69	58	-11	-0.2	19	40	21	1.1
2000	52	76	24	0.5	0	53	53	
2001	46	48	2	0.0	7	31	24	3.4
2002	88	78	-10	-0.1	43	54	11	0.3
2003	34	67	33	1.0	0	45	45	
2004	1	50	49	49.3	0	32	32	
2005	21	55	34	1.6	0	36	36	
2006	62	53	-9	-0.1	0	35	35	
2007	85	80	-5	-0.1	10	62	52	5.2
2008	12	51	39	3.2	0	33	33	
2009	59	73	14	0.2	31	49	18	0.6
2010	64	75	11	0.2	52	48	-4	-0.1
Среднее	**56**	**63**	**7**	**0.1**	**16**	**43**	**27**	**1.7**

Таблица 4.16 - Детерминистический прогноз числа дней с расходами воды ниже среднемноголетнего и среднего минимального расходов летнего притока воды к Чебоксарскому водохранилищу (усреднение по ансамблю 500 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 2).

Год	Число дней с расходами воды ≤1449 м^3/с за VI – VIII, сут.				Число дней с расходами воды ≤990 м^3/с за VI – VIII, сут.			
	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка	Факт.	Прогноз	Абс. ошибка	Отн. ошибка
1982	42	48	6	0.1	21	29	8	0.4
1983	84	76	-8	-0.1	16	52	36	2.2
1984	91	90	-1	0.0	36	85	49	1.4
1985	13	56	43	3.3	0	37	37	
1986	77	73	-4	-0.1	14	50	36	2.5
1987	56	48	-8	-0.1	0	29	29	
1988	83	76	-7	-0.1	33	51	18	0.5
1989	87	64	-23	-0.3	27	42	15	0.6
1990	37	52	15	0.4	0	34	34	
1991	58	57	-1	0.0	11	36	25	2.2
1992	78	60	-18	-0.2	64	39	-25	-0.4
1993	52	74	22	0.4	0	49	49	
1994	22	37	15	0.7	0	20	20	
1995	79	76	-3	0.0	1	52	51	50.5
1996	86	82	-4	0.0	41	52	11	0.3
1997	53	62	9	0.2	41	40	-1	0.0
1998	43	48	5	0.1	0	29	29	
1999	69	55	-14	-0.2	19	12	-7	-0.3
2000	52	74	22	0.4	0	48	48	
2001	46	47	1	0.0	7	29	22	3.2
2002	88	74	-14	-0.2	43	49	6	0.1
2003	34	61	27	0.8	0	39	39	
2004	1	46	45	44.9	0	28	28	
2005	21	56	35	1.6	0	36	36	
2006	62	59	-3	-0.1	0	38	38	
2007	85	83	-2	0.0	10	65	55	5.5
2008	12	54	42	3.5	0	35	35	
2009	59	75	16	0.3	31	47	16	0.5
2010	64	77	13	0.2	52	46	-6	-0.1
Среднее	**56**	**63**	**7**	**0.1**	**16**	**41**	**25**	**1.6**

Анализ результатов проверочных прогнозов по схеме 1 и схеме 2 показал, что обе расчетные схемы в среднем занижали объем летнего притока на 1,5 – 1,6 км3 (порядка 12-13% среднемноголетнего объема стока за сезон. . Количество дней с расходами воды меньше среднего и среднеминимального за данный период было, наоборот, завышено по обеим схемам, причем для средеминимального – более чем в два раза. Это отчасти объяс-

няется особенностью калибровки параметров модели для наилучшего воспроизведения максимального, а не минимального стока.

Прогноз объемов притока к Чебоксарскому водохранилищу по ансамблю 57 сценариев наблюдавшихся погод, как уже было упомянуто, показал улучшение относительно среднеклиматического прогноза: величина S/σ для него составляет 0,83. Эта характеристика для прогноза по ансамблю из 500 сгенерированных сценариев составляет 0,80, что позволяет сделать вывод об удовлетворительном воспроизведении генератором погоды условий формирования в период межени стока на водосборе Чебоксарского водохранилища.

На рис. 4.17 показаны графики линейной корреляции для фактических и смоделированных объемов притока воды к Чебоксарскому водохранилищу, которые показывают удовлетворительное соответствие: R^2 для ансамбля фактических погод равен 0,60, для ансамбля сгенерированных погод – 0.61.

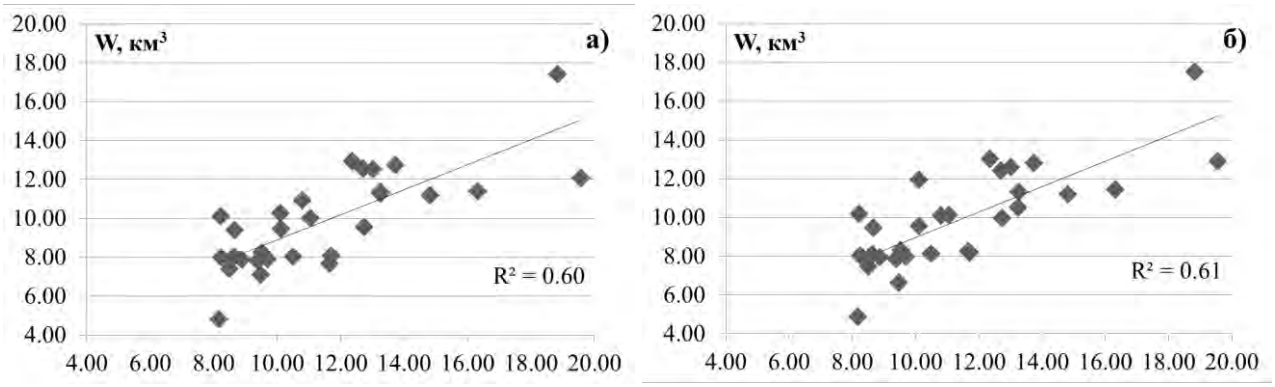


Рисунок 4.17 – Связь фактических характеристик бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу с прогнозируемыми, усредненными по ансамблю 57 гидрографов стока (а) и 500 гидрографов стока (б)

Проверка прогнозирования продолжительности стояния среднего меженного расхода воды (1449 м^3/с) и минимального меженного расхода воды (990 м^3/с) по прогностическим схемам 1 и 2 показала, что прогнозирование продолжительность среднего расхода в целом является удовлетворительным по обеим схемам, а минимального расхода – неудовлетворительным. Величина S/σ для среднего расхода составляет по схеме 1 – 0,77, по схеме 2 – 0,75; для минимального расхода по обеим схемам превышает 1. На рис. 4.18 – 4.19 показаны графики линейной корреляции фактических и продолжительностей среднего и минимального расхода, рассчитанных по обеим схемам.

Величина R^2 для средних расходов составляет 0,50 для схемы 1 и 0,53 для схемы 2, что показывает удовлетворительную корреляцию между рассчитанными и фактическими

значениями. Для минимальных расходов эта величина не превышает 0,15 для обеих схем, что говорит о низком качестве моделирования. Одновременно, анализируя средние абсолютные ошибки из таблиц 4.15, 4.16 и рис. 4.18, 4.19, можно сделать вывод, что по обеим расчетным схемам модель имеет тенденцию к занижению расходов воды. Отчасти это может быть объяснено тем, что параметры модели ECOMAG подбирались по критериям соответствия максимальным в году расходам воды и не следует ожидать адекватного воспроизведения меженных расходов.

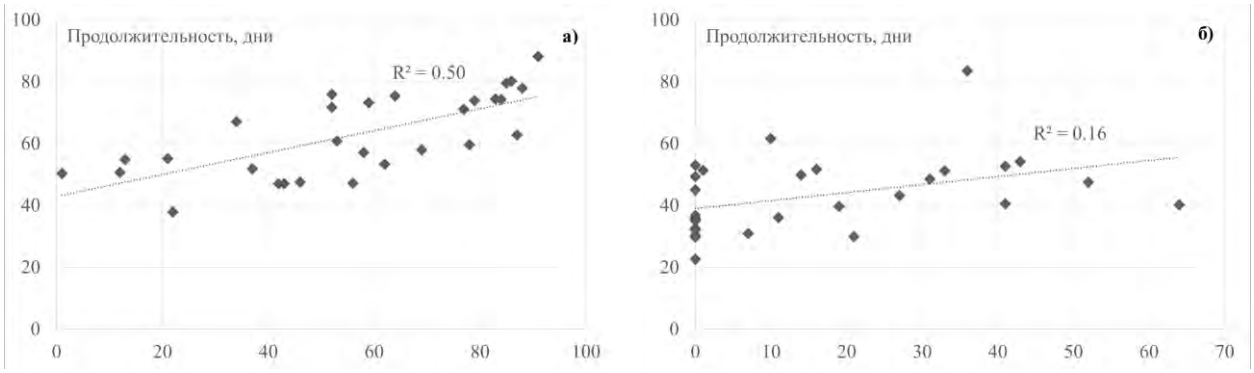


Рисунок 4.18 – Связь фактических характеристик бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу с прогнозируемыми, усредненными по ансамблю 57 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 1: а) число дней с расходами воды меньше среднемноголетнего (1449 м^3/с), б) число дней с расходами воды больше среднемноголетнего минимального (990 м$^{3/}$с)

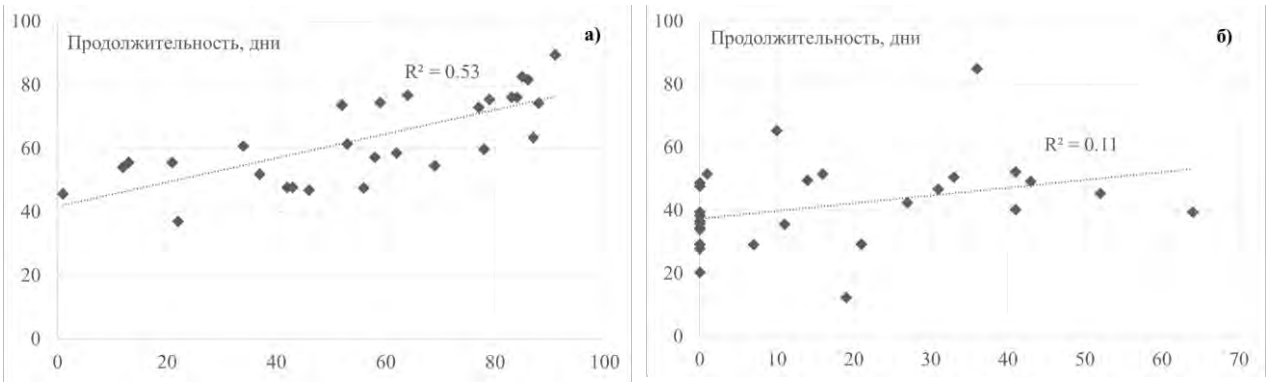


Рисунок 4.19 – Связь фактических характеристик бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу с прогнозируемыми, усредненными по ансамблю 500 гидрографов стока, рассчитанных по прогностической Схеме 2: а) число дней с расходами воды меньше среднемноголетнего (1449 м^3/с), б) число дней с расходами воды больше среднемноголетнего минимального (990 м$^{3/}$с)

В таблице 4.17 приведены все критерии рассматриваемых прогнозных методик по качеству проверочных прогнозов, а также величины оправдываемости прогнозов для различных характеристик.

Из табл.4.17 видно, что использование ансамблей сгенерированных погод позволило получить несколько лучшие результаты по объемам меженного притока и продолжительности стояния средних расходов, чем по ансамблю наблюдавшихся. Исключением яв-

ляется прогнозирование продолжительности стояния минимальных расходов, где обе методики показали неудовлетворительный результат.

Таблица 4.17 – Сравнение результатов проверочных долгосрочных детерминистических прогнозов бокового притока воды к Чебоксарскому водохранилищу в период летней межени, полученных при разных схемах ансамблевых экспериментов

Схема ансамблевых экспериментов	Объем притока воды к водо-хранилищу за VI-VIII, км^3		Количество дней за VI-VIII с расходами воды меньше средне-многолетнего расхода (1449 м3/с)		Количество дней за VI-VIII с расходами воды меньше средне-многолетнего минимального расхода (990 м3/с)	
	S/σ	Оправдываемость	S/σ	Оправдываемость	S/σ	Оправдываемость
Прогностическая схема 1 (по ансамблю наблюденных сценариев погоды за период заблаговременности прогноза)	0,83	69%	0,77	69%	1,71	17%
Прогностическая схема 2 (по ансамблю смоделированных сценариев погоды за период заблаговременности прогноза)	0,80	79%	0,75	69%	1,66	21%

Далее были определены показатели глубины летней межени. По формуле (4.1) были рассчитаны нормированные показатели притока в меженный период *ХМ* для каждого из проверочных сезонов с 1982 по 2010 годы. Для присвоения категории в зависимости от величины показателя ХМ были использованы следующие его значения (табл. 4.18).

Таблица 4.18 - Классификация объема летнего притока воды к водохранилищу по показателю глубины летней межени *ХМ*

Категория	Значение показателя	Описание
0	$ХМ \geq 0$	Отсутствие маловодья
1	$-1.0 < ХМ \leq 0$	Среднее маловодье
2	$-1.5 < ХМ \leq -1.0$	Низкое маловодье
3	$-2.0 < ХМ \leq -1.5$	Опасное маловодье
4	$ХМ \leq -2.0$	Экстраординарное маловодье

Полученные показатели глубины летней межени сравнивались с соответствующими показателями, рассчитанными на основании данных 29-летних наблюдений за притоком к Чебоксарскому водохранилищу (Таблица 4.19).

Таблица 4.19 - Показатели глубины летней межени *ХМ*, рассчитанные по фактическим и спрогнозированным данным о летнем притоке воды в водохранилище

Год	Фактические величины			Прогноз по Схеме 1			Прогноз по Схеме 2		
	Приток, км^3	*ХМ*	Категория*	Приток, км^3	*ХМ*	Категория*	Приток, км^3	*ХМ*	Категория*
1982	12.4	0.3	0	13	1.2	0	13	1.2	0
1983	9.4	-0.7	1	7.8	-0.8	1	7.9	-0.8	1
1984	8.2	-1.1	2	4.8	-2.0	4	4.9	-2	3
1985	16.3	1.6	0	11.4	0.6	0	11.4	0.6	0
1986	9.5	-0.7	1	8.2	-0.7	1	8.3	-0.6	1
1987	13	0.5	0	12.5	1.1	0	12.6	1	0
1988	8.9	-0.9	1	7.9	-0.8	1	8	-0.8	1
1989	8.7	-0.9	1	9.4	-0.2	1	9.5	-0.2	1
1990	13.3	0.6	0	11.3	0.6	0	11.3	0.5	0
1991	11.1	-0.2	1	10	0.1	0	10.1	0.1	0
1992	8.2	-1.1	2	10.1	0.1	0	10.2	0.1	0
1993	11.7	0.1	0	8.1	-0.7	1	8.2	-0.7	1
1994	18.8	2.4	0	17.4	3.0	0	17.5	3	0
1995	9.7	-0.6	1	7.9	-0.8	1	8	-0.8	1
1996	8.5	-1.0	1	7.4	-1.0	1	7.5	-1	2
1997	10.1	-0.5	1	9.5	-0.2	1	9.6	-0.2	1
1998	13.7	0.7	0	12.7	1.1	0	12.8	1.1	0
1999	10.1	-0.5	1	10.3	0.2	0	12	0.8	0
2000	11.7	0.0	0	7.7	-0.9	1	8.3	-0.7	1
2001	12.7	0.4	0	12.6	1.1	0	12.4	1	0
2002	8.2	-1.1	2	8	-0.7	1	8	-0.8	1
2003	12.7	0.4	0	9.5	-0.1	1	10	0	0
2004	19.6	2.7	0	12.1	0.9	0	12.9	1.1	0
2005	14.8	1.1	0	11.2	0.5	0	11.2	0.5	0
2006	10.8	-0.2	1	10.9	0.4	0	10.1	0.1	0
2007	9.5	-0.7	1	7.1	-1.1	2	6.6	-1.3	2
2008	13.2	0.6	0	11.4	0.6	0	10.5	0.2	0
2009	10.5	-0.3	1	8	-0.7	1	8.1	-0.7	1
2010	8.6	-1.0	1	8	-0.7	1	8.1	-0.7	1
Ср.	11.5	0		9.9	0.0		10.0	0.0	
СКО	3.03	1		2.5	1.0		2.5	1.0	

* - номера категорий указаны по табл. 4.7.

В результате были составлены многокритериальные таблицы сопряженности (Таблица 4.20, Таблица 4.21).

Таблица 4.20 - Многокритериальная таблица сопряженности, построенная по результатам детерминистического прогноза объема меженного притока воды в Чебоксарское водохранилище по прогностической Схеме 1.

		Наблюдения (категории)					
		0 (Отсутствие маловодья)	1 (Среднее маловодье)	2 (Низкое маловодье)	3 (Опасное маловодье)	4 (Экстраординарное маловодье)	Итог
Прогноз (категории)	0 (Отсутствие маловодья)	**10**	3	1	0	0	14
	1 (Среднее маловодье)	3	**9**	1	0	0	13
	2 (Низкое маловодье)	0	1	**0**	0	0	1
	3 (Опасное маловодье)	0	0	0	**0**	0	0
	4 (Экстраординарное маловодье)	0	0	1	0	**0**	1
Итог		13	13	3	0	0	**29**

Таблица 4.21 – Многокритериальная таблица сопряженности, построенная по результатам детерминистического прогноза объема меженного притока воды в Чебоксарское водохранилище по прогностической Схеме 2.

		Наблюдения (категории)					
		0 (Отсутствие маловодья)	1 (Среднее маловодье)	2 (Низкое маловодье)	3 (Опасное маловодье)	4 (Экстраординарное маловодье)	Итог
Прогноз (категории)	0 (Отсутствие маловодья)	**11**	3	1	0	0	15
	1 (Среднее маловодье)	2	**9**	1	0	0	12
	2 (Низкое маловодье)	0	1	**0**	0	0	1
	3 (Опасное маловодье)	0	0	1	**0**	0	1
	4 (Экстраординар-ное маловодье)	0	0	0	0	**0**	0
Итог		13	13	3	0	0	**29**

Как это уже было описано в разделе 4.1, члены на главной диагонали таблицы показывают число совпадений категорий наблюденных и спрогнозированных событий. Из таблиц видно, например, что из 13-ти случаев наблюдавшихся средних маловодий обе прогностические схемы дали правильный прогноз в 9 случаях, в одном случае спрогнозировали низкое маловодье, а в 3 – не прогнозировали маловодья вообще. Лучше всего прогнозировалось отсутствие маловодья – прогноз по схеме 1 оправдался в 10 случаях из 13,

по схеме 2 – в 11 из 13. В 1984 году обе схемы спрогнозировали либо опасное (схема 2) либо экстраординарное (схема 1) маловодье, которое по факту было низким.

В целом, точность многокритериального прогноза, рассчитанная как доля прогнозов объема стока, попавших в ту же категорию, что наблюденные величины объема стока, составила 66% для схемы 1 и 69% для схемы 2.

Способность прогнозных методик к идентификации маловодий без разделения на категории была проверена построением бинарной таблицы сопряженности (см. раздел 1.4), по аналогии с таковой для половодья (см. раздел 4.1.1). Полученные таблицы по схеме 1 (Таблица 4.22) и схеме 2 (Таблица 4.23) немного отличаются. Так, прогностическая схема 2 предсказала на одно правильное событие маловодья больше, чем схема 1.

Для верификации результатов бинарного прогноза появления события (маловодье выше нормы) по данным табл. 4.22, 4.23, мы использовали следующие критерии, описанные в ранее в разделе 1.3.1:

— систематическая ошибка прогноза Bias (формула (1.20), ;

— точность прогноза *PC* (формула (1.23));

— вероятность обнаружения события *POD* (формула (1.21));

— доля «ложных тревог» *FAR* (формула ((1.22)

— критический индекс оправдываемости (индекс Гилберта *CSI*; формула (1.24))

— показатель Хайдке *HSS* (формула (1.26))

Значения перечисленных критериев верификации бинарного прогноза появления события (весеннего притока воды выше нормы) приведены в табл. 4.22 .

Таблица 4.22 - Бинарная таблица сопряженности, построенная по результатам детерминистического прогноза объема меженного притока воды в Чебоксарское водохранилище по прогностической Схеме 1.

		Наблюдения (категории)		
		Межень выше нормы (событие)	Межень ниже нормы (отсутствие события)	Итог
Прогноз (категории)	Межень выше нормы (событие)	**12**	3	15
	Межень ниже нормы (отсутствие события)	4	**10**	14
Итог		16	13	**29**

Таблица 4.23 - Бинарная таблица сопряженности, построенная по результатам детерминистического прогноза объема меженного притока воды в Чебоксарское водохранилище по прогностической Схеме 2.

		Наблюдения (категории)		
		Межень выше нормы (событие)	Межень ниже нормы (отсутствие события)	Итог
Прогноз (категории)	Межень выше нормы (событие)	**12**	2	14
	Межень ниже нормы (отсутствие события)	4	**11**	15
Итог		16	13	**29**

Таблица 4.24 - Критерии верификации прогноза появления события (весеннего притока воды выше нормы)

Критерий	Схема 1	Схема 2	Диапазон/значение при идеальном прогнозе	Что показывает критерий
Bias	0.94	0.88	[0;∞)/1	Мера отношения частоты прогнозируемого события (половодье выше нормы) к фактической частоте события
PC	0.76	0.79	[0;1]/1	Доля оправдавшихся прогнозов события
POD	0.75	0.75	[0;1]/1	Доля наблюденных событий, для которых оправдался прогноз
FAR	0.23	0.15	[0;1]/0	Доля неоправдавшихся прогнозов события (ложная тревога)
CSI	0.63	0.67	[0;1]/1	Доля прогнозов события от общего числа событий, прогнозировавшихся или наблюденных
HSS	0.52	0.59	(-∞;1]/1	Точность прогноза в сравнении со случайным прогнозом события

Анализ критериев, приведенных в табл. 4.24, показывает, что обе прогностические схемы успешно прогнозировали маловодье почти в 80% случаев. Доля оправдавшихся прогнозов составляет четверть (0,75) от всех выпущенных, а вероятность ложного предсказания для схемы 1 равняется 0,23, что несколько больше, чем для схемы 2 (0,15). Обе прогностические схемы доказали свою эффективность относительно некоторого случайного прогноза: величина показателя Хайдке *HSS* составляет 52% для схемы 1 и 59% для схемы 2.

Таким образом, верификация прогноза меженного притока в Чебоксарское водохранилище по двум прогностическим схемам позволила сделать следующие выводы:

1. Применение модели формирования речного стока для прогнозирования притока воды к водохранилищу позволяет расширить информационное обеспечение на меженный период, что выражается в возможности прогнозирования не только объема притока, но и продолжительности стояния средних и минимальных расходов воды;

2. Прогностическая схема 2, использующая ансамбль метеорологических рядов из 500 сценариев, полученных при помощи генератора погоды, по критериям верификации показала некоторое преимущество перед прогностиче-

ской схемой 1, в которой на период заблаговременности прогноза задавался ансамбль из 57 сценариев наблюдавшихся метеовеличин.

4.2.2 Вероятностный прогноз характеристик летнего притока воды в водохранилище по результатам ансамблевых экспериментов

Как уже было упомянуто в разделе 4.1.2, ансамблевый прогноз притока воды к Чебоксарскому водохранилищу может быть выпущен в вероятностном виде, что дает дополнительную информацию при планировании водохозяйственных мероприятий в меженный период.

Для двух схем прогноза притока в Чебоксарское водохранилище за 3 летних месяца были построены интегральные кривые функций распределения вероятностей, ординаты которых были определены по уравнениям закладка (4.2) – (4.3). На рис. 4.20 - 4.22 представлены графики интегральных функций распределения объемов сезонного притока и минимальных меженных расходов притока воды к Чебоксарскому водохранилищу за три характерных периода: низкую межень 1992 года, среднюю межень 1991 года и высокую межень 1994 года. В Приложении В приведены интегральные кривые распределения для всех 29 проверочных сезонов.

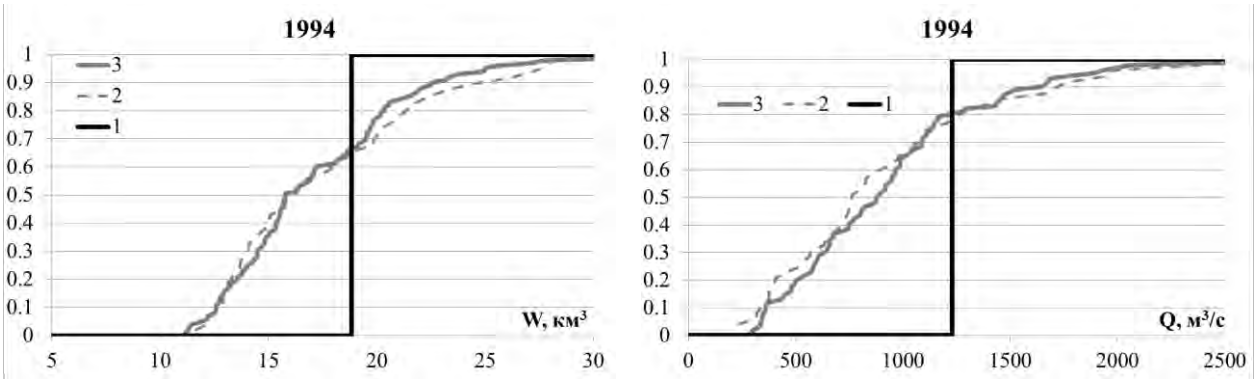


Рисунок 4.20 - Интегральные функции распределения долгосрочных прогнозов объема (слева) и минимального расхода (справа) меженного притока воды к Чебоксарскому водохранилищу по ансамблю фактических (2) и сгенерированных (3) погод в сравнении с распределением фактических характеристик стока (1) для высокой межени 1994 года

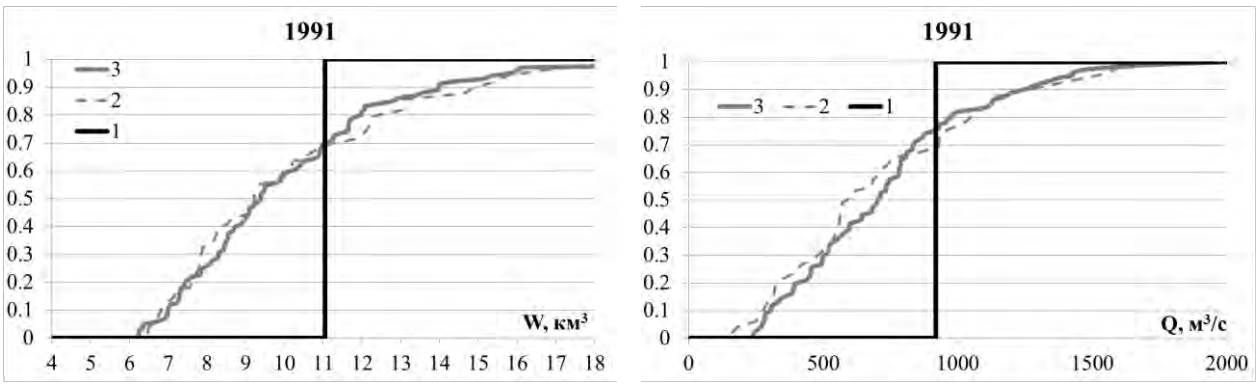


Рисунок 4.21 - Интегральные функции распределения долгосрочных прогнозов объема (слева) и минимального расхода (справа) меженного притока воды к Чебоксарскому водохранилищу по ансамблю фактических (2) и сгенерированных (3) погод в сравнении с распределением фактических характеристик стока (1) для средней межени 1991 года

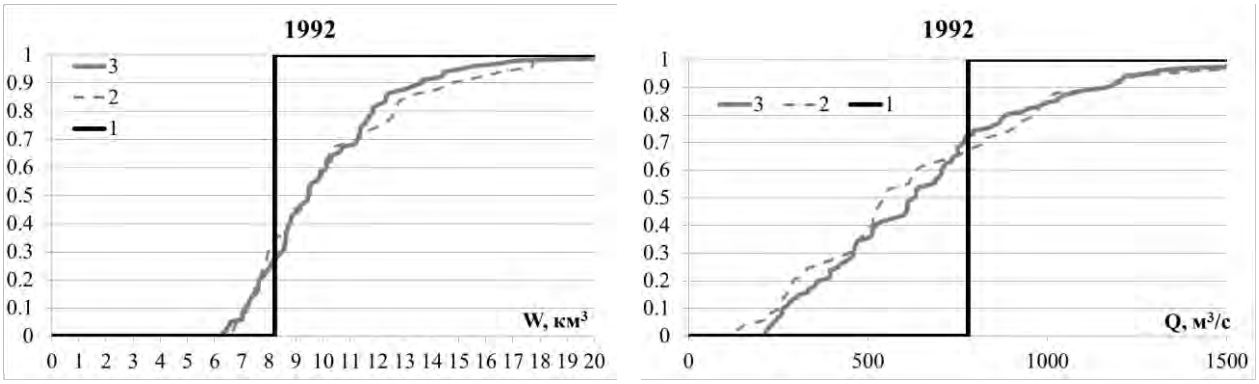


Рисунок 4.22 - Интегральные функции распределения долгосрочных прогнозов объема (слева) и минимального расхода (справа) меженного притока воды к Чебоксарскому водохранилищу по ансамблю фактических (2) и сгенерированных (3) погод в сравнении с распределением фактических характеристик стока (1) для низкой межени 1992 года

Доверительные интервалы 95% обеспеченности объемов притока, которые можно оценить при помощи приведенных иллюстраций, для высокой межени 1994 года составляют 12 – 25 км^3 при фактическом притоке 18,8 км^3; для средней по водности межени 1991 года составляют 6,5 – 16,5 км^3 при фактическом притоке 11,05 км^3; для низкой межени 1992 года - 7 – 17 км^3 при фактическом притоке 8.2 км^3. При этом можно отметить схожие результаты по двум прогностическим схемам (см. линии 2 и 3 на рис. 4.20 – 4.22).

Минимальные в году расходы воды, как это было показано выше, моделируются с некоторым занижением относительно фактически наблюдавшихся. Тем не менее, доверительные интервалы для них также были оценены на основании графиков интегральной функции распределения. Так, для высокой межени 1994 года доверительный интервал минимального суточного расхода воды за период летней межени составляет от 250 до 2050 м^3/с при фактическом минимальном расходе 1230 м^3/с. Для средней межени 1991 года ин-

тервал составляет 250 – 1500 м^3/с при фактическом значении 918 м^3/с, а для низкой межени 1992 года 250 – 1200 м^3/с при фактическом минимальном расходе 918 м^3/с.

Для проверки эффективности расчетных схем относительно климатического прогноза, т.е. задания величины среднего многолетнего объема притока воды за меженный период в качестве прогнозной, были рассчитаны значения показателей RPS и RPSS (см. формулы (4.4), (4.5), разделы 1.3.2, 4.1.2). Величина RPS показывает погрешность вероятностного прогноза относительно фактически наблюденных значений, или, если представить условное распределение величин графически рис. 4.21 - 4.22, оценивает площадь между кривой распределения наблюденной величины и кривой распределения прогнозных значений. Величина RPSS показывает преимущество одной методики прогноза относительно другой, как правило относительно климатического прогноза. Наилучшим показателем RPS является 0, RPSS – 1. Значения RPSS ниже 0 говорят об отсутствии у проверяемой методики преимуществ относительно климатического прогноза.

В табл. 4.25 и на рис. 4.23 приведены значения RPS для каждой из прогностических схем, включая климатический прогноз, а также величины RPSS, показывающие преимущество используемой схемы относительно климатического прогноза.

Таблица 4.25 – Рассчитанные значения RPS и RPSS для проверочных прогнозов меженного притока воды к Чебоксарскому водохранилищу

Год	**Климатический прогноз**	**Прогностическая схема 1**	**Прогностическая схема 2**
1982	0.046	0.024	0.025
1983	0.022	0.038	0.039
1984	0.073	0.096	0.103
1985	0.125	0.111	0.126
1986	0.022	0.023	0.031
1987	0.046	0.034	0.033
1988	0.073	0.036	0.038
1989	0.073	0.019	0.017
1990	0.046	0.037	0.042
1991	0.022	0.016	0.011
1992	0.073	0.012	0.009
1993	0.022	0.029	0.031
1994	0.211	0.029	0.034
1995	0.022	0.031	0.037
1996	0.194	0.048	0.043
1997	0.022	0.021	0.017
1998	0.046	0.025	0.029
1999	0.022	0.012	0.018
2000	0.022	0.033	0.031
2001	0.046	0.031	0.034

Год	Климатический прогноз	Прогностическая схема 1	Прогностическая схема 2
2002	0.073	0.031	0.035
2003	0.046	0.062	0.074
2004	0.211	0.076	0.096
2005	0.046	0.041	0.046
2006	0.022	0.016	0.012
2007	0.022	0.057	0.064
2008	0.046	0.055	0.054
2009	0.022	0.038	0.032
2010	0.073	0.041	0.034
Среднее	**0.062**	**0.039**	**0.041**
RPSS		**0.37**	**0.33**

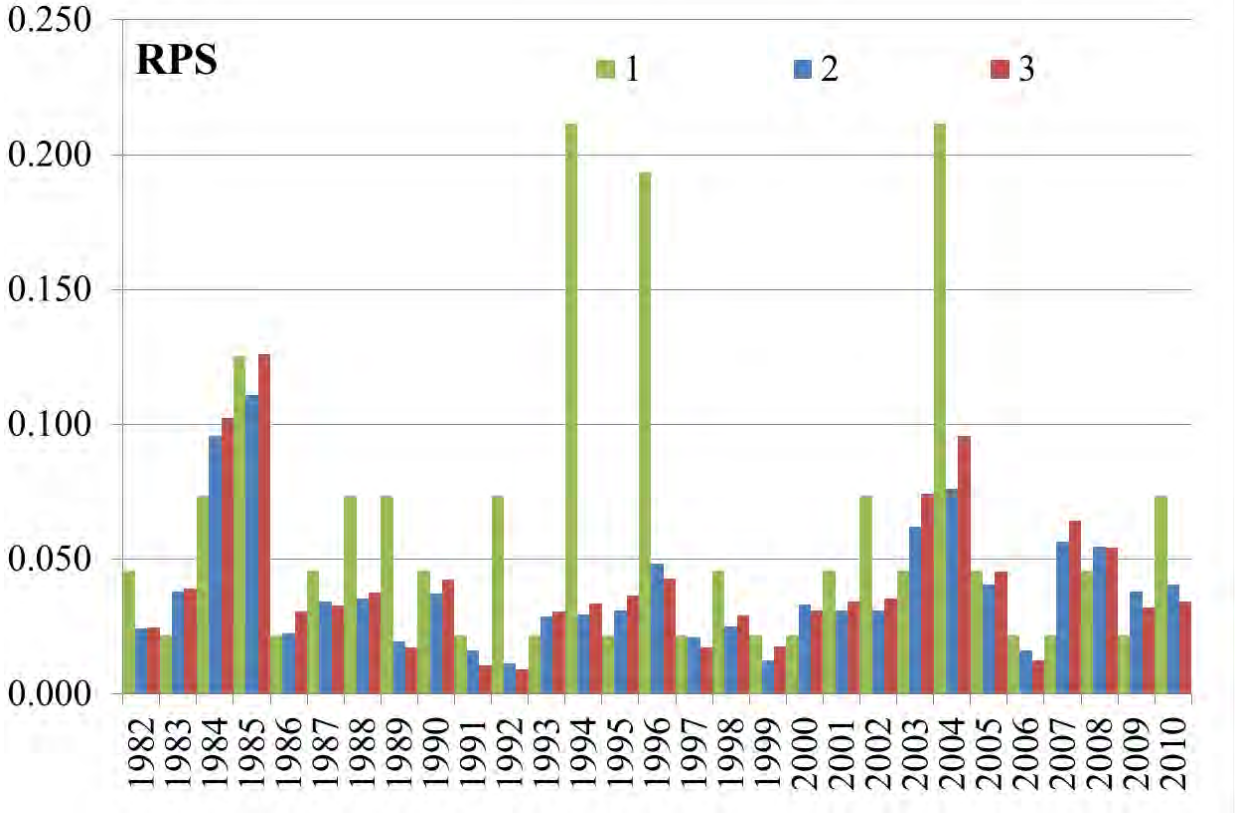


Рисунок 4.23 – Сравнение значений *RPS* для проверочных прогнозов: климатического (1), по прогностической схеме 1 (2) и прогностической схеме 2 (3)

По значению *RPS* прогноз по схеме 1 получился в среднем несколько лучше (*RPS*=0,039), чем по схеме 2 (*RPS*=0,041), но оба они значительно превосходят по качеству климатический прогноз (*RPS*=0,060). Относительно климатического прогноза так же лучше результат у прогностической схемы 1 (*RPSS*=0,37), хотя это преимущество незначительно, и для прогностической схемы 2 *RPSS*=0,33.

Для оценки качества проверочных вероятностных бинарных прогнозов было оценено значение показателя Брайера (BS, Brier score) для прогноза объема притока летней

межени. В табл. 4.26 приведены значения вероятности непревышения притоком за летние месяцы среднемноголетнего объема межени по фактическим данным (1 – непревышение, т.е. низкая межень, 0 – превышение, т.е. межень выше нормы) и по результатам расчета по прогностической схеме 2.

Значение *BSS*=0.23 показывает, что преимущество используемой прогностической схемы 2 перед прогнозом по климатической вероятности составляет 23%.

Таблица 4.26- Вероятность наступления события по фактическим данным, по данным вероятностного ансамблевого и климатического прогнозов (да - объем меженного стока не выше климатической нормы; нет - объем выше климатической нормы)

	Фактические данные, o_i		**Вероятностный прогноз, p_i**		**Климатический прогноз, $\bar{o}$**	
	нет	**да**	**нет**	**да**	**нет**	**да**
1982	1	0	0.59	0.41	0.45	0.55
1983	0	1	0.07	0.93	0.45	0.55
1984	0	1	0.02	0.98	0.45	0.55
1985	1	0	0.4	0.6	0.45	0.55
1986	0	1	0.08	0.92	0.45	0.55
1987	1	0	0.52	0.48	0.45	0.55
1988	0	1	0.07	0.93	0.45	0.55
1989	0	1	0.17	0.83	0.45	0.55
1990	1	0	0.4	0.6	0.45	0.55
1991	0	1	0.26	0.74	0.45	0.55
1992	0	1	0.26	0.74	0.45	0.55
1993	1	0	0.08	0.92	0.45	0.55
1994	1	0	0.97	0.03	0.45	0.55
1995	0	1	0.07	0.93	0.45	0.55
1996	0	1	0.07	0.93	0.45	0.55
1997	0	1	0.2	0.8	0.45	0.55
1998	1	0	0.56	0.44	0.45	0.55
1999	0	1	0.62	0.38	0.45	0.55
2000	1	0	0.11	0.89	0.45	0.55
2001	1	0	0.49	0.51	0.45	0.55
2002	0	1	0.1	0.9	0.45	0.55
2003	1	0	0.24	0.76	0.45	0.55
2004	1	0	0.56	0.44	0.45	0.55
2005	1	0	0.38	0.62	0.45	0.55
2006	0	1	0.31	0.69	0.45	0.55
2007	0	1	0.03	0.97	0.45	0.55
2008	1	0	0.34	0.66	0.45	0.55
2009	0	1	0.1	0.9	0.45	0.55
2010	0	1	0.12	0.88	0.45	0.55
Среднее	**0.45**	**0.55**	**0.59**	**0.41**	**0.45**	**0.55**
$BS = \frac{1}{N}\sum_{i-1}^{N}(p_i - o_i)^2 = 0.19$			$BSS = 1 - \frac{\frac{1}{N}\sum(p_i - o_i)^2}{\frac{1}{N}\sum(\bar{o} - o_i)^2} = 0.23$			

Заключение

В диссертационном исследовании предложены подходы к решению одной из актуальных проблем гидрологических прогнозов – разработки методики долгосрочного прогноза характеристик сезонного притока воды к водохранилищу. Современные возможности развития этого вида прогнозов связаны: (1) с применением физически обоснованных математических моделей формирования стока в речном бассейне, которые позволяют рассчитать по метеорологическим данным различные характеристики водного режима, расширив тем самым информационное содержание прогнозов по сравнению с существующими прогнозами объема и максимального расхода стока; (2) с переходом от традиционных детерминистических к ансамблевым прогнозам, результаты которых позволяют оценить степень риска принятия управленческих решений при вероятных ошибках прогноза. Настоящая работа направлена на реализацию указанных возможностей при разработке методики прогноза характеристик сезонного притока воды в Чебоксарское водохранилище. Верификация разработанной методики произведена на основе проверочных прогнозов по данным наблюдений в бассейне водохранилища за 29 лет: с 1982 года (года заполнения водохранилища) до 2010 года.

Получены следующие основные результаты:

1. Разработана методика ансамблевых прогнозов характеристик весеннего (с 1 марта по 31 мая) и летнего (с 1 июня по 31 августа) притока воды в Чебоксарское водохранилище, которая основана на едином методическом подходе, включающем:

   1.1. Модель формирования речного стока в бассейне Чебоксарского водохранилища, созданную на базе модели формирования стока ECOMAG.

   Модель позволила с удовлетворительной точностью рассчитать ход среднесуточных расходов притока воды в водохранилище по метеорологическим данным наблюдений на сети Росгидромета за 1982-2010 годы. Среднеквадратическая погрешность расчета ежедневных расходов за проверочный период (1982-1999 годы) оказалась почти втрое меньше стандартного отклонения фактических расходов за этот период.

   1.2. Стохастические модели метеорологических воздействий на водосбор (стохастический генератор погоды) для построения методом Монте-Карло ансамбля метеорологических условий, возможных за период заблаговременности прогноза.

Разработан пространственно распределенный генератор погоды SFRWG, который проверен по данным наблюдений на 15 станциях в бассейне Чебоксарского водохранилища. Показано, что разработанный генератор погоды позволил: (1) рассчитать статистические характеристики осадков, температуры и влажности воздуха, близкие к полученным по данным измерений на отдельных станциях при разном временном усреднении (год, месяц, сутки) указанных метеорологических переменных; (2) воспроизвести пространственные корреляционные функции осадков, температуры и влажности воздуха с погрешностью, не превышающей выборочную изменчивость оценок этих функций по данным наблюдений при разном временном усреднении (год, месяц, сутки) указанных метеорологических переменных.

1.3. Методы верификации результатов проверочных ансамблевых прогнозов (представленных в детерминистической и/или вероятностной формах), по 29-летнему ряду наблюдений, в том числе, верификации с использованием категориальных критериев масштаба весеннего половодья и глубины летней межени

По результатам проверочных прогнозов показано, что:

1.3.1. Разработанная методика позволяет построить эффективные (по существующим критериям) прогнозы не только для традиционно прогнозируемых величин объема сезонного стока, но и для таких характеристик, как максимальный расход весеннего стока, количества дней с расходами воды выше (для весеннего стока) и ниже (для летнего стока) характерных наблюденных значений, а также для показателей масштаба прогнозируемого половодья и глубины летней межени. Эффективными оказались как детерминистические (усредненные по ансамблю гидрографов стока), так и вероятностные прогнозы указанных характеристик

1.3.2. Оправдываемость детерминистических прогнозов характеристик весеннего стока (объема, максимального расхода и количества дней с расходами воды выше среднемноголетнего) составила 69-83%, характеристик летнего стока (объема и количества дней с расходами воды ниже среднемноголетнего) – 69-79%.

1.3.3. Точность критериального (по таблицам сопряженности) прогноза масштаба весеннего половодья составила 59-72%, в зависимости от формы выпуска про-

гноза. Точность аналогичного прогноза глубины летней межени для детерминистического прогноза составила 79%.

1.3.4. Прогностическая схема, при которой метеорологических сценарии на период заблаговременности прогноза моделируются с помощью генератора погоды, оказалась более эффективной, а оправдываемость прогнозов более высокой, чем схема, при которой указанные сценарии задаются по данным наблюдений за предшествующие годы.

2. Разработана динамико-стохастическая модель формирования снежного покрова и снеготаяния, объединяющая в своей структуре детерминистическую модель, позволяющую рассчитывать характеристики снежного покрова по метеорологическим данным, со стохастическими генераторами погоды. Проверка модели по данным снегомерных наблюдений на 36 станциях в бассейне Волги, включая 15 – в бассейне Чебоксарского водохранилища, показала, что:

2.1. Детерминистическая модель формирования снежного покрова позволила с удовлетворительной точностью рассчитать снегозапасы и высоту снежного покрова по метеорологическим данным наблюдений на станциях. В среднем для всех станций, среднеквадратическая погрешность расчета высоты снега составила около половины стандартного отклонения ее естественной изменчивости.

2.2. В сочетании с точечным генератором погоды NEWGEN, динамико-стохастическая модель формирования снежного покрова позволила с удовлетворительной точностью рассчитать статистические характеристики межгодовой изменчивость свойств снежного покрова на отдельных станциях в бассейне Волги. Кривые вероятности превышения, построенные по 1000-летним рядам рассчитанных снегозапасов, оказались близки к соответствующим кривым, построенным по данным наблюдений. Предложенный метод оценки расчетных статистических характеристик снежного покрова может быть востребован в задачах инженерной гляциологии, связанных с определением снеговых нагрузок для строительных конструкций.

2.3. В сочетании с пространственно распределенным генератором погоды SFRWG, динамико-стохастическая модель формирования снежного покрова позволила рассчитать поля характеристик снежного покрова (запаса воды в снеге и высоты снега), вероятностные свойства которых близки к соответствующим свойствам наблюденных полей снежного покрова в бассейне Чебоксарского водохранилища.

Среднеквадратические погрешности расчета среднемноголетних значений среднемесячных и максимальных за месяц величин запаса воды в снеге и высоты снега составляют, в среднем, порядка 7 мм и 3 см, соответственно. Максимальные среднеквадратические погрешности составляют 11 мм и 5 см. Получено удовлетворительное соответствие пространственных структурных функций запаса воды в снеге и высоты снега, построенных по рассчитанным и фактическим данным. Показано, что структурные функции полей запаса воды в снеге и высоты снежного покрова на рассматриваемой территории хорошо описываются степенной зависимостью (до расстояний порядка 1000 км), т.е. соответствующие поля могут иметь фрактальную структуру и обладать свойством самоподобия.

Список литературы

Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1974. – 422 с.

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

Бефани А.Н., Калинин Г.П. «Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам», 1965. 441 с.

Булыгина О.Н., Разуваев В.Н. Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на 223 метеорологических станциях на территории бывшего СССР (TTTR). 2008. http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation

Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных «Маршрутные снегомерные съемки». ВНИИГМИ-МЦД, 2009. http://meteo.ru/data/166-snow-surveys

Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н. Снежный покров на территории России и его пространственные и временные изменения за период 1966-2010гг. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2011. Т. 24, с. 211 227

Бураков Д.А., Космаков И.В. и др. Долгосрочный прогноз бокового притока воды в Красноярское водохранилищена II квартал. 1991.- Вып. 94.- С.65-81.

Бураков Д.А. Математическая модель расчета весеннего половодья для равнинных заболоченных бассейнов// Метеорология и гидрология .- 1978. –№ 1. –С.49-59.

Бураков, Д.А., Младенцева, Л.А., Вахрушева, С.Э, Адамович, А.А. О результатах испытания методики краткосрочного и долгосрочного прогноза притока воды в Саяно-Шушенское водохранилище в период открытого русла. В сб.: «Информационный сборник № 30. Результаты испытания новых и усовершенствованных методов и моделей гидрометеорологических прогнозов», М.: Гидрометцентр России, 2003. с.15-23

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

Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Прикладная гидрология. СПб.: СПбГЛТУ, 2014. – 196 с.

Гандин Л. С., Каган Р. Л. О точности определения средней высоты снежного покрова по дискретным данным // Труды ГГО. 1962. Вып. 130. С. 3 10.

Гельфан А.Н. Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. М.: Наука, 2007. 280 с.

Гельфан, А.Н., Морейдо, В.М. Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на Европейской территории России. . Лёд и Снег, 2014 № 2 (126), с. 44-52.

Гельфан, А.Н., Морейдо, В.М. Описание макромасштабной структуры поля снежного покрова равнинной территории с помощью динамико-стохастической модели его формирования. Лед и Снег, 2015 (в печати)

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Вероятностные метеорологические прогнозы. – Л., Гидрометеоиздат. – 1983. – 271 с.,

Жидиков А.И. и др. Модели формирования весеннего стока и проблемы их применения для прогноза гидрографа половодья. // Труды ГМЦ СССР, №81, 1972.-С. 33-45.

Змиева Е. С. Расчет притока воды к Куйбышевскому и Волгоградскому водохранилищам. М. Гидрометиздат. 1964. 255с.

Кислов А.В., Китаев Л.М., Константинов И.С. Статистическая структура крупномасштабных особенностей поля снежного покрова. // Метеорология и гидрология. 2001. №8. 98 104

Кренке А.Н., Китаев Д.М., Турков Д.В. Изменения снежного покрова и их климатическая роль // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. С. 39 46.

Кучмент Л.С., Гельфан А.Н. Ансамблевые долгосрочные прогнозы весеннего половодья с помощью физико–математических моделей формирования стока. Метеорология и гидрология, №2, 2007, с. 83–95,

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

Кучмент Л.С., Гельфан А.Н. Исследование эффективности ансамблевых долгосрочных прогнозов весеннего половодья, основанных на физико–математических моделях формирования речного стока. – Метеорология и гидрология. – 2009. – №2 – С. 54–67,

Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока. Физико-математические модели. М.: Наука, 1983. 216 с.

Лайхтман Д.Л., Каган Р.Л. Некоторые вопросы рационализации снегосъемок // Труды ГГО. 1960. Вып.108.

Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. Семенов С.М., ред. Москва, 2012, НИЦ «Планета», 512 с.

Мотовилов Ю.Г. Моделирование снежного покрова и снеготаяния // Моделирование гидрологического цикла речных водосборов / Под ред. Л.С. Кучмента, Е.Л. Музылева. М.: изд. Национального геофизического комитета РАН, 1993. С. 9–37.

Разуваев В.Н., Шакирзянов Р.И. Изменения в методиках наблюдений за состоянием снежного покрова на территории Российской Федерации // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2000. Вып. 167. С. 41 51.

Решение совместного заседания Научно-технического совета Росгидромета, Научного совета Российской академии наук «Исследования по теории климата Земли» и Научно-технического совета Федерального агентства водных ресурсов по вопросу «Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации», Москва, 20 января 2014 г. // В кн.: «Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. Сборник докладов». М.: Росгидромет, 2014. 207 с.

Руководство по гидрологическим прогнозам. Выпуск 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. – Л.: ГМИ, 1989. – 358 с.

Сванидзе Г.Г. Математическое моделирование гидрологических рядов. Л: Гидрометеоиздат, 1977. 311с.

Селянинов Г.Т., 1928. О сельскохозяйственной оценке климата, Труды по сельскохозяйственной метеорологии, вып. 20, с. 165—177.

СНиП 2.01.07–85. Нагрузки и воздействия. М.: изд. Минстроя России, 1996. 82 с.

Федер Е. Фракталы. М., Мир. 1991. 261 с.

Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Ленинград, Гидрометиздат, 1978 г, 308 стр.

Чемеренко Е.П. Долгосрочный прогноз весеннего притока в Чебоксарское водохранилище. Труды ГМЦ. Вып. 324. 1992. С. 16-21.

Чемеренко Е.П. Статистические характеристики поля высоты снежного покрова // Тр. ГМЦ. Вып. 25. 1968. С. 63-74.

Шутов В.А. Распределение запасов воды в снежном покрове на водосборах лесной зоны // Метеорология и гидрология. № 9. 1994. С. 85-92.

Arnold, C. D., Elliot, W. L. CLIGEN weather generator predictions of seasonal wet and dry spells in Uganda. – Trans. ASAE – 1996. – V. 39. – P. 969–972.

Blöschl, G. and Kirnbauer, R. An analysis of snow cover patterns in a small alpine catchment // Hydrological Processes. 1992. V.6: P. 99-109.

Blöschl, G. Scaling issues in snow hydrology. // Hydrological Processes. 1999. Volume 13. Issue 14-15. P. 2149–2175

Boucher M.–A., F. Anctil1, L. Perreault, and D. Tremblay. A comparison between ensemble and deterministic hydrological forecasts in an operational context – Advances in Geosciences. – 2011. – V. 29. – P. 85–94

Cebrian, Ana C., Abaurrea , Jesus, 2012. Risk measures for events with a stochastic duration: an application to drought analysis. Stoch Environ Res Risk Assess (2012) 26:971–981

Cline DW, Bales RC, Dozier J. Estimation the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. // Water Resources Research. 1998. V34: P. 1275-1285.

Cloke, H. L. and Pappenberger, F., 2009: Ensemble flood forecasting: A review, J. Hydrol., 375, 613–626, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.005

Day G. N. Extended streamflow forecasting using NWS–RFS. – J. Water Resour. Planning Manage. – 1985. – V. 111. – P. 157–170

F. Fundel, S. Jorg-Hess, and M. Zappa, 2013. Monthly hydrometeorological ensemble prediction of streamflow droughts and corresponding drought indices. Hydrol. Earth Syst. Sci., 17, 395–407

Franz, J. K., Hartmann, H. C., Sorooshian, S. and Bales, R. Verification of National Weather Service Ensemble Streamflow Predictions for water supply forecasting in the Colorado River Basin. – J. Hydrometeorology. – 2003. – V.4. – P. 1105–1118

Fread, D.L., Ingram, J., Schaake, J., D.T. Braatz. Recent experience with ensemble streamflow prediction in the Des Moines River basin. – Preprints 14th AMS Conf. on Hydrology, American Meteorological Society. – 1999. – P. 4–7,

Gelfan, A. N., Motovilov, Yu. G. and Moreido, V. M. Ensemble seasonal forecast of extreme water inflow into a large reservoir. Proc. IAHS, 92, 1–6, 2015. doi:10.5194/piahs-92-1-2015

Georgakakos, K.P., and J.S. Sperfslage.. Implementation and Testing of the HFS Operation as Part of the National Weather Service River Forecast System (NWSRFS). – HRC TechnicalReport No. 1, Hydrologic Research Center, San Diego, California. – 1995. – 177 P;

Heidke, P., 1926: Berechnung des Erfolges und der Gu¨ te der Windstarkevorhersagen im Sturmwarnungdienst (Calculation of the success and goodness of strong wind forecasts in the storm warning service). Geogr. Ann. Stockholm, 8, 301–349

Heim, Richard R. Jr., 2002: A Review of Twentieth-Century Drought Indices Used in the United States. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83, 1149–1165

Johnson G. L., Hanson C. L., Hardegree S. P., Ballard E. B. Stochastic weather simulation. Overview and analysis of two commonly used models. – J. Appl. Meteor. – 1996. – V. 35. – P. 1878–1896

Kim, T., Valdés, J., and Yoo, C., 2003. ”Nonparametric Approach for Estimating Return Periods of Droughts in Arid Regions.” J. Hydrol. Eng., 8(5), 237–246

Kitaev L, Kislov A, Krenke A, Razuvaev V, Martuganov R and Konstantinov I. The snow cover characteristics of Northern Eurasia and their relationship to climatic parameters // Boreal Environ. Res. 2002. V.7. P. 437–445

Krzysztofowicz, R.,: Bayesian system for probabilistic river stage forecasting. – Journal of Hydrology. – 2002. – V. 268 (1–4). – P. 16–40.

Kuchment L.S., Gelfan A.N. Long–term probabilistic forecasting of snowmelt flood characteristics and the forecast uncertainty. – IAHS Publ. 313. – 2007. – P. 213–221

Kuchment L.S., Gelfan A.N. The determination of the snowmelt rate and the meltwater outflow from a snowpack for modeling river runoff generation. J. Hydrology, 179, 1996, 23-36.

Kuchment L.S., Gelfan A.N., Demidov V.N. A distributed model of runoff generation in the permafrost regions. J. Hydrology, 240(1-2), 2000, 1-22

Kuchment L.S., Romanov P., 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. HESS, Vol. 14, 2010, 339-350)

Kuchment, L.S., A.N. Gelfan. Statistical self-similarity of spatial variations of snow cover: verification of the hypothesis and application in the snowmelt runoff generation models. // Hydrol. Processes. 2001. V.15(18). PP.3343 3355.

Lettenmaier, D.P. and Waddle, T.J. Forecasting Seasonal Snowmelt Runoff: A Summary of Experience with Two Models Applied to Three Cascade Mountain, Washington Drainages, WRS 59. – 1978. – 97 P.

Liang, X., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, and S. J. Burges, 1994: A Simple hydrologically Based Model of Land Surface Water and Energy Fluxes for GSMs, J. Geophys. Res., 99(D7), 14,415-14,428.

Lohani, V.K. and Loganathan, G. V. (1997) "An Early Warning System for Drought Management Using The Palmer Drought Index.’" Journal of the American Water Resources Association, 33(6):1375-1386.

Luo, L. and Wood, E. F., 2007: Monitoring and predicting the 2007 U.S. drought, Geophys. Res. Lett., 34, 1–6, doi:10.1029/2007GL031673

Manual on Low-Flow Estimation and Prediction. Operational Hydrology Report no. 50. WMO-No. 1029. 2008

McKee T. B., Doesken N. J., and Kleist J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales, in: Preprints, 8th Conference on Applied Climatology, January 17–22, Anaheim, California, pp. 179–184.

Mishra, A. K. and V. R. Desai, 2005. Drought forecasting using stochastic models. Stoch Environ Res Risk Assess (2005) 19: 326–339

Moreira, E. at al., 2008. SPI-based drought category prediction using loglinear models. Journal of Hydrology 354, 116– 130

Motovilov Yu.G., L. Gottschalk, K. Engeland and A. Rodhe. Validation of a distributed hydrological model against spatial observation. *Agricultural and Forest Meteorology*. 1999b, 98-99, pp. 257-277.

Motovilov Yu.G., L.Gottschalk, K.Engeland and A.Belokurov. ECOMAG – regional model of hydrological cycle. Application to the NOPEX region. Department of Geophysics, University of Oslo, Institute Report Series no.105, May 1999a, 88 p.

Murphy, A. H. (1973). "A new vector partition of the probability score". Journal of Applied Meteorology 12 (4): 595–600

Nalbantis, I., 2008. Evaluation of a Hydrological Drought Index. European Water 23/24: 67-77

Nalbantis, I., Tsakiris, G., 2008. Assessment of Hydrological Drought Revisited. Water Resour. Manage.; DOI 10.1007/s11269-008-9305-1

Pagano, T., Pasteris, P., Dettinger, M., Cayan, D. and Redmond, K.. Water year 2004: Western water managers feel the heat. Eos, Transactions American Geophysical Union 85: doi: 10.1029/2004EO400001. issn: 0096–3941. – 2004

Palmer, W.C., 1965: Meteorological drought. Research Paper No. 45. U.S. Weather Bureau. (NOAA Library and Information Services Division, Washington, D.C. 20852)

Pearson T. Simulating runoff to Hungry Horse Reservoir of Western Montana. – Proc. West. Snow Conf. – 1974. – P. 96–102

Racsko P, Szeidl L, Semenov M. A serial approach to local stochastic weather models. – Ecol Model. – 1991. – V. 57. – P.27–41

Richardson C. W. Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. – Wat Resour Res. – 1981 – V. 17 – P.182–190

Robin J. Hogan, Christopher A. T. Ferro, Ian T. Jolliffe, and David B. Stephenson, 2010: Equitability Revisited: Why the “Equitable Threat Score” Is Not Equitable. Wea. Forecasting, 25, 710–726

Rozenthal W, Dozier J. Automated mapping of mountain snow cover at subpixel resolution from the Landsat Thematic Mapper. Water Resources Research. 1996. V.32: P.115-130.

Rutter, N., et al. (2009), Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2), J. Geophys. Res., 114, D06111, doi:10.1029/2008JD011063.

Schaefer, Joseph T. Schaefer. The Critical Success Index as an Indicator of Warning Skill. Weather and Forecasting. 12/1990; 5(4):570-575

Goals in Western Water Resources Management, Bethesda, MD, American Water Resources Association. – 1984. – P. 117–126

Shafer, B.A.; and L.E. Dezman. 1982. Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas. InProceedings of the Western Snow Conference, pp. 164–175. Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

Shafer, B.A. and J.M. Huddleston, 1984. Analysis of seasonal volume streamflow forecast errors in the western United States. Proceedings, A Critical Assessment of Forecasting in Water Quality Goals in Western Water Resources Management, American Water Resources Association, Bethesda, MD, pp. 117-126.

Sharpley, A. N., Williams, J. R. EPIC–Erosion/Productivity Impact Calculator: 1. Model documentation. – U. S. Dept. of Agriculture. – 1990. – Tech. Bull. No. 1768. – 235 p.

Shook K, Gray DM. Small-scale spatial structure of shallow snowcover. // Hydrological Processes. 1996. V.10. P.1283-1292

Smakhtin, V.U., 2001. Low flow hydrology: a review. Journal of Hydrology 240, 147–186.

Stephenson D. Use of the ‘‘Odds Ratio’’ for Diagnosing Forecast Skill. Weather and Forecasting, vol. 15, 2000, pp. 221-232

Stockle C. O., Campbell G. S., Nelson R. ClimGen manual. – Biological Systems Eng. Dep., Washington State University, Pullman, WA. – 1999. – 28 p.

van Ogtrop, F. F., R. W. Vervoort, G. Z. Heller, D. M. Stasinopoulos, and R. A. Rigby, 2011. Long-range forecasting of intermittent streamflow. Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 3343–3354, 2011

Vehvilinen, B. 1992. Snow cover models in operational watershed forecasting. Publications of Water and Environment Research Institute 11. Helsinki. 112 p.

Weghorst, K., 1996. The reclamation drought index: guidelines and practical applications. Bureau of Reclamation, Denver (CO), 6 pp.

Wilks, D.S. Statistical methods in the atmospheric sciences, second edition. – International Geophysics Series. Academic Press. – 1995. – V. 59. – 464pp. ISBN–10: 0127519653. ISBN–13: 978–0127519654

WMO Drought Assessment and Forecasting, WGH/RA VI/Doc.8, 2005

Wood, A. W., Maurer, E. P., Kumar, A., and Lettenmaier, D. P., 2002: Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States, J. Geophys. Res., 107, 1–15, doi:10.1029/2001JD000659

Zappa, M., Jaun, S., Germann, U., Walser, A., and Fundel, F., 2011: Superposition of three sources of uncertainties in operational flood forecasting chains, Atmos. Res., 100, 246–262, doi:10.1016/j.atmosres.2010.12.005.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

А1. Результаты испытаний точечного генератора погоды NeWGen

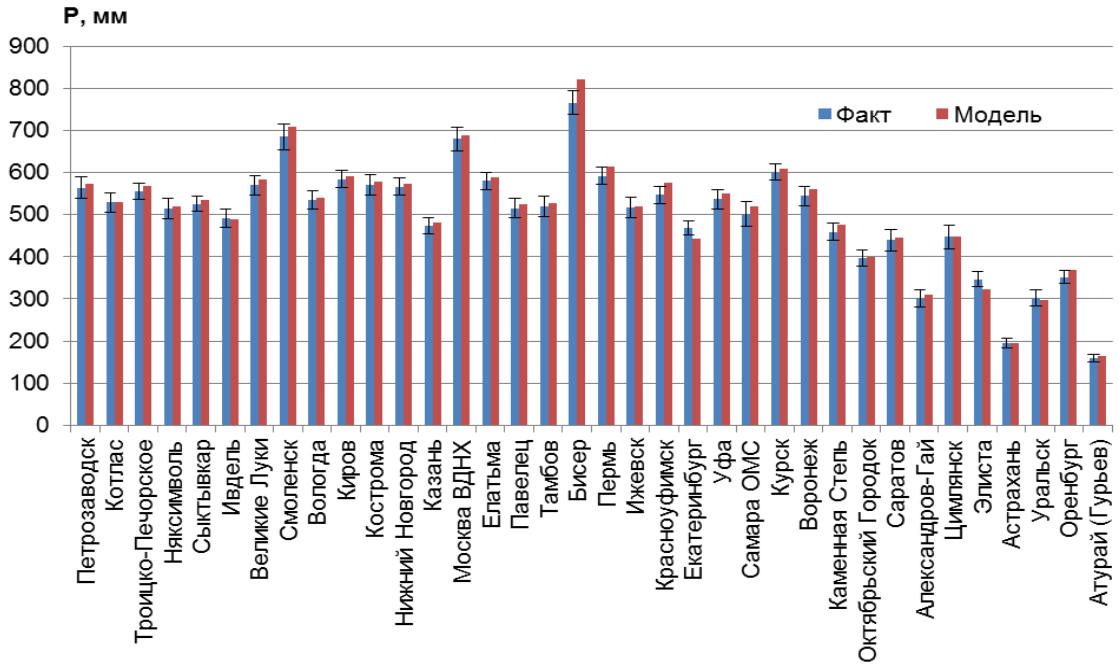


Рисунок А.1 – Средняя многолетняя сумма осадков по станциям

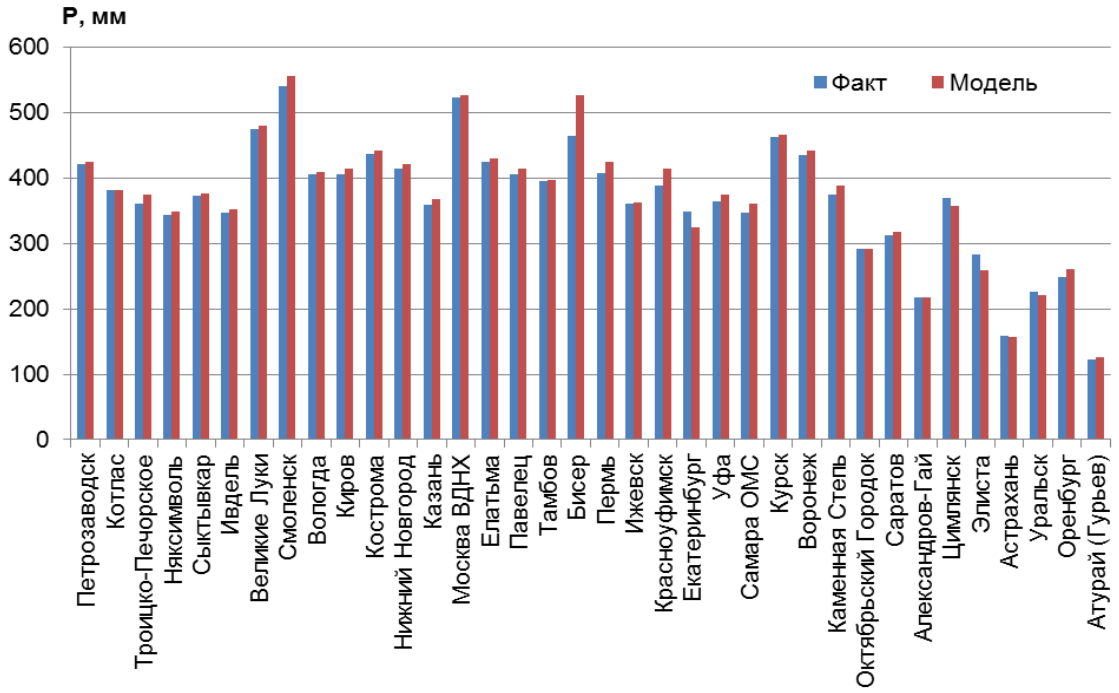


Рисунок А.2 – Средняя многолетняя сумма осадков за теплый период года

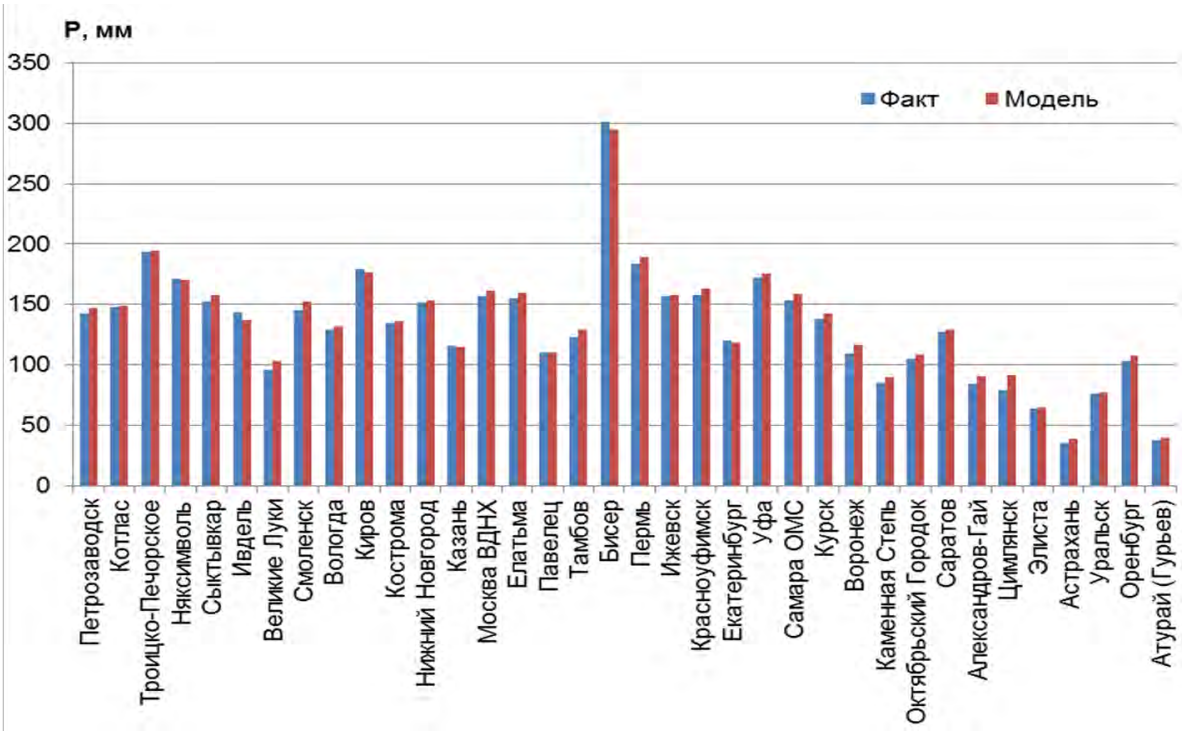


Рисунок А.3 – Средняя многолетняя сумма осадков за холодный период года

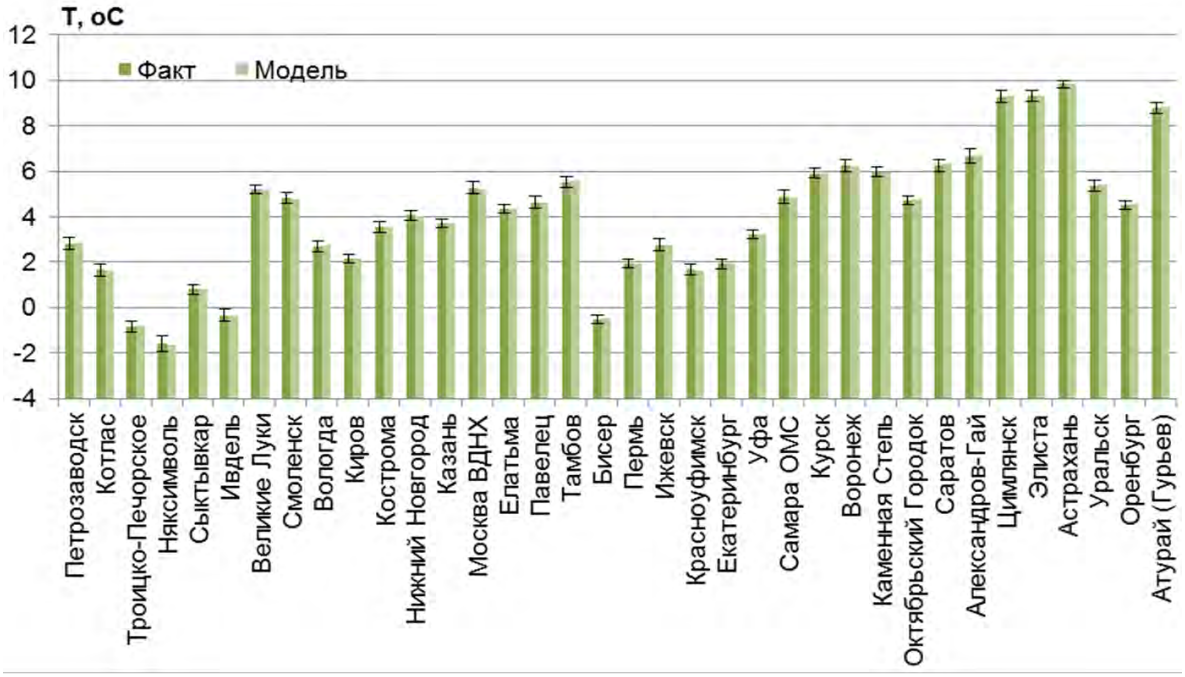
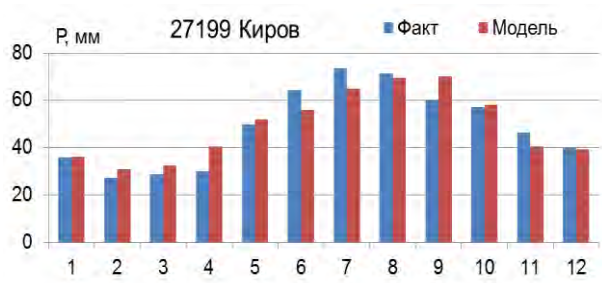
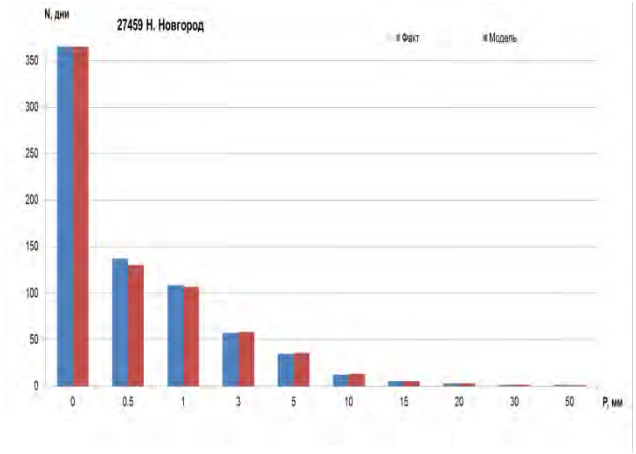


Рисунок А.4 – Средняя многолетняя температура воздуха

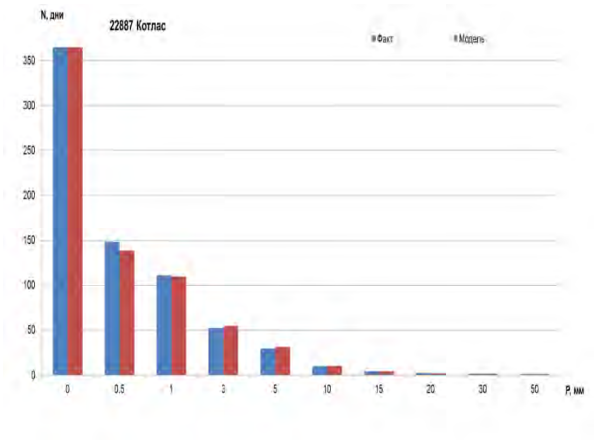
а



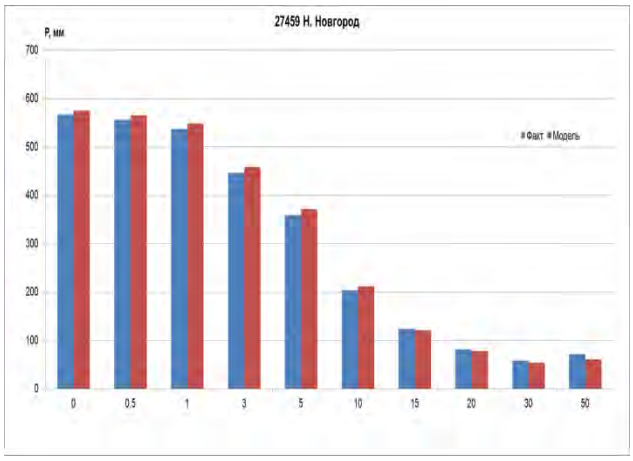
б



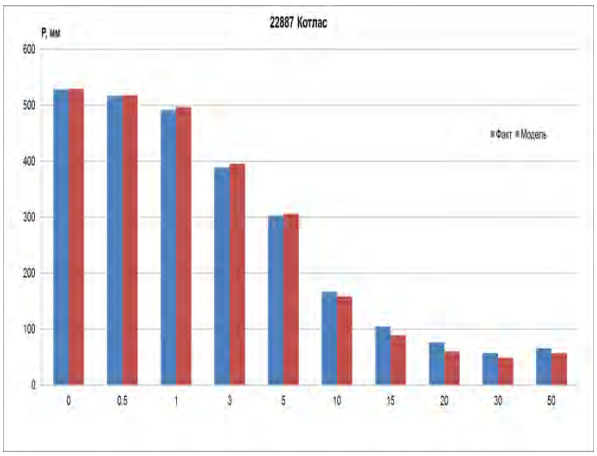
в



г



д



е

Рисунок А.5 – Внутригодовой ход месячной суммы осадков (а,б), количество дней с осадками по интервалам (в,г), сумма осадков по интервалам (д,е) рассчитанные по модели (красные столбцы) и по данным наблюдений (синие столбцы)

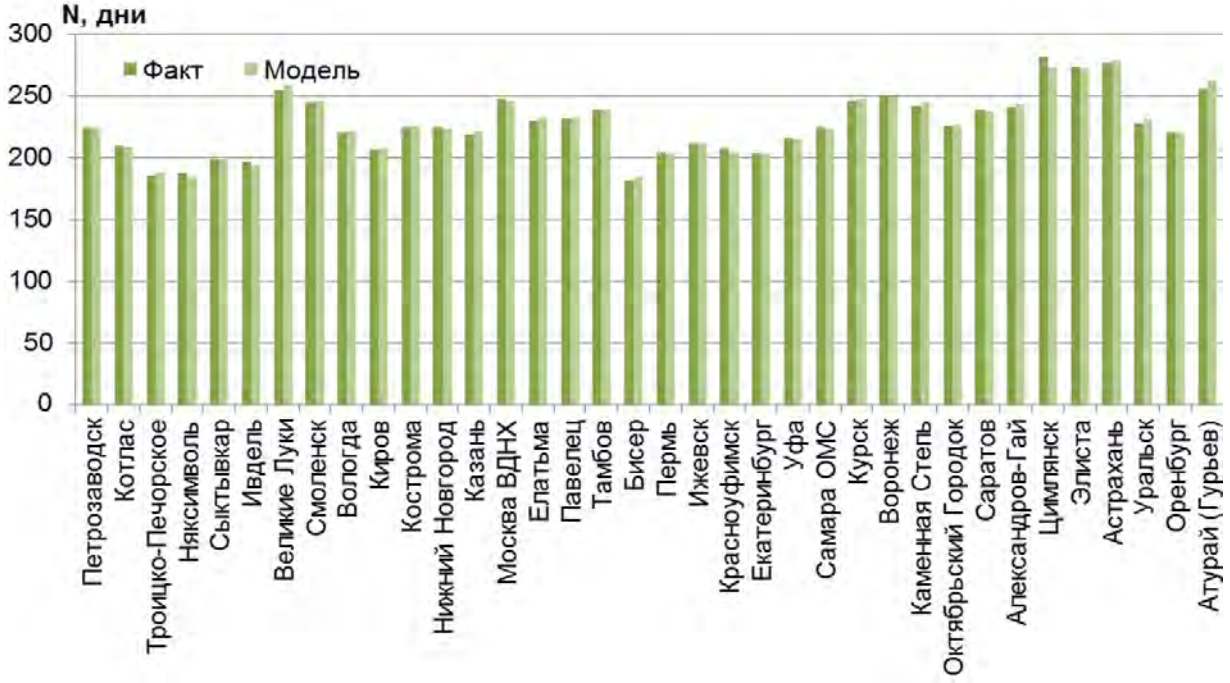


Рисунок А.6 – Количество дней в году с температурой больше 0°С

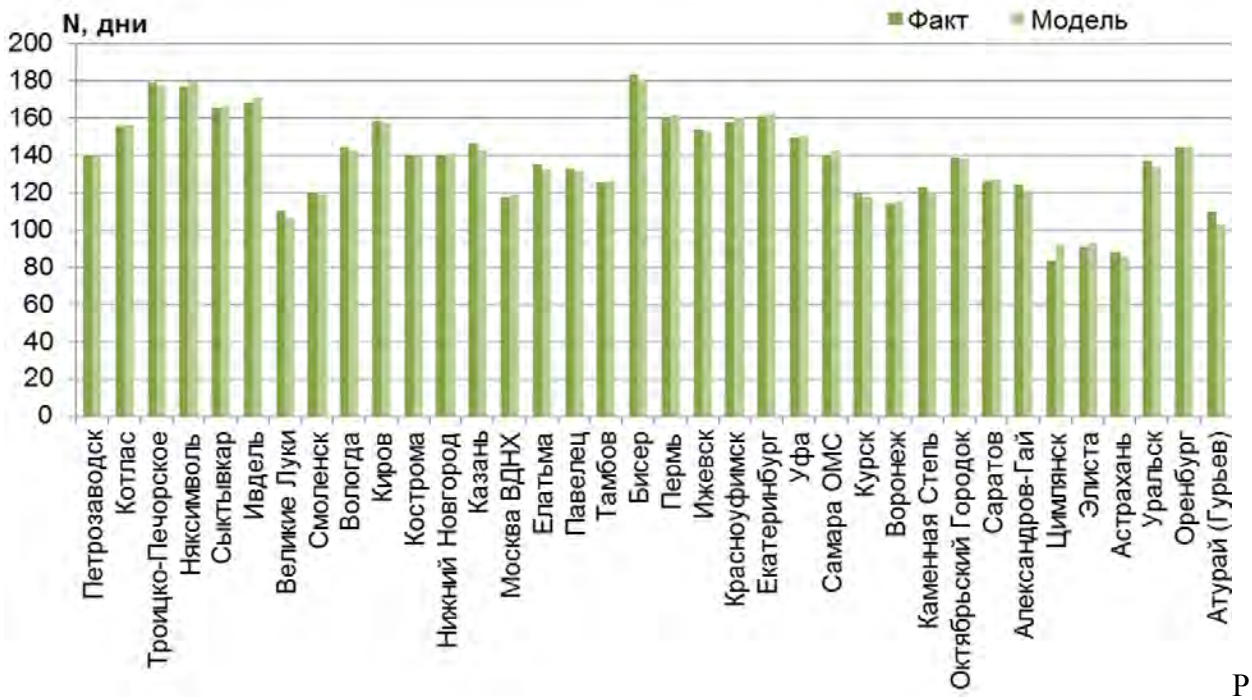
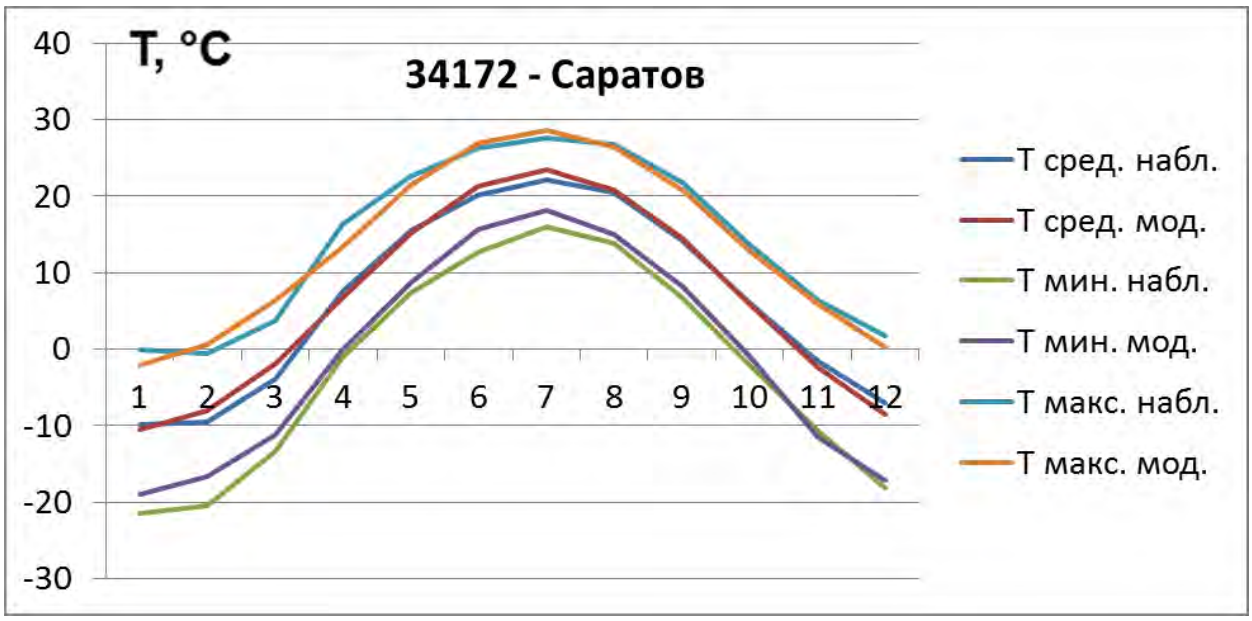


Рисунок А.7 - Количество дней в году с температурой меньше 0°С



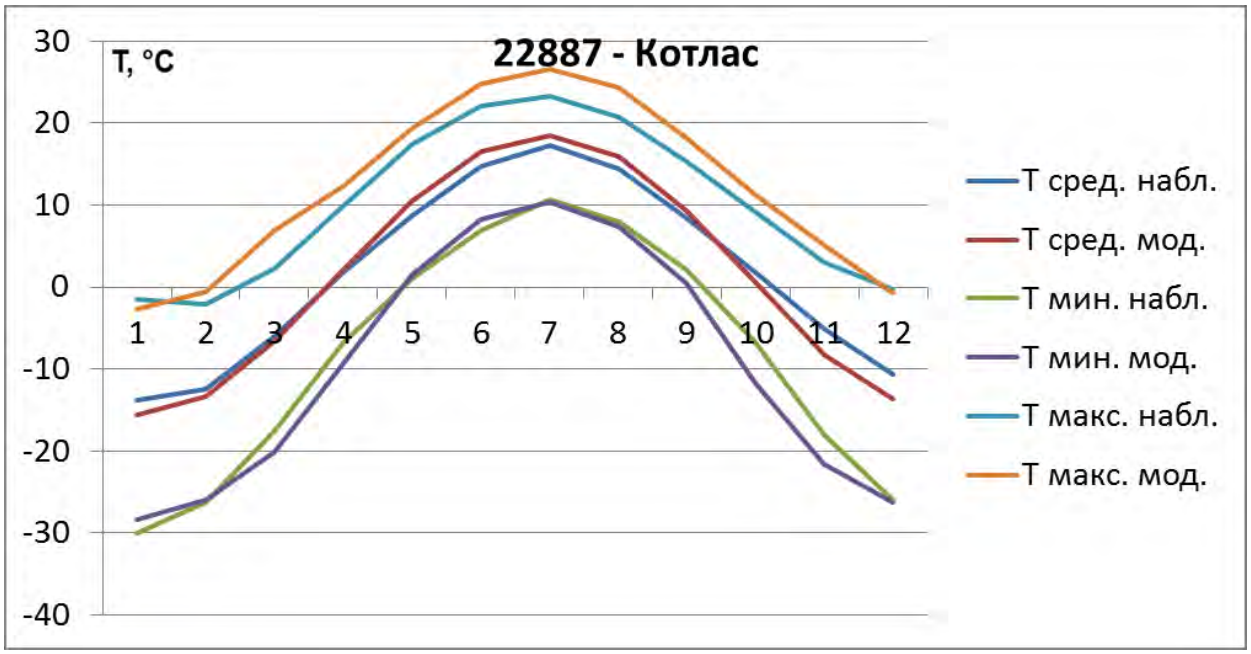


Рисунок А.8 – Внутригодовой ход средней суточной, максимальной и минимальной температуры воздуха

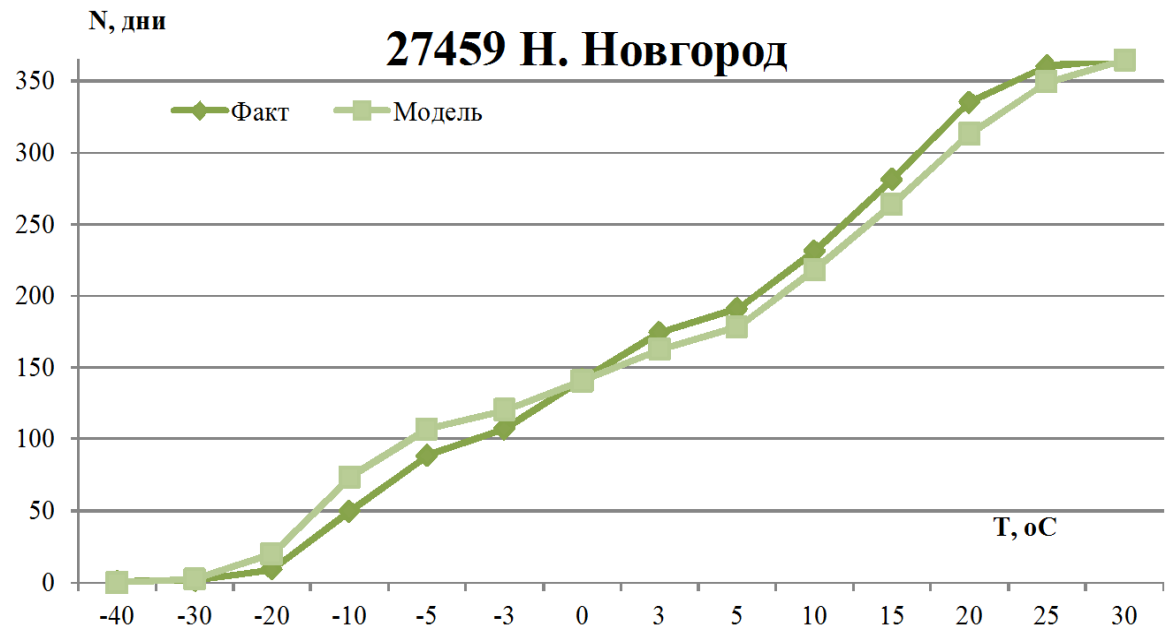


Рисунок А.9 – Количество дней с температурами воздуха по интервалам

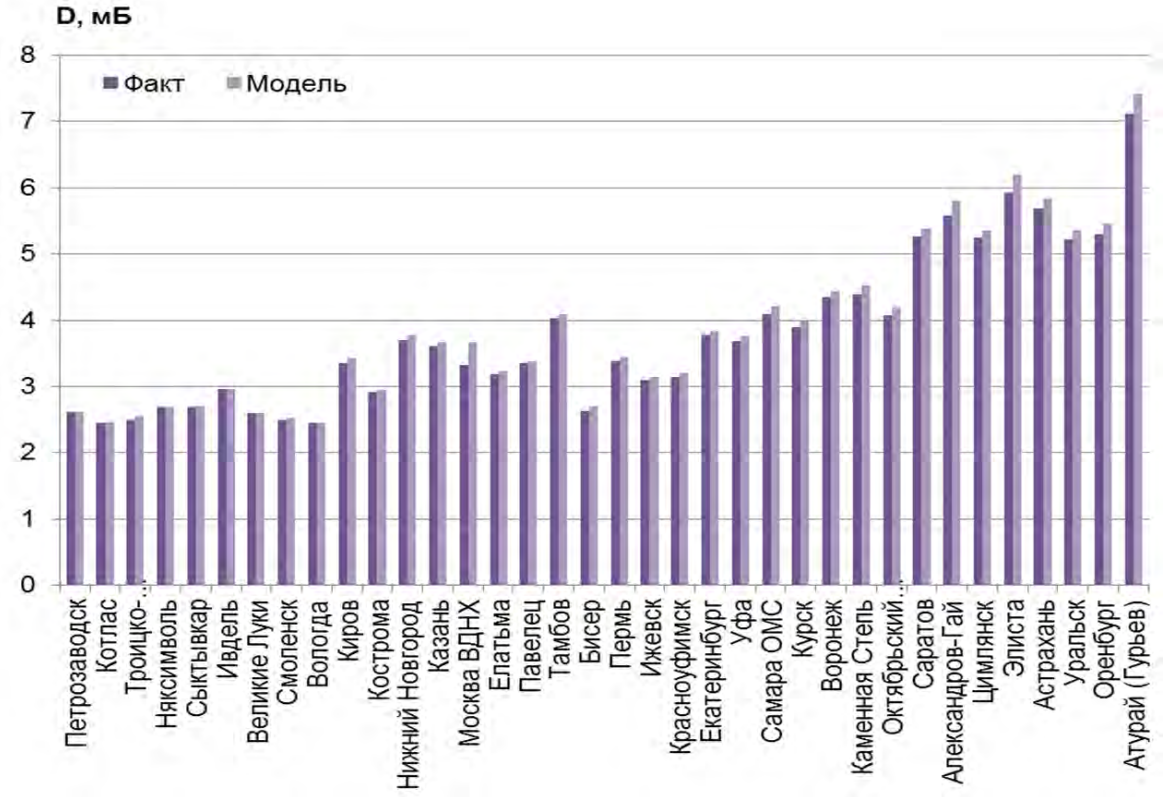


Рисунок А.10 – Среднегодовой дефицит влажности воздуха

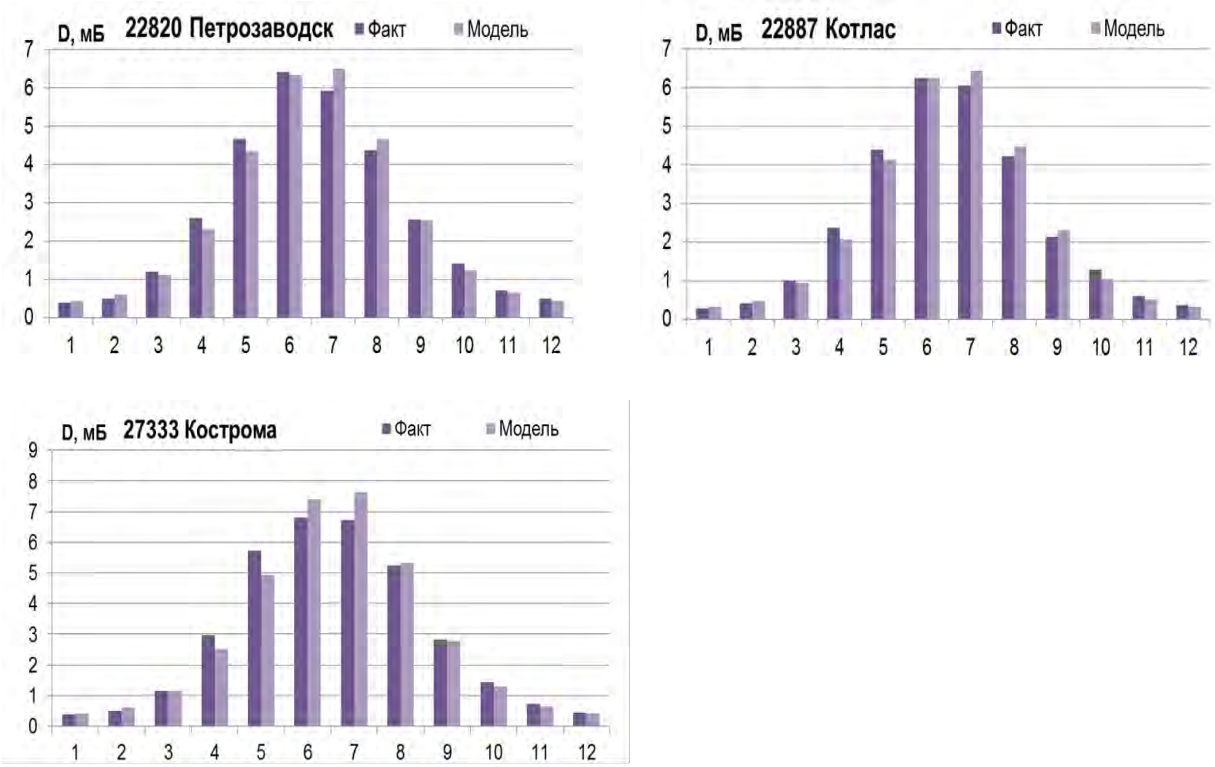
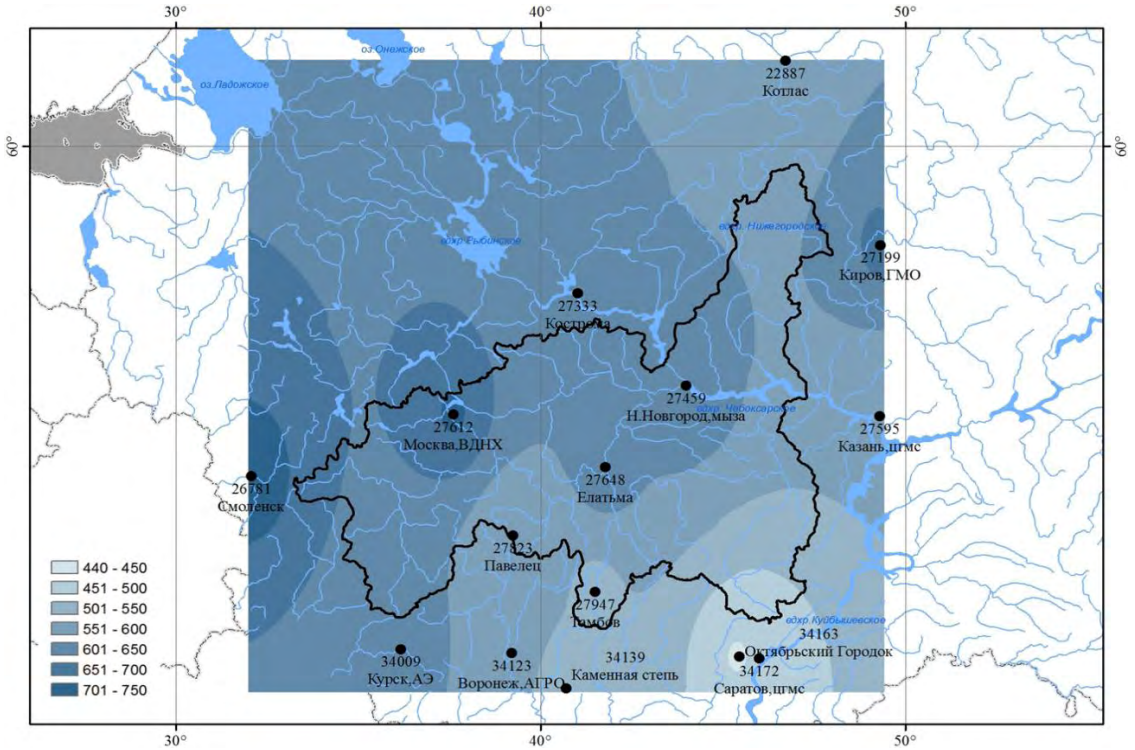
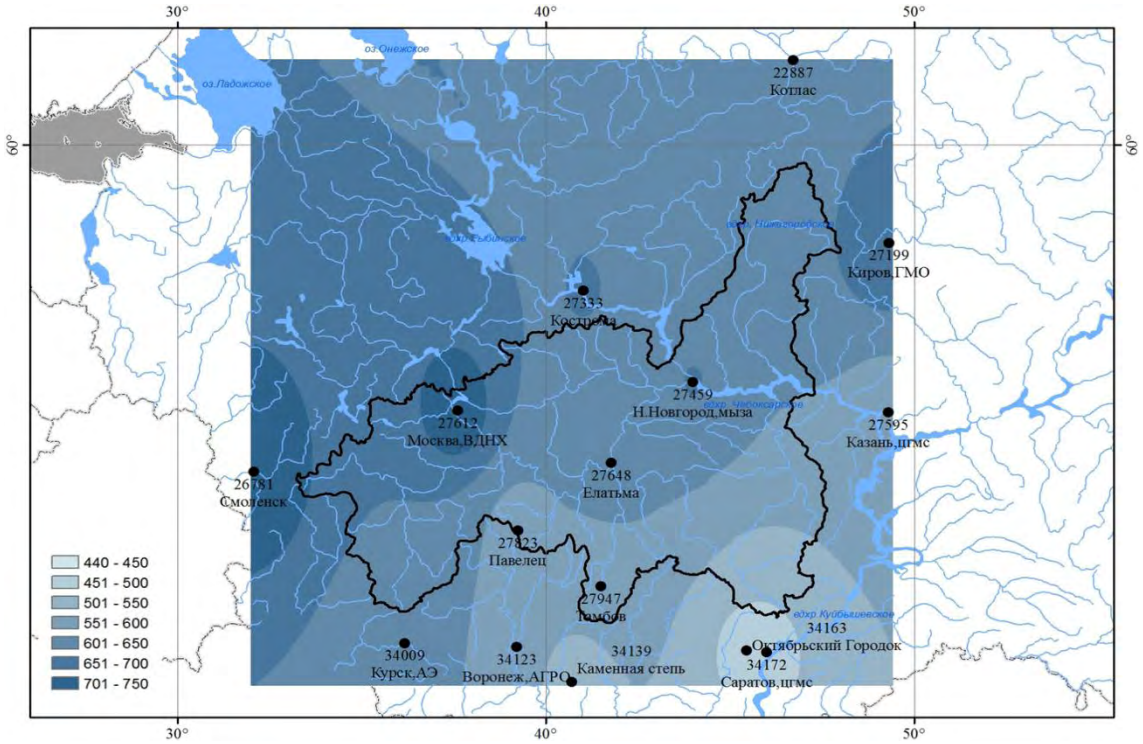


Рисунок А.11 – Внутригодовой ход среднемесячной влажности воздуха (во все дни)



а



б

Рисунок А.12 – Пространственное распределение среднемноголетней суммы осадков (интерполяция) по данным наблюдений (а) и по модели (б)

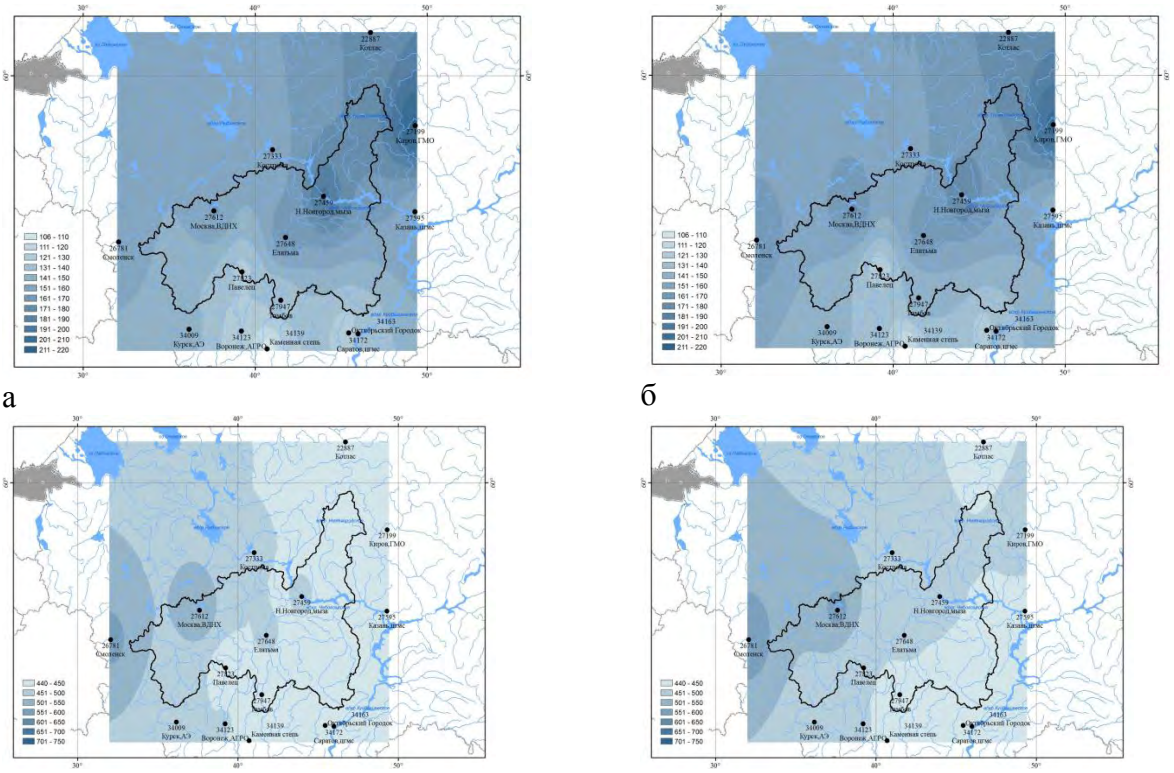


Рисунок А.13 – Годовая сумма осадков в дни с отрицательными (а,б) и положительными (в,г) температурами воздуха по данным наблюдений (а,в) и модели (б,г)

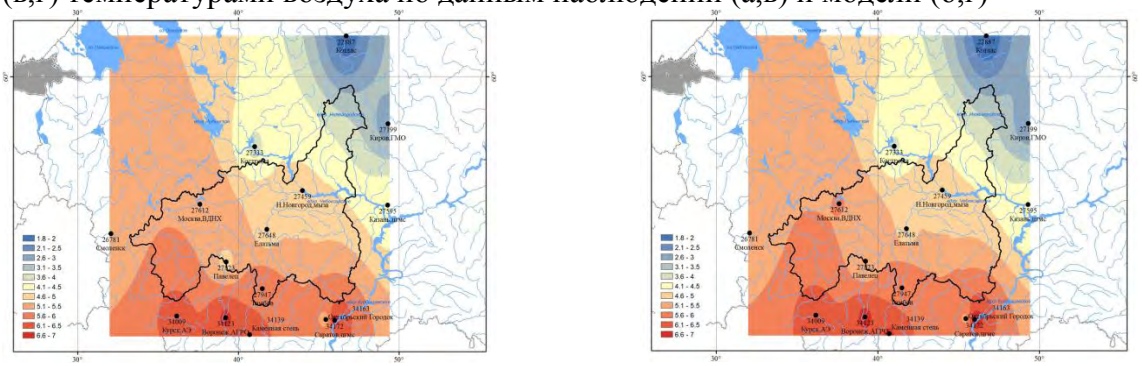


Рисунок А.14 – Пространственное распределение среднегодовых температур (интерполяция) по данным наблюдений (а) и по модели (б)

А2. Результаты испытаний пространственно распределенного генератора погоды SFRWG

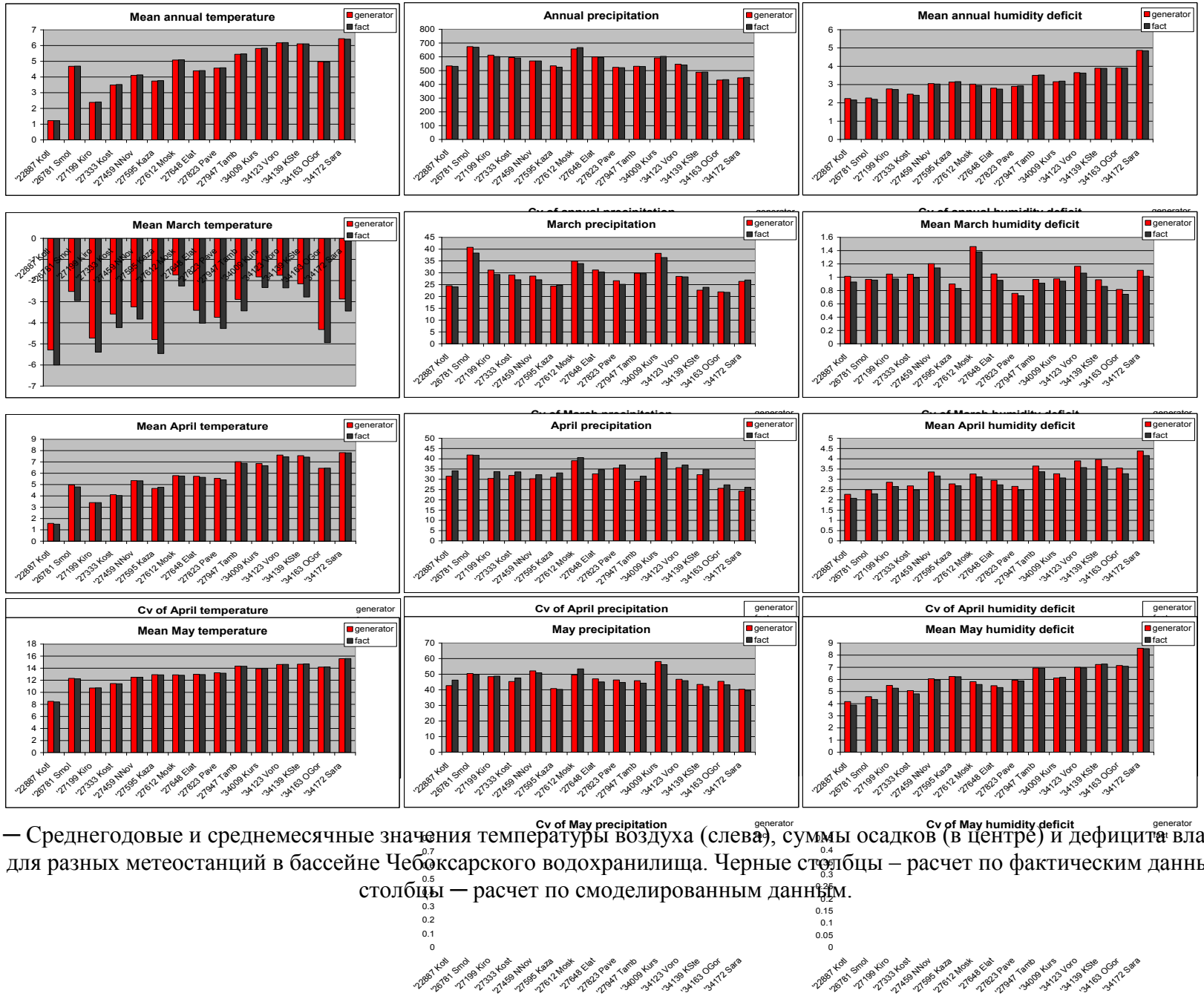


Рисунок А.15 – Среднегодовые и среднемесячные значения температуры воздуха (слева), суммы осадков (в центре) и дефицита влажности воздуха (справа) для разных метеостанций в бассейне Чебоксарского водохранилища. Черные столбцы – расчет по фактическим данным, красные столбцы – расчет по смоделированным данным.

Рисунок А.16 ─ Коэффициенты вариации среднегодовых и среднемесячных значений температуры воздуха (слева), суммы осадков (в центре) и дефицита влажности воздуха (справа) для разных метеостанций в бассейне Чебоксарского водохранилища. Черные столбцы – расчет по фактическим данным, красные столбцы ─ расчет по смоделированным данным.

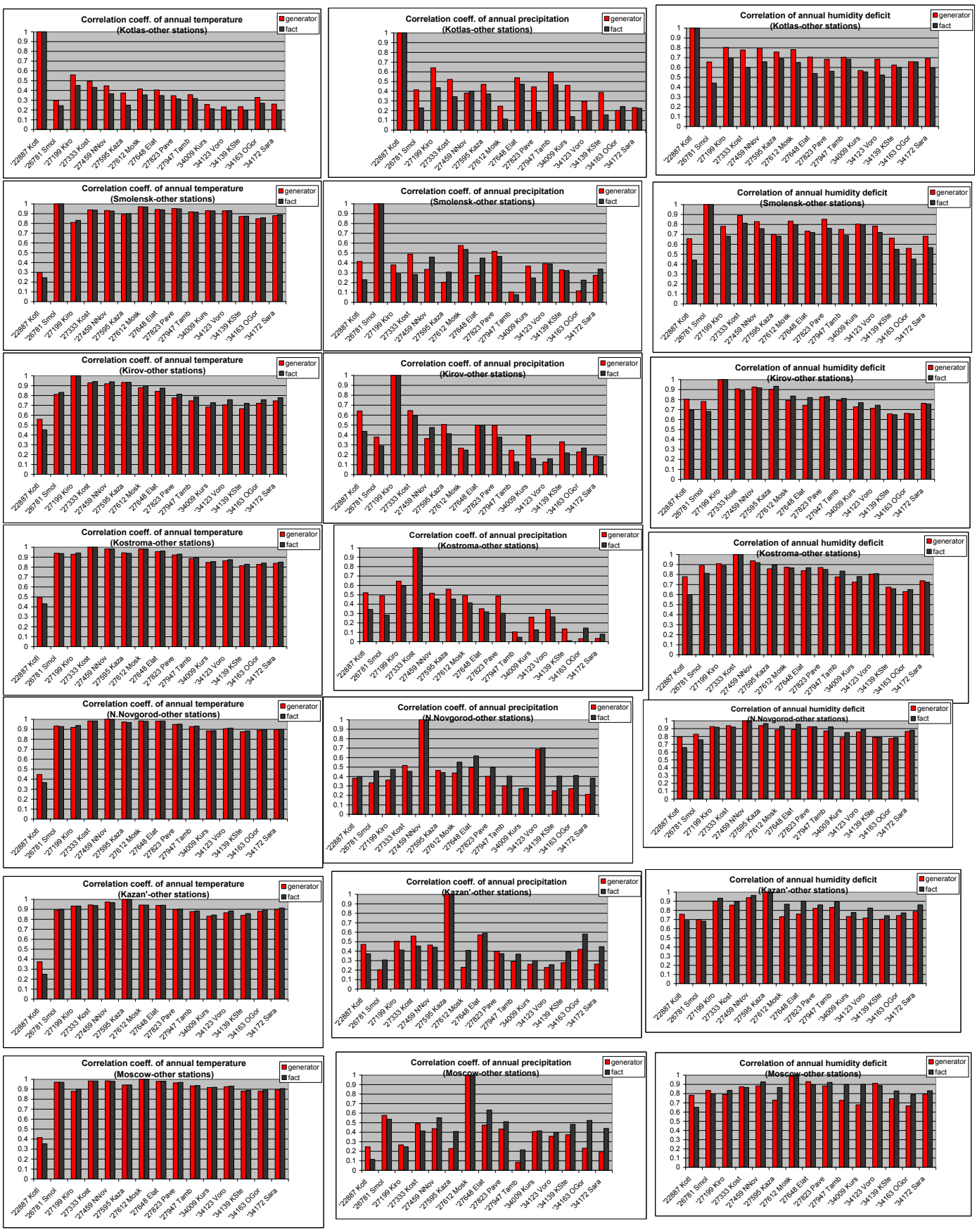


Рисунок А.17 - Коэффициент корреляции между среднегодовыми значениями температуры воздуха (слева), суммы осадков (в центре) и дефицита влажности воздуха (справа) на отдельной станции и соответствующими значениями на других станциях.

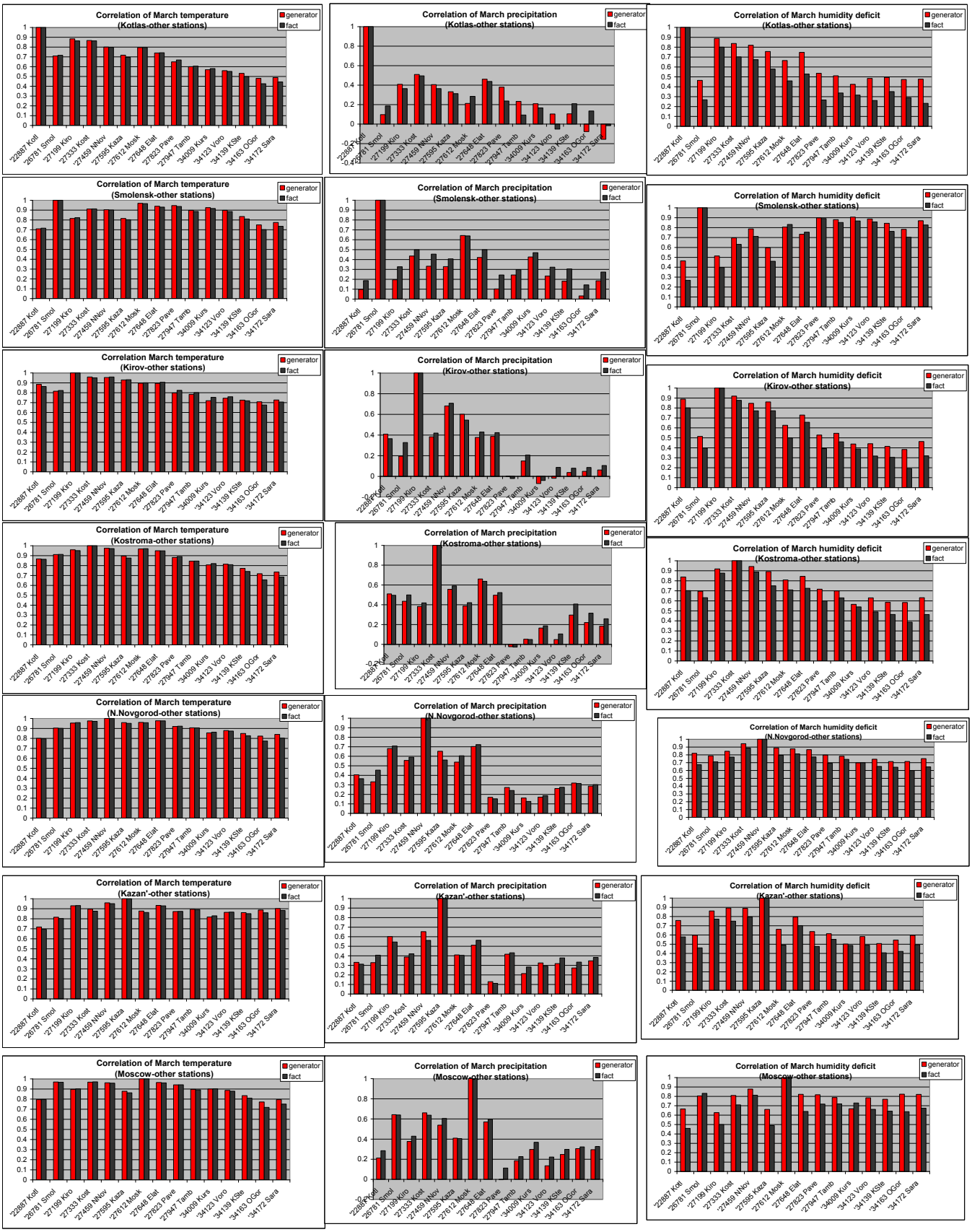


Рисунок А.18 - Коэффициент корреляции между средними за март значениями температуры воздуха (слева), суммы осадков (в центре) и дефицита влажности воздуха (справа) на отдельной станции и соответствующими значениями на других станциях.

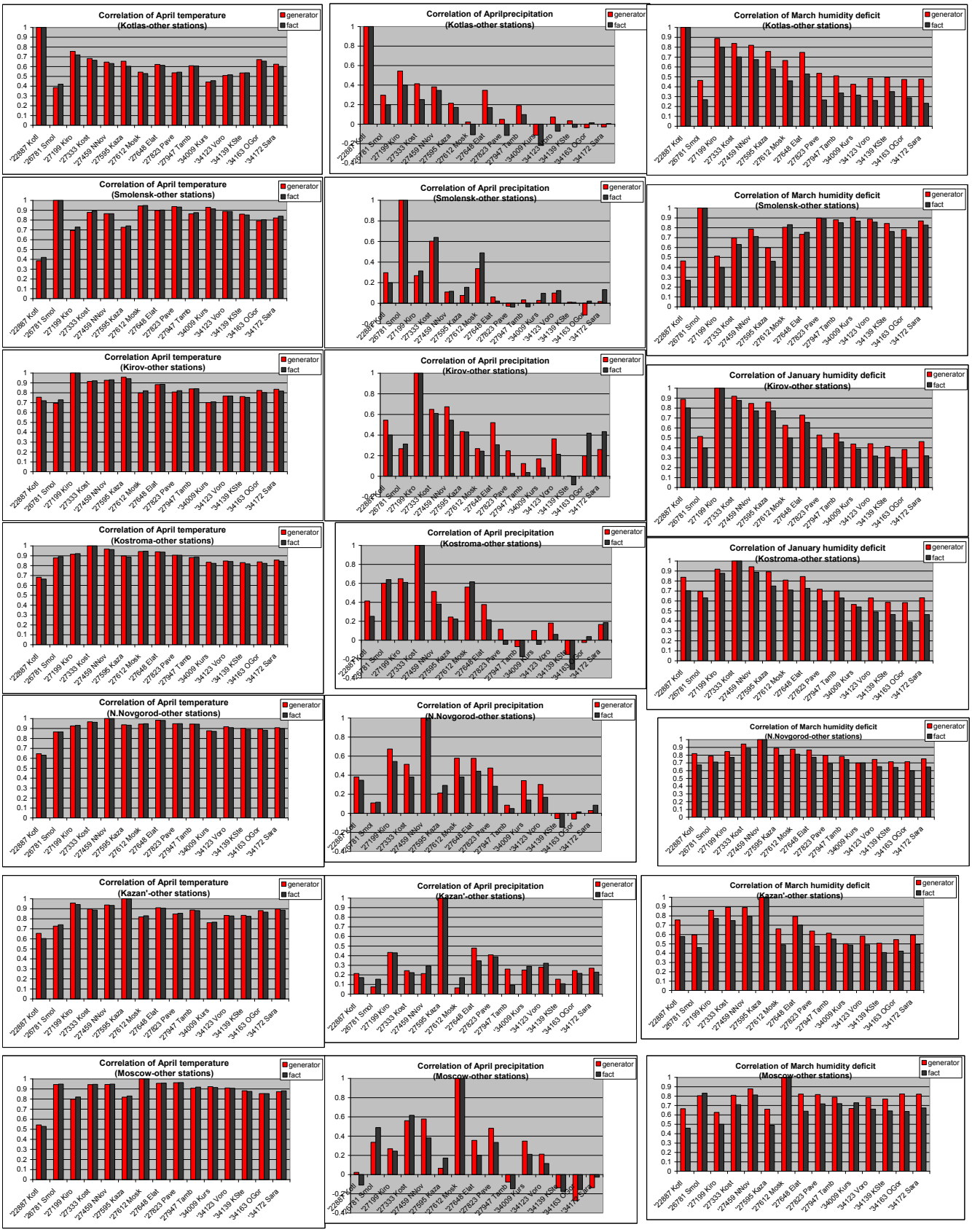


Рисунок А.19 - Коэффициент корреляции между средними за апрель значениями температуры воздуха (слева), суммы осадков (в центре) и дефицита влажности воздуха (справа) на отдельной станции и соответствующими значениями на других станциях

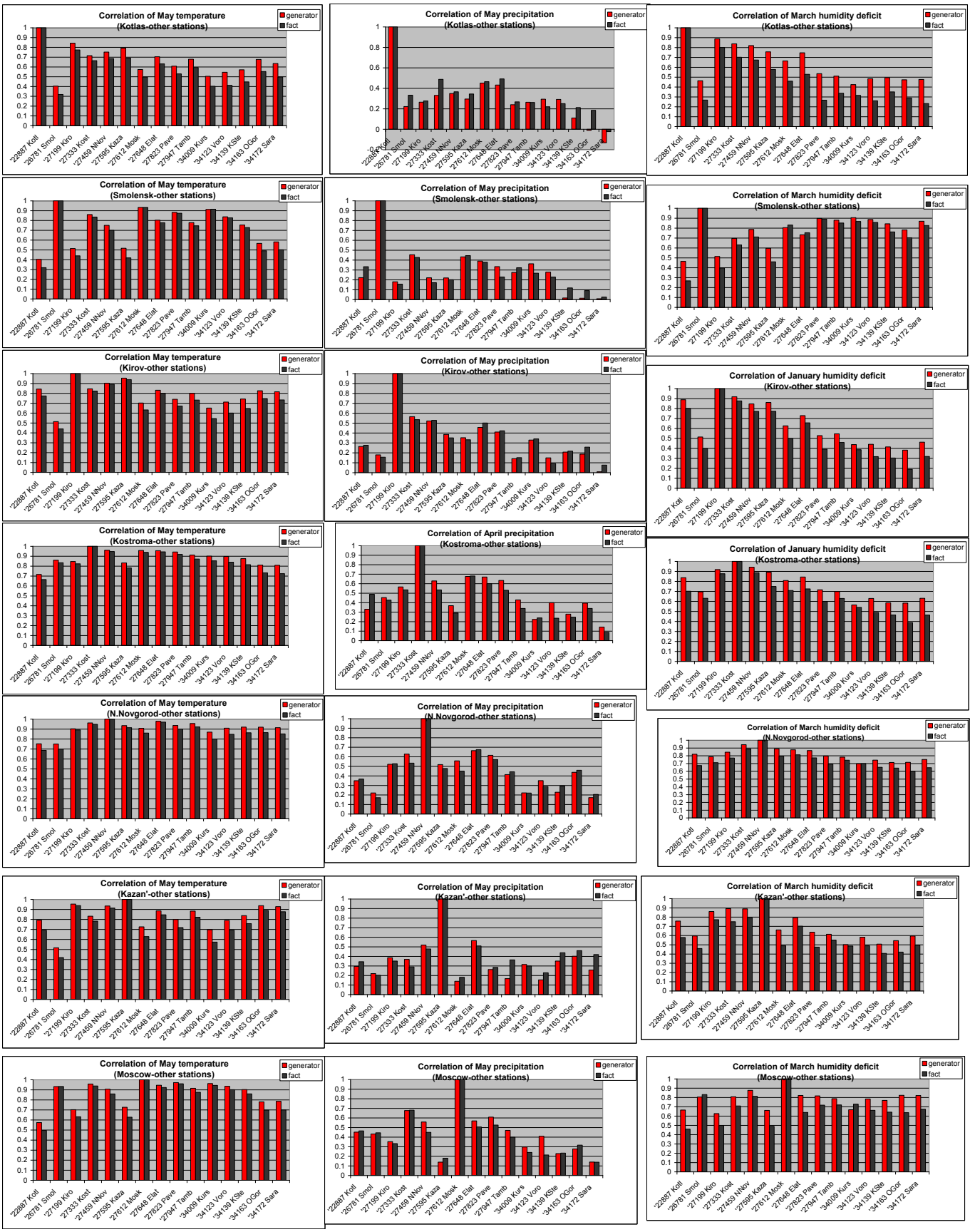


Рисунок А.20 - Коэффициент корреляции между средними за май значениями температуры воздуха (слева), суммы осадков (в центре) и дефицита влажности воздуха (справа) на отдельной станции и соответствующими значениями на других станциях.

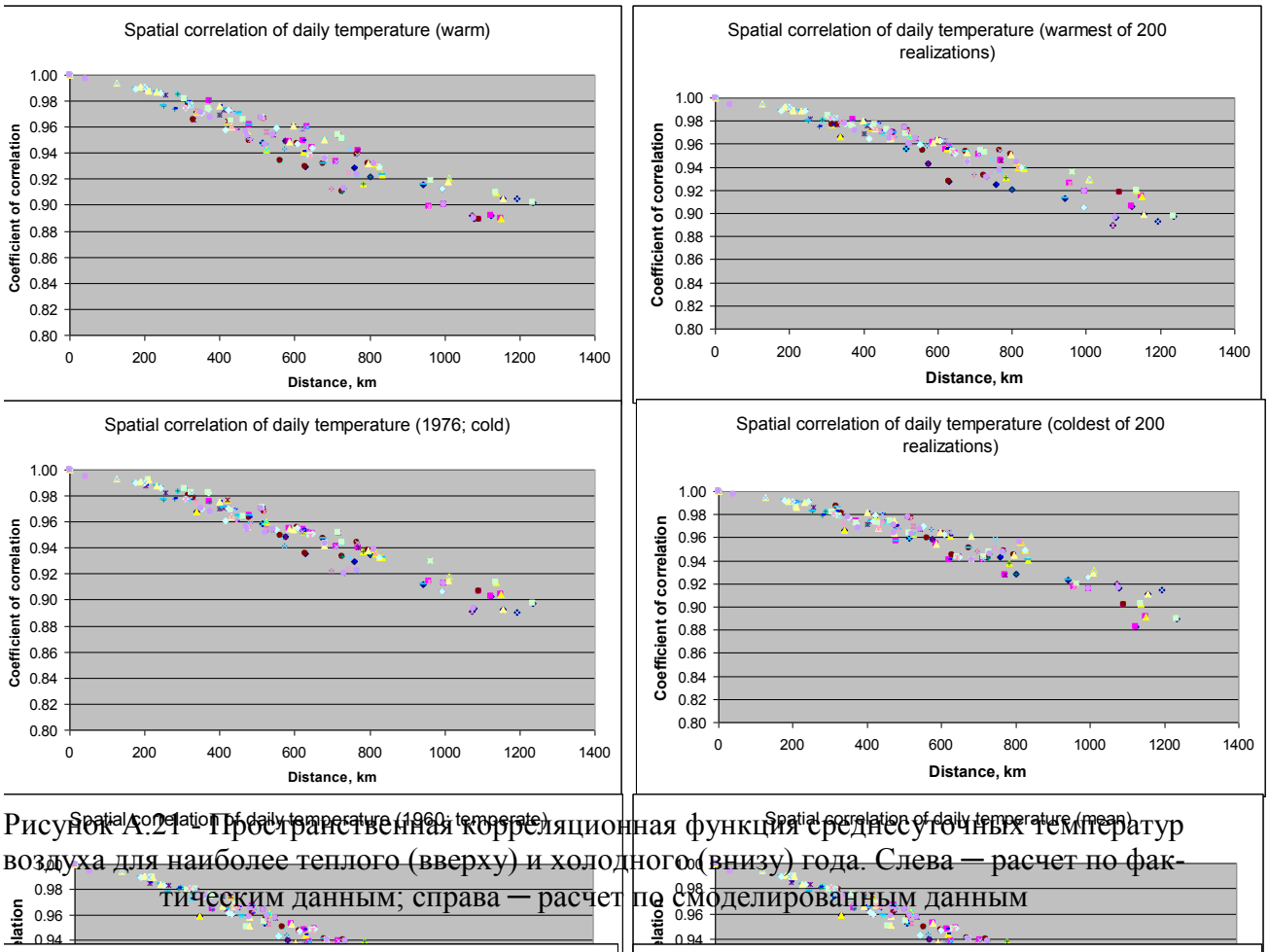


Рисунок А.21 - Пространственная корреляционная функция среднесуточных температур воздуха для наиболее теплого (вверху) и холодного (внизу) года. Слева — расчет по фактическим данным; справа — расчет по смоделированным данным

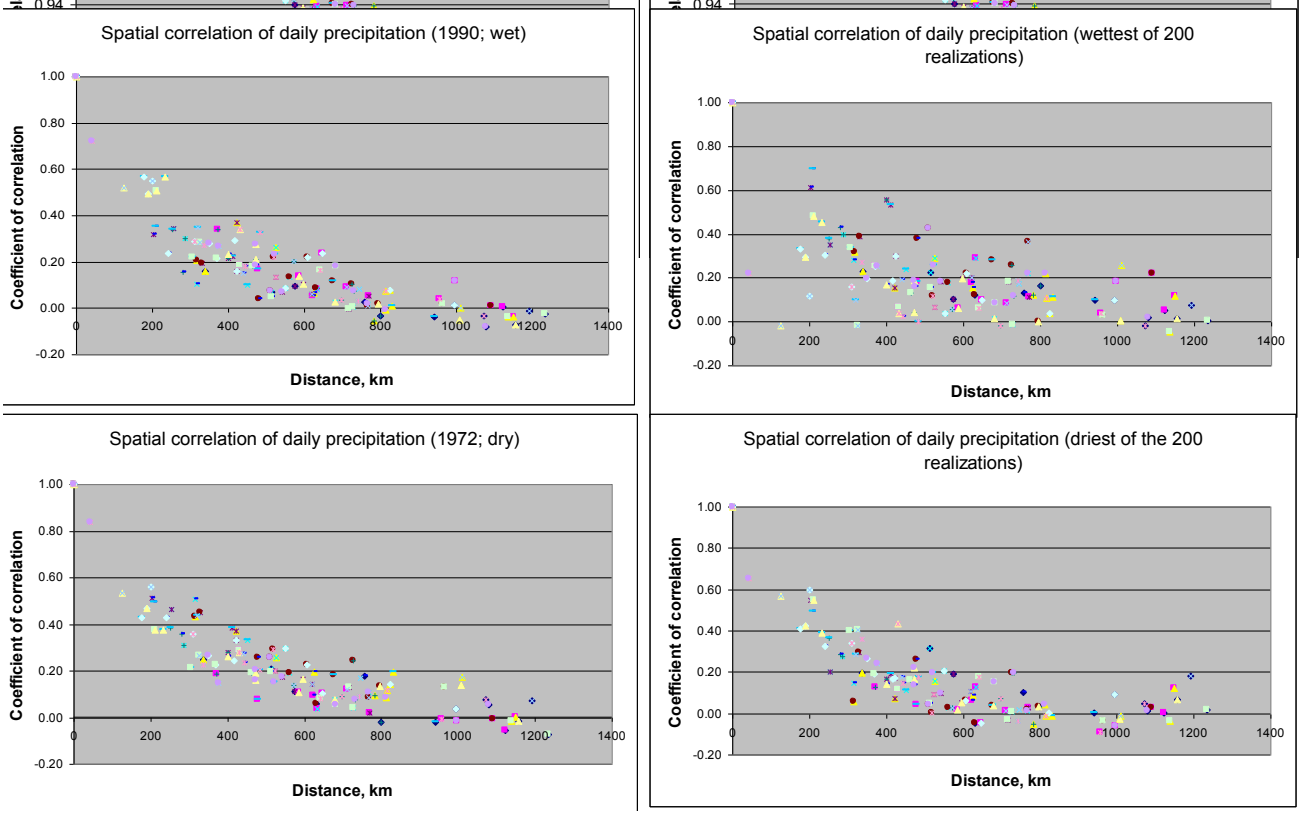
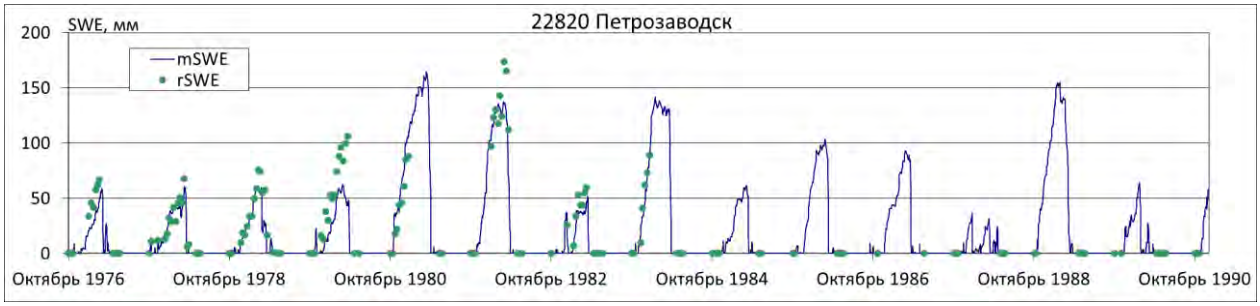
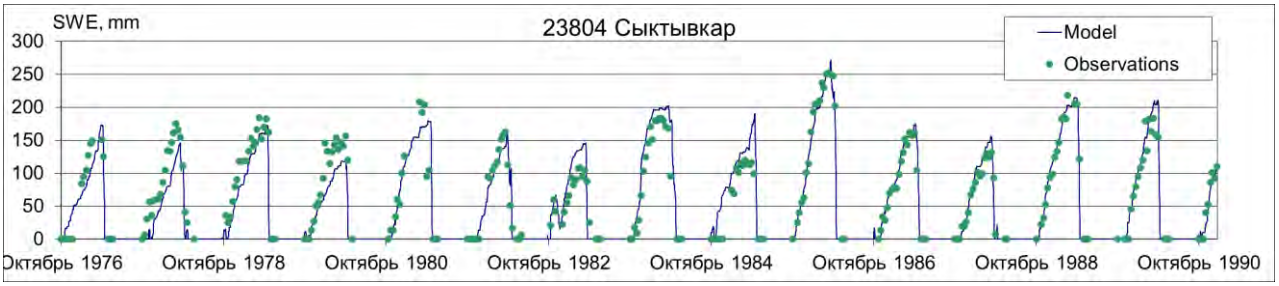


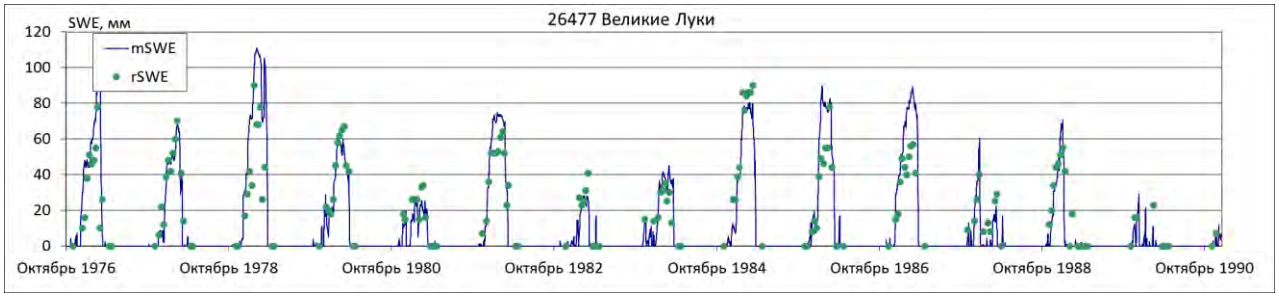
Рисунок А.22 - Пространственная корреляционная функция суточных сумм осадков для наиболее влажного (вверху) и сухого (внизу) года. Слева — расчет по фактическим данным; справа — расчет по смоделированным данным

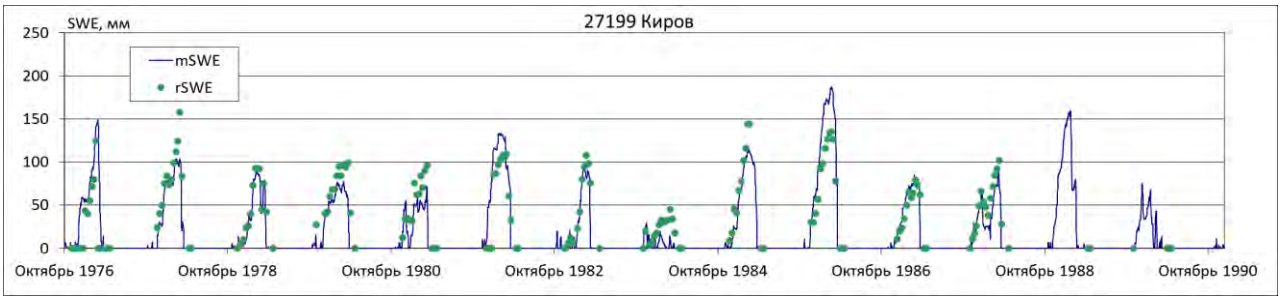
ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Б1. Результаты расчетов по модели формирования снежного покрова









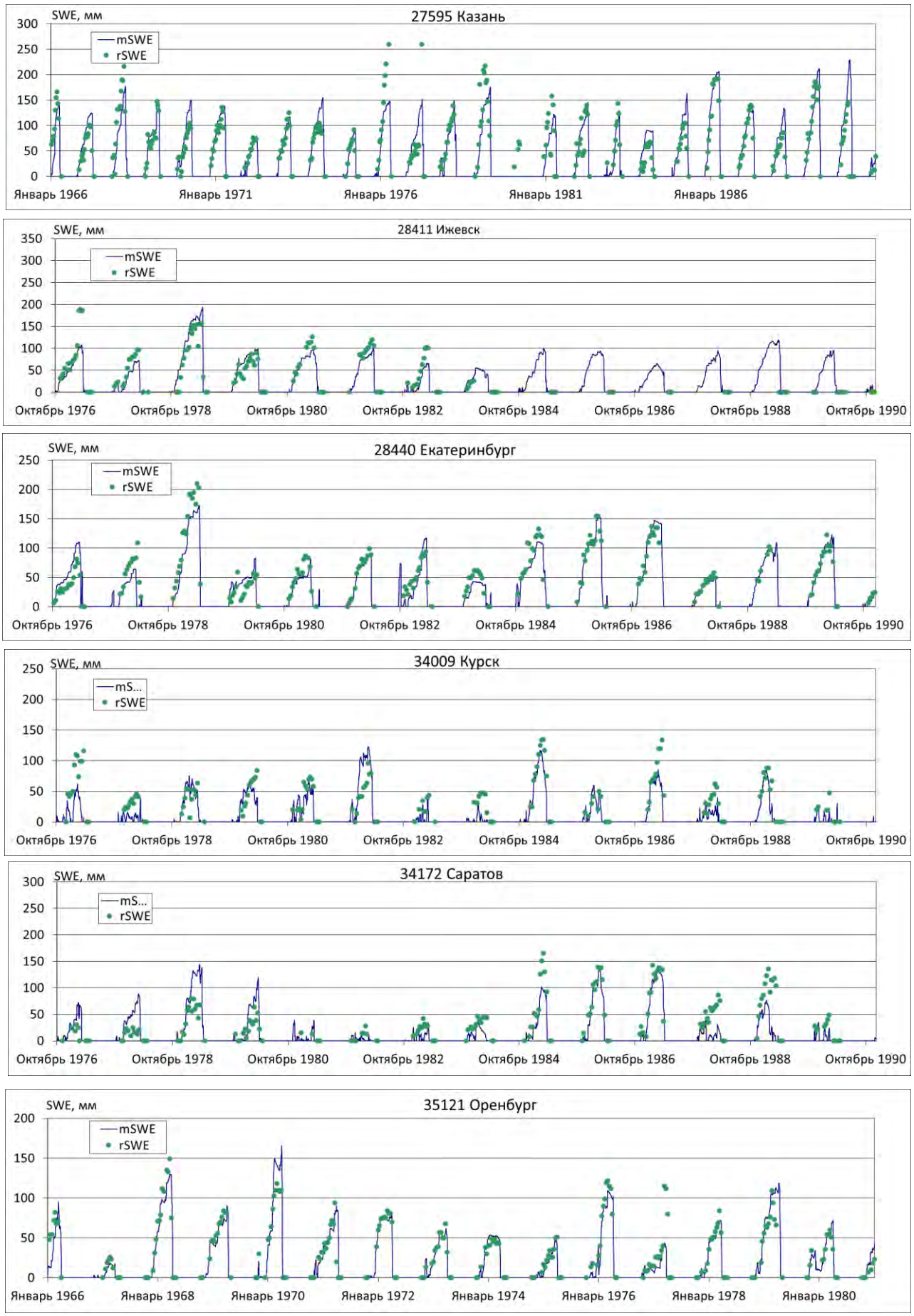
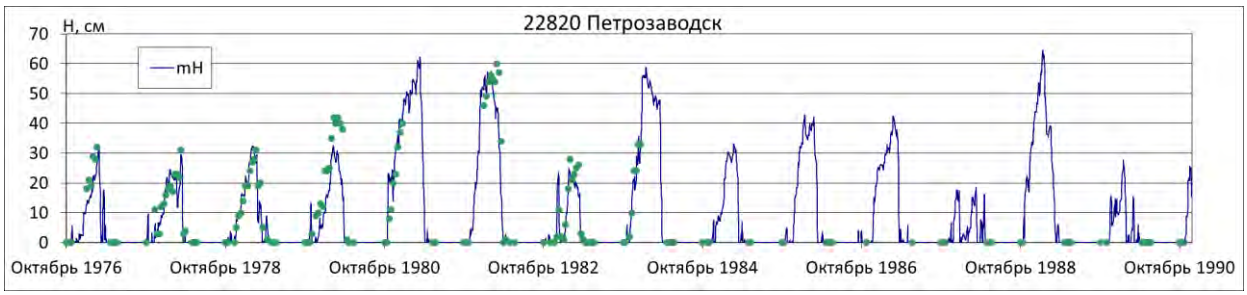
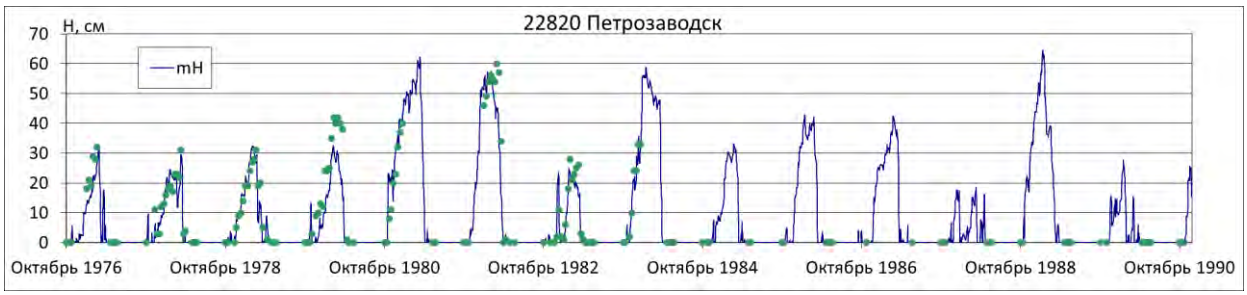
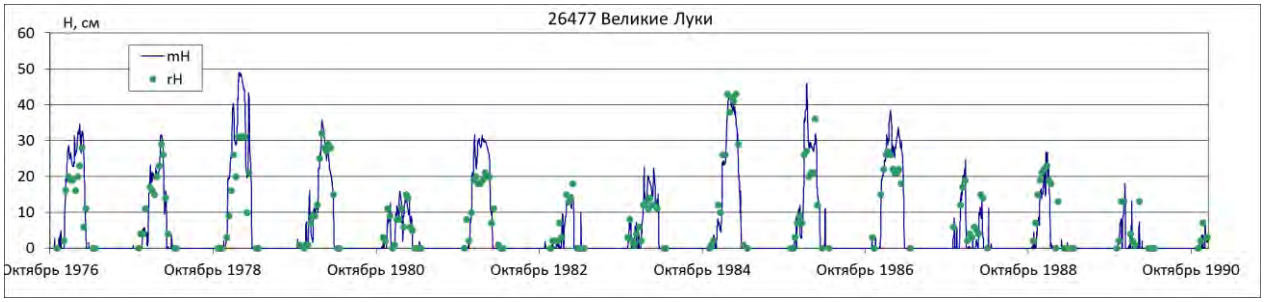
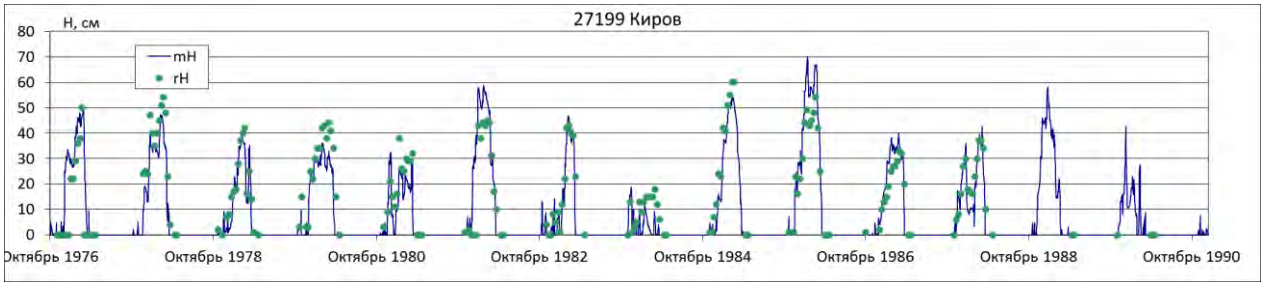


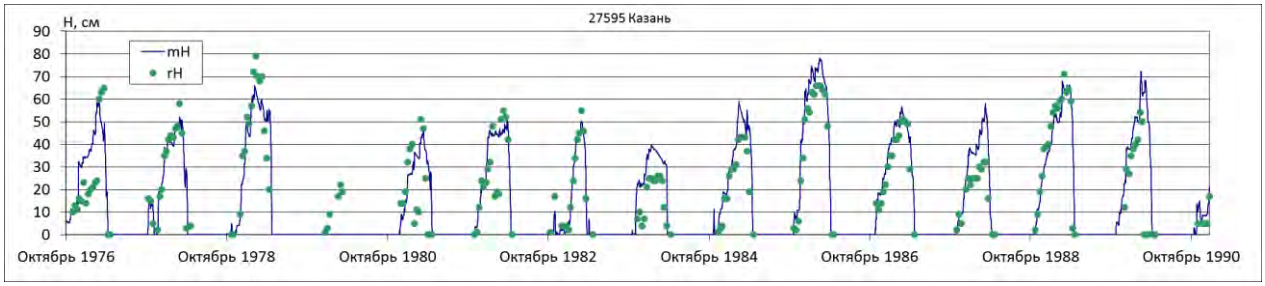
Рисунок Б.1 – Сопоставление фактических и модельных снегозапасов

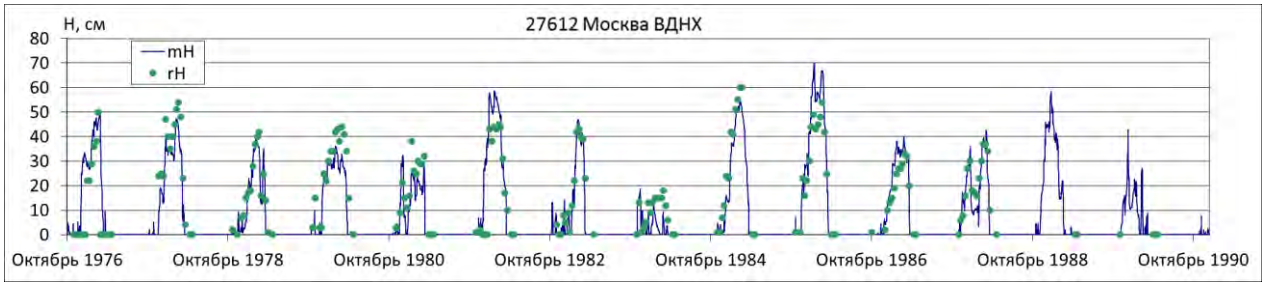

22820 Петрозаводск
H, см
mH
70
60
50
40
30
20
10
0
Октябрь 1976
Октябрь 1978
Октябрь 1980
Октябрь 1982
Октябрь 1984
Октябрь 1986
Октябрь 1988
Октябрь 1990


22820 Петрозаводск
H, см
mH
70
60
50
40
30
20
10
0
Октябрь 1976
Октябрь 1978
Октябрь 1980
Октябрь 1982
Октябрь 1984
Октябрь 1986
Октябрь 1988
Октябрь 1990


26477 Великие Луки
H, см
mH
rH
60
50
40
30
20
10
0
Октябрь 1976
Октябрь 1978
Октябрь 1980
Октябрь 1982
Октябрь 1984
Октябрь 1986
Октябрь 1988
Октябрь 1990


27199 Киров
H, см
mH
rH
80
70
60
50
40
30
20
10
0
Октябрь 1976
Октябрь 1978
Октябрь 1980
Октябрь 1982
Октябрь 1984
Октябрь 1986
Октябрь 1988
Октябрь 1990


27595 Казань
H, см
mH
rH
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
Октябрь 1976
Октябрь 1978
Октябрь 1980
Октябрь 1982
Октябрь 1984
Октябрь 1986
Октябрь 1988
Октябрь 1990


27612 Москва ВДНХ
H, см
mH
rH
80
70
60
50
40
30
20
10
0
Октябрь 1976
Октябрь 1978
Октябрь 1980
Октябрь 1982
Октябрь 1984
Октябрь 1986
Октябрь 1988
Октябрь 1990

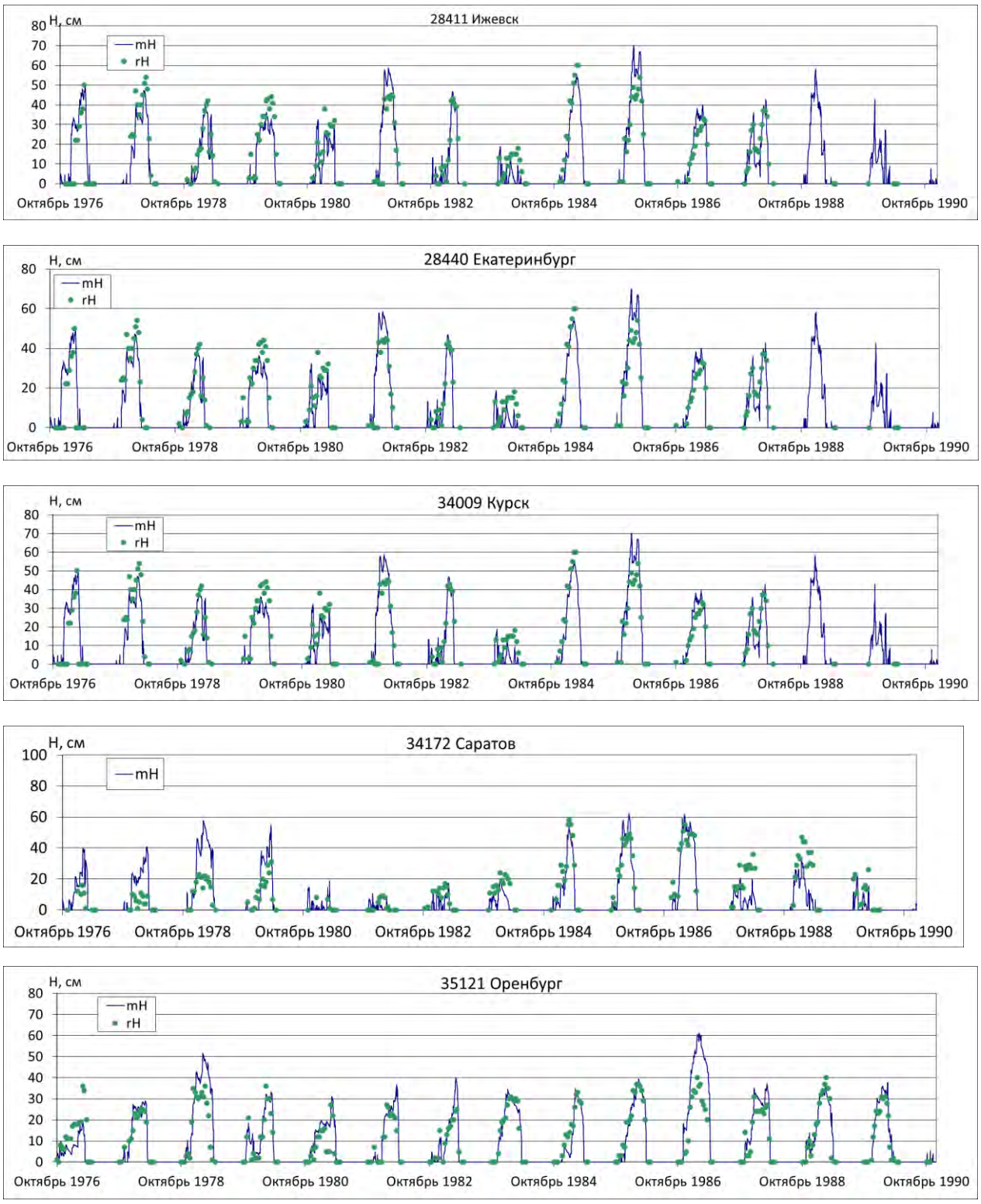


Рисунок Б.2 – Сравнение фактических и рассчитанных высот снега

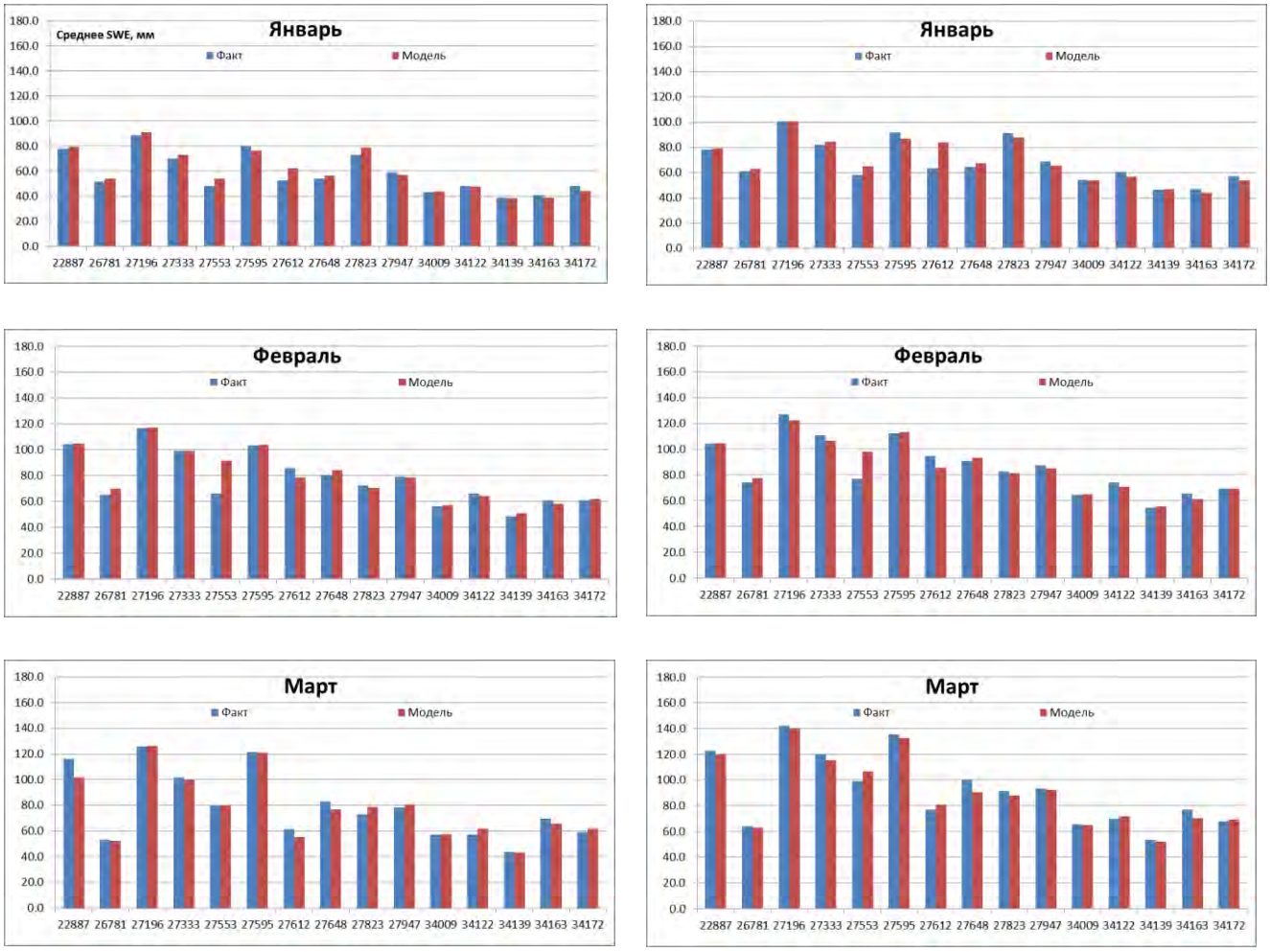


Рисунок Б.3 – Сравнение фактических (синие столбики) и рассчитанных по фактической метеорологии за период наблюдений (красные столбики) значений средних за месяц (левая колонка) и максимальных (правая колонка) запасов воды в снеге

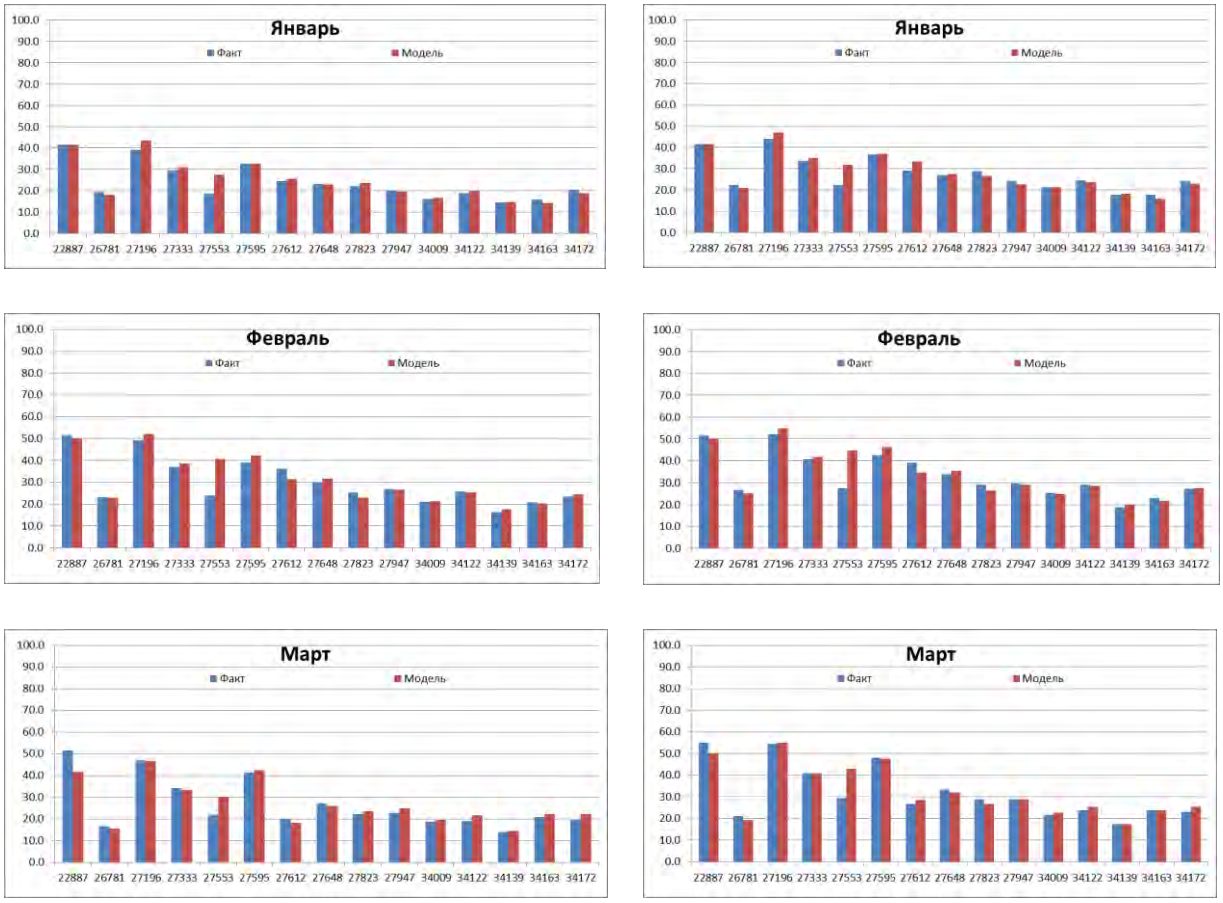
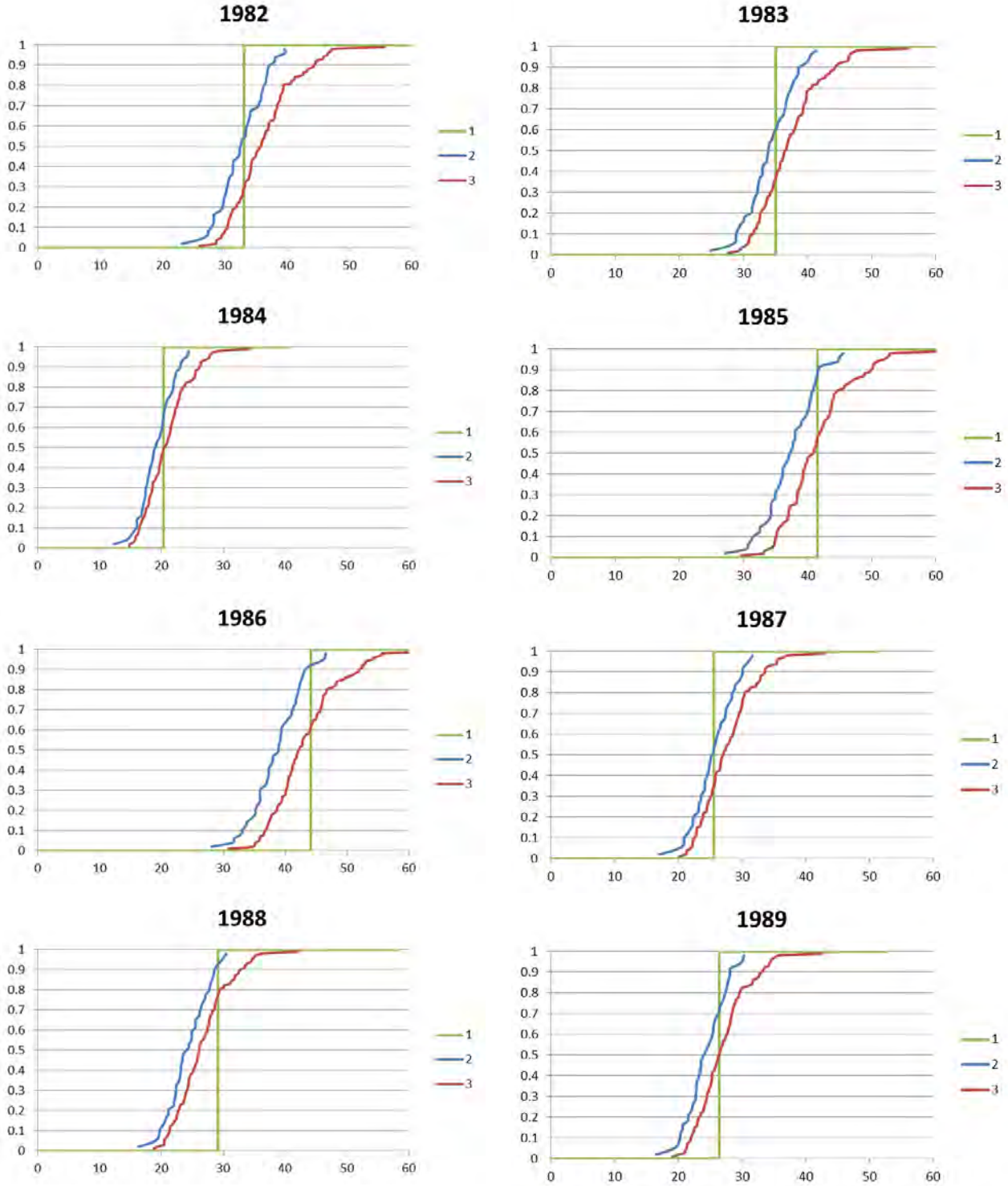
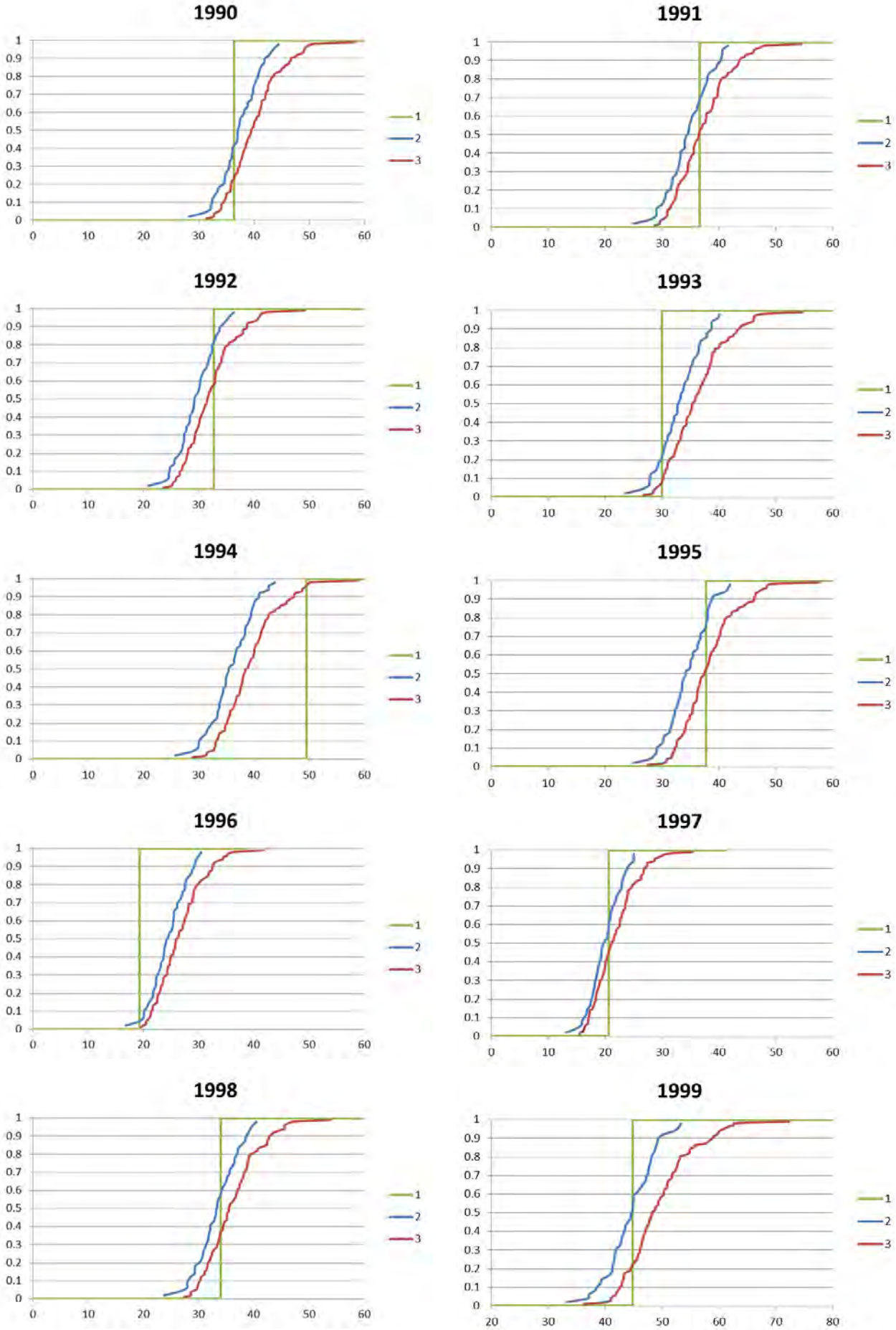


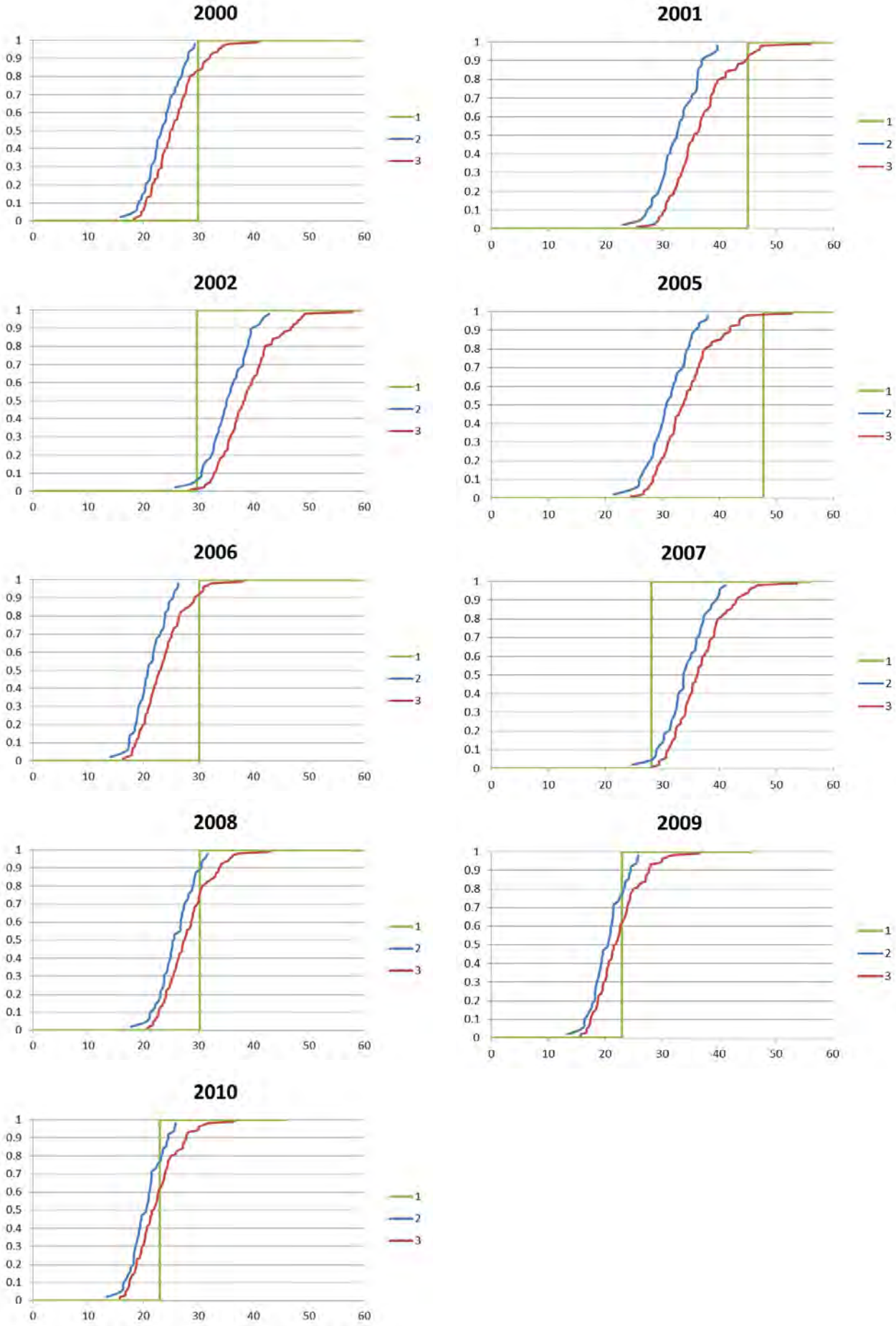
Рисунок Б.4 – Сравнение фактических (синие столбики) и рассчитанных по фактической метеорологии за период наблюдений (красные столбики) значений средней за месяц (левая колонка) и максимальной (правая колонка) высоты снега

ПРИЛОЖЕНИЕ В

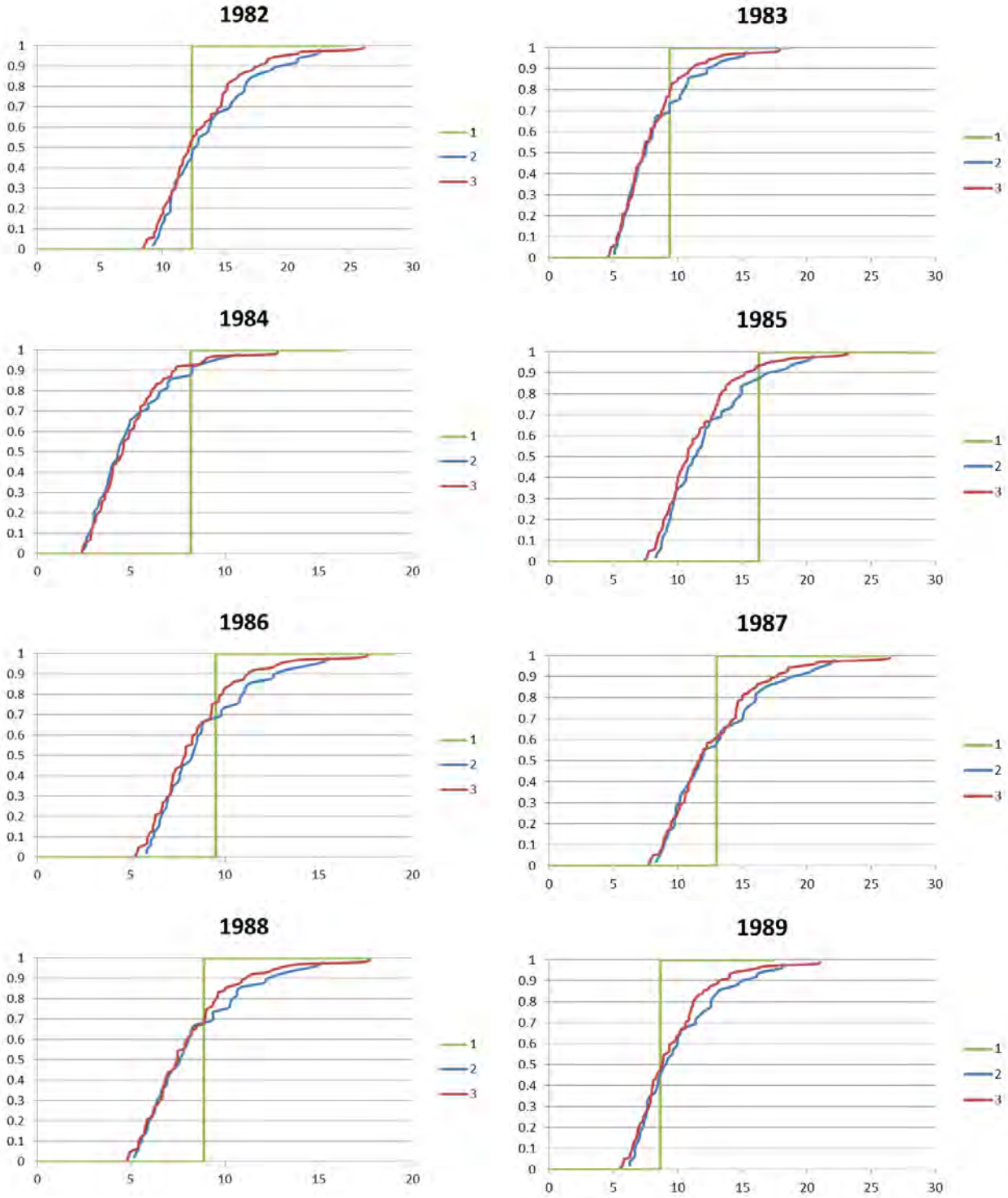
В1. Интегральные функции распределения долгосрочных прогнозов объема весеннего притока воды к Чебоксарскому водохранилищу по ансамблю фактических (2) и сгенерированных (3) погод в сравнении с распределением фактических характеристик стока (1)

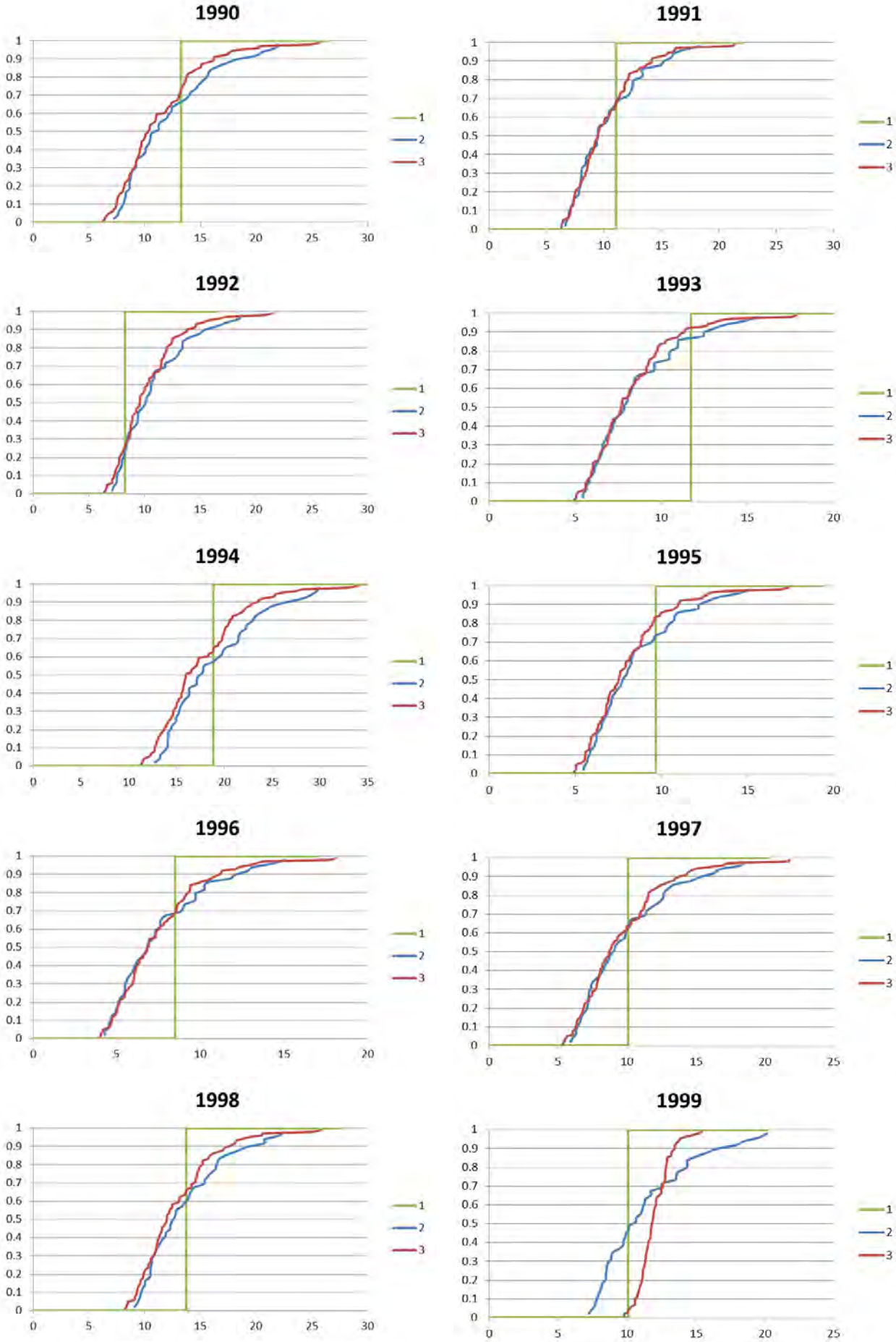


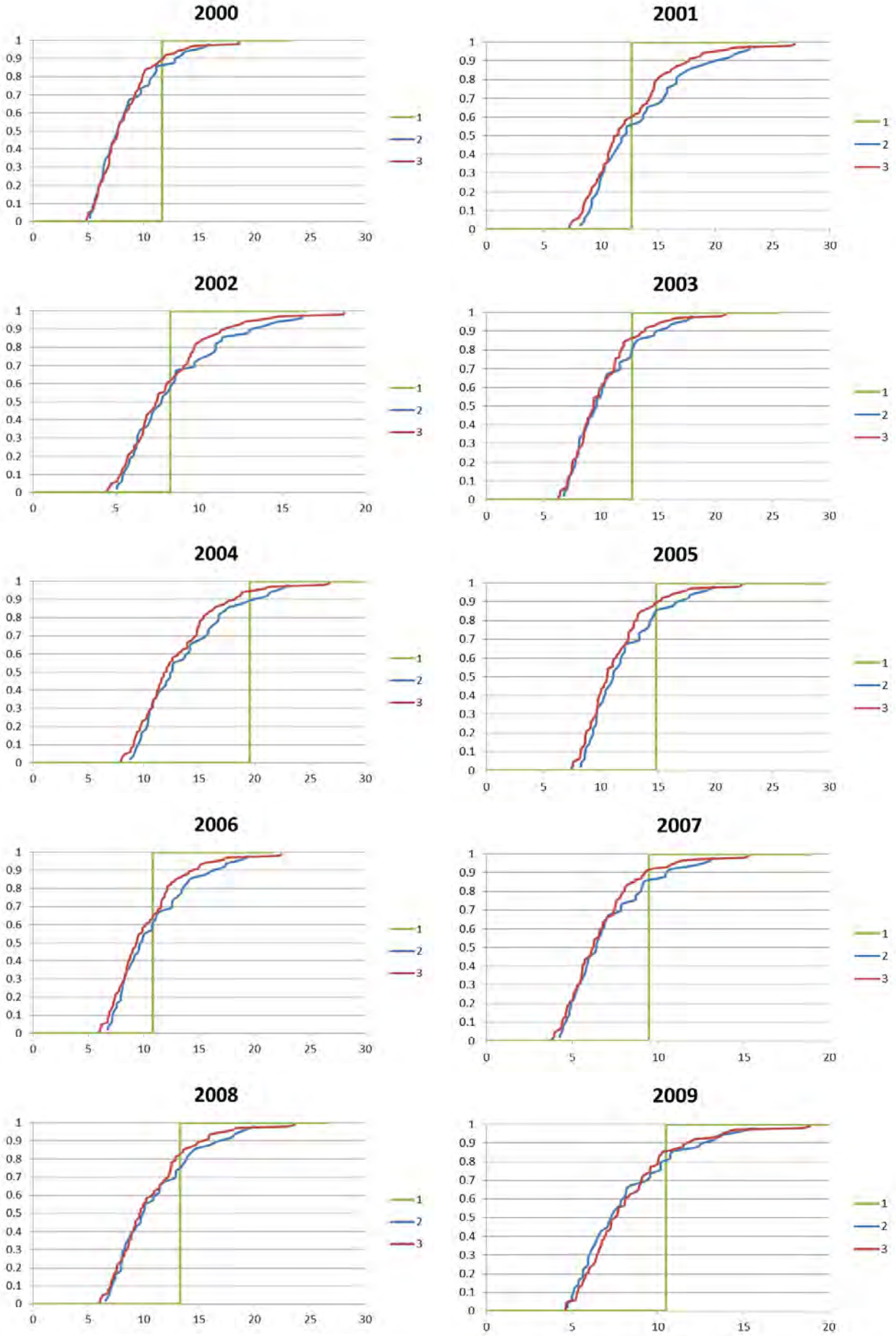

1990
1991
1992
1993
1994
1995
1996
1997
1998
1999
1
2
3

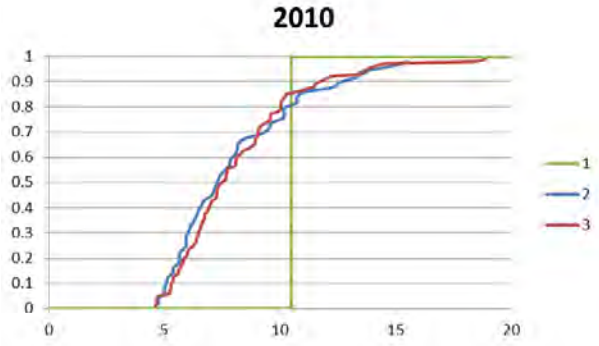

2000
2001
2002
2005
2006
2007
2008
2009
2010
0 0.1 0.2 0.3 0.4 0.5 0.6 0.7 0.8 0.9 1
0 10 20 30 40 50 60
1
2
3

В2. Интегральные функции распределения долгосрочных прогнозов объема меженного притока воды к Чебоксарскому водохранилищу по ансамблю фактических (2) и сгенерированных (3) погод в сравнении с распределением фактических характеристик стока (1)




1990
1991
1992
1993
1994
1995
1996
1997
1998
1999
1
2
3


2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
1
2
3


2010
1
0.9
0.8
0.7
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
0
0
5
10
15
20
1
2
3