МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В. ЛОМОНОСОВА ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Григорьев Вадим Юрьевич

ВОДНЫЙ БАЛАНС РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Специальность 25.00.27 – гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель: доктор географических наук, профессор Фролова Наталья Леонидовна

Москва – 2018

| Введени | e |
|---------------|--|
| 1 Boz | цный баланс речных бассейнов, его структура и методы изучения 9 |
| 1.1 | Водный баланс и его структура9 |
| 1.2 | Методы определения элементов водного баланса 11 |
| 2 Оце | енка составляющих водного баланса на основе современной наземной и |
| дистанционно | й гидрометеорологической информации21 |
| 2.1 | Исходные данные |
| 2.2 | Систематическая ошибка зимних осадков 25 |
| 2.3 | Учет поправок на смачивание для данных до 1966 г 30 |
| 2.4 | Расчет величины потенциального испарения 31 |
| 2.5 | Бассейновые влагозапасы 33 |
| 2.5. | 1 Выбор массива данных |
| 2.5.2 | 2 Сравнение различных архивов данных GRACE |
| 2.5. | 3 Оценка точности данных GRACE 41 |
| 3 Про | остранственно-временная изменчивость составляющих волного баланса |
| 31 | Метолы исспелования 48 |
| 3.1 | Приници изменения волного баланса 50 |
| 2.2 | Атморформи из ородими |
| 5.5 | Атмосферные осадки |
| 3.4 | Испарение и потенциальное испарение |
| 3.5 | Речной сток 81 |
| 3.6 | Бассейновые влагозапасы |
| 4 Ист | пользование данных о бассейновых влагозапасах для оценки составляющих |
| водного балан | ıca |
| 4.1 | Связь бассейновых влагозапасов с речным стоком и оценка возможности его |
| прогнозиро | вания 109 |
| 4.2 | Связь бассейновых влагозапасов с потенциальным испарением и осадками 118 |
| Заключе | ние 123 |
| Список л | питературы 126 |

Оглавление

Введение

Актуальность исследования. На европейской части России (ЕЧР) проживает более 75% всего населения страны. В то же время водные ресурсы этого региона ограничены и распределены весьма неравномерно, что предъявляет повышенные требования к эффективности управления ими. Большое значение имеют происходящие в последние десятилетия изменения стока рек ЕЧР, что нашло свое отражение в работах ряда авторов (В.Ю. Георгиевский, Н.И. Коронкевич, Н.Л. Фролова, Р.Г. Джамалов, С.А. Журавлева, М.В. Болгов, В.И. Бабкин, П.М. Лурье и др.).

Научную основу изучения изменений речного стока составляет уравнение водного баланса, которое позволяет выявить генезис этих изменений и тем самым открывает возможность их прогнозирования. История использования уравнения водного баланса в гидрологии восходит еще к работе П. Перро (XVIII в.) и получила свое продолжение в трудах ряда гидрологов и климатологов (А. Пенк, А.И. Воейков, Е.В. Оппоков, Э.М. Ольдекоп, М.И. Будыко, В.И.Бабкин, В.С.Вуглинский и многие другие). В течение длительного времени использование уравнения водного баланса для крупных речных бассейнов было ограничено расчетами нормы стока или испарения. Причиной того было отсутствие достаточно точных измерений и методик расчета величин испарения и изменения бассейновых влагозапасов. Систематические ошибки осадкомерных приборов и недостаточная густота сети наблюдений также препятствовали точному определению слоя осадков. Таким образом, несмотря на то, что водный баланс является основой, позволяющей нам анализировать причины изменения речного стока, его компонентой, определяемой наиболее точно, является сам речной сток. Это делает необходимым поиск таких методов расчета элементов водного баланса, которые, с одной стороны, давали бы приемлемую точность для задач гидрологии, а с другой, основывались бы на доступных данных, покрывающих достаточно длительный период.

Влияние изменения климат на речной сток ЕЧР неоднозначно. Так, вместе с ростом осадков происходит рост потенциального испарения, а рост зарегулированности стока в результате роста температуры воздуха сопровождается ростом экстремальности осадков. Это делает актуальной оценку вклада отдельных составляющих в изменение речного стока. Происходящие изменения режима осадков, испарения и речного стока неизбежно приводят к изменению в режиме бассейновых влагозапасов, что делает гипотезу об их неизменности для

решения ряда задач неприемлемой и ставит вопрос изучения их многолетней динамики и влияния на другие составляющие водного баланса речных бассейнов.

Степень разработанности темы. В настоящий момент для ЕЧР произведена оценка изменения величин речного стока и осадков за последние десятилетия [Георгиевский и др., 2014; Богданова и др., 2014; Сперанская, Цыценко, 2017], есть некоторые оценки величин испарения и его изменчивости [Зубенок, 1976; Гусев, 1996, Сперанская, Цыценко, 2017], испарения с водной поверхности и его изменения [Сперанская, 2016], исследована динамика запасов воды в снежном покрове [Попова и др., 2014 и др.], запасов воды в почве [Зверяев, Архипкин, 2017], уровня подземных вод [Водные ресурсы ..., 2008]. Достаточно подробно проблема антропогенного воздействия на водный сток рек России рассмотрена в монографии «Водные ресурсы России и их использование» (2008), а для бассейнов Волги и Дона – в работах ИГ РАН [Георгиади и др., 2014]. Выявлен генезис атмосферных осадков для различных речных бассейнов и территорий [Антропогенные воздействия..., 2003; Жаков, 1982]. Исследованию вопроса погрешностей измерения атмосферных осадков и разработке методик ИХ корректировки посвящено ряд работ ГГО (Ц.А. Швер, В.С. Голубев, Э.Г. Богданова и др.). Статистические особенности полей метеоэлементов рассмотрены в работах Р.Л. Кагана, Л.С. Гандина, А.А. Исаева и др.

Достаточно детально изучены причины изменения речного стока в современный период в работах [Водные ресурсы России, 2008; Георгиевский и др., 2014; Джамалов и др., 2015; Калюжный, Лавров, 2012], в них упор делается на изменение стока зимней межени и половодья, а в качестве основного триггера выступает изменение температуры воздуха. Меньшее внимание уделяется изменению режима осадков и испарения. Вопрос изменения бассейновых влагозапасов зачастую ограничивается анализом наблюдений на водно-балансовых станциях вовсе игнорируется. Существуют примеры анализа многолетней изменчивости или бассейновых влагозапасов [Голованова, 2014] и их влияния на речной сток, но они основаны на использовании классических методик расчета и данных лишь наземных наблюдений. Вместе с тем, использование данных реанализа и дистанционного зондирования уже позволило значительно расширить наши представления о пространственной структуре элементов водного баланса. Однако, в отечественной литературе в гидрологических исследованиях зачастую ограничиваются использованием данных реанализа и микроволновой съемки, в то время как использование спутниковой гравиметрии (проект GRACE – Gravity Recovery and Climate Experiment) практически не представлено.

Объект исследования – составляющие водного баланса речных бассейнов европейской части России.

Отметим, что в работе рассматривается водный баланс основной территории ЕЧР, без арктических островов и Калининградской области. Также за рамки исследования выведен водный баланс Крымского полуострова в связи с недостатком данных наземных наблюдений для этой территории.

Предмет исследования – изменение водного баланса европейской части России за период 1945–2014 гг. и связи между его отдельными характеристиками.

Цель работы – выявить и обобщить пространственно-временные закономерности изменений составляющих водного баланса речных бассейнов ЕЧР, а также проанализировать и количественно оценить вклад различных факторов в эти изменения.

Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи:

1. В соответствии с имеющейся исходной информацией и степенью изученности подобрать параметры, наиболее полно отражающие основные черты изменчивости водного баланса и его отдельных составляющих.

2. Оценить точность расчета отдельных составляющих водного баланса.

3. Построить комплекс карт, отражающих основные черты изменения водного баланса ЕЧР за 1945–2014 гг., выявить пространственно-временные закономерности этих изменений.

4. Провести оценку вклада отдельных составляющих в изменение некоторых характеристик водного режима рек ЕЧР.

5. Оценить влияние бассейновых влагозапасов на другие составляющие водного баланса.

Основные защищаемые положения:

1. Выявлено, что данные проекта GRACE по бассейновым влагозапасам точней, чем данные глобальных моделей, входящих в Global Land Data Assimilation System (GLDAS). Анализ составляющих водного баланса в холодный период года на основе данных GRACE показал, что измеренная величина твердых осадков систематически занижена, в среднем на 23.2%. Величина измеренных твердых осадков, исправленных по методике ГГО, занижена на 7.4%.

2. За 1945–2014 гг., с учетом существенных региональных различий, на ЕЧР произошла интенсификация гидрологического цикла, проявившаяся в росте величин осадков, речного стока, потенциального испарения и коэффициента стока. При этом распределение осадков внутри теплого сезона стало менее равномерным, а речного стока внутри года напротив, более равномерным.

3. Установлено, что в изменение величины годового стока основной вклад (>60%) внесло изменение слоя годовых осадков. Выявлено изменение неравномерности стока летней межени,

5

преимущественно в сторону увеличения. Для ряда речных бассейнов показано, что бо́льший вклад в это изменение вносит рост величины подземного стока на начало летней межени.

4. Показано, что несмотря на пространственную неоднородность процессов формирования стока, средняя для всего бассейна величина влагозапасов во многом определяет величину расхода воды за бесснежный период.

Научная новизна. Научная новизна работы заключается в комплексном обобщении изменения основных характеристик водного баланса ЕЧР с учетом имеющегося массива наземной информации, данных реанализа и дистанционного зондирования; совокупности методологических подходов, которые позволили оценить вклад различных составляющих в изменение водного режима рек; проведенной оценке точности определения отдельных составляющих водного баланса для ЕЧР; количественной оценке связи между бассейновыми влагозапасами, расходами воды и потенциальным испарением.

Практическая значимость работы. Проведенная оценка систематической ошибки осадков холодного периода может быть использована в моделях формирования снежного покрова, что может увеличить точность прогнозов половодья, а также для валидации осадкомерных приборов. Оценка точности бассейновых влагозапасов по данным проекта GRACE позволит определить области их возможного применения. Построенные карты изменения речного стока и ряда его характеристик могут быть использованы для расчета различных параметров в слабоизученных районах, где нет достаточно длительных рядов наблюдений. Проведенный анализ изменения бассейновых влагозапасов на ЕЧР позволяет определить районы вероятных маловодий в силу выявленного влияния бассейновых влагозапасов на речной сток.

Результаты работы были использованы при выполнении проектов РФФИ № 16-55-52008 МНТ_а «Водные ресурсы: изменения под влиянием климата и адаптивная стратегия использования», №16-05-00753 А «Анализ изменения характеристик речного стока на основе эмпирических данных и данных дистанционного зондирования Земли», № 13-05-00113 А «Исследование современных особенностей формирования весеннего половодья на реках Европейской территории России и Западной Сибири в условиях нестационарного климата и антропогенного воздействия», проекта РНФ №17-17-01262 «Анализ пространственновременных изменений качества водных ресурсов Европейской части России, динамика их состава и загрязнений за последние 50 лет под влиянием нестационарного климата и хозяйственной деятельности на водосборах», проекта РФФИ № 17-05-41030 РГО_а «Комплексное исследование и картографирование современного водного режима рек Европейской территории России и его опасных проявлений».

Материалы И методы исследований. В работе использованы данные 416 гидрометрических постов (с суточными данными по 27) – архив кафедры гидрологии суши МГУ и лаборатории гидрогеологических проблем охраны окружающей среды ИВП РАН, 705 метеостанций (625 из которых находятся в пределах ЕЧР) – архив лаборатории гидрологии речных бассейнов ИВП РАН и ВНИИГМИ – МЦД, включающий срочные измерения и суточные величины, данные о запасах воды в снежном покрове по 284 снегомерным маршрутам по данным ВНИИГМИ – МЦД, влажность почвы по данным реанализа ERA-Interim, величины бассейновых влагозапасов по данным проектов GRACE и GLDAS, находящиеся в открытом доступе в сети интернет на ряде сайтов. Для зарубежных частей бассейнов Дона. Невы и Урала величины осадков и потенциального испарения рассчитывались по данным UEA CRU (University of East Anglia, Climate Research Unit).

Для решения поставленных задач использовались программные комплексы Microsoft Office, ArcGIS, postgreSQL, CorelDraw и язык программирования Python.

Методическую основу исследования составляют уравнение водного баланса, статистический анализ рядов наблюдений и географический анализ закономерностей распределения элементов водного баланса.

Степень достоверности и апробация результатов. Результаты диссертационного исследования докладывались на конференциях Международного географического союза IGU (Москва, 2015); конференции «Научное обеспечение реализации Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.» (Петрозаводск, 2015); Четвертой Всероссийской Научной Конференции с Международным Участием «Фундаментальные Проблемы Воды и Водных Ресурсов» (Москва, 2015); «Речной сток: пространственно-временная изменчивость и опасные гидрологические явления» (Москва, 2014); 33rd International Geographical Congress (Пекин, 2016); GRACE Science Team Meeting 2016 (Потсдам, 2016); European Geosciences Union General Assembly (Вена, 2017, 2018); VI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU – 2017) (Москва, 2017)»; Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы развития», РГГМУ, Санкт-Петербург, 2017 г., XI международной научной конференции молодых ученых и талантливых студентов «Водные ресурсы, экология и гидрологическая безопасность», ИВП РАН, Москва, 2017; на семинарах гидрологической комиссии РГО (2017) и кафедры гидрологии суши МГУ (2017).

Публикации. Автором опубликовано 15 печатных работ, в том числе 6 в журналах, определенных положением о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова.

Личный вклад автора. Все результаты работы, за исключением анализа изменения речного стока, представленного в [Джамалов и др., 2014], выполнены автором лично.

Объем и структура диссертации.

Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения, списка литературы из 196 источников. Работа изложена на 141 странице текста, включает 42 рисунка и 15 таблиц. Список литературы включает 84 работы на русском языке и 112 работ на иностранном.

Автор выражает благодарность сотрудникам кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова за помощь и поддержку, Р.Г. Джамалову и В.М. Морейдо (ИВП РАН) за помощь в работе с базой гидрологических и метеорологических данных.

1 Водный баланс речных бассейнов, его структура и методы изучения

1.1 Водный баланс и его структура

Уравнение водного баланса (УВБ) представляет собой частный случай закона сохранения вещества. Согласно этому закону, количество воды, поступившее в пределы какого-либо участка/объема суши, равняется количеству воды, ушедшему за пределы указанной области и изменению количества воды в его пределах.

Метод водного баланса заключается в нахождении неизвестного члена УВБ по известным. Если известные нам величины элементов водного баланса (ЭВБ) x_1 , x_2 , ..., x_{n-1} , кроме последнего, даны с некоторой случайной ошибкой σ_1 , σ_2 , ..., σ_{n-1} , то при условии, что эти ошибки независимы, ошибка определения неизвестного элемента будет равна

$$\sigma_n = \sqrt{\sum_{i=1}^{n-1} \sigma_i^2}.$$
(1.1)

Если между ошибками некоторых x_i , x_j существует ковариация $K(x_i, x_j)$, то ошибка будет уже равна

$$\sigma_n = \sqrt{\sum_{i=1}^{n-1} \sigma_i^2 + 2 \sum_{1 \le i < j \le n-1} K(x_i, x_j)}.$$
(1.2)

Когда нам неизвестны ошибки величин ЭВБ, для нахождения ошибки расчёта неизвестного ЭВБ по УВБ мы можем сравнить его с измеренными значениями. Однако, нельзя произвести оценку надежности метода расчета с ошибкой, меньше, чем погрешность измерения данной величины [Методы изучения..., 1981].

Если уравнение водного баланса является фундаментальным законом природы и в том или ином виде присутствует во всех гидрологических расчетах, то метод водного баланса не столь всеобъемлющ. Одной из областей его применения является расчет водных ресурсов с произвольной территории (как правило, территории страны, административной единицы, континента и т.д.) [Методы изучения..., 1981]. При этом могут использоваться как данные лишь о речном и подземном стоке, так и метеорологические данные, если степень покрытости территории гидрометрическими постами недостаточная. Еще одной важной задачей является прогноз изменения водного баланса территории под воздействием хозяйственной деятельности.

Из-за наличия зависимости между ЭВБ прогноз лишь на основе УВБ удается провести в ограниченном числе случаев, таких как изменение речного стока в результате водозабора, заполнения водохранилища, осушения болот, роста испарения при сооружении прудов и водохранилищ. Зачастую расчет изменения одного ЭВБ включает в себя расчет и некоторых других, поэтому последующее составление водного баланса служит уже цели не прогноза, а проверки точности расчета.

Первое использование метода водного баланса и УВБ в гидрологии относится к работе 1674 г. П. Пьеро, в которой было показано, что слой стока р. Сены в ее верховьях в 6 раз меньше слоя осадков [Методы изучения..., 1981]. Эта и ряд последующих работ открыли возможность для использования УВБ для многолетнего периода, т.к. показали, что вкладом подземного водообмена при расчете водного баланса речного бассейна зачастую можно пренебречь. Первая попытка составления водного баланса за многолетний период для значительной по площади территории (всей Англии) содержится в работе Дж. Дальтона 1802 г. [Методы изучения..., 1981].

В 1896 г. А. Пенком было предложено уравнение водного баланса для речного бассейна для многолетнего периода [Бабкин, Вуглинский, 1982].

$$P - E - R = 0, \tag{1.3}$$

где *P* – атмосферные осадки, выпавшие на территорию речного бассейна, *E* – суммарное испарение минус суммарная конденсация с речного бассейна, *R* – речной сток.

Е.В. Оппоков в 1904 г. предложил вариант записи уравнения водного баланса для любого промежутка времени.

$$P - E - R - TWSC - K = 0, (1.4)$$

где *TWSC* – изменение количества воды в пределах речного бассейна, включая подземные воды, почвенные воды, поверхностные воды, ледники и снежный покров, не считая содержание влаги в атмосфере, *K* – подземный сток с территории бассейна, не дренируемый реками [Бабкин, Вуглинский, 1982].

Зачастую величиной *К* можно пренебречь, т.к. она составляет, как правило, не более 1–5% от суммы атмосферных осадков за год. Величина конденсации также, как правило, невелика и для западных районов СССР составляет 5–6 мм/год [Бабкин, Вуглинский, 1982]. Однако, для более засушливых областей, таких как район Прикаспия или Средней Азии величина конденсации может достигать 30–70% от приходной части водного баланса (ВБ). По сравнению с величиной испарения величина конденсации может быть существенной (и даже превышать его) в зимний период для некоторых районов [Wang et al., 2015].

Согласно современным представлениям о полиструктуре водного баланса, существует пять основных ее типов – элементный, территориальный, временной, факторный и качественный [Коронкевич, 1990; Долгов, Коронкевич, 2010]. Элементный тип представляет собой вертикальную структуру водного баланса для некоторой элементарной площадки. Остальные типы образуются при их сочетании. Н.И. Коронкевичем была предложена следующая вертикальная структура водного баланса: в суммарном речном стоке был вычленен формирующийся в зоне аэрации над относительными водоупорами сток верховодки и сток по поверхности почвы (поверхностный склоновый сток). Подземная составляющая стока в этой схеме рассматривается в качестве суммы динамичного подземного стока и устойчивого базисного. В суммарном испарении выделяется испарение задержанных различными препятствиями (в том числе растительностью) осадков, транспирация и непродуктивное испарение. Осадки включают задержанные различными препятствиями осадки и эффективные осадки, достигшие почвенной поверхности [Долгов, Коронкевич, 2010].

В каждом речном бассейне выделяется пять пространственно-вертикальных поясов: плакорно-приводораздельный, склоновый, террасовый, пойменный и речной (русловой). Каждый из поясов отличается особенностями в структуре водного баланса [Долгов, Коронкевич, 2010]. Для плакорно-приводораздельного пояса инфильтрационное питание грунтовых вод превышает испарение с их поверхности, а часть осадков просачивается ниже глубины дренирования местной речной сети. Поверхностный сток практически отсутствует. В склоновом поясе поверхностный сток увеличивается и характеризуется сочетанием рассредоточено-микроструйчатой структуры стока с русловой. На склонах восполнение подземного стока наблюдается преимущественно в потускулах и на облесенных участках. На нижних участках склонов вследствие неглубокого залегания грунтовых вод испарение может преобладать над инфильтрацией [Долгов, Коронкевич, 2010].

В террасовом поясе поверхностный сток практически не образуется и носит лишь транзитный характер. В пойменном поясе может формироваться поверхностный сток только инфильтрационного происхождения. В этом ярусе наблюдается превышение испарения с поверхности грунтовых вод над их инфильтрационным питанием. Водный баланс речного пояса практически полностью зависит от водного баланса вышележащих поясов [Долгов, Коронкевич, 2010].

1.2 Методы определения элементов водного баланса

Определение величин элементов водного баланса является сложной задачей, решение которой требует большого объема данных. Так, в [Исмайылов, Федоров, 2008] было проведено

11

сравнение составляющих водного баланса бассейна Волги, полученных различными авторами. Разница между оценками достигала десятков процентов (не считая речного стока), и особенно заметна для величин испарения и изменения бассейновых влагозапасов.

Наиболее достоверно определяемым элементом водного баланса речного бассейна, независимо от пространственного масштаба, является речной сток, точность оценки которого, для годового отрезка времени, составляет 5–10% [Исмайылов, Федоров, 2008]. Значения расходов воды, как правило, рассчитывают по зависимости от уровня воды. Измерения же расходов воды, уже начиная с XIX в., на территории России выполнялись с помощью гидрометрической вертушки (изобретена в конце XVIII в. немецким инженером Р. Вольтманом [Методы изучения..., 1981]). В последние два десятилетия стали внедряться доплеровские измерители скорости. Они имеют точность определения расходов воды от 1 до 7%, при этом их ошибка несмещенная и нормально распределенная [Simpson, 1993; Morlock, 1997]. Хотя за историю регулярных измерений расходов воды на территории РФ измерительные приборы неоднократно менялись, результаты измерений не имеют систематической ошибки.

Куда сложнее измерения расхода воды задача разделения гидрографа на генетические составляющие. В наиболее простой форме разделение производится на поверхностную и подземную составляющую [Долгов, Коронкевич, 2010]. Наибольшие трудности возникают при выделении подземного питания в период половодья или крупных паводков. В зависимости от характера взаимодействия поверхностных и подземных вод Б.В. Поляковым, Б.И. Куделиным, К.В. Воскресенским, М.И. Львовичем, О.В. Поповым и другими исследователями предложен ряд схем расчленения гидрографа [Куделин, 1960]. Для ЕЧР поверхностная составляющая стока, полученная графоаналитическим методом, близка к сумме талого и дождевого стока.

Для малых рек в последние десятилетия появилась возможность производить расчленение гидрографа с помощью стабильных изотопов или других консервативных элементов (элементов, чья концентрация не зависит от деятельности живых организмов) и некоторых параметров, таких как электропроводность [Губарева и др., 2015; Tetzlaff et al., 2015]. Однако, полученные этим методом составляющие речного стока не полностью тождественны тем, что получаются графоаналитическим методом, что создает сложности для сравнения результатов, Использование трассеров полученных разными методами. значительно расширило возможности по выделению генетических составляющих стока по сравнению графоаналитическим методом. В частности, удалось подтвердить предположение о том, что в период прохождения половодья и высоких паводков подземное питание (за счет грунтовых вод и вод напорных горизонтов) практически прекращается [Tetzlaff et al., 2015] (по крайней мере на малых водосборах). Также показано, что для лесных водосборов сток в период прохождения

половодья и паводков сформирован, во многом, бассейновыми влагозапасами с возрастом более нескольких месяцев [Tetzlaff et al., 2015; Jenkins, 1994].

В отличие от расходов воды для осадков существенна проблема смены измерительного прибора, т.к. величины измеренных осадков имеют систематическую погрешность, которая зависит от типа осадкомерного прибора. На территории России осадки, начиная с 1891–1894 гг., измеряются повсеместно с помощью дождемера Нифера, тогда же высота прибора была закреплена на 2 м. С 1948–1956 гг. (на большинстве станций 1948–1953 гг.) производилась замена дождемера Нифера на осадкомер с защитой Третьякова [Швер, 1965; Groisman et al., 1991].

Исследования Ц. А. Швера и В. Д. Третьякова [Швер, 1965] показали, что за счет планочной защиты степень улавливания твердых осадков у осадкомера выше, чем у дождемера с защитой Нифера. Недоучет твердых осадков связан с повышенной скоростью ветра у осадкомерного прибора, что приводит к тому, что часть осадков проносится мимо [Методы изучения и расчета..., 1981]. В самом осадкомерном сосуде могут образовываться вихри, которые могут выметать снег из него. При сильных метелях может иметь место наметание осадков в прибор [Швер, 1965], что было замечено еще в конце XIX в. Г. И. Вильдом. Благодаря совместным наблюдениям на дождемере Нифера и осадкомере Третьякова удалось получить переходные коэффициенты между ними (для среднемноголетних значений), опубликованные в справочниках по климату СССР, изданных во второй половине 1960-х годов.

В последующие десятилетия работы по измерению осадков велись по двум направлениям: 1) выявлению связи между измерениями по дождемеру Нифера и осадкомеру Третьякова на уровне суток; 2) приведению измерений по дождемеру Нифера и осадкомеру Третьякова к истинным значениям [Богданова и др., 2002, 2006; 2007; Богданова, Ильин, 2006; Богданова, Гаврилова, 2006]. Для получения истинных величин осадков вводятся поправки, учитывающие тип осадков, степень защищенности станции, скорость ветра, влажность воздуха, давление параметров. Откорректированные осадки воздуха и ряд других имеют меньшую систематическую ошибку (bias) по сравнению с измеренными, но большую случайную ошибку, что связано как с неопределенностью определения ряда параметров, используемых при корректировке осадков, так и с несовершенством самих зависимостей [Богданова и др., 2002]. В настоящий момент В открытом доступе для территории России находится массив [Исправленные URL: откорректированных сумм месячных осадков суммы.... http://meteo.ru/data/506-mesyachnye-summy-osadkov-s-ustraneniem-sistematicheskikhpogreshnostej-osadkomernykh-priborov].

Помимо смены осадкомерного прибора на однородность рядов осадков влияет массовый перенос станций в 1930-е годы, изменение числа сроков наблюдений (в 1936 г. – с 1 на 2 раза, в 1966 г. – с 2 на 4 и в 1986 г. – с 4 на 2 на ЕЧР), с 1966 г. введение поправок на смачивание – 0.2 мм для жидких и смешанных осадков и 0.1 мм для твердых [Groisman et al., 1991]. Также зачастую метеостанции расположены в городах, где в результате роста числа ядер конденсации, осадки на 5–8% больше, чем на прилегающей к городу территории [Влияние урбанизации..., 1991], что осложняет проблему интерполяции осадков.

Проблема неоднородности рядов осадков существует не только для территории бывшего СССР. Так, в 1986–1993 гг. ВМО (Всемирная метеорологическая организация) проводила эксперимент по определению систематической ошибки измерения твердых осадков осадкомерными приборами различных стран [Adam, 2003]. Некоторые глобальные базы данных по осадкам используют исправленные значения. В ряде случаев, эти поправки могут завышать реальные осадки [Swenson, 2010].

В отличие от стока для осадков существует ошибка расчета слоя осадков на какой-либо территории по данным точечных наблюдений. Величина погрешности зависит от статистической структуры поля осадков, количества и расположения метеостанций. Теоретическое решение расчета ошибки средних по территории осадков для изотропного и однородного поля, при равномерном распределении станций по площади приведено в [Гандин, Каган, 1976; Каган, 1979]. Так, для района Валдая ошибка определения суточного слоя осадков на площади в 10 тыс. км² по данным 10 станций составляет 20%. При равной густоте сети наблюдений ошибка уменьшается с ростом площади, и для территории в 100 тыс. км² по данным 100 станций ошибка составляет уже 6%.

Испарение, наравне с изменением влагозапасов, является наиболее сложным для оценки, как в плане расчетов, так и наличия необходимой информации ЭВБ. Для расчета месячных величин испарения в среднем для речного бассейна долгое время использовался комплексный метод Будыко [Бабкин, Вуглинский, 1982]. Однако этот метод имеет ряд существенных ограничений: а) для расчета испарения с какой-либо территории необходимо знать величину стока с этой территории, т.е. расчет возможен лишь для речного бассейна в целом; б) с одной стороны, необходимо, чтобы весь сток с территории приходился только на речной сток – что справедливо для достаточно крупных бассейнов, с другой стороны, сток текущего месяца должен быть образован осадками текущего месяца – что справедливо лишь для относительно малых водосборов. Как считают авторы [Бабкин, Вуглинский, 1982], возможности совершенствования эмпирических зависимостей для расчета испарения на середину 1980-х годов были исчерпаны.

Значительную сложность при расчете испарения, в отличие от речного стока или осадков, представляет отсутствие эталонного метода, который давал бы достаточно точные значения испарения для большой территории и малых (менее года) промежутков времени. В настоящее время расчет испарения с речного бассейна осуществляется за счет LSM (Land surface models) – моделей взаимодействия подстилающей поверхности с атмосферой, данных микроволновой съемки или с помощью уравнения водного баланса [Wang et al., 2015; Гусев, Насонова, 2010]. Ошибка расчета испарения вышеперечисленными методами уменьшается при увеличении периода осреднения и площади. Существенным недостатком дистанционных методов и LSM является ограниченный временной охват. Применение метода водного баланса требует предположения о равенстве нулю изменения бассейновых влагозапасов, что справедливо лишь для достаточно длительных промежутков времени (порядка нескольких лет).

Проведенное для ряда водосборов США исследование точности различных методов расчета испарения на уровне крупных речных бассейнов показало, что наименьшую ошибку показывают LSM (в частности, модели, используемые в NLDAS – North American Land Data Assimilation System) – 5 мм/месяц, расчет на основе спутниковых наблюдений (MODIS) показал ошибку в 10–15 мм/месяц. Наименьшую точность показал метод водного баланса с использованием данных GRACE (о них пойдет речь ниже) – ошибка составила 20–30 мм/месяц [Long et al., 2014]. Возможны и точечные измерения испарения с помощью градиентных наблюдений (eddy covariance towers), лизиметров, измерения потоков явного и скрытого тепла (energy balance Bowen ratio systems). Однако отсутствие густой сети наблюдений не позволяет использовать эти данные для расчета испарения для всего речного бассейна, т.к. они репрезентативны для территории в радиусе порядка первых километров [Long et al., 2014].

Суммарное испарение с речного бассейна можно разделить на испарение с оголенной почвы/снега, транспирацию и испарение перехваченных растительностью осадков. При этом испарение тесно связанно с потенциальным испарением (или испаряемостью) – испарением в данной местности, не лимитированным запасами воды при существующих атмосферных условиях. Интенсивность испарения перехваченных осадков и испарения снега соответствует потенциальному испарению. Транспирация, помимо потенциального испарения, также зависит от устьичного сопротивления, а испарение с оголенной почвы – от профиля влажности почвы [Гусев, Насонова, 2010].

В соответствии с определением продовольственной и сельскохозяйственной организации ООН (FAO) эталонное испарение (reference evapotranspiration), являющееся конкретизированным выражением потенциального испарения, выражается через уравнение Пенмана – Монтейта, где высота растительного покрова принимается равной 12 см,

15

аэродинамическое сопротивление 70 с/м и альбедо 23% [Allen et al., 1998]. Само уравнение Пенмана – Монтейта записывается как

$$\lambda PET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p (q_{sat} - q_a)/r_a}{\Delta + (1 + r_{st}/r_a)\gamma},$$
(1.5)

где λ - удельная теплота парообразования, *PET* - потенциальное испарение, Δ - производная влажности насыщения воздуха по температуре воздуха, R_n - суммарная радиация, G – поток тепла в почву, ρ - плотность сухого воздуха, c_p - теплоемкость воздуха, q_{sat} - влажность насыщения, q_a - фактическая влажность воздуха, γ – психрометрическая константа, r_a - коэффициент аэродинамического сопротивления, r_{st} - коэффициент устьичного сопротивления.

Зачастую для расчета потенциального испарения по уравнению Пенмана – Монтейта нет достаточной информации (особенно это касается актинометрических наблюдений), а точность измерения или расчета необходимых параметров невелика. В настоящее время проводятся исследования по поиску метода расчета потенциального испарения, который требовал бы лишь широкодоступной информации, такой как среднесуточная температура, минимальная и максимальная температура за сутки, поток радиации на верхней границе атмосферы, облачность и др. [Almorox et al., 2015; Feng et al., 2017].

Суммарные бассейновые влагозапасы (terrestrial water storage -TWS) представляют собой запасы поверхностных и подземных вод во всех агрегатных состояниях. Как правило, интерес представляют отдельные компоненты TWS. Так, запас воды в снежном покрове (snow water eqiuvalent – SWE) является одним из ключевых предикторов для прогноза стока весеннего половодья и максимальных расходов воды на реках с холодным климатом. От запасов подземных вод зависит риск возникновения гидрологической засухи. Влажность почвы (soil water content – SWC) во многом определяет характер взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью [Kumar et al., 2016] и является фактором формирования максимального стока. Для определения величин бассейновых влагозапасов (TWS) и изменения бассейновых влагозапасов (TWSC) существуют четыре основных метода. Первый – расчет TWSC как остаточного члена уравнения водного баланса. При этом мы можем определить TWSC лишь для речного бассейна или участка речного бассейна между гидрометрическими створами. Для территории РФ оценка изменения годовых величин бассейновых влагозапасов приведена в диссертации [Голованова, 2014]. Для ряда крупных речных бассейнов величины бассейновых влагозапасов получены по уравнению водного баланса и находятся в открытом доступе [Hirschi, Seneviratne, 2017; Hirschi et al., 2006].

Второй вариант – покомпонентный учет всех составляющих суммарных влагозапасов. Он весьма трудоемок, т.к. требует наблюдений за влажностью почвы и уровнем подземных вод,

которые сложно получить дистанционно. Его преимуществом является возможность рассматривать изменчивость влагозапасов на внутрисуточном отрезке времени, хотя и лишь для малых водосборов. Однако для исследования связи между влагозапасами и стоком на малых горных водосборах, где период прохождения паводка измеряется часами, этот метод практически не имеет альтернатив [McNamara et al., 2011].

Третий вариант заключается в моделировании гидрологического цикла для какой-либо территории. В силу того, что исследование суммарных влагозапасов само по себе редко является целью исследований, их расчет производится для валидации или калибровки модели [Tang et al., 2010; Bai et al., 2018].

Четвертый метод, используемый в проекте GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment), основывается на оценке влияния перераспределения водных масс на гравитационное поле Земли. Основой функционирования системы GRACE являются два спутника, оснащенные микроволновыми дальномерами, звездными камерами, акселерометрами и приемниками сигнала GPS [Зотов и др., 2015]. С их помощью из сил, действующих на спутники, вычитают неинерционную составляющую и влияние притяжения Солнца и Луны, получая, тем самым, влияние гравитационного поля Земли. С помощью моделей циркуляции атмосферы и океана, а также динамики земной коры из гравитационного поля Земли получают составляющую, обусловленную изменением TWS. Таким образом, полученные данные об изменении TWS представляют собой решение обратной задачи с регуляризацией. Поскольку решение этой задачи неустойчиво, конечный результат зависит от способа решения. Существуют два основных подхода к решению этой задачи. Первый – в виде коэффициентов Стокса, глобальный, решение ищется для всей суши. Второй – в виде масконов (mascon), локальный, решение ищется для каждой локальной области, например, 3° гексагонов [Save et al., 2016]. На данный момент обработка данных GRACE производится по крайней мере в 9 центрах, использующих различные методы и параметры для получения конечного продукта. Большинство продуктов предоставлены в узлах градусной сетки с шагом в один месяц.

Ошибки GRACE условно можно разделить на два типа [Swenson, Wahr, 2002]:

1) Ошибки в определении аномалии поля силы тяжести – зависят от точности, частоты измерений, способа их обработки.

2) Ошибки в определении вклада различных составляющих в аномалии поля тяжести – зависят от точности моделей атмосферы, океана, земной коры и мантии.

Ошибки первого типа практически целиком зависят от функционирования спутников, в то время как ошибки второго типа могут быть уменьшены за счет более совершенных моделей. Так, неопределенность в данных GRACE 5-го поколения (RL-05) на 40% меньше, чем в данных

17

4-го поколения (RL-04) [Long, Singh, 2013]. Возможно получать более частые измерения суммарных влагозапасов, но это ведет к уменьшению пространственного разрешения или точности, и обратно, для увеличения пространственного разрешения требуется увеличение времени измерений (рисунок 1.1).



Рисунок 1.1. Покрытие Земли оборотами спутников GRACE, за день (слева), за неделю (центр) и за месяц (справа) [Schmidt, Meyer, 2008].

Данные GRACE применяются в гидрологии в течение 15 лет. Всего было опубликовано более 4300 работ, в которых применялись данные GRACE. Ссылки на многие работы, в которых используются данные GRACE, собраны на сайте https://grace.jpl.nasa.gov/publications/.

Данные GRACE находят свое применение в метеорологии – для валидации реанализа [Springer et al., 2017] и улучшения прогноза температуры приземного воздуха [Lin et al., 2016], в гляциологии – для валидации и калибровки процесса таяния сезонного снежного покрова и ледников [Wahr et al., 2016; Chen et al., 2017 a; Schlegel et al., 2016]. Использование данных GRACE в гидрологии в основном ограничено вопросами оценки водного стока, хотя имеется пример их использования для изучения динамики речных наносов [Liu et al., 2016]. Исследование речного стока с помощью GRACE сосредоточено по трем основным направлениям: 1) расчет различных составляющих водного баланса с помощью ДДЗ и погодного реанализа по уравнению водного баланса; 2) ассимиляция данных GRACE в гидрологические модели и LSM; 3) калибровка и валидация моделей. Первое направление появилось раньше всего. В рамках него неизвестный член водного баланса (как правило, речной сток) рассчитывается по известным значениям остальных членов. Несмотря на малую точность таких расчетов по сравнению с измерениями или результатами моделирования, они дают возможность провести оценку для обширных территорий, по которым имеется мало данных измерений [Li et al., 2016; Lorenz et al., 2014] или же они не являются общедоступными (например, Северная Корея [Seo, Lee, 2017]). В силу грубого пространственного разрешения

данных GRACE расчет речного стока непосредственно по изменению русловых запасов, без привлечения других ДДЗ, возможен лишь на крупнейшей реке – Амазонке [Eom et al., 2017]. В ряде случаев, таких как динамика уровня Каспийского моря [Chen et al., 2017 b], Мирового океана [Chambers et al., 2017], водных ресурсов аридных территорий [Deng, Chen, 2017; Forootan et al., 2016] и водно-болотных угодий [Xie et al., 2016] интерес представляет именно *TWSC*. Если динамика влагозапасов в различных емкостях в бассейне значительно различается, возможно разделение *TWSC* на отдельные составляющие с помощью спектрального анализа [Andrew et al., 2017].

Первой работой в рамках второго направления является [Zaitchik et al., 2008], где данные GRACE были использованы для улучшения результатов моделирования наводнения в бассейне Миссисипи в июне 2008 г. Ассимиляция данных измерений в модель основана на байесовском подходе, когда данные измерений используются для нахождения апостериорной функции распределения вероятности (ФРВ) модельных параметров. В случае нелинейной системы, которой является гидрологический цикл, аналитического решения не существует и требуется численное решение. Из них можно выделить группу вариационных методов и методов статистического последовательного анализа (sequential analysis) [Khaki et al., 2017]. Первые в силу своей трудоемкости мало используются. Однако в случае наличия достаточных вычислительных ресурсов, как в случае с моделями реанализа (ERA-Interim, ERA5 и т.д.), они находят свое применение. Вторые представлены в основном ансамблевым калмановским фильтром, как детерминистическим, так и стохастическим (ensemble Kalman filter), ансамблевым калмановским сглаживанием (ensemble Kalman smoother), многочастичным фильтром (particle filter), негауссовым фильтром гистограммы рангов (non-Gaussian rank histogram filter) [Khaki et al., 2017]. Вместе с данными GRACE в модель могут быть ассимилированы и другие ДДЗ, такие как SMOS (определение влажности почвы) и MODIS (определение площади покрытия снежного покрова). Опыт ассимиляции данных GRACE показал, что сильнее всего при этом уменьшается ошибка воспроизведения запасов подземных вод и влажности почвы в слое свыше нескольких десятков сантиметров [Tian et al., 2017; Khaki et al., 2017; Kumar et al., 2016; Tangdamrongsub et al. 2017] - на 15-30%. Особенно актуальной становится ассимиляция данных GRACE, когда происходит изменение бассейновых влагозапасов в результате антропогенной деятельности (откачки), не учитываемой в модели, хотя это же может привести к появлению псевдотрендов для других параметров [Girotto et al., 2017]. Также использование GRACE может привести к улучшению качества моделирования запасов воды в снежном покрове, главным образом в высоких широтах и высокогорных областях (Тибет). Это связано с относительно низким качеством входной метеорологической

информации в этих районах (разреженная сеть наблюдений и систематические ошибки), зачастую являющимся главным источником ошибок модели. Кроме того, ошибки GRACE не зависят от таких факторов как лесистость, высота и структура снежного покрова, являющихся критическими для микроволновой съемки [Zhang, Yang, 2016; Lin et al., 2016; Forman et al., 2012]. Для расходов воды и испарения изменение точности расчета при использовании GRACE, как правило, незначительно и может давать как положительный, так и отрицательный эффект.

Третий подход развивался параллельно со вторым. В его рамках параметры гидрологической модели (или LSM) подбираются так, чтобы модель наилучшим образом воспроизводила сразу несколько целевых величин. Обычно в гидрологических моделях для калибровки параметров применяют лишь расход воды. Как показала практика, использование помимо расхода воды еще и *TWS* не ведет к ухудшению воспроизводимости моделью речного стока, но уменьшает ошибку расчета уровня подземных вод, запаса почвенной влаги и запаса воды в снежном покрове, суммарного испарения [Bai et al., 2018]. Однако использование одних лишь данных *TWS* для калибровки модели дает результат, близкий к случайному выбору калибруемых параметров. Т.е. одних лишь данных GRACE для роста точности моделирования речного стока на неизученных водосборах недостаточно [Bai et al., 2018].

Выводы по главе 1:

Вопрос изучения водного баланса территорий является одним из основных в гидрологии. Изучение водного баланса идет по пути все большей дифференциации его отдельных составляющих. В то же время, определение даже основных составляющих водного баланса для достаточно больших территорий сопряжено с большими трудностями, вызванными разнородностью используемой информации.

Речной сток является наиболее надежно определяемым элементом водного баланса. Однако его измерение по величине расхода воды в створе реки делает затруднительным выявление особенностей его пространственной изменчивости.

Наибольшую сложность при определении характеристик осадков за многолетний период составляет инструментальная и методическая неоднородность рядов их наблюдений, а также наличие измеренных величин осадков лишь в отдельных точках.

Главную сложность при определении величины испарения играет отсутствие детальной информации о факторах формирования испарения (суммарной солнечной радиации, скорости ветра, типе растительности и др.) за многолетний период.

Расчет величины бассейновых влагозапасов вплоть до появления проекта GRACE и вовсе был возможен лишь на уровне отдельных речных бассейнов.

2 Оценка составляющих водного баланса на основе современной наземной и дистанционной гидрометеорологической информации

2.1 Исходные данные

Основой для выполнения настоящей работы послужили данные наземных наблюдений за речным стоком (среднемесячные расходы), среднесуточные значения температуры воздуха, осадков и дефицита влажности воздуха (рисунок 2.1) и данные снегомерных съемок (284 маршрута [Данные маршрутных... URL: http://meteo.ru/data/166-snow-surveys], 1966–2015 гг.). Среднесуточные расходы воды имелись за период 1937–2014 гг. лишь для 27 постов.



Рисунок 2.1. Расположение метеорологических станций (слева) и гидрометрических постов с частными водосборами (справа).

Несмотря на то, что первые данные об осадках и температуре воздуха относятся еще к 1875 г. (станция в г. Сочи), вплоть до 1936 г. количество доступных станций не превышало 70, что для анализа ситуации на ЕЧР, с площадью более 4 млн км², недостаточно. К 1936 г. количество доступных рядов увеличилось до 200 (рисунок 2.2). Количество рядов наблюдений за дефицитом влажности воздуха несколько меньше количества рядов наблюдений за



температурой воздуха и осадкам. Кроме того, данные по дефициту влажности воздуха доступны лишь с 1966 г.

Рисунок 2.2. Изменение количества пунктов наземных наблюдений за температурой воздуха, осадками, дефицитом влажности воздуха (с 1966 г.) (1) и речным стоком (2).

Также за 1936–2015 гг. имеется массив сумм месячных осадков с устраненными систематическими ошибками [Исправленные суммы.... URL: http://meteo.ru/data/506-mesyachnye-summy-osadkov-s-ustraneniem-sistematicheskikh-pogreshnostej-osadkomernykh-priborov], включающий, однако, лишь 163 станции на территории ЕЧР и ее окрестности. Количество станций, у которых за периоды до и после 1978 г. количество пропусков не превышает трех лет, составляет 108 (93 в пределах ЕЧР).

При анализе речного стока рассчитывался расход по так называемым частным водосборам, когда оценивается изменение расходов воды на участке реки между гидрометрическими створами. Это позволяет учитывать створы, расположенные ниже водохранилищ, не рассматривая лишь створ самого водохранилища. Также это позволяет рассматривать изменение стока с большим пространственным разрешением. На многих постах имеются пропуски в рядах наблюдений. Эти пропуски не позволяют рассчитать частный расход для створа, расположенного ниже поста с пропусками. Поэтому в случае, когда роль притока с пропусками в рядах наблюдений не велика, для нижележащего створа (величина стока на нем должна составлять менее 25% от стока нижележащего створа), его значения восстанавливались методом аналогии по нижележащему створу.

Помимо данных наземных наблюдений в работе использовались дистанционные данные – данные проекта GRACE по величинам бассейновых влагозапасов. Мы использовали массив среднемесячных значений с апреля 2002 г. по июль 2016 г. В рядах данных GRACE имеются пропуски, что связано с изношенностью батарей на спутниках и возможностью поддерживать необходимое напряжение лишь при определенных параметрах орбиты [JPL GRACE.... URL: https://grace.jpl.nasa.gov/data/grace-months/]. Так, с апреля 2002 г. по июль 2016 г. в рядах имеется 16 пропусков, т.е. фактическая длина ряда 155 месяцев. Одиннадцать пропусков относятся к периоду после 2010 г. По этой же причине измерения за некоторые месяцы имеют пониженную точность. Пониженная точность также свойственна для 2002 г., что обусловлено не полностью отлаженным режимом работы всех приборов в первые месяцы работы спутников.

Источником данных GRACE [JPL GRACE.... послужил сайт URL: https://grace.jpl.nasa.gov/data/grace-months/], представлены материалы обработки где геофизического института (GFZ, Потсдам, Германия), центра космических исследований (CSR, Остин, США) и лаборатории реактивного движения (JPL, Пасадена, США). Значения бассейновых влагозапасов рассчитывались как средние между массивами этих трех центров. Как было показано, арифметическое среднее между этими тремя архивами имеет наименьшую ошибку по сравнению с каждым из архивов в отдельности [Sakumura et al., 2014]. Данные имеют разрешение 1° по широте и долготе и 1 месяц по времени (средние месячные значения) в формате netCDF.

В силу полярной орбиты спутников в данных GRACE неизбежно появляются меридионально скоррелированные ШУМЫ _ страйпы. Кроме того, имеются И нескоррелированные шумы. Для минимизации ошибок в данных GRACE применяют различные фильтры. Мы использовали данные, отфильтрованные с помощью DDK-фильтра (Decorrelation Filter) [Kusche et al., 2009]. Применение фильтров ведет не только к уменьшению шумов, но и потере части полезного сигнала. Потеря сигнала происходит в основном за счет коэффициентов Стокса высокого порядка и степени, т.е. тех, которые определяют мелкомасштабную изменчивость поля. Для того, чтобы восстановить часть потерянного сигнала, применяется следующий метод [Landerer, Swenson, 2012]: данные о бассейновых влагозапасах из глобальной гидрологической модели (CLM4.0 на начало 2017 г. [Rateb et al., 2017]) переводятся в коэффициенты Стокса, далее к этим данным применяются те же фильтры, что и для данных коэффициент GRACE. Далее рассчитывается регрессии между фильтрованными И нефильтрованными данными гидрологической модели. Именно на него умножаются отфильтрованные данные GRACE для восстановления части потерянного сигнала. Несмотря на то, что этот коэффициент содержит в себе ошибки, связанные с точностью воспроизведения гидрологической моделью структуры пространственных колебаний влагозапасов, он необходим для ряда областей с контрастными условиями, такими как прибрежные районы и предгорья [Landerer, Swenson, 2012]. Мы применяли поправочные коэффициенты для восстановления части потерянного сигнала.

Стоит отметить, что, начиная с 2015 г. доступны данные GRACE, представленные в виде масконов (блоков концентрации массы). Их преимуществом по сравнению с типичным представлением в виде коэффициентов Стокса является меньшая скорость расчета (что существенно, т.к. имеется 2–6 месячная задержка между измерениями и выпуском данных о влагозапасах), и большая точность в приморских районах [Scanlon et al., 2016]. Также некоторые авторы предлагают свои варианты решения, на основе решения в виде коэффициентов Стокса как в России [Zotov, Scheplova, 2016], так и за рубежом [Rateb et al., 2017].

Помимо GRACE, в качестве источника данных по TWS рассматривались LSM (Noah, CLM (Community Land Model), VIC (Variable Infiltration Capacity), Mosaic), входящие в систему усвоения данных GLDAS (Global Land Data Assimilation System. Данные GRACE не ассимилируются в рамках системы GLDAS. На данный момент существует две версии GLDAS - GLDAS-1 и GLDAS-2. GLDAS-2 имеет, в свою очередь, также две версии - GLDAS-2.0 и GLDAS-2.1. Для моделей CLM, VIC и Mosaic использовались данные версии 1, а для модели Noah - версии 1, 2.0 и 2.1 (версии 2.0 и 2.1 работают только на основе модели Noah), как наиболее современные версии, покрывающие период работы проекта GRACE. Модели, входящие в GLDAS, используют данные глобальных архивов о почвах (Soils Database from Reynolds, Jackson and Rawls (1999)), параметрах рельефа (GTOPO30), растительности (University of Maryland Vegetation Classification), листовом индексе (Boston University Leaf Area Index и погоде (осадки, температура воздуха, скорость ветра, атмосферное давление и элементы радиационного баланса). Также в моделях GLDAS ассимилируются данные спутниковых наблюдений – водный эквивалент снежного покрова, почвенная влага, температура поверхности, индексы растительности. GLDAS-1 покрывает период с 1979 г. по настоящее время, GLDAS-2 – 1948–2010 гг., GLDAS-2.1 – 2000 г. – настоящее время.

В качестве эталона для сравнения различных источников данных по *TWS* выступили ряды среднемесячных величин TWS для бассейнов рек Северной Двины и Печоры за 2002-2015 гг., полученные с помощью модели ECOMAG (Ecological Model for Applied Geophysics) И.Н. Крыленко [Motovilov, 1999; Motovilov, Gelfan, 2013; Krylenko et al., 2014]. ECOMAG на основе данных о температуре воздуха, осадкам и дефициту влажности воздуха позволяет воспроизводить основные процессы гидрологического цикла на водосборе: поступление воды на поверхность водосбора, инфильтрацию, испарение, термический и водный режим почв, формирование снежного покрова И снеготаяние, формирование поверхностного, внутрипочвенного, грунтового и общего речного стока. При расчете TWS в модели ECOMAG использовались не только данные глобальных архивов, но и региональных, не находящихся в

открытом доступе. Это включает в себя как наличие данных по расходам воды для калибровки модели, так и большее количество метеостанций для ее форсинга. Кроме того, различные параметры почв и землепользования были определены по региональным справочникам, более детальным, чем глобальные базы данных.

В работе также использовались данные реанализа ERA-Interim [Dee et al., 2011] по влажности почвы. Срочные данные за 0, 6, 12 и 18 часов использовались для расчета среднесуточных значений. ERA-Interim охватывает период с 1979 г. по настоящее время с разрешением порядка 0.75° по широте и долготе. Для зарубежных частей бассейнов Дона, Невы и Урала величины осадков и потенциального испарения рассчитывались по данным UEA CRU (University of East Anglia, Climate Research Unit), полученным по данным наблюдений на метеостанциях.

2.2 Систематическая ошибка зимних осадков

В отличие от данных GRACE, величины других ЭВБ имеют не только случайную, но и систематическую ошибку, в результате чего их реальная величина может быть занижена или завышена. Особенно остро эта проблема стоит для осадков. При этом основными источниками смещенности оценок являются неточность измерений на станциях и ошибки интерполяции.

Заниженные значения слоя осадков при интерполяции получаются в результате влияния высоты местности на слой осадков, в то время как горные районы недостаточно охвачены данными наблюдений [Adam, 2006]. В то же время возможна и обратная ситуация, когда станции в горных районах имеют слишком большой вес при интерполяции осадков. В нашей работе при интерполяции мы не учитывали влияние орографии, поэтому ее результаты верны в той мере, в которой сеть метеостанций покрывает территории с различными высотами. В работе [Adam, 2006] произведена оценка точности глобальных сеточных архивов осадков, полученных по данным метеостанций без учета влияния орографии. Как показало сравнение для ЕЧР, существенно занижены величины годовых осадков лишь для северо-востока Кольского полуострова и для Кавказских гор (реальный слой осадков в 1.3–1.5 раза больше).

Еще одной существенной проблемой является недоучет твердых и смешанных осадков. Эта проблема стоит уже давно: так, замена дождемера Нифера на осадкомер Третьякова обусловлена именно недоучетом твердых и смешанных осадков в дождемере Нифера [Швер, 1965]. Инструментальная неоднородность данных по осадкам не дает возможности сравнивать слой осадков за холодный сезон (и, соответственно, за весь год) для времени до и после замены прибора. Более того, величина систематической ошибки осадков может меняться, даже при неизменной методике измерения осадков, в силу наличия направленных изменений в факторах, влияющих на величину этой ошибки (прежде всего скорости ветра и изменения соотношения твердых/смешанных/жидких осадков). Также для водобалансовых расчетов, таких как расчет изменения нормы годового испарения, недостаточно инструментально однородных рядов осадков, требуется их истинное значение.

Данные о бассейновых влагозапасах, предоставляемые GRACE, открывают возможность оценки смещенности измерения зимних осадков на основе уравнения водного баланса. Стоит отметить, что данный метод применим, если считать, что оценка остальных элементов водного баланса несмещенная. Это справедливо для оценок речного стока и влагозапасов, но не всегда для испарения. Использование данных по *TWS*, полученных с помощью LSM для оценки систематической ошибки осадков холодного периода невозможно, т.к. расчет величин *TWS* в них осуществляется в т.ч. по величине осадков.

Существует несколько примеров использования данных GRACE для расчета смещенности оценки твердых и смешанных осадков. Так, в [Swenson, 2010] проведено сравнение для глобальных сеточных архивов осадков, которые используют как наземную, так и спутниковую информацию, причем наземные данные как откорректированные по методике BMO [Богданова и др., 2007], так и нет. Исследования, проведенные для района Гималаев [Behrangi et al., 2017], показали, что глобальные сеточные архивы занижают величину твердых осадков в среднем на 50%, в т.ч. данные GPCP (Global Precipitation Climatology Project) на 30%, хотя в них и учитывается влияние ветра на величину измеренных осадков. Однако используемые в этой работе базы данных, как и в [Swenson, 2010], получены на основе усвоения как дистанционной, так и наземной информации, что не дает возможности оценить точность измерения непосредственно на метеорологических станциях.

Для расчета смещенности зимних осадков мы воспользуемся уравнением водного баланса с учетом того, что осадки являются единственным элементом водного баланса, имеющим смещенную оценку. Расчет производился для каждого холодного периода, т.е.

$$P_{3.pacy.} = R_{3.H3M.} - E_{3.pacy.} - (TWS_{KOH.} - TWS_{Hay.}),$$
(2.1)

где индекс «з.расч.» означает рассчитанную сумму за холодный период, «з.изм.» – измеренную величину, «кон.» – величину на конец холодного периода и «нач.» – на начало.

Однако, данные GRACE – это среднемесячные данные (далее в этой главе $\langle TWS_i \rangle$ обозначает среднемесячную величину влагозапасов за *i*-й месяц), которые нельзя отнести к какой-то конкретной дате. В случае, если величина *TWS* линейно меняется в течение месяца, то среднемесячная величина будет равна величине *TWS* на середину месяца. Если так же верно предположение, что *TWS* линейно меняется в течение двух месяцев подряд, то справедливо

$$TWS_i = (\langle TWS_i \rangle + \langle TWS_{i-1} \rangle)/2,$$
 (2.2)

где TWS_i – величина TWS на начало i -го месяца.

Следовательно, для изменения слоя осадков за холодный период справедливо

 $TWS_{\text{кон.}} - TWS_{\text{нач.}} = (< TWS_{\text{кон.}+1} > + < TWS_{\text{кон.}} > - < TWS_{\text{нач.}-1} > - < TWS_{\text{нач.}})/2,$ (2.3) где индекс «кон.+1» – первый месяц после холодного периода, «нач.-1» - последний месяц перед началом холодного периода. Поскольку величина *TWS* во время половодья меняется очень быстро по сравнению с последним месяцем зимней межени, то расчет *TWS*_{кон.} при выборе конца расчетного холодного периода концом зимней межени будет иметь большую ошибку. По этой причине за последний месяц холодного периода при расчетах принимался предпоследний месяц, у которого средняя по бассейну температура воздуха была ниже 0°C. За первый месяц расчетного холодного периода принимался первый месяц со средней температурой по бассейну ниже 0°C.

Величина систематической ошибки (bias) рассчитывалась как

$$bias = \frac{\left(\sum_{1}^{n} \mathbf{P}_{3.\text{pacy},i} - \sum_{1}^{n} \mathbf{P}_{3.\text{M3M},i}\right)}{n},$$
(2.4)

где *n* – количество холодных периодов (лет), *P*_{3.изм.} – сумма измеренных осадков за холодный период, остальные обозначения аналогичны (2.1).

Допустив, что за расчетный холодный период все испарение с водосбора идет с поверхности снежного покрова, мы воспользовались эмпирической зависимостью величины испарения со снега от среднемесячного дефицита влажности воздуха

$$E = 0.37 \, nd,$$
 (2.5)

где d – среднемесячный дефицит влажности воздуха (гПа), n – количество дней в месяце, E – величина испарения, мм/месяц [Бабкин, Вуглинский, 1982]. Существуют и более точные формулы для расчета испарения со снега, чем (2.5), но в большинстве из них требуется знать величину скорости ветра [Методы изучения..., 1981]. Стоит отметить, что даже при нулевой скорости ветра коэффициент пропорциональности между дефицитом влажности воздуха и величиной испарения со снега у различных авторов не опускается ниже 0.18 [Методы изучения..., 1981]. То, что расчет испарения производился за время, когда среднемесячная температура была ниже 0°С, не означает, что испарение происходило только с поверхности снега, т.к. возможно образование проталин. Для проталин, в случае если почва увлажнена до уровня наименьшей влагоемкости, скорость испарения превышает скорость испарения со снега. Так, для поверхности, покрытой разнотравьем, коэффициент в формуле (2.5) будет составлять уже 0.44, а не 0.37, как для снега. Таким образом, есть основания считать, что формула (2.5) не

завышает слой испарения за холодный период, тем самым не завышая величину систематической ошибки осадков.

Для исправленных и неисправленных сумм осадков за холодный период были рассчитаны величины систематической ошибки (*bias*, мм), относительной систематической ошибки (отношение *bias* к среднему слою измеренных осадков – *bias*, %) и ошибка выборочного среднего *bias* (σ_{bias} , мм). Ошибка выборочного среднего рассчитывалась как отношение среднеквадратического отклонения (СКО) *bias* за каждую зиму к квадратному корню из *n* (таблица 2.1).

В среднем величина осадков холодного периода, рассчитанная по методу водного баланса, оказалась на 23.2% больше, чем измеренная. Наибольшее расхождение характерно для бассейна Урала – 68.8%. Вероятно, это связано с занижением слоя осадков при интерполяции и завышением величины изменения влагозапасов за холодный период в результате случайных ошибок GRACE. Для бассейна Оки разница между рассчитанными и измеренными осадками составляет около 20%, для бассейна Дона 20–30%, для бассейнов Печоры – 30%, Северной Двины – 20%. Для бассейна Камы характерны значения в 10–20%, за исключением бассейна р. Белой, где этот показатель достигает 30–35%, что, вероятно, связано с ошибками при интерполяции. По абсолютной величине наибольшее количество неучтенных осадков наблюдается в бассейне Печоры в створе с. Оксино – 80 мм за холодный период. Средняя ошибка выборочного среднего величины *bias* составила 20.4 мм.

Исправленные суммы осадков холодного периода показывают значительно меньшую величину систематической ошибки – в среднем 7.4%. Однако для трех водосборов исправленные осадки оказались больше, чем рассчитанные. Наиболее заметно это для водосбора р. Чусовая, где измеренные осадки оказались на 30% больше. Кроме того, у исправленных сумм осадков больше, чем у неисправленных, ошибка выборочного среднего величины *bias* – 24.5 мм, что может быть связано с большей величиной случайной ошибки исправленных осадков.

Применение метода водного баланса и данных GRACE позволяет получить независимую оценку слоя осадков для большой территории, независимо от типа осадков и рельефа местности, и открывает возможности для калибровки радиометров. Существенным недостатком является необходимость знать величину испарения и стока с рассматриваемой территории. Однако для большей части России в холодный период величины речного стока и испарения невелики, и даже при значительной относительной ошибке их вклад в общую ошибку также невелик. Сравнение исправленных и неисправленных сумм осадков за холодный период показало, что величина систематической ошибки исправленных осадков меньше. Учитывая это, для сравнения годового слоя осадков за 1945–1977 гг. и 1978–2014 гг. использовались исправленные осадки.

| Dava Haar | Неисправленные | | | Исправленные | | |
|----------------------------------|----------------|---------|----------------------|------------------|---------|----------------------|
| Река – пост | bias, мм | bias, % | σ_{bias} , MM | <i>bias</i> , мм | bias, % | σ_{bias} , MM |
| р. Ока – г. Горбатов | 40.8 | 23.9 | 19.4 | 17.9 | 9.2 | 26.7 |
| р. Ока – г. Муром | 37.0 | 21.8 | 16.5 | 15.5 | 8.0 | 25.9 |
| р. Ока – с. Половское | 35.7 | 21.6 | 19.6 | 17.1 | 9.3 | 24.8 |
| р. Ока – г. Калуга | 25.0 | 15.0 | 18.0 | 14.7 | 8.2 | 25.4 |
| р. Мокша – с. Шевеловский Майдан | 35.8 | 22.0 | 19.9 | 0.0 | 0.0 | 28.2 |
| р. Нева – д. Новосаратовка | -5.3 | -2.5 | 19.8 | -19.6 | -8.6 | 27.1 |
| р. Дон – ст. Раздорская | 31.1 | 21.5 | 12.7 | 11.4 | 7.0 | 18.3 |
| р. Дон – ЦГУ | 30.0 | 20.8 | 11.5 | 13.8 | 8.7 | 18.2 |
| р. Дон – хут. Беляевский | 29.9 | 20.1 | 6.2 | 14.1 | 8.6 | 13.6 |
| р. Дон – ст. Казанская | 39.9 | 26.7 | 13.1 | 25.4 | 15.4 | 19.4 |
| р. Дон – г. Лиски | 46.6 | 30.3 | 14.8 | 32.6 | 19.1 | 19.9 |
| р. Дон – г. Задонск | 49.9 | 32.8 | 18.0 | 34.2 | 20.3 | 22.1 |
| р. Печора – с. Оксино | 81.1 | 33.2 | 28.4 | 28.3 | 9.6 | 27.2 |
| р. Печора – с. Усть-Цильма | 70.3 | 27.2 | 27.5 | 21.2 | 6.9 | 31.3 |
| р. Печора – п. Троицко-Печорск | 77.8 | 31.1 | 31.5 | 55.0 | 20.4 | 42.7 |
| р. Мезень – с. Малонисогорская | 60.8 | 28.5 | 22.7 | 28.3 | 11.5 | 25.8 |
| р. Мезень – с. Большая Пысса | 63.5 | 26.4 | 23.4 | 36.0 | 13.6 | 14.9 |
| р. С. Двина – с. Усть-Пинега | 44.2 | 21.3 | 23.2 | 3.7 | 1.5 | 28.3 |
| р. С. Двина – с. Абрамково | 40.8 | 20.4 | 16.0 | 7.1 | 3.1 | 19.6 |
| р. Урал – г. Оренбург | 72.2 | 68.8 | 21.1 | 18.7 | 11.9 | 19.8 |
| р. Сакмара – с. Каргала | 43.1 | 24.1 | 26.0 | 25.7 | 13.2 | 28.0 |
| р. Волга – г. Старица | 39.4 | 23.7 | 24.1 | 9.7 | 4.9 | 24.2 |
| р. Чусовая – п. Лямино | 8.3 | 4.3 | 13.0 | -85.6 | -30.2 | 28.4 |
| р. Вятка – с. Вятские Поляны | 39.7 | 20.0 | 16.5 | 30.0 | 14.4 | 20.6 |
| р. Вятка – п. Аркуль | 30.8 | 15.2 | 16.5 | 22.1 | 10.5 | 18.0 |
| р. Вятка – г. Киров | 31.8 | 15.0 | 24.3 | 24.3 | 11.1 | 25.2 |
| р. Вятка –д. Котельники | 28.1 | 13.8 | 31.1 | 18.6 | 8.7 | 30.8 |
| р. Вятка – д. Усатьевская | 25.8 | 12.4 | 26.6 | 9.0 | 4.0 | 31.2 |
| р. Вятка – д. Рябино | 73.1 | 31.7 | 26.4 | -26.9 | -8.2 | 22.4 |
| р. Белая – г. Бирск | 64.0 | 36.4 | 15.8 | 41.7 | 21.0 | 20.2 |
| р. Белая – г. Уфа | 59.9 | 34.0 | 14.3 | 46.5 | 24.4 | 18.4 |
| р. Белая – г. Стерлитамак | 57.9 | 31.2 | 22.1 | 26.8 | 12.4 | 26.6 |
| р. Кама – с. Бондюг | 11.7 | 5.7 | 25.6 | -41.3 | -16.1 | 29.0 |
| р. Кама – п. Гайны | 21.9 | 11.1 | 27.5 | -1.1 | -0.5 | 30.8 |

Таблица 2.1. Оценка систематической ошибки измеренных осадков холодного периода и ошибка определения ее выборочного среднего.

2.3 Учет поправок на смачивание для данных до 1966 г.

Режим выпадения осадков в холодный период года, когда они расходуются на формирование устойчивого снежного покрова, влияет на режим стока рек лишь опосредованно, за счет изменения условий промерзания на водосборе. Главную роль играет их общее количество, а именно та их часть, что сформировала снежный покров и различные ледовые образования на водосборе. Для осадков теплого периода картина иная. Играет роль не только их общее количество, но и особенности режима их выпадения – средняя интенсивность, максимальная суточная величина, степень неравномерности выпадения, количество дней с осадками, максимальная продолжительность периода без осадков и др. Однако для расчета этих характеристик требуются среднесуточные осадки.

Замена дождемера Нифера на осадкомер Третьякова привела к нарушению однородности рядов твердых и смешанных осадков. Совместные измерения жидких осадков по этим двум приборам показали, что отношение величины осадков, измеренной по дождемеру Нифера к измеренной по осадкомеру Третьякова, составляет 0.97–1.04 [Швер, 1965] в зависимости от станции, и ее значение, без существенного нарушения однородности рядов осадков, может быть принято равным 1 [Groisman et al., 1991]. Таким образом, ввод поправок на смачивание для данных до 1966 г. позволит получить однородные (в методологическом плане) ряды твердых осадков с 1956 г., а жидких – по крайней мере до 1930-х годов, когда был массовый перенос станций на новое место.

Начиная с 1966 г. к величине измеренных осадков вводится поправка на смачивание, которая составляет 0.2 мм для жидких осадков и 0.1 мм для твердых. Поэтому чтобы ввести поправку на смачивание для данных до 1966 г., необходимо знать тип осадков и сколько раз за день были измерены ненулевые осадки, т.е. осадки, к которым должны были быть введены поправки. Нам известно, сколько раз на ЕЧР происходило измерение осадков – 1 раз в сутки до 1936 г., 2 раза в сутки в 1936–1965 гг., 4 раза в 1966–1985 гг. и, начиная с 1986 г., вновь 2 раза в сутки (за исключением 2-го часового пояса) [Groisman et al., 1991].

Чтобы определить, сколько раз за сутки в среднем вводятся поправки (в дни, когда осадки выпадали), мы использовали данные срочных наблюдений по 170 станциям на ЕЧР за 1986–2014 гг. и рассчитали соответствующий коэффициент (α_{xon} и α_{ren}) отдельно для зимы (декабрьфевраль) и остальной части года. Коэффициент α_{xon} был принят для твердых осадков, а α_{ren} – для жидких. Поскольку в 1986–2014 гг. осадки измерялись дважды в сутки, значения коэффициента могут теоретически варьировать от 1 до 2, хотя реальный диапазон для ЕЧР составляет от 1.3 до 1.75 для холодного периода и 1.25–1.55 для остальной части года (рисунок



2.3). Максимальные значения коэффициент имеет на западе ЕЧР, а минимальные – в районе Нижней Волги.

Рисунок 2.3. Среднее количество фиксированных выпадений осадков в дни с осадками (слева – для зимы, справа – для остальной части года) за 1986–2014 гг.

Таким образом, поправка на смачивание рассчитывалась для дней, когда среднесуточная температура была ниже 0°С как $\alpha_{xon} \cdot 0.2 \cdot N$ и $\alpha_{ten} \cdot 0.1 \cdot N$ для остальных, где N – количество дней с осадками. Значения коэффициентов интерполировались в местоположения метеостанций, которые использовали в этой работе, методом обратно взвешенных расстояний с параметром 2.

2.4 Расчет величины потенциального испарения

Для расчета потенциального испарения (*PET*) в нашей работе был использован метод, впервые представленный в [Hargreaves, Samani, 1982] и использующий среднюю, максимальную и минимальную температуру воздуха за сутки и величину радиации на верхней границе атмосферы (extraterrestrial solar radiation).

$$PET = 0.0009384H_0(T_{mean} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5},$$
(2.6)

где PET – величина потенциального испарения, мм; T_{mean} - средняя, T_{min} - минимальная и T_{max} – максимальная температура воздуха за сутки, H_0 – радиация на внешней границе атмосферы, МДж/сутки·м². Величина H_0 в этом уравнении заменяет величину суммарной радиации в уравнении Пенмана – Монтейта, а температура воздуха связана с дефицитом влажности воздуха. Модифицированная версия этого уравнения используется для расчета *PET* в базе данных UEA CRU (University of East Anglia, Climate Research Unit), которая была использована в [Frolova et al., 2017 а; Фролова и др., 2017].

Сравнение этого метода расчета потенциального испарения с некоторыми другими, также основанными на температуре воздуха, приведено в [Almorox et al., 2015]. Для среднесуточных величин *PET* коэффициент детерминации между величинами, рассчитанными по уравнению (2.6) и уравнению Пенмана – Монтейта составил 0.91 (для станций, находящихся в холодном и полярном климате по классификации Коппена, к которым относится большая часть станций ЕЧР), а величина *bias* – 4.18 мм/месяц ((2.6) завышает величину *PET*). Поскольку коэффициент детерминации, рассчитанный по суточным значениям, сильно зависит от сезонного хода, мы рассчитали коэффициент корреляции между среднегодовыми значениями *PET* (по формуле (2.6)) и дефицитом влажности воздуха (рисунок 2.4 слева) – важнейшим фактором, определяющим величину испаряемости [Локощенко, 2005]. Коэффициент корреляции составил 0.85–0.9 для северной части ЕЧР и более 0.9 для южной. Полученные нами среднегодовые величины *PET* достаточно хорошо согласуются с величинами, полученными по данным испарителей [Сперанская, 2016], хотя систематически завышены для увлажненных северных районов ЕЧР.



Рисунок 2.4. Коэффициент корреляции между среднегодовыми значениями дефицита влажности воздуха и потенциального испарения (слева) и среднегодовой слой потенциального испарения за 1978 – 2014 гг. (справа).

2.5 Бассейновые влагозапасы

2.5.1 Выбор массива данных

Для выбора источника данных по *TWS* мы сравнили величины *TWS* по GRACE и GLDAS, с таковыми, полученными с помощью модели ECOMAG И.Н. Крыленко за 2002–2014 гг. для бассейна Печоры (створ с. Оксино) и за 2002–2015 гг. для бассейна Северной Двины (створ с. Усть-Пинега). Для сравнения величина *TWS* в апреле 2002 г. была принята равная 0 по всем используемым архивам. Данные GRACE брались как средние между CSR, JPL, GFZ (RL-05, 3-й уровень обработки, фильтр DDK 5). При этом сравнивались среднемесячные величины *TWS* по GRACE со среднесуточной величиной *TWS* на середину месяца по ECOMAG. GLDAS не рассчитывает величину *TWS*. Она была получена по среднемесячным величинам жидких осадков ($P_{жид}$), твердых осадков ($P_{тв}$), испарения (*E*), поверхностного стока ($R_{пов}$) и подповерхностного стока ($R_{подпов}$). Таким образом, рассчитывались величины *TWS* на начало

33

календарного месяца. Среднемесячные величины *TWS* по GLDAS рассчитывались как средние между величинами *TWS* за два соседних месяца.

Рассмотрим изменение TWS в бассейнах обеих рек по модели ECOMAG (рисунок 2.5).



Рисунок 2.5. Изменение величины аномалии бассейновых влагозапасов в бассейнах рек Печора (1) и Северная Двина (2) относительно апреля 2002 г. по ECOMAG.

Оба водосбора имеют выраженный сезонный ход *TWS*, с максимумом в марте (Северная Двина) или апреле (Печора). Минимум на обоих водосборах наблюдается в августе, реже в июле. Размах колебаний *TWS* для Печоры составляет 363 мм, а для Северной Двины 299 мм. Значительных направленных изменений *TWS* на ни одном из водосборов не наблюдается.

Для оценки точности данных *TWS* по различным архивам воспользуемся двумя критериями: величиной систематической ошибки (*bias*, мм) и коэффициентом эффективности Нэша – Сатклиффа (*NS*) [Nash, Sutcliffe, 1970], приняв рассчитанные с помощью ECOMAG величины *TWS* за истинные (таблица 2.2).

| Ранасбар | Параметр | Источник данных | | | | | | |
|----------|------------------|-----------------|--------|-------|------|----------|----------|-------|
| водосоор | | CLM | mosaic | VIC | Noah | Noah 2.0 | Noah 2.1 | GRACE |
| Печора | <i>bias</i> , мм | -9 | -216 | -103 | -30 | 67 | -48 | 9 |
| | NS | 0.70 | -7.5 | -1.4 | 0.29 | -0.02 | 0.49 | 0.91 |
| Северная | <i>bias</i> , мм | 72 | -34 | 2.5 | 24 | 113 | -47 | 3.6 |
| Двина | NS | -0.14 | -1.1 | -0.73 | 0.28 | -1.1 | 0.35 | 0.77 |

Таблица 2.2. Величина систематической ошибки (*bias*) и коэффициента эффективности Нэша – Сатклиффа *NS* различных источников данных *TWS*.

Две модели из GLDAS-1 – mosaic и VIC – показали наличие значительной систематической ошибки *TWS* для Печоры. При этом со временем величина этой ошибки растет. Так, на конец расчетного периода ошибка *TWS* по модели mosaic достигла -600 мм, а по модели VIC -250 мм. Эти модели практически на всем промежутке 2002–2014 гг. показывали

заниженные величины *TWS*. Наиболее резкий рост (по модулю) ошибки начался с 2010 г. (рисунок 2.6).



Рисунок 2.6. Отклонение бассейновых влагозапасов по GLDAS-mosaic (1) и GLDAS-VIC (2) от влагозапасов по ECOMAG в бассейне Печоры.

Для Северной Двины модели mosaic и VIC не показали наибольшую величину систематической ошибки (таблица 2.2). В отличие от бассейна Печоры до 2010 г. на Северной Двине они демонстрировали как систематически завышенные, так и систематически заниженные величины *TWS* (рисунок 2.7). Однако они, как и в бассейне Печоры, начиная с 2010 г. демонстрируют рост ошибки, для mosaic к концу 2014 г. составившей порядка -270 мм, а для VIC – -120 мм.



Рисунок 2.7. Отклонение бассейновых влагозапасов по GLDAS-mosaic (1) и GLDAS-VIC (2) от влагозапасов по ECOMAG в бассейне Северной Двины.

В моделях mosaic 1.0 и VIC 1.0 тенденция к росту ошибки *TWS* наблюдается с 2010 г. и, учитывая отсутствие заметных изменений в условиях формирования *TWS* на водосборах,

связана она, вероятно, со сменой методики расчета и/или исходных данных. Наличие подобных псевдотрендов в рядах *TWS* этих моделей не позволяет использовать их для анализа многолетней изменчивости *TWS*. Модель Noah 2.0, хотя и покрывает наиболее длительный период – 1948–2010 гг., показывает значительную ошибку (NS < 0). Модель Noah 2.1 наравне с CLM 1.0 показывает лучшие результаты среди всех моделей, входящих в GLDAS. Однако Noah 2.1 покрывает период лишь с 2000 г., что близко к периоду работы GRACE (с 2002 г.), демонстрирующей еще большую точность.

Три оставшихся архива данных – GLDAS-CLM 1.0, GLDAS-Noah 1.0 и GRACE – также имеют небольшую величину *bias*, но она, предположительно, находится в пределах случайной ошибки рассматриваемых архивов, или же, как в случае с CLM в бассейне Северной Двины, не имеют периодов направленного изменения величины ошибки. Наименьшая величина *bias* для обоих бассейнов характерна для данных GRACE – всего 9 и 4 мм. Noah показывает приблизительно одинаковые результаты, занижая *TWS* в бассейне Печоры (-30 мм) и завышая в бассейне Северной Двины (24 мм). CLM показывает хорошие результаты для Печоры (-9 мм), но дает значительно завышенные результаты для Северной Двины (72 мм) (таблица 2.2).

Эти архивы также существенно отличаются по величине несистематической ошибки (таблица 2.3).

| Таблица 2.3. Величина коэффициента эффективности Нэша – Сатклиффа NS, ошибки (их |
|--|
| среднеквадратического отклонения) различных источников данных TWS. p-value по критерию |
| Шапиро – Уилка относится к рядам ошибок <i>TWS</i> . |
| среднеквадратического отклонения) различных источников данных <i>TWS. p-value</i> по критерию Шапиро – Уилка относится к рядам ошибок <i>TWS</i> . |

| Бассейн | Источник данных | NS | Ошибка, мм | p-value, % |
|-------------------|-----------------|-------|------------|------------|
| Печора | CLM | 0.70 | 47 | 3.9E-09 |
| | Noah | 0.29 | 68 | 5.3E-07 |
| | GRACE | 0.91 | 24 | 15 |
| Северная Двина | CLM | -0.14 | 51 | 0.0003 |
| | Noah | 0.28 | 65 | 0.03 |
| | GRACE | 0.77 | 40 | 0.9 |

Наибольшую ошибку среди них показывает Noah, наименьшую – GRACE. Лучше всего GRACE, по сравнению с CLM и Noah, показывает себя в бассейне Печоры, имея ошибку в два раза меньше, чем CLM, и почти в три раза меньше, чем Noah. Для Северной Двины разница не столь велика. Величина ошибки рядов CLM, Noah и GRACE была также проверена на нормальность, с помощью теста Шапиро-Уилка, показавшего наибольшую мощность при заданной значимости среди ряда других [Razali, Wah, 2011]. Наиболее близкое к нормальному имеет распределение ошибок GRACE. Наименее вероятно, что нормальное распределение ошибок имеет CLM. Ненормальность ошибок говорит об их неслучайности (в т.ч. наличии
сезонного хода), существовании ведущих факторов, определяющих величину ошибки, что осложняет анализ изменения *TWS*.

Также следует отметить, что, несмотря на то, что Северная Двина и Печора находятся в близких физико-географических условиях, одни и те же модели дают на них различные результаты. Так, в среднем, для двух наиболее качественных по результатам проверки моделей CLM и Noah, для Печоры *bias* составляет -20 мм, а для Северной Двины 48 мм, т.е. разница в 68 мм. Столь большое расхождение, даже для сходных по условиям бассейнов, не позволяет распространять полученные нами оценки точности данных *TWS* по GLDAS на другие бассейны ЕЧР. Для GRACE разница в *bias* в двух бассейнах составляет всего 5 мм.

Таким образом, по величине систематической, случайной ошибки, а также по степени близости распределения ошибок к нормальному, в качестве источника данных о *TWS* были выбраны данные GRACE.

2.5.2 Сравнение различных архивов данных GRACE

Существует несколько архивов данных GRACE. Используемые настоящем В исследовании архивы (CSR, JPL, GFZ) созданы основными участниками проекта, координирующими работу спутников и всей системы. Однако имеется ряд других организаций, осуществляющих обработку данных, результаты работы которых находятся в открытом доступе. Изменчивость величин бассейновых влагозапасов по различным центрам обработки является мерой неопределенности этих величин. Подобный подход, основанный на сравнении нескольких независимых или почти независимых массивов данных, широко распространен при оценке неопределенности климатических прогнозов [Kirtman et al., 2013]. Несмотря на то, что величина межархивной изменчивости в общем случае не соответствует средней ошибке данных, эти величины для GRACE, вероятно, близки [Sakumura, 2014]. Кроме того, при справедливости некоторых предположений о функции распределения вероятности ошибок величины, измеренной несколькими способами (нормальное распределение и известная величина корреляции между ошибками различных измерений), можно найти ошибку измерений каждого из приборов (или архивов), не имея эталона для сравнения, как это было сделано для испарения [Long, 2014].

Для сравнения величин бассейновых влагозапасов по различным архивам мы воспользовались сайтом [Визуализация данных.... URL: http://thegraceplotter.com], где представлены данные по 9 центрам (таблица 2.4).

В качестве величины, характеризующей межархивный разброс значений по влагозапасам, мы использовали величину среднеквадратического отклонения (СКО) за каждый месяц по 9 центрам обработки. Далее рассчитывались средние значения СКО для всего ряда, для членов ряда, у которых величины влагозапасов меньше и больше среднего, для членов ряда, у которых величины влагозапасов имеют эмпирическую обеспеченность меньше 10% и больше 90% (таблица 2.5).

| Название | Организация | Период | Шаг по |
|--------------------------|--|------------|----------|
| архива | oprunnsudns | наблюдений | времени |
| AIUB RL02 DDK | Астрономический институт, Бернский университет, Германия | 2003–2014 | 1 месяц |
| CNES RL03- v3 10-day | Национальный центр космических исследований, Франция | 2002–2016 | 10 суток |
| CNES RL03- v3 monthly | Национальный центр космических исследований, Франция | 2002–2016 | 1 месяц |
| CSR RL05 DDK5 | Центр космических исследований, Техасский университет, Остин, США | 2002–2016 | 1 месяц |
| GFZ RL05a DDK5 | Геофизический центр, Потсдам, Германия | 2002–2016 | 1 месяц |
| HUST HUST16 DDK5 | Хуажонский университет науки и технологий, Китай | 2003–2016 | 1 месяц |
| JPL RL05 DDK5 | Лаборатория реактивного движения, Пасадена, США | 2002–2016 | 1 месяц |
| TONGJI RL02 DDK5 | Университет Тунцзи, Шанхай, Китай | 2003–2015 | 1 месяц |
| TUGRAZ ITSG DDK5 | Институт геодезии, Австрия | 2002–2016 | 1 месяц |

Таблица 2.4. Архивы данных по бассейновым влагозапасам и центры обработки данных GRACE, которыми они были созданы

Расчеты были произведены для 27 рек России (площадь в таблице 2.5 дана с учетом схематизации водосбора). Средние СКО влагозапасов ($\sigma_{apx.TWS}$) колеблются от 0.927 см в бассейне р. Лены до 3.97 см в бассейне Пенжины. Каких-либо значимых отклонений величин СКО для различных градаций влагозапасов выявлено не было. В среднем, по сравнению с величиной СКО по всему ряду, величина СКО со значениями влагозапасов больше среднего на 0.25% меньше, величина СКО со значениями *TWS* меньше среднего на 0.12% больше, а величина СКО с экстремальными значениями влагозапасов на 1.17% меньше.

Величина межархивной изменчивости величин $\sigma_{apx.TWS}$ тесно связана с площадью водосбора (*F*, тыс. км²), для которого мы производим сравнение. При аппроксимации зависимости среднего СКО от площади водосбора логарифмической функцией мы получаем коэффициент детерминации, равный 0.86, и уравнение связи (рисунок 2.8)

 $\sigma_{\text{apx.}TWS} = 5.99 - 0.64 \cdot \ln(F).$

Ранее проведенное исследование [Sakumura et al., 2014], охватившее, однако, только 4 из 9 рассмотренных здесь архивов, подобной связи не выявило.

| No | Река | Площадь, тыс. км ² | СКО, общие см | СКО, больше среднего, см | СКО, меньше среднего, см | СКО, экстремальных величин, см |
|----|------------|----------------------------------|---------------------|--------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------|
| 1 | Енисей | 2598 | 1.02 | 1.02 | 1.02 | 1.01 |
| 2 | Таймыр | 122 | 2.88 | 2.89 | 2.87 | 3.34 |
| 3 | Пур | 92.4 | 3.17 | 3.41 | 2.95 | 3.38 |
| 4 | Пенжина | 72.1 | 3.97 | 3.66 | 4.27 | 3.90 |
| 5 | Надым | 76.1 | 3.27 | 3.16 | 3.37 | 3.46 |
| 6 | Кубань | 70.5 | 3.46 | 3.44 | 3.47 | 3.40 |
| 7 | Камчатка | 35.4 | 3.80 | 3.89 | 3.71 | 3.75 |
| 8 | Волга | 1440 | 1.06 | 1.08 | 1.04 | 1.04 |
| 9 | Днепр | 523 | 2.08 | 2.19 | 1.98 | 2.12 |
| 10 | Дон | 407 | 2.46 | 2.31 | 2.61 | 2.21 |
| 11 | С. Двина | 383 | 1.87 | 1.96 | 1.79 | 1.82 |
| 12 | Лена | 2493 | 0.927 | 0.922 | 0.933 | 0.884 |
| 13 | Печора | 331 | 2.19 | 2.31 | 2.07 | 2.25 |
| 14 | Нева | 256 | 2.65 | 2.64 | 2.67 | 3.12 |
| 15 | Зап. Двина | 97.1 | 2.45 | 2.50 | 2.40 | 2.67 |
| 16 | Мезень | 80.4 | 3.26 | 3.46 | 3.10 | 3.67 |
| 17 | Онега | 39.8 | 3.50 | 3.52 | 3.49 | 3.53 |
| 18 | Тулома | 22.6 | 3.36 | 3.04 | 3.71 | 3.91 |
| 19 | Амур | 1900 | 0.974 | 0.988 | 0.960 | 0.894 |
| 20 | Колыма | 623 | 1.52 | 1.52 | 1.51 | 1.32 |
| 21 | Урал | 234 | 2.24 | 2.26 | 2.23 | 1.81 |
| 22 | Яна | 246 | 2.77 | 2.74 | 2.81 | 2.74 |
| 23 | Оленек | 240 | 1.75 | 1.68 | 1.81 | 1.75 |
| 24 | Анадырь | 179 | 3.19 | 3.29 | 3.10 | 3.19 |
| 25 | Таз | 163 | 2.90 | 3.04 | 2.77 | 2.71 |
| 26 | Обь | 2880 | 1.01 | 1.03 | 1.00 | 0.976 |
| 27 | Индигирка | 354 | 2.79 | 2.57 | 3.05 | 3.35 |

Таблица 2.5. Распределение водосборов по величине межархивного СКО величин бассейновых влагозапасов



Рисунок 2.8. Зависимость межархивной изменчивости (СКО) рядов *TWS* по различным архивам (осредненной за все месяцы) от площади водосбора.

В диапазоне площадей до 100 000 км² величина среднего СКО практически не зависит от площади. Вероятно, это связано с тем, что в используемых архивах данных максимальное разложение по коэффициентам Стокса достигает 60, что соответствует пространственному разрешению порядка 300 км.

Тот факт, что величина межархивной изменчивости уменьшается с ростом площади водосбора, объясняется тем, что различие в обработке исходных данных сказывается главным образом на коэффициентах Стокса высокого порядка и степени, что подтверждает корреляционный анализ рядов коэффициентов по 4 архивам [Sakumura et al., 2014]. Так, если для коэффициентов Стокса степени 20 и порядка 15 коэффициент корреляции между 4 архивами составляет 0.5–0.6, то для коэффициентов Стокса степени 30 и порядка 25 он опускается до 0.2–0.3 (степень отвечает за пространственное разрешение по широте, а порядок – по долготе). Причина того, что расхождение между архивами растет быстрее при росте порядка разложения, связана, как и в случае с ошибками, с полярной (89.5°) орбитой спутников GRACE.

В [Sakumura et al., 2014] показано, что величина $\sigma_{apx.TWS}$ (по 4 архивам) имеет циклическую составляющую, с периодом в 161 день и связанную с параметрами орбит Земли и Солнца. Также показано, что данные сильней расходятся в приполярных областях, чем в более низких широтах. Однако для рек юга России не характерны заниженные значения межархивного СКО по сравнению с северными реками того же диапазона площадей. Так, для Кубани и Дона величина СКО больше на 5.7% и 13.1% той, что получается по зависимости от площади водосбора, а для бассейна р. Оленек – на 41.8% меньше.

При достаточно близких значениях влагозапасов по различным центрам в среднем за 2002–2016 гг. величина СКО может заметно меняться от месяца к месяцу (рисунок 2.9).



Рисунок 2.9. Распределение водосборов по величине СКО. Желтая черта соответствует медиане, границы прямоугольника – значения СКО обеспеченностью 25% (X_{25%}, первый квартиль) и 75% (X_{75%}, третий квартиль). Нижняя граница статистически значимой выборки определялась как разность X_{25%} - 1.5 · (X_{25%} -X_{75%}), а верхняя как сумма X_{75%} + 1.5 · (X_{25%} -X_{75%}). Обозначения водосборов смотри в таблице 2.5.

Максимальная величина СКО наблюдается для бассейна Кубани – 16.4 см, что заметно больше максимального среднемесячного слоя стока. Максимальная разница между величинами влагозапасов между любыми двумя центрами также относится к бассейну Кубани и достигает 59 см – в марте 2015 г. согласно CNES влагозапасы составляли -19 см, а согласно HUST – 40 см. Эти же два центра максимально отличаются от среднего между всеми архивами. Так, при их удалении из ансамбля величина $\sigma_{apx.TWS}$ уменьшилась для всех 27 водосборов в среднем на 10.1%. Наименьшая разница наблюдается между JPL, CSR и GFZ, т.е. основными участниками проекта GRACE.

Таким образом, отсутствие зависимости в величине межархивного СКО от величины *TWS* указывает на то, что СКО ошибки *TWS* не зависят от величины *TWS*. Это, в свою очередь, позволяет говорить об отсутствии у ошибки *TWS* сезонного хода, что дает возможность оценить ее величину по невязке водного баланса за отдельный сезон.

2.5.3 Оценка точности данных GRACE

Первые оценки точности данных GRACE появились еще до их запуска в 2002 г. Так, в 1998 г. [Wahr et al., 1998] планировалось, что GRACE будет предоставлять данные каждые 2–4 недели, с точностью порядка 2 мм на суше и 1 мм (0.1 мбар в придонном давлении) для океана для площадей порядка 10^5 км². Основной целью миссии виделось исследование нестерического (вызванного не изменением плотности воды) изменения уровня Мирового океана. К 2002 г. оценка точности данных GRACE была понижена до 1 см [Swenson, Wahr, 2002]. Оценка

ошибки в данных GRACE для всего мира была получена в работах [Wahr et al., 2006; Landerer, Swenson, 2012].

Полученные в [Landerer, Swenson, 2012] оценки точности относятся к четвертому релизу данных (RL-4), в то время как текущая версия – пятая, и, вероятно, в 2018 г. будет выпущена шестая. Кроме того, в этих работах используются некоторые предположения о характере распределения ошибок по коэффициентам Стокса, которые нельзя проверить. Также используются данные глобальных гидрологических моделей для получения информации об изменчивости поля влагозапасов и его структуре. В связи с этим мы произвели самостоятельную оценку точности данных GRACE на основе уравнения водного баланса. Схема расчета аналогична той, что была использована для оценки систематической ошибки осадков холодного периода, с той лишь разницей, что расчет производился для каждого месяца холодного периода.

Пусть $\sigma_{out6.tws}$ – стандартная ошибка определения величин среднемесячных влагозапасов, причем ошибки за разные месяцы независимы. В таком случае ошибка вычисления изменения влагозапасов $\sigma_{out6.twsc}$ (основываясь на том, что дисперсия суммы независимых величин равна сумме дисперсий, а при изменении случайной величины в *d* раз ее дисперсия меняется в d^2 раз) будет равна:

$$\sigma_{\text{ошб.}twsc} = \sigma_{\text{ошб.}tws} \cdot \sqrt{2}. \tag{2.7}$$

Эта формула справедлива не только в случае двух соседних месяцев, но и на любом промежутке времени, однако она не учитывает ошибку определения влагозапасов на начало и конец периода по среднемесячным значениям. Как показано в [Swenson, Wahr, 2006] для бассейна Миссисипи, Огайо и Теннеси, большая часть $\sigma_{\text{ошб.twsc}}$ связана с ошибкой $\sigma_{\text{ошб.tws}}$, а не с ошибкой, обусловленной внутримесячной изменчивостью влагозапасов.

Кроме того, предполагая, что ошибки в определении влагозапасов, речного стока, испарения и осадков независимы, мы можем записать выражение для стандартного отклонения невязки водного баланса:

$$\sigma_{\rm BE} = \sqrt{\sigma_{\rm out6.twsc}^2 + \sigma_P^2 + \sigma_E^2 + \sigma_R^2},$$
(2.8)

где σ_P^2 , σ_E^2 , σ_R^2 – дисперсия ошибок расчета P, E и R.

Величину σ_{BE} можно получить эмпирическим путем, имея ряды составляющих водного баланса. В качестве расчетного периода нами был выбран промежуток от начала первого месяца с температурой меньше 0°С до начала последнего месяца с температурой меньше 0°С. Соответственно, использовались величины влагозапасов, начиная от последнего месяца с температурой выше нуля и кончая последним месяцем с температурой ниже нуля.

Поскольку на рассматриваемых нами водосборах величина зимнего стока относительно невелика, а точность его измерения достаточно высока (по сравнению с остальными элементами), величина σ_R была принята равной нулю. Для расчета испарения была использована формула (2.5). Ошибка определения среднемесячного слоя испарения, в силу его небольшой, по сравнению со слоем осадков, величиной, была принята равной нулю. Таким образом, мы можем переписать формулу (2.8) для холодного периода как

$$\sigma_{\text{ошб.twsc}} = \sqrt{\sigma_{\text{BE}}^2 - \sigma_P^2}.$$
(2.9)

Приближенно определить ошибку определения слоя осадков на какой-либо территории можно, используя формулу [Гандин, Каган, 1976; Каган, 1979; Исаев, 1988; Кислов и др., 2001]:

$$\sigma_P = \sigma_P^{\text{pяда}} \sqrt{0.23 \frac{\sqrt{s}}{n^{1.5} l_0} + \frac{\eta^2}{n}},$$
(2.10)

где σ_p – ошибка определения слоя осадков на территории площадью *S*, $\sigma_p^{\text{ряда}}$ – СКО слоя осадков на станциях (в точке), *n* – количество станций на территории, l_0 – расстояние, на котором пространственно-корреляционная функция (ПКФ) убывает в *e* (2.71...) раз, η – ошибка, связанная с экстраполяцией пространственно-корреляционной функции (ПКФ) в ноль.

Данная формула – приближенная и может давать несколько завышенные значения σ_p , но если $l_0 > 2\sqrt{S}$, ошибка не превышает 10% [Каган, 1979]. Также данная формула требует, чтобы поле осадков было изотропным, стационарным и однородным, что не вполне справедливо для полей осадков. Кроме того, она предполагает, что метеостанции равномерно расположены по территории. Этот факт частично компенсируется тем, что мы используем метод взвешенных полигонов (thiessen polygons), а не метод простого арифметического осреднения по площади. Помимо этого, при расчете ПКФ мы усредняли коэффициенты корреляции по 10-километровым диапазонам без учета ненормальности ошибок определения выборочных коэффициентов корреляции, что, в частности, могло привести к занижению значения ПКФ при ее значениях, близких к 1. Также ПКФ осадков меняется в зависимости от природной зоны [Гандин, Каган, 1976; Каган, 1979], в целом уменьшаясь от гумидных районов (зона тундры и тайги) к аридным (пустыни и полупустыни). В нашей работе расчет ПКФ производился по всем станциям, за исключением станций, расположенных в горных районах. ПКФ зимних среднемесячных осадков (усредненная за 3 месяца) представлена на рисунке 2.10.



Рисунок 2.10. Пространственно-корреляционная функция зимних среднемесячных осадков на ЕЧР.

ПКФ зимних осадков убывает медленней по сравнению с летними осадками [Гандин, Каган, 1976] и убывает в e раз лишь на расстоянии более, чем в 660 км. В результате большая часть ошибки в определении слоя зимних осадков связана с величиной η , которая в свою очередь, зависит от точности измерения осадков и микроструктуры поля осадков (таблица 2.6).

Как видно, максимальная ошибка слоя осадков составляет 6 мм, а вклад ее в суммарную ошибку ВБ не превышает 5%. Средняя ошибка *TWSC* составила 14.9 мм, что, с учетом всех сделанных предположений, можно считать верхней оценкой (рисунок 2.11). В среднем величина ошибки GRACE на 50% меньше, чем величина межархивной изменчивости для водосборов тех же размеров, хотя стоит отметить, что они были получены за несколько разные периоды.

Для ошибки GRACE зависимость от площади водосбора не столь четкая, как для межархивной изменчивости (коэффициенты детерминации 0.372 и 0.86 соответственно). Это может быть связано как с меньшим диапазоном площадей водосборов, участвующих в расчете ошибки GRACE, так и с различным вкладом других ЭВБ в общую ошибку на разных водосборах. В целом полученное значение ошибки данных GRACE получилось весьма существенным и близким к величине СКО зимних среднемесячных осадков, что делает данные GRACE малоприменимыми на отрезках времени менее 2 месяцев. Однако полученные нами оценки существенно ниже полученных ранее [Landerer, Swenson, 2012].

| | Кол-во | Плошаль | \sqrt{S} | n ² | | | 6 |
|-------------------------------------|-----------|----------------|----------------------------------|----------------|-----------------|-------------------------|--------------------------------------|
| Река – пост | стан- | тлощадв | $0.23 \frac{\sqrt{5}}{n^{1.5}l}$ | <u>11</u> m | σ_P , MM | $\sigma_{b\bar{0}}, MM$ | о _{ошб.<i>twsc</i>, MM} |
| Ονα τ. Γορδατορ | ЦИЙ 50 | 240000 | 0.00028 | n 0.00008 | 0.75 | 14.4 | 14.4 |
| $Oka = \Gamma$. Topoatos | 50 | 240000 | 0.00038 | 0.00098 | 0.73 | 14.4 | 14.4 |
| р. Ока – Г. Муром | 30 | 190000 | 0.00043 | 0.00114 | 0.85 | 15.9 | 15.9 |
| p. Oka - c. Половское | 40 | 99000 54000 | 0.00043 | 0.00145 | 0.88 | 15.5 | 15.4 |
| р. Ока – г. Калуга | 12 | 54900 | 0.00195 | 0.00476 | 1./1 | 16.3 | 16.2 |
| р. мокша – с. Шевеловский Майдан | 5 | 28600 | 0.00523 | 0.01142 | 2.62 | 16.2 | 16.0 |
| р. Нева – д. Новосаратовка | 24 | 280000 | 0.00156 | 0.00238 | 1.15 | 14.9 | 14.8 |
| р. Дон – ст. Раздорская | 55 | 380000 | 0.00052 | 0.00104 | 0.99 | 12.9 | 12.9 |
| р. Дон – ЦГУ | 44 | 260000 | 0.00060 | 0.00130 | 0.99 | 13.6 | 13.5 |
| р. Дон – хут. Беляевский | 37 | 200000 | 0.00069 | 0.00154 | 0.99 | 11.3 | 11.3 |
| р. Дон – ст. Казанская | 16 | 100000 | 0.00171 | 0.00357 | 1.75 | 14.4 | 14.3 |
| р. Дон – г. Лиски | 10 | 69500 | 0.00288 | 0.00571 | 2.11 | 15.0 | 14.9 |
| р. Дон – г. Задонск | 5 | 31100 | 0.00546 | 0.01142 | 2.70 | 15.6 | 15.4 |
| р. Печора – с. Оксино | 21 | 310000 | 0.00200 | 0.00272 | 0.92 | 14.9 | 14.9 |
| р. Печора – с. Усть- Цильма | 18 | 250000 | 0.00226 | 0.00317 | 1.16 | 14.3 | 14.3 |
| р. Печора – п. Троицко- Печорск | 2 | 35600 | 0.02307 | 0.02854 | 3.55 | 16.9 | 16.5 |
| р. Мезень – с. Малонисогорская | 4 | 56400 | 0.01027 | 0.01427 | 2.34 | 16.4 | 16.2 |
| р. Мезень – с. Большая Пысса | 1 | 16100 | 0.04389 | 0.05708 | 4.59 | 16.8 | 16.2 |
| р. С. Двина – с. Усть- Пинега | 29 | 350000 | 0.00131 | 0.00197 | 0.90 | 11.8 | 11.8 |
| р. С. Двина – с. Абрамково | 23 | 220000 | 0.00147 | 0.00248 | 0.95 | 12.1 | 12.0 |
| р. Урал – г. Оренбург | 6 | 82300 | 0.00675 | 0.00951 | 1.95 | 12.7 | 12.5 |
| р. Сакмара – с. Каргала | 5 | 29600 | 0.00532 | 0.01142 | 3.31 | 17.6 | 17.3 |
| р. Волга – г. Старица | 1 | 21100 | 0.05024 | 0.05708 | 5.91 | 20.7 | 19.9 |
| р. Чусовая – п. Лямино | 4 | 21500 | 0.00634 | 0.01427 | 2.85 | 12.8 | 12.5 |
| р. Вятка – с. Вятские Поляны | 21 | 120000 | 0.00124 | 0.00272 | 1.04 | 15.8 | 15.8 |
| р. Вятка – п. Аркуль | 16 | 96900 | 0.00168 | 0.00357 | 1.19 | 15.8 | 15.8 |
| р. Вятка – г. Киров | 7 | 72000 | 0.00501 | 0.00815 | 1.89 | 16.2 | 16.0 |
| р. Вятка – д. Котельники | 12 | 48300 | 0.00183 | 0.00476 | 1.33 | 17.2 | 17.1 |
| р. Вятка – д. Усатьевская | 2 | 16500 | 0.01571 | 0.02854 | 3.43 | 17.5 | 17.2 |
| р. Вятка – д. Рябино | 2 | 30900 | 0.02150 | 0.02854 | 3.84 | 16.1 | 15.6 |
| р. Белая – г. Бирск | 25 | 120000 | 0.00096 | 0.00228 | 1.32 | 13.0 | 12.9 |
| р. Белая – г. Уфа | 16 | 100000 | 0.00171 | 0.00357 | 1.41 | 12.6 | 12.5 |
| р. Белая – г. Стерлитамак | 5 | 21000 | 0.00448 | 0.01142 | 2.84 | 17.1 | 16.8 |
| р Кама – с Бонлюг | 4 | 46300 | 0.00930 | 0.01427 | 2.45 | 14.3 | 14.1 |
| р. Кама – п. Гайны | 3 | 27400 | 0.01102 | 0.01903 | 2.70 | 14.5 | 14.2 |

Таблица 2.6. Расчет ошибки определения *TWSC*.



Рисунок 2.11. Зависимость ошибки в рядах *TWSC* от площади водосбора.

В силу небольшого разрешения данных GRACE величина ошибки для водосборов с площадью менее 100 тыс. км² связана не только с точностью GRACE, но и с тем, насколько изменения влагозапасов в бассейне синхронны с изменением влагозапасов на прилегающей территории. Так, максимальную ошибку *TWSC* имеет бассейн Волги в створе г. Старица – 19.9 мм, а одну из самых низких – бассейн Чусовой в створе п. Лямино – 12.5 мм, при этом их площади практически равны. Кроме того, расчет осуществлялся по рядам длиной в 35–45 членов, поэтому выборочные значения ошибки могут значительно отличаться от математического ожидания величины ошибки GRACE.

Выводы по главе 2:

В настоящей работе для выявления закономерностей пространственно-временной изменчивости элементов водного баланса используются данные наземных и дистанционных наблюдений, результаты моделирования. Разнородность используемых массивов информации обусловлена наличием в них недостатков, критичных для решения одних задач и не принципиальных для решения других. Так, сравнение величин элементов водного баланса за два периода (1945–1977 гг. и 1978–2014 гг.) требует истинных величин осадков. Проведенное нами сравнение показало, что осадкомер Третьякова значительно (в среднем на 23%) занижает величину зимних осадков. Поэтому для сравнения слоя осадков (и испарения, рассчитанного по УВБ) за два периода был использован массив исправленных сумм месячных осадков. Его основные недостатки – большая величина случайной ошибки по сравнению с неисправленными осадками, меньшее количество станций, небольшая дискретность данных по времени (месячные величины) – для решения этой задачи не столь существенны. В то же время, для задачи определения изменения режима осадков теплого периода этот массив не подходит. Несущественность замены осадкомерного прибора для рядов жидких осадков позволила нам,

после введения поправок на смачивание, получить однородные ряды среднесуточных величин осадков теплого периода за интересующий период. Анализ данных *TWS* из глобальных архивов за период 2002–2015 гг. показал, что архивы, покрывающие практически весь интересующий период, имеют ошибку, растущую со временем, что не позволяет их использовать для анализа изменения *TWS* за два периода. Для некоторых архивов, покрывающих период с 1979 г., подобной проблемы не стоит, однако, продолжительность их рядов недостаточна для анализа многолетней изменчивости. Для решения задачи выявления связи между *TWS* и другими элементами водного баланса на первый план выходит такое качество данных *TWS* как их точность, а не продолжительность рядов наблюдений, что и обусловило выбор GRACE в качестве источника данных о *TWS*. Сравнение 9 различных архивов данных GRACE показало, что ошибка *TWS* не зависит от самой величины *TWS*. Это позволило нам считать ошибку *TWSC*, полученную по УВБ за холодный период, за ошибку всего ряда *TWSC*, вне зависимости от сезона. Кроме того, выявлено, что ошибка *TWSC* зависит главным образом от площади территории, для которой *TWS* рассчитывается.

3 Пространственно-временная изменчивость составляющих водного баланса

3.1 Методы исследования

Для количественной характеристики и анализа изменчивости элементов водного баланса мы будем использовать аппарат теории вероятности и математической статистики, изложенный в [Fundamentals of Statistical..., 2017; Христофоров, 1988 и др.], поэтому проясним значение некоторых терминов, считая, что остальных, используемых в этой главе – функция распределения вероятности (ФРВ), математическое ожидание (*m*), коэффициент вариации (C_v), коэффициент асимметрии (C_s), коэффициент корреляции Пирсона (*r*), коэффициент автокорреляции и коэффициент регрессии – в пояснении не нуждаются.

При анализе динамики ЭВБ нас прежде всего будет интересовать, происходят ли изменения их математического ожидания. Таким образом, мы оставляем за пределами данного исследования вопрос об изменении других характеристик ФРВ, таких как дисперсия и коэффициент автокорреляции, которые также могут меняться со временем, но для их обнаружения требуются достаточно длительные ряды наблюдений. Также мы допустили, что *m* может меняться лишь двумя способами: скачкообразно, причем всего один раз, или быть линейной функцией от времени. При построении трендов будем использовать метод наименьших квадратов.

Проверялись нулевые гипотезы H_0 , заключающиеся либо в том, что математические ожидания двух выборок величин ЭВБ равны (при проверке скачкообразного изменения), либо же, что *m* зависит от времени (*t*) по линейному закону с коэффициентом регрессии, равным нулю (при проверке тренда). Альтернативная гипотеза формулировалась как то, что *m* двух выборок не равны или что коэффициент регрессии не равен нулю. Для проверки нулевой гипотезы рассчитывается статистика, являющаяся функцией выборки, для которой при справедливости H_0 известна её ФРВ.

Для проверки гипотезы равенства математических ожиданий в двух выборках (m_x и m_y) рассчитывается статистика, основанная на разнице выборочных средних этих выборок. При допущении, что σ обеих выборок равны, но неизвестны, она представляет собой:

$$T_{1} = \frac{\left(\overline{m_{x}} - \overline{m_{y}}\right)}{\sqrt{(N-1)\overline{\sigma_{x}^{2}} + (M-1)\overline{\sigma_{y}^{2}}}} \sqrt{\frac{NM(N+M-2)}{N+M}},$$
(3.1)

где T_1 – статистика теста, *х* и *у* – обозначения для первой и второй выборки, *N* и *M* – длина первой и второй выборки, черта сверху означает, что параметр рассчитан по выборке. Эта статистика подчиняется распределению Стьюдента с N + M - 2 степенями свободы.

Для проверки наличия тренда использовались два теста. Один из них основан на коэффициенте ранговой корреляции Спирмена, является непараметрическим и подходит для выявления любого монотонного тренда, а не только линейного. Сам коэффициент ранговой корреляции Спирмена (*r*_s) выглядит следующим образом:

$$r_s = 1 - \frac{6\sum_{t=1}^{N} (m_t - T_t)^2}{(N^3 - N)},$$
(3.2)

где N – длина выборки, m_t – ранг *t*-го члена ряда (1 для наименьшего и Nдля наибольшего), T_t – ранг *t*-го момента времени в ряду. В случае если в ряду имелось несколько одинаковых значений, то их ранги усреднялись (т.е., если после ранжирования два одинаковых значения стояли на 10 и 9 местах, то им обоим присваивался ранг 9.5). Статистика монотонного теста равна:

$$T_2 = r_s \sqrt{\frac{N-2}{1-r_s^2}}.$$
 (3.3)

При длине ряда более 10 и при условии верности нулевой гипотезы (монотонный тренд отсутствует), ФРВ *T*₂ близка к распределению Стьюдента с *N* – 2 степенями свободы.

То, что математическое ожидание случайной величины линейно зависит от времени, означает, что между ними существует корреляция (коэффициент регрессии пропорционален коэффициенту корреляции). Таким образом, задачу проверки гипотезы о том, что коэффициент регрессии равен нулю, можно свести к проверке гипотезы о том, что коэффициент корреляции Пирсона (r) между двумя выборками равен нулю. Статистика в этом случае выглядит аналогично статистике для r_s

$$T_3 = r \sqrt{\frac{N-2}{1-r^2}}$$
(3.4)

и также подчинена распределению Стьюдента с *N* – 2 степенями свободы.

После расчета статистики рассчитывается величина *p-value* – это наименьшая величина уровня значимости, при которой нулевая гипотеза отвергается для данного значения статистики критерия. Уровень значимости (α) представляет собой вероятность ошибки первого рода – вероятность отвергнуть H_0 , когда она на самом деле верна. Уровень значимости можно также сформулировать как вероятность при справедливости нулевой гипотезы получить значение

статистики такое же или ещё более экстремальное, чем рассчитанное по выборке [Кобзарь, 2006]. Еще одним важным понятием является мощность критерия – вероятность не допустить ошибку второго рода. Ошибка второго рода – это принятие нулевой гипотезы, когда верна альтернативная. Для расчета мощности критерия необходимо знать ФРВ статистики, когда альтернативная гипотеза верна. Альтернативные гипотезы, которые мы формулируем, этого сделать не позволяют, соответственно, её расчет не производился.

Хотелось бы отметить некоторые особенности применения и интерпретации результатов статистических рядов гидрометеорологических величин.

Во-первых, многие рассматриваемые нами величины имеют не нормальное распределение, что вносит дополнительную неопределенность в результаты применения параметрических тестов. Альтернативой является применение непараметрических тестов, но они чувствительны к наличию пропусков в данных, т.к. ранг каждого элемента ряда зависит не только от его величины, но и величин всех остальных элементов ряда, в т.ч. нам неизвестных. В силу этого дать однозначное обоснование предпочтения критерию тренда, основанному на r_s или r, весьма затруднительно.

Во-вторых, отсутствие (полное или частичное) априорной информации ЛЛЯ формулирования нулевой и альтернативной гипотезы. К примеру, мы можем сформулировать нулевую гипотезу как равенство *т* двух выборок, однако в качестве нулевой гипотезы мы можем принять, что во второй период *m* выросло на 5% по сравнению с первым периодом. Сложность при этом представляет определение ΦPB статистики, т.к. она зависит от H_0 , и подбора статистики, которая бы отражала информацию в нулевой гипотезе. Так, статистика теста проверки монотонного тренда, основанного на r_s , при справедливости гипотезы о том, что коэффициент регрессии равен нулю, равна (3.3) и подчиняется распределению Стьюдента. Но при H_0 где $r_s \neq 0$, более подходящей статистикой будет другая [Fundamentals of Statistical ..., 2017].

В-третьих, величина статистики зависит не только от интересующего нас параметра (к примеру, r), но и ряда других. Так, ряды годового стока с одной и той же величиной r будут иметь различные значения T_3 (3.4) на реках, имеющих различную продолжительность рядов наблюдений.

3.2 Причины изменения водного баланса

В прошлом климат и водный баланс территорий изменялся под воздействием изменения притока солнечной радиации, вызванного колебаниями земной орбиты, интенсивностью излучения самого Солнца и т. д. Влияние также оказывало изменение рельефа, соотношение площадей, занятых сушей и водой, колебания прозрачности атмосферы, размеры оледенения. Происходящее же в течение последних десятилетий изменение климата связано, главным образом, с вызванным хозяйственной деятельностью человека ростом концентрации парниковых газов в атмосфере [Клиге и др., 1993]. Произошедшие за последние 150 лет изменения водного баланса в глобальном масштабе значительно превышают изменения, произошедшие за 850–1850 гг. Так за 950–1250 гг. (средневековый климатический оптимум) величина речного стока была всего на 0.6% выше, чем в малый ледниковый период (1550–1850 гг.). В то же время, речной сток за 1950–2005 гг. был на 3.8% меньше, чем в среднем за 850–1850 гг., а к 2050–2080 гг. он, напротив, может вырасти на 11.8% [Fu et al., 2016].

Наиболее заметно глобальное изменение климата проявляет себя в росте температуры воздуха. Согласно имеющимся данным, ее рост начался в первой четверти XX в. [Hartmann et al., 2013]. Однако темпы потепления не были однородными. Выделяются три периода: потепление 1910–1945 гг., стабильность в 1946–1975 гг. и наиболее интенсивное потепление после 1976 г. [Ранькова и др., 2014]. Таким образом, в течение 1945-2014 гг. имело место направленное изменение температуры воздуха, но промежуток с 1945 по 1975 г. можно рассматривать как период относительно стационарного климата. При этом середина 1970-х рассматривается как годы «климатического сдвига» [Voskresenskaya, Vyshkvarkova, 2016; Nitta, 1989; Trenberth, 1990; Полонский, 2008]. Темпы роста температуры воздуха на ЕЧР превышают темпы роста температуры воздуха в среднем для всей суши примерно в два раза (0.52°/10 лет на ЕЧР за 1976-2014 гг. [Доклад об особенностях ..., 2015] против 0.26°/10 лет для мира за 1979-2012 гг. [Hartmann et al., 2013]), что в целом характерно для территорий средних и высоких широт северного полушария. При этом для ЕЧР значительней всего выросла температура в летний и осенний сезон (0.58° и 0.59° за 10 лет соответственно). Для зимнего и весеннего сезона рост составил 0.43° и 0.42° за 10 лет. Значительная, по сравнению с остальными сезонами, изменчивость зимней температуры воздуха приводит к тому, что линейный тренд за 1976-2014 гг. описывает лишь 5% ее изменчивости. В 1994-2014 гг. на ЕЧР даже наблюдался слабоотрицательный тренд зимней температуры воздуха (до -0.02°/10 лет), что объясняется отрицательной фазой североатлантического колебания (САК), имеющего для большей части ЕЧР положительную связь с зимней температурой воздуха [Доклад об особенностях..., 2015; Эколого-географические последствия..., 2011].

Одним из ключевых факторов, оказывающих влияние на структуру водного баланса, является увеличение влажности воздуха, происходящее вследствие роста температуры воздуха. Согласно данным моделирования, в среднем для мира величина слоя осадков растет на 3.4%, а речного стока на 4% при увеличении температуры на 1°C [Huntington, 2006; Labat et al., 2004].

Хотя более современные результаты [Fu, Feng, 2014] говорят о том, что осадки не столь чувствительны к глобальному потеплению (1.65%/°С). Рост осадков и речного стока, который наблюдается на ЕЧР, характерен в целом для всего мира. Так, за 1901–2008 гг. норма осадков выросла на 1–3% [Hartmann et al., 2013]. Для некоторых регионов рост заметен не только для годовых осадков, но и суточных и даже 3-часовых [Drobinski et al., 2016]. Наиболее значительный рост осадков, как и в случае с температурой воздуха, наблюдается в средних и высоких широтах. Увеличение концентрации аэрозолей в атмосфере в 1950-1990 гг. можно рассматривать как фактор уменьшения количества осадков, т.к. это привело к замедлению роста глобальной температуры [Ramanathan et al., 2001]. Как и для ЕЧР, в целом по миру заметно уменьшение количества твердых осадков, главным образом в регионах, где текущий рост температуры воздуха достаточен для значительного увеличения количества дней с положительной температурой воздуха [Богданова и др., 2014; Hartmann et al., 2013]. Также выросла величина экстремальных осадков, однако в силу их значительной пространственной (пространственно-корреляционная функция быстро убывает) и временной (большие значения C_v и C_s) изменчивости, выводы об их изменении имеют малую достоверность [Hartmann et al., 2013].

В целом по миру, в отличие от ЕЧР, значительного изменения величины речного стока не наблюдается. Районы роста и снижения слоя стока близки к таковым для осадков. В то же время для минимального зимнего стока рост характерен практически для всех регионов с холодным климатом [Hartmann et al., 2013]. Влияние изменения климата на максимальный сток рек напрямую зависит от их генезиса. Так, для северо-востока Европы за последние 50 лет характерно более раннее начало половодья – для половины гидрометрических станций более чем на 8 дней. Для района Северного моря, где максимальные расходы воды связаны с максимальными зимними осадками, произошел сдвиг максимальных расходов воды на более поздние сроки – на 8 и более дней для 50% станций. Для атлантического побережья Европы произошел сдвиг максимальных расходов на более ранние сроки, что обусловлено сдвигом в максимальной влажности почвы с марта-февраля на январь [Günter et al., 2017]. Рост количества осадков и изменение условий прохождения половодья привели к изменению внутригодовой равномерности стока на многих реках мира. Для большей их части (всего южного полушария, низких и средних широт северного) произошел (и прогнозируется в дальнейшем) рост неравномерности речного стока (рост коэффициента Джинни). Для рек России и Канады, имеющих преимущественно снеговое питание, напротив, имеет место снижение неравномерности стока. Однако даже в северных регионах есть различия в характере изменения степени неравномерности речного стока. Так, для Северной Двины в последние

десятилетия основной вклад в формирование внутригодовой неравномерности стока вносили расходы воды выше среднего, а в результате изменения климата основной вклад в неравномерность стока начинают вносить расходы меньше среднегодового. Для р. Маккензи картина обратная [Masaki et al., 2014].

Наблюдаемый нами для некоторых бассейнов ЕЧР рост испарения также был замечен в Канаде [Fernandes et al., 2007] в 1960–2000 гг. и в США [Pavel et al., 2003] во второй половине ХХ в. В то же время воздействие изменения климата на величину испарения не однозначно, хотя, видимо, в целом положительно. Главными факторами, обуславливающими рост испарения, являются рост осадков, дефицита влажности воздуха, суммарной радиации и увеличение продолжительности вегетационного периода [Huntington, 2006]. В то же время рост концентрации СО₂, являющийся основным фактором изменения климата, приводит к тому, что процесс фотосинтеза у растений становится более эффективным, а величина транспирации меньше [Potvin, 1994; Milly, Dunne, 2016]. Рост концентрации аэрозолей в 1950–1990 гг. привел к снижению прямой и суммарной солнечной радиации, что стало главной причиной снижения величины потенциального испарения за этот период [Huntington, 2006]. Также в целом для мира для текущего изменения климата характерно снижение скорости ветра (от которой зависит величина потенциального испарения), в т.ч. и для ЕЧР [Hartmann et al., 2013; Доклад об изменении..., 2017]. Уменьшение скорости ветра происходит, вероятно, главным образом, за счет роста площади и высоты растительного покрова, изменения в атмосферной циркуляции, роста концентрации аэрозолей. Эффект роста температуры поверхности океана на скорость ветра зависит от конкретного региона [Bichet et al., 2012].

Влияние изменения климата на отдельные составляющие бассейновых влагозапасов не однозначно. Изменение величины запаса воды в снежном покрове (*SWE*) зависит от двух основных факторов – изменения количества осадков и температуры воздуха. Как было отмечено выше, для средних и высоких широт, в которых и образуется сезонный снежный покров, происходит как увеличение количества осадков, так и рост температуры воздуха. В результате роста температуры практически повсеместно происходит уменьшение длительности залегания снежного покрова и периода его аккумуляции. В то же время рост количества осадков может привести к тому, что большая величина *SWE* будет аккумулирована за меньшее количество времени. Как и в случае с твердыми осадками, максимальное снижение *SWE* происходит в районах, где температура воздуха близка к 0°. Еще одним фактором является водоудерживающая способность снежного покрова, которая препятствует водоотдаче (уменьшению *SWE*) при снеготаянии [Hartmann et al., 2013], т.е. в районах с большей высотой снежного покрова требуется большее количество дней с положительной температурой для

начала водоотдачи. Также неоднозначно влияние изменения климата на влажность почвы, т.к. происходит рост как осадков, так и испарения. Для многих регионов мира и России во второй половине XX в. вслед за ростом осадков произошел рост влажности почвы [Водные ресурсы ..., 2008; Huntington, 2006]. В будущем, согласно прогнозам, влажность почвы (*SWC*) изменится не сильно. При этом если *SWC* в верхних 10 см уменьшится на 70% территории суши (к 2070–2099 гг., по сравнению с 1976–2005 гг.), то для верхних 3 м сокращение будет иметь место лишь на 58% суши. Это объясняется тем, что несмотря на рост осадков, которые приведут к росту общей влажности почвы, первые 10 см будут иссушаться значительно быстрее. В частности, на всей ЕЧР планируется уменьшение *SWC* в верхних 10 см, особенно заметное на юге. Но *SWC* в верхних 3 метрах уменьшится лишь севернее 60° с.ш. и в районе Кавказа [Berg et al., 2017].

Изменение запасов поверхностных и подземных вод происходит под воздействием не только изменения климата, но и непосредственного антропогенного вмешательства. Двумя основными факторами здесь являются откачка подземных вод и строительство прудов и водохранилищ. Согласно [Konikow, 2011], за 1900–2008 гг. за счет откачки произошло уменьшение запасов подземных вод на 4500 км³. При этом если для 1900–1950 гг. средняя скорость откачки составляла 4.94 км³/год, то в 2000–2008 гг. она достигла 145.3 км³/год. Согласно другому исследованию, величина откачки больше почти в два раза [Wada et al., 2010]. Потеря *TWS* вследствие роста водозабора подземных вод, уменьшения объема Аральского моря и других водоемов, осушения болот и обезлесивания, привела к тому, что, начиная с 1990-х годов она превысила рост *TWS* за счет появления новых водохранилищ [Wada et al., 2012].

В целом, относительно влияния изменения климата на водный баланс существует представление, что засушливые регионы станут еще более засушливыми, а увлаженные еще более увлажненными. Однако, согласно [Greve, Seneviratne, 2015], значительное (по отношению к межмодельному разбросу оценок) изменение речного стока к концу XXI в. (при форсинге в 8.5 Bт/м² – RCP 8.5) затронет не более 30% суши. Рост речного стока произойдет в высоких широтах, а уменьшение затронет часть субтропиков (Африка, Ближний и Средний Восток, район Средиземноморья). В целом значительное увеличение экстремальности климата (рост аридности в аридных регионах и гумидности в гумидных) затронет 19.5% территории суши.

Оценка влияния сведения лесов на водный баланс затруднительна, т.к. зависит от особенностей климата и от того, какой тип растительности замещают сведенные леса. Так, для тропических районов сведение лесов ведет к снижению испарения, т.к. пастбища и пахотные земли имеют меньшую глубину корнеобитаемой зоны, меньшую площадь листовой поверхности и меньшую густоту корней [Panday et al., 2015], что ведет к росту влажности почвы и расходов воды на локальном уровне. Однако вследствие наличия обратной связи лесов

с атмосферой их сведение может привести к сокращению количества осадков и, как следствие, речного стока. Обзор статей, посвященных влиянию сведения лесов на речной сток [Zhang et al., 2017], показал, что 1) эффект роста годового стока при сведении лесов статистически значим как на малых (F<1000 км²), так и на крупных водосборах (F>1000 км²), в то время как рост лесистости речного бассейна приводит к заметному сокращению годового стока лишь на крупных водосборах; 2) наиболее заметно изменение лесистости сказывается на речном стоке в засушливых районах; 3) малые водосборы со смешанным составом лесов (как хвойные, так и широколиственные породы) и крупные водосборы, с заметной долей снегового питания, наименее чувствительны к смене лесистости; 4) сток с крупных речных бассейнов при росте их площади, становится менее чувствителен к изменению лесистости. Для малых водосборов подобной связи не прослеживается. Существенного влияния изменение в видовом и возрастном составе лесов за 1973–2003 гг. на водный баланс ЕЧР [Кашутина, Коронкевич, 2013] не оказало – в среднем испарение выросло на 3.5 мм, а сток уменьшился на эту же величину. Для лесной зоны ЕЧР и бассейна Волги изменения стока значительней – уменьшение на 5 и 7 мм соответственно.

Некоторые авторы отмечают влияние астрономических факторов на происходящее в последние десятилетия изменение климата. Так, в [Al-Tameemi, Chukin, 2016] была получена отрицательная корреляция между солнечной активностью (полученной по данным спутниковых измерений) и глобальным испарением (r = -0.73 при продолжительности ряда в 25 лет). В то же время причины такой зависимости (если она существует) пока не вполне ясны, но, вероятно, связаны с изменением в облачности. Отмечено влияние скорости вращения Земли на глобальную температуру и ряд других климатических параметров, влияющих на водный баланс территорий [Дзюба, Панин, 2007; Zotov et al., 2016], через изменение углового момента атмосферы (предположительно). Некоторые исследования посвящены связи речного стока и осадков с солнечной активностью и лунными приливами [Антропогенные воздействия ..., 2003].

Общепризнано мнение, что формирование группировок лет водности связано с динамикой крупномасштабной атмосферной циркуляции, обусловленной, в свою очередь, положением и степенью развития центров действия атмосферы (ЦДА). Замечено, что ЦДА испытывают квазиритмические колебания разного временного масштаба, сопровождающиеся соответствующими долговременными колебаниями погодных условий [Экологогеографические последствия ..., 2011]. Значительное влияние на погоду на ЕЧР оказывают моды, связанные с Атлантикой – Северо-Атлантическое колебание (САК), Арктическое колебание (АО), Атлантическое декадное колебание и ряд других. САК более выражено в холодное время года и представляет собой согласованные осцилляции атмосферного давления в

центрах действия Исландской депрессии и Азорского антициклона. Для формализации интенсивности САК используют индекс, рассчитываемый как разность нормированных к своим среднеквадратичным отклонениям аномалий давления, измеренных на станциях, характеризующих условия Азорского антициклона и Исландской депрессии. Состояние индекса САК (ИСАК) изменчиво, причем иногда преобладают серии лет одного знака. Так, с начала ХХ в. до конца 1930-х годов преобладала положительная фаза, в 1940–1970-е отрицательная, и начиная с 1980-х опять положительная; в 1990-е годы значения индекса САК были максимальными, превысив отметку 5. В последние десятилетия значение САК ближе к нейтральному [Эколого-географические последствия ..., 2011]. Арктическое колебание по своей природе близко к САК и представляет, по существу, проявление того же явления согласованной осцилляции давления в северной Атлантике. Для положительной фазы САК характерен выход циклонических серий на территорию Западной и Северной Европы с дальнейшим продвижением вглубь Евразии. При этом Алеутская депрессия и Азорский максимум усиливаются и смещаются. Отрицательная фаза САК сопровождается ослаблением циклонической деятельности и смещением циклонических серий на юг, в район средиземноморья. При этом Северная и Восточная Европа оказываются во власти воздушных масс, приходящих с востока и северо-востока. В частности, для ЕЧР рост индекса САК на единицу приводит к росту средней температуры воздуха за холодный период на 0.8-1.2°С, с максимумом на северо-западе ЕЧР [Эколого-географические последствия ..., 2011].

Влияние САК на величину осадков и речного стока проявляется не столь отчетливо. Согласно [Попова, Шмакин, 2003], корреляция стока Волги и индекса САК, как в среднем за год, так и за отдельные сезоны, статистически не значима. Там же характерные для Волги колебания стока с периодичностью 7-7.5 и 12-14 лет (на которые приходится более половины дисперсии стока) объясняются на 80% изменчивостью средних для зимы и лета значений САК. Корреляция с осадками найдена за зимний период, хотя статистически значимая она при α=10% лишь на северо-западе и юго-востоке ЕЧР. В [Бабкин, Воробьёв, 2007] был проведен анализ связи годового стока р. Волги в створе г. Старица и индекса САК. При 11-летнем сглаживании был получен коэффициент корреляции 0.61 (для 5-летнего – 0.43) при сдвиге в 4 года сдвиг объяснен тем, что максимальные значения САК соответствуют (подобный циклоническим сериям севернее волжского бассейна). Схожая картина получилась и для Днепра – 0.68 и 0.46 соответственно. При этом для Дона и Оки максимальная корреляция получилась без использования сдвига по времени. Отмечено влияние САК на водный баланс Каспийского моря, и, как следствие, на его уровень [Панин и др., 2015]. Примечателен тот факт, что индекс САК и индекс АО испытывают в последние десятилетия направленные изменения.

Так, Thompson и Wallace (2000) нашли статистически значимый рост индекса АО за январьмарт за 1968–1997 гг. Положительный тренд для АО также был найден для месяцев с декабря по март за 1950–2010 гг. Вероятно, в XXI в. рост индексов АО и САК продолжится [Givati, Rosenfeld, 2013]. Если это так, то мы можем ожидать уменьшения стока рек юга ЕЧР (южнее 52° с.ш.) и увеличения стока северных рек [Антропогенные воздействия..., 2003].

Наибольшее влияние САК оказывает на гидротермический режим ЕЧР в зимнее время года. Поэтому при анализе атмосферной циркуляции в течение всего года используют иные показатели, такие как форма атмосферной циркуляции по классификации Вангенгейма – Гирса или Дзердзеевского. В [Переведенцев и др., 2001] удалось получить значимую корреляцию между количеством дней в году с восточной формой циркуляции по Вангенгейму – Гирсу и величиной стока Волги (r = -0.52, после вычитания тренда из обоих рядов, со сдвигом во времени в 1 год) за 1900–1950 гг., чего не удалось сделать для индекса САК [Попова, Шмакин, 2003]. Примечательно, что для осадков после вычета трендов из обоих рядов r составил всего -0.21. Ряд наводнений за последние 20 лет на территории России связывают с максимальными с 1899 г. значениями продолжительности меридиональной циркуляции по классификации Дзердзеевского [Кононова, 2015]. Более высокую согласованность с пространственным распределением аномалий речного стока, чем циркуляционные индексы, дают поля аномалий атмосферного давления. Для европейской части России для годовых величин коэффициент корреляции между высотой геопотенциала на уровне 850 мб и аномалиями стока составляет r =0.6-0.7 [Антропогенные воздействия ..., 2003]. Это объясняется тем, что обширным областям низкого давления (зачастую сопряжёнными для ЕЧР с осадками и малым испарением) обычно соответствуют зоны повышенной водности и наоборот.

3.3 Атмосферные осадки

Основными источниками осадков на ЕЧР являются воздушные массы, формирующиеся над акваториями океанов и морей и приносящие влагу в составе циклонов в пределы рассматриваемой территории. Местная циркуляция имеет значение в формировании осадков только в теплый период, к которому относят месяцы с апреля по октябрь. Доля местной влаги в суммарном количестве осадков в среднем составляет 32–35% и увеличивается с запада на восток. Таким образом, осадки теплого и холодного периода для рассматриваемой территории имеют несколько различный генезис [Жаков, 1982].

<u>Осадки из влаги умеренных воздушных масс атлантического происхождения</u> можно подразделить на собственно атлантические, еще не утратившие свойства морского воздуха, и на континентальные воздушные массы атлантического происхождения, формирующиеся в

процессе трансформации их над континентом. Общая доля всех осадков, образованных из влаги атлантического умеренного воздуха, для Кольского полуострова составляет более 50% всех осадков за теплый период, а для крайнего юга ЕЧР – менее 10% [Жаков, 1982]. В процессе циркуляции над материком атлантический воздух постепенно прогревается, в нем увеличивается количество влаги за счет испарения с континента. Он превращается в континентальный воздух, который в зависимости от района трансформации может приобретать различные свойства. При развитии определенных фронтальных процессов в этих воздушных массах могут выпадать осадки, доля которых в среднем для ЕЧР составляет 15–20%, относительный вклад их несколько увеличивается с запада на восток [Жаков, 1982]. Итак, суммарная доля осадков, образовавшихся из всех разновидностей воздушных масс атлантического происхождения, меняется от 70–75% на северо-западе ЕЧР до 30–35% и менее на юго-востоке. В среднем по территории эта величина равна чуть менее 50%. Из всей влаги, содержащейся в данных воздушных массах, лишь половину составляет влага Атлантики [Жаков, 1982].

<u>Осадки из влаги средиземноморского и атлантического тропического воздуха</u> связаны с южными и юго-западными циклонами, зарождающимися в основном над Средиземным морем на полярном фронте. Эти циклоны в зависимости от места формирования могут проникать на территорию ЕЧР через Балканы и Черное море или через Центральную Европу. Общая доля осадков тропического происхождения меняется по территории ЕЧР и сопредельных стран от 40% от общих сумм осадков за теплый период (Молдавия и юг Украины) до 5% (район бассейна Печоры). Уменьшение доли осадков происходит с юго-запада на северо-восток. За счет влаги, приносимой конкретно со Средиземного моря, образуется лишь 5% осадков на Восточно-Европейской равнине (ВЕР), аналогичная же цифра для Черного моря в среднем по ЕЧР составляет около 0.5% [Жаков, 1982].

Влагосодержание арктического воздуха, небольшое при вторжении, по мере трансформации над континентом постепенно увеличивается за счет испарения с поверхности. Формирующиеся при этом воздушные массы умеренного и даже тропического типа играют существенную роль как источники осадков. Кучевая облачность и ливни – весьма типичные явления, сопровождающие распространение арктического воздуха, особенно на севере и в средней полосе ЕЧР. В среднем для ЕЧР все воздушные массы, генетически связанные с Арктикой, являются источником примерно 30% всех осадков теплого периода. Наблюдается планомерное увеличение их доли с запада на восток: в Прибалтике и на западе Украины величина составляет 20%, в Предуралье – до 45–50%. Наибольшая роль рассматриваемых осадков приходится на широтную полосу 50–55° с.ш. [Жаков, 1982].

58

Осадкообразующие воздушные массы в холодное время года почти целиком являются приходящими из-за пределов территории, т.е. местная циркуляция не играет большой роли в их формировании. При этом на большей части территории главная роль принадлежит атлантическому воздуху. В целом на ЕЧР за счет его влагосодержания образуется 70% осадков холодного периода, в северной половине – больше, в южной – меньше [Жаков, 1982].

На Севере ЕЧР наибольшее количество осадков выпадает на горном массиве Расвумчорр (до 1000 мм). В центральных и северных областях Кольского полуострова количество осадков убывает с северо-запада и запада (850 мм) на восток и юго-восток (650 мм). На побережье Баренцева моря за год выпадает 300 мм осадков [Водные ресурсы ..., 2008]. Западная возвышенная часть Русской равнины, в большей степени подверженная влиянию Атлантики, получает более 700 мм на западных склонах Смоленско-Московской, Среднерусской возвышенностей и на возвышенных местах Клинско-Дмитровской гряды. Западные склоны Валдайской возвышенности получают более 800 мм. Эти величины примерно на 14% больше по сравнению с количеством осадков на равнине. На восточных подветренных склонах происходит уменьшение осадков примерно на 23-25% по сравнению с их максимальным количеством на возвышенности. Около 650-700 мм осадков выпадает на остальной части Среднерусской возвышенности, а также на западе и в центре Окско-Донской равнины. Только в долинах рек Ока и Хопер и их притоков годовое количество осадков снижается до 630 мм, местами до 600 мм. Уменьшение осадков имеет место вблизи крупных водоемов, таких, например, как Рыбинское водохранилище, где за год выпадает около 650 мм, тогда как на окружающей территории осадки превышают 700 мм. Западные склоны северного Урала получают в среднем за многолетний период 600–750 мм в долинах и 1000 мм на вершинах гор. На южном Урале зависимость количества осадков от орографии еще ощутимей и колеблется в районе 400–1000 мм. На Кавказе норма осадков для различных районов находится в диапазоне 300-3000 мм [Водные ресурсы ..., 2008].

Такое распределение осадков на ЕЧР объясняется циркуляционными особенностями. В полосе максимальных сумм осадков в течение всего года активна циклоническая деятельность. К северу от этой полосы циркуляционная деятельность активна лишь в холодный период, кроме того, влагосодержание воздуха и температура значительно меньше во все месяцы, кроме зимних, т.е. условия благоприятные для выпадения осадков наблюдаются только в зимний период. К югу же от полосы уменьшение осадков происходит вследствие того, что при большом влагосодержании в летний период там мала относительная влажность, что является фактором, ограничивающим осадкообразование. Также определенную роль играет тот факт, что на юге циклоническая деятельность неактивна и часты антициклоны [Водные ресурсы ...,

2008]. Таким образом, в обе стороны от средних широт убывание количества осадков происходит заметно в теплый период и не сильно – в холодный.

Среднемноголетнее годовое значение сумм осадков для всей территории составляет порядка 650 мм. Значения коэффициентов вариации С_v, характеризующих изменчивость годовых сумм осадков, колеблются от 0.15-0.17 на юго-западе ЕЧР и в Прибалтике до 0.26 в степной части Поволжья. В целом изменчивость норм годовых осадков на большей части ЕЧР невелика [Жаков, 1982]. Распределение суточных сумм осадков подчиняется распределению γ^2 и по мере увеличения количества дней, за которое происходит осреднение, приближается к нормальному. Так, для годовых осадков уже допустимо использование нормального распределения [Кислов и др., 2008]. Для экстремальных значений осадков используют различные типы распределений с положительной асимметрией [Руководство по гидрологической.... URL: http://www.whycos.org/hwrp/guide/index_ru.php].

По характеру внутригодового распределения осадков рассматриваемая территория отличается большим разнообразием. Для ЕЧР характерно равенство сумм осадков в весеннелетнее и осенне-зимнее полугодия или небольшое их преобладание в весенне-летнее полугодие. Летние осадки на большей части европейской территории бывшего СССР составляют более 30% от годовой суммы. Лишь на крайнем Севере и на юге доля летних осадков несколько меньше. Весенние осадки составляют около 20% годовой суммы. Доля осенних осадков на севере ЕЧР превышает долю весенних осадков и составляет около 30% от годовых. К югу от 50° с.ш. величины весенних и осенних осадков примерно одинаковы. На Кавказе максимум осадков приходится на весну – 30–40% от годовой суммы. Минимальные значения осадков приурочены к зимним месяцам. На Черноморском побережье Кавказа максимум осадков наблюдается зимой, а минимум – летом [Швер, 1976].

Поскольку многие ряды годового и сезонного стока рек ЕЧР являются неоднородными по среднему, и периодом нарушения однородности для большинства рек является конец 1970-х гг. [Водные ресурсы ..., 2008; Джамалов и др., 2015; Филиппова, 2014], представляется целесообразным выяснить, произошли ли изменения в слое годовых осадков в это время. В качестве двух периодов для сравнения возьмем 1945–1977 гг. и 1978–2014 гг., по аналогии с речным стоком [Джамалов и др., 2014]. Карта изменения слоя осадков за 1978–2014 гг. по отношению к слою осадков за 1945–1977 гг. представлена на рисунке 3.1.



Рисунок 3.1. Изменение слоя годовых осадков за 1978–2014 гг. по отношению к слою осадков за 1945–1977 гг., %. Точками на карте обозначены станции, по данным которых она была построена.

В целом для ЕЧР за 1978–2014 гг. по сравнению с 1945–1977 гг. произошел рост слоя годовых осадков. Уменьшение слоя осадков (более чем на 3%) наблюдается лишь на севере ЕЧР и на юге Урала. Изменение на большей части ЕЧР составило 3–9%. Наибольший рост (свыше 9%) имеет место на юге бассейна Дона, на севере бассейна Камы, в бассейне Волги между Казанью и Саратовом, некоторых районах Кубани, Терека, запада ЕЧР и Кольского полуострова. Таким образом, единственным вододефицитным регионом, где произошло некоторое снижение слоя осадков, является юг Урала. Отметим, что для севера ЕЧР значимыми по критерию Стьюдента (*p*-value<5%) являются изменения, превышающие 7–8%, а для юговостока ЕЧР – 10–12%. Однако изменчивость слоя осадков для территории меньше, чем для отдельной точки, и, соответственно, значимыми можно считать и меньшие изменения слоя осадков. Для случая однородного и изотропного поля при осреднении случайной величины в

пределах квадрата количественные оценки дисперсии этой случайной величины для случая экспоненциальной и степенной пространственно-корреляционной функции (ПКФ) приведены в [Каган, 1979] (формула 2.1.18 для случая экспоненциальной зависимости и таблица 2.1.3 для степенной зависимости [Каган, 1979]). В обоих случаях изменчивость осредненной по территории случайной величины тем меньше, чем быстрей убывает ее ПКФ и чем больше площадь осреднения.

Для того чтобы дополнить картину изменения режима осадков до и после 1978 г., мы рассчитали степень неравномерности их выпадения за теплый период (апрель–октябрь). Мы ограничили расчет теплым периодом, поскольку в холодный период осадки выпадают преимущественно твердые, и степень неравномерности их выпадения не оказывает значительного влияния на речной сток или режим испарения. В силу ограничения на количество пропусков в рядах данных по осадкам (не более 10% пропущенных дней за каждый сезон и не более 3 лет пропусков за период до и после 1978 г.) для расчета изменения характеристик осадков теплого периода использовались данные 296 метеостанций (порядка 250 в пределах ЕЧР). Для характеристики неравномерности выпадения осадков мы использовали среднюю абсолютную разность (mean absolute difference – *MD*), представляющую собой среднюю величину разницы между всеми членами ряда, и относительную среднюю абсолютную разность (*RMD* – relative mean absolute difference)

$$MD = \frac{\sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} |P_i - P_j|}{n^2}, \quad RMD = \frac{\sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} |P_i - P_j|}{\overline{P}n^2}, \quad (3.5)$$

где P_i , P_j – осадки за *i* и *j* день, \overline{P} – средний слой осадков, *n* – количество дней. Удвоенная величина *RMD* представляет собой коэффициент Джинни или коэффициент концентрации, широко применяемый для характеристики степени неравномерности выпадения осадков [Voskresenskaya, Vyshkvarkova, 2016; Martin-Vide, 2004].

На большей части ЕЧР наблюдается рост как абсолютной (рисунок 3.2 а), так и относительной (рисунок 3.2 б) неравномерности осадков теплого периода.



Рисунок 3.2. Изменение *MD* (а) и *RMD* (б) осадков теплого периода за 1978–2014 гг. по отношению к 1945–1977 гг., %.

Пространственная структура изменения MD осадков теплого периода (MD_{oc}) близка к таковой для изменения слоя годовых осадков (рисунок 3.1) и значительно отличается от картины изменения RMD (RMD_{oc}). RMD осадков изменилось существенно меньше, чем MD, максимальное сокращение в пределах 1%, а рост – в пределах 3%. Наиболее значительный рост *RMD* осадков произошел на северо-западе ЕЧР, в то время как небольшое сокращение характерно для района Кавказа. Рост MD осадков может иметь как положительные, так и отрицательные последствия. С одной стороны, рост *MD*_{ос} должен привести к росту паводочного особенно неравномерности стока, на малых реках, что затрудняет водохозяйственное планирование и повышает риск наводнений. В то же время рост неравномерности осадков сопровождается, в основном, ростом их количества, что для южных районов ЕЧР, где минимальный расход за теплый период меньше минимального расхода за холодный период, является фактором сокращения дефицита водных ресурсов. Стоит отметить, что изменения неравномерности осадков, о которой мы говорим, относятся к конкретной точке. Изменения неравномерности слоя осадков для какой-либо территории будут также зависеть от изменения ее ПКФ (пространственно-корреляционной функции). Так, если ПКФ осадков со временем начинает спадать быстрей (что возможно при росте доли конвективных осадков), то

даже при неизменной величине *MD* осадков в каждой точке *MD* среднего по территории слоя осадков будет уменьшаться. Однако для учета этого фактора требуется построить ПКФ суточных осадков за два периода, что требует бо́льшего объема информации, чем мы имеем.

Еще двумя важными характеристиками режима осадков теплого периода является их средняя интенсивность (отношение суммарного количества осадков к количеству дней с осадками) и максимальная величина за сутки (рисунок 3.3).



Рисунок 3.3. Изменение средней интенсивности осадков (а) и величины максимальных суточных осадков (б) теплого периода за 1978–2014 гг. по отношению к 1945–1977 гг., %.

Средняя интенсивность осадков теплого периода увеличилась практически на всей ЕЧР. Гидрологические последствия этого близки к последствиям роста MD_{oc} – рост паводочного стока и сложности для водохозяйственного планирования. Наравне со средней интенсивностью осадков выросла и их максимальная величина, местами более чем на 15% (рисунок 3.3 б). Наиболее значимые последствия рост максимальных суточных осадков имеет в районе Кавказа, являющегося, по совокупности природных и социально-экономических факторов, одним из наиболее уязвимых к наводнениям. Рост максимальных суточных осадков наблюдается и в других районах ЕЧР, подверженных наводнениям, но там генезис наводнений связан, главным образом, со снеготаянием и заторно-зажорными явлениями [Frolova et al., 2017 b]. Одним из факторов, обусловливающих рост средней интенсивности осадков, является сокращение количества дней с осадками (рисунок 3.4). Наибольший интерес вопрос изменения количества дней с осадками представляет для малых водосборов, не имеющих устойчивого подземного питания, на которых возможно явление отсутствия стока.



Рисунок 3.4. Изменение количества дней с осадками за 1978–2014 гг. по отношению к 1945–1977 гг., %.

Для некоторых из таких районов [Киреева, Фролова, 2010] количество дней с осадками выросло – часть бассейна Дона и Терека, бассейн Волги ниже Волгограда. Однако для большей их части – Нижняя Волга выше Волгограда, большая часть бассейнов Урала, Дона, Днепра и частично Оки – произошло уменьшение количества дней с осадками.

Если для рядов стока выделяют два квазистационарных периода, в рамках которых его математическое ожидание можно считать постоянным, то различные метеорологические параметры, в т.ч. осадки, могут испытывать направленные изменения [Георгиевский и др., 2014], которые можно аппроксимировать линейным трендом. Величина полученных трендов для годовых и сезонных осадков зависит от того, какой массив данных был использован – откорректированный на все погрешности или учитывающий только поправку на смачивание. Так, согласно исследованиям, проведенным в ГГО [Богданова и др., 2014], при использовании

откорректированных осадков величины линейных трендов уменьшаются (как положительных, так и отрицательных). Разница между трендами, рассчитанными по различным массивам, в абсолютном выражении особенно заметна для года в целом и составляет 0.35 (мм/месс.)/10 лет (таблица 3.1), при этом тренд меняет знак. Относительно среднего (около 37.5 мм/мес. [Богданова и др., 2014]) наиболее сильно меняется тренд за зимний сезон – при использовании методики ГГО он уменьшается на 0.25 (мм/мес.)/10 лет относительно тренда по неисправленным значениям, хотя и остается положительным.

Таблица 3.1. Коэффициенты линейных трендов *b* годовых и сезонных регионально осредненных сумм осадков ((мм/мес.)/10 лет) для ЕЧР за 1976–2010 гг.* – с учетом только поправок на смачивание [Доклад об особенностях..., 2011], ** – с учетом всех поправок [Богданова и др., 2014]. *D* – вклад тренда в дисперсию ряда (%).

| Регион | Год | | Зима | | Весна | | Лето | | Осень | |
|--------|-------|---|------|---|-------|----|-------|---|-------|---|
| | b | D | b | D | b | D | b | D | b | D |
| ЕЧР* | 0.17 | 0 | 0.78 | 3 | 1.74 | 10 | -2.26 | 7 | 0.06 | 0 |
| ЕЧР** | -0.18 | | 0.53 | | 1.83 | | -2.4 | | -0.23 | |

Коэффициент линейного тренда, при среднем слое осадков на ЕЧР в 650 мм, составляет – -0.33%/10 лет по методике ГГО и 0.31%/10 лет по неисправленным значениям. При анализе трендов осадков уже за 1976–2014 гг. по массиву, учитывающему лишь поправку на смачивание, скорость роста слоя годовых осадков для ЕЧР за 1976–2014 гг. составила уже 0.7%/10 лет (таблица 3.2), что более чем в 4 раза больше, чем за 1976–2010 гг. Это говорит о том, что величина тренда во многом зависит от величины слоя осадков в последний расчетный год (2010 г. был третьим по рангу за 1936–2010 гг.) [Доклад об особенностях..., 2011, 2015].

Таблица 3.2. Коэффициенты линейных трендов *b* годовых и сезонных осредненных сумм осадков (%/10 лет) для ЕЧР и по федеральным округам за 1976–2014 гг. *D* – вклад тренда в дисперсию (%) [Доклад об особенностях..., 2015].

| Регион | Год | | Зима | | Весна | | Лето | | Осень | |
|--------|------|----|------|---|-------|----|------|---|-------|---|
| | b | D | b | D | b | D | b | D | b | D |
| ЕЧР | 0.7 | 2 | 1.2 | 1 | 4.8 | 14 | -2.6 | 5 | 0.4 | 0 |
| СЗФО | 2 | 8 | 3.3 | 6 | 4.9 | 14 | 0.1 | 0 | 0.7 | 0 |
| ЦФО | -0.8 | 1 | 0.7 | 0 | 2.7 | 2 | -5 | 8 | 0.5 | 0 |
| ΠΦΟ | -1 | 1 | -0.9 | 0 | 5.6 | 7 | -4.6 | 6 | -1.7 | 1 |
| ЮФО | 0.2 | 0 | -0.7 | 0 | 4 | 4 | -3.7 | 3 | 2.4 | 1 |
| СКФО | 3.1 | 10 | 3.8 | 5 | 5.6 | 9 | -1 | 0 | 4 | 4 |

Наиболее заметные изменения произошли с осадками весеннего сезона, а наименьшие характерны для зимнего и осеннего (таблица 3.2). Максимальные тренды весной имеют место в СКФО и ПФО – 5.6%/10 лет, что, впрочем, близко к среднему для всей ЕЧР весной – 4.8%/10 лет. В СКФО же имеется область с максимальным ростом весенних осадков – более 15%/10 лет.

Минимальные тренды наблюдаются летом во всех ФО, помимо СЗФО, особенно заметные в ЦФО (-5%/10 лет) и ПФО (-4.6%/10 лет). Для годовых осадков на ЕЧР рост составляет всего 0.7%/10 лет, и колеблется от -1 в ПФО до 3.1 в СКФО, превышая 5% лишь на юго-востоке СКФО.

Но изменению подвергается не только общее количество осадков, но и их структура. Так, для всей ЕЧР характерно уменьшение доли твердых осадков и увеличение доли жидких и смешанных. В частности, величина жидких осадков в целом для ЕЧР за 1976–2010 гг. росла со скоростью 1.81%/10 лет [Богданова и др., 2014], твердых – уменьшалась на 8.2%/10 лет и смешанных росла на 7.7%/10 лет. Заметному изменению подверглась также продолжительность и интенсивность выпадения осадков. В среднем для ЕЧР продолжительность слабых осадков (интенсивность выпадения осадков. В среднем для ЕЧР продолжительность слабых осадков (интенсивностью i < 1.8 мм/ч) за 1976–2010 гг. уменьшилась на 15%, с ростом лишь на черноморском побережье Кавказа. Интенсивность умеренных (1.8 < i < 6 мм/ч) и сильных осадков (6 < i < 60 мм/ч) уменьшилась незначительно, всего на 2% и 1% соответственно. Для некоторых территорий – Северного Кавказа, Прикаспия, низовьев северных рек (Онеги, Мезени, Северной Двины, Печоры), а также Карелии и Кольского полуострова – продолжительность умеренных и сильных осадков возросла. Продолжительность очень сильных осадков (i > 60 мм/ч) возросла на 4%, хотя их среднегодовая продолжительность для ЕЧР составляет всего 19.2 минуты [Богданова и др., 2014].

Картина изменения *MD*_{oc} за 1976–2014 гг. схожа с изменением продолжительности умеренных и сильных осадков (рисунок 3.5 а).



Рисунок 3.5. Коэффициент линейного тренда за 1976–2014 гг. за теплый сезон: а) *MD*_{ос;} б) максимальных суточных осадков и в) количества дней с осадками, %/10 лет.

Так, *MD*_{ос} особенно сильно снизилась в бассейнах рек Волги, Урала и Дона. На участке бассейна Дона между х. Беляевским и створом Цимлянской ГЭС скорость изменения MD_{ос} составила -7%/10 лет. Подобная скорость уменьшения наблюдается на нескольких станциях в этом районе, поэтому, вероятно, не является следствием ошибок в данных, хотя для близлежащих территорий скорость падения MD_{oc} уже значительно меньше - -3÷-4%/10 лет. В бассейне Волги быстрей всего *MD*_{ос} снижалась в бассейне р. Белой (приток р. Камы) – 3.4%/10 лет, а в бассейне Урала – между створами г. Оренбурга и пос. Березовским – 3.35%/10 лет. Максимальный рост *MD*_{ос} наблюдается в бассейне Печоры – 3.5%/10 лет, а на участке ниже створа с. Усть-Цильма – более 5%/10 лет. При этом тренд изменения *MD*_{ос} осадков распределен по территории довольно неравномерно – на расстоянии менее 200 км могут располагаться станции с величинами линейного тренда, отличающимися более чем на 5%/10 лет. Тренды, значимые на 5% уровне (для коэффициента ранговой корреляции Спирмена), наблюдаются у 10% станций, при этом на 7% они отрицательные. Тренды, значимые на 1% уровне, имеются лишь у чуть более 4% станций, 1.5% из которых положительные. Таким образом, для некоторых районов ЕЧР знак изменения MD_{oc} за 1978–2014 гг. по отношению к 1945–1977 гг. совпадает со знаком тренда за 1976-2014 гг. (Карелия, Прикаспий, бассейны Верхней Камы, Западной Двины, Урала, частично Печоры и Северной Двины), а для некоторых отличается (большая часть бассейнов Волги и Дона).

Максимальные суточные осадки за 1976–2014 гг. также претерпели некоторые изменения (рисунок 3.5 б), однако по величине они не превосходят изменение за весь теплый сезон и являются более пестрыми в пространстве, хотя некоторые особенности – рост на севере, северозападе и районе Кавказа – схожи. При $\alpha = 5\%$ у 8% станций имеется значимый тренд (4.6% из которых положительные) и у 3.2% (2% из которых положительные) при 1% уровне значимости. Таким образом, тенденция к росту максимальных суточных осадков наблюдается как при сравнении двух периодов, так и в течение второго периода.

Наиболее значительные изменения произошли с количеством дней с осадками за теплый период (рисунок 3.2 в). Почти на трети станций (33.1%) наблюдаются значимые при $\alpha = 5\%$ изменения, причем лишь у 2.9% станций они положительные. Стоит отметить, что при прочих равных условиях сокращение количества дней с осадками ведет к росту их неравномерности, но поскольку количество осадков связано с количеством дней с осадками, столь прямой связи не наблюдается. В отличие от MD_{oc} или среднего слоя осадков, рост количества дней с осадками за теплый сезон происходит лишь на северо-востоке ЕЧР, на северо-западе Кольского полуострова и в некоторых районах черноморского побережья и Прикаспия. На большей же части ЕЧР количество дней с осадками сокращается со скоростью 3–5%/10 лет. Наиболее

сильное сокращение произошло в бассейне Дона и Верхней Волги – на 4–5%/10 лет, что значительно больше, чем изменение за 1978–2014 гг. по отношению к 1945–1977 гг.

Средняя интенсивность осадков с 1976 г. растет на большей части ЕЧР, причем величина роста снижается с севера и северо-запада ЕЧР (2–4%/10 лет), уменьшаясь до -2%/10 лет на линии Ростов-на-Дону – Оренбург. На более чем 75% территории ЕЧР скорость роста средней интенсивности осадков находится в диапазоне 0–2%/10 лет. В районе Кавказа нет видимых областей роста или снижения интенсивности осадков (рисунок 3.6).



Рисунок 3.6. Коэффициент линейного тренда за 1976–2014 гг. средней интенсивности осадков за теплый сезон, %/10 лет.

Для того, чтобы проанализировать, как менялся ход MD_{oc} , максимальных суточных осадков и количества дней с осадками в абсолютных единицах в целом для ЕЧР, мы усреднили значения по всем станциям (по методу полигонов) и рассчитали тренд за 1976–2014 гг.

Наименее существенные изменения произошли с MD_{oc} , тренд описывает всего 0.34% дисперсии ряда за 1976–2014 гг. и является отрицательным. Более значимые изменения произошли с максимальными осадками. Тренд описывает уже 2.7% изменчивости, а скорость роста составляет 0.8%/10 лет (0.26 мм/сут./10 лет). Наиболее значимые изменения произошли с количеством дней с осадками. Тренд описывает 23.1% изменчивости ряда, а коэффициент линейного тренда равен -2.2%/10 лет (-1.94 (сут./год)/10 лет). При этом заметное снижение началось в 1996–1998 гг., также вклад в нисходящий тренд внесли 2005 и 2010 гг.

Существенным вопросом является не только характер временной изменчивости осадков, но и характер их пространственной изменчивости, влияющий и на другие компоненты водного баланса. Так, пространственная связность полей годового стока повторяет характер связности годовых осадков [Жук, Романова; 1989]. В дальнейшем будем считать поле осадков изотропным. Это довольно грубое упрощение, но для его анализа в целом для ЕЧР оно применяется [Долгов, Коронкевич, 2010]. Также мы будем рассматривать слой осадков за год, зиму и лето. Отход от рассмотрения осадков за теплый и холодный сезон связан с необходимостью рассмотреть контрастные по характеру атмосферной циркуляции сезоны [Жаков, 1982], в то время как весна и осень являются во многом промежуточными вариантами.

Анализ пространственно-корреляционной функции (ПКФ) осадков за лето, месяцы и сутки рассмотрен в [Гандин, Каган, 1976; Каган, 1979]. Построенные нами ПКФ (рисунок 3.7) подтверждают основные выводы, представленные в этих работах: изменение коэффициента корреляции хорошо описывается отрицательной экспонентой, а величина ПКФ за зиму больше, чем ПКФ за лето. Существенным различием, однако, является то, что ПКФ зимних осадков, полученная для района Валдая [Гандин, Каган, 1976], на малых расстояниях (<25 км) меньше ПКФ летних, чего не наблюдается в нашем случае. Однако мы располагали небольшим количеством пар станций, расположенных на расстоянии менее 25 км – большая часть из них относится к ЦФО и может быть не репрезентативна для всей ЕЧР.



Рисунок 3.7. ПКФ годовых, зимних и летних осадков на ЕЧР. r(0) – значение ПКФ в 0, L(1/e) – расстояние, на котором ПКФ убывает в *e* раз.

Основной причиной различия в ПКФ зимних и летних осадков является различие в характере осадков – в зимний период больше доля крупномасштабных обложных осадков, в то время как мелкомасштабные конвективные осадки малозначимы [Гандин, Каган, 1976]. Кроме того, в зимний период циклоны имеют больший размер, чем в летний [Топтунова, 2016]. В связи с изменением соотношения обложных и конвективных осадков изменение может претерпеть и ПКФ суммарных осадков.

Отмечено, что пространственная однородность полей речного стока и осадков меньше в многоводные годы и больше в маловодные [Долгов, Коронкевич, 2010]. При этом для слоя стока за половодье картина обратная, что связанно с большей равномерностью распределения снежного покрова в годы с высоким половодьем [Дерибизова, 1979]. Существенную теоретическую сложность при рассмотрении вопроса влияния обеспеченности осадков на степень их пространственной связанности играет то, что поля осадков в определенной градации обеспеченности являются разрывными.

Следует иметь в виду, что в силу нелинейной связи между величиной осадков и их обеспеченностью характер пространственной связанности будет также различаться (самих величин осадков и их обеспеченностей). Поскольку ФРВ осадков одномодальные, а моды их близки к медиане, то плотность распределения вероятности у них убывает от значений, близких к медиане (p=50%), к экстремальным значениям. Соответственно, и приращение случайной величины, которое она получит за счет зависимости от соседних точек, будет сильней менять ее обеспеченность при ее значениях близких к 50%. В результате случайные величины, чья обеспеченность в конкретной реализации близка к 50%, будут на большую величину менять свою обеспеченность (т.е. переходить в область экстремальных значений), чем те, чья обеспеченность уже близка к 0 или 1.

Для того чтобы проанализировать связь пространственной связанности полей осадков с их обеспеченностью (*p*), мы воспользовались наличием связи между степенью пространственной

связанности полей осадков некоторой обеспеченности и степенью изменчивости площадей осадков этой обеспеченности во времени. Для расчета обеспеченности годовых осадков было использовано нормальное распределение, а для сезонных – χ^2 [Кислов и др., 2008], параметры распределения подбирались методом наибольшего правдоподобия. Динамика площадей аномалий осадков с *p* > 95% и *p* < 5% за год и лето представлена на рисунке 3.8.



Рисунок 3.8. Изменение площадей аномалий годовых (а) и летних осадков (б) от всей площади ЕЧР в градации обеспеченности менее 5% (1) и более 95% (2).

На графике площадей аномалий для летнего сезона (рисунок 3.8 б) хорошо прослеживаются пики 1972, 2002 и 2010 гг., являющихся одними из наиболее засушливых на ЕЧР. При этом хорошо заметно, что лето 1972 г. по охвату площади отрицательной аномалией осадков (43% от всей территории ЕЧР) было более экстремальным, чем 2002 г. (22.8%) или 2010 г. (29.4%).

Для того, чтобы формально выразить связь между изменчивостью площадей аномалий осадков во времени и степенью пространственной связанности поля осадков, воспользуемся следующими соображениями. Если мы разделим некую территорию на n равных ячеек, зададим в каждой ячейке вероятность появления некого события A, равную Δp , то число ячеек n, на которых произошло событие A, будет подчинено биноминальному закону с коэффициентом вариации, равным:

$$C_{\nu} = \sqrt{\frac{1 - \Delta p}{n * \Delta p}}.$$
(3.6)

Пусть Δp – вероятность того, что величина слоя осадков окажется в некотором диапазоне обеспеченности. В таком случае величина *n* выражается через C_v площадей аномалий и вероятность Δp как:
$$n = \frac{1 - \Delta p}{C_v^2 * \Delta p}.$$
(3.7)

При n = 1 изменения во всех точках поля абсолютно согласованы, что аналогично тому, как если бы ПКФ была равна единице. При $n \rightarrow \infty$ колебания во всех сколь угодно малых областях (непересекающихся) были бы независимы, что соответствует ПКФ=0. Рассмотрим полученные значения *n* для различных сезонов – лета, зимы и года в целом и для различных по площади территорий – ЕЧР и бассейна Оки (таблица 3.3).

| Территория | | ЕЧР | | Бассейн Оки | | | |
|---------------------------|-----|------|------|-------------|------|------|--|
| Градация <i>Др</i> , % | Год | Лето | Зима | Год | Лето | Зима | |
| <5 | 23 | 22 | 13 | 5.1 | 5.8 | 1.6 | |
| 5-20 | 28 | 24 | 17 | 6.7 | 6.8 | 4.2 | |
| 20–35 | 61 | 54 | 36 | 12.6 | 14 | 8.8 | |
| 35–65 | 64 | 64 | 29 | 9.1 | 11 | 5.0 | |
| 65-80 | 79 | 48 | 31 | 12 | 11 | 5.8 | |
| 80–95 | 22 | 27 | 15 | 5.2 | 6.1 | 2.9 | |
| > 95 | 13 | 10 | 6.5 | 3.6 | 2.9 | 2.3 | |

Таблица 3.3. Рассчитанные значения *n* (3.7) для различных градаций обеспеченности осадков.

Во-первых, как и следовало ожидать, значения *n* для бассейна Оки во все сезоны меньше, чем в целом для ЕЧР, т.к. средние расстояния между любыми двумя точками в бассейне Оки меньше, чем в ЕЧР. Во-вторых, значения *n* для зимы меньше, чем для лета, что согласуется с тем, что ПКФ зимних осадков убывает быстрее, чем летних (рисунок 3.7). В-третьих, пространственная неоднородность положительных аномалий осадков (p < 20%) выше, чем у отрицательных (*p* > 80%). Этому можно дать следующие объяснение: положительные аномалии осадков связаны с циклонической погодой, а отрицательные – с антициклональной. Как было показано в [Golitsyn et al., 2007], антициклоны имеют большие размеры, чем циклоны. Таким образом, сопряженные с антициклонами отрицательные аномалии осадков также имеют больший масштаб и как результат большую пространственную связанность. В-четвертых, величина *n* меньше для аномальных величин, хотя в диапазоне обеспеченности от 20 до 80% эта тенденция практически не проявляется. Помимо указанной выше причины убывания плотности вероятности от медианы, возможной причиной этого может являться положительная связь между количеством осадков и размером циклона. Однако, насколько нам известно, таких связей выявлено не было, хотя имеется зависимость между интенсивностью циркуляции в циклоне, его глубиной и количеством осадков [Гущина и др., 2008; Топтунова, 2016].

3.4 Испарение и потенциальное испарение

Размах годовых сумм испарения на ЕЧР меньше, чем для осадков или речного стока. Меньше всего влаги – 200–250 мм – испаряется на крайнем севере – на побережье Печорского моря и Кольском полуострове, что связано с малыми тепловыми ресурсами данной территории. Столь же мало испарение на юго-востоке ЕЧР – в низовьях Волги и Прикаспийской низменности. В данном случае основной причиной столь малых величин испарения является недостаток влаги. Существенно бо́льшими величинами испарения (500–550 мм) отличается центральная часть Восточно-Европейской равнины. К востоку от нее испарение уменьшается и в Предуралье составляет около 400 мм в год [Зубенок, 1973]. На юго-западе и в Предкавказье величины испарения составляют 600 мм. С высотой местности испарение уменьшается и в высокогорной зоне Кавказа не превышает 400 мм в год. Самые большие величины испарения в пределах ЕЧР характерны для Черноморского побережья Кавказа: обилие тепла и влаги способствует тому, что годовые величины испарения здесь превышают 750–800 мм.

Внутригодовое распределение суммарного испарения с территории Восточно-Европейской равнины характеризуется резко выраженным летним максимумом. При этом доля летнего испарения в годовом постепенно уменьшается по мере продвижения к югу [Зубенок, 1973]. Превышение летнего испарения над испарением в другие сезоны года характерно для всей рассматриваемой территории. Время же наступления максимальных величин испарения и затрат тепла на испарение в зависимости от условий тепло- и влагообеспеченности территории может меняться с мая до августа. В центральных районах максимальные значения испарения наблюдаются в июне (110 мм) в связи с имеющимися запасами влаги в почве. В августе величина испарения уменьшается до 70, а в Прикаспийской низменности до 20-30 мм. На рассматриваемой территории очень значительны различия между летними и зимними суммами испарения. При этом в направлении с севера на юг эти различия уменьшаются. Так, в северных районах ЕЧР летние величины испарения превышают зимние в 10 раз и более. В северных районах ЕЧР, расположенных севернее 65° с. ш., в зоне тундры и лесотундры, суммарная величина испарения за летние месяцы составляет 70% от годовой. В более низких широтах (от 65° до 55° с. ш.), в зоне хвойных лесов, эта величина составляет 60%. В степной зоне (50° с. ш.) испарение за летние месяцы, как правило, не превышает 50 % годовой суммы [Зубенок, 1976].

Изменчивость годовых величин суммарного испарения меньше изменчивости годовых осадков и составляет для лесной зоны бывшего СССР 0.12, лесостепной – 0.15 и степной зоны – 0.17 [Зубенок, 1973]. По более современным данным она несколько выше. Так, согласно [Фролов, 2014], для бассейна Волги в створе г. Волгоград *С*_v годового испарения составляет

0.13, для бассейна Вычегды в створе г. Сыктывкар – 0.2, а для бассейна Дона в створе г. Калач – 0.34. ФРВ испарения близка к белому шуму или имеет небольшие коэффициенты автокорреляции, причем возможны как положительные, так и отрицательные значения [Фролов, 2014].

Для 10 крупных речных бассейнов с суммарной площадью 1.88 млн км² величина испарения за два периода была рассчитана по уравнению водного баланса за многолетний период (таблица 3.4). При этом бассейн Дона был разделен на два участка – выше створа х. Беляевский и между х. Беляевским и ст. Раздорская. Величина стока со второго участка рассчитывалась как разница между стоком в створе ст. Раздорская и х. Беляевский. Ограничение рассмотрения изменения величины испарения лишь крупными речными бассейнами вызвано двумя факторами: 1) малым количеством метеостанций, по которым имеются достаточно непрерывные ряды осадков (рисунок 3.1); 2) рассчитанные по малым водосборам величины испарения порой разнились на 15 и более процентов для соседних водосборов, что маловероятно. Для некоторых рек, при расчете величины испарения по УВБ, был учтен вклад переброски стока и потерь воды на заполнение водохранилища. Так, для р. Оки была учтена переброска стока по каналу им. Москвы в объеме 1.1 км³/год за первый период и 1.6 км³/год за второй [Коронкевич, Мельник, 2017], потери на заполнение Ириклинского водохранилища для р. Урал (3.3 км³) и Цимлянского водохранилища для р. Дон (24 км³). Пропущенные значения среднемесячных расходов воды заменялись их средними значениями (для каждого периода оно рассчитывалось отдельно). Величины Р и РЕТ для зарубежной части бассейнов Дона (участок х. Беляевский – ст. Раздорская), Невы и Урала определялись по данным CRU [Harris et al., 2014]. Отметим, что в архиве CRU неоднородность рядов осадков могла быть устранена не полностью. Для территории бывшего СССР однородность рядов может быть нарушена в 1948–1956 гг., 1966 г. и 1986 г. Для территории Финляндии однородность рядов осадков могла быть нарушена в 1981-1982 гг. в связи со сменой осадкомерного прибора [Tuomenvirta, 2004]. Результаты расчета величин P, R и E за два периода представлены в таблице 3.4.

Из таблицы 3.4 видно, что значительные различия в величине изменения испарения имеют место даже для близкорасположенных бассейнов. На двух крупнейших бассейнах севера ЕЧР изменение *E* практически не существенно, и в обоих случаях сопровождается ростом как осадков, так и речного стока. Значительнее всего величина испарения уменьшилась в бассейне Мезени (-17.4%). Стоит отметить, что подобное снижение связано, главным образом, с уменьшением слоя осадков (-10%). При интерполяции величина осадков в бассейне Мезени выше створа с. Малонисогорская на 78% определялась станцией в с. Койнас. Ряд наблюдений

за осадками на этой станции не имеет пропусков за рассматриваемый период, но нельзя исключать нарушение однородности рядов вследствие изменения окружения станции и т.д.

| Bara Haar | Осадки Р, мм | | | Сток <i>R</i> , мм | | | Испарение Е, мм | | |
|--|--------------|-----|------|--------------------|------|-------|-----------------|-----|-------|
| Feka - noci | 1 | 2 | Δ, % | 1 | 2 | Δ, % | 1 | 2 | Δ, % |
| р. Ока – г. Горбатов | 618 | 658 | 6.5 | 147 | 173 | 18.0 | 471 | 485 | 3.0 |
| р. Дон – ст. Раздорская | 506 | 543 | 7.2 | 28.1 | 23.8 | -15.4 | 478 | 519 | 8.6 |
| р. Дон – х. Беляевский | 528 | 550 | 4.3 | 85.6 | 85.2 | -0.46 | 442 | 465 | 5.3 |
| р. Печора – с. Усть-Цильма | 622 | 648 | 4.3 | 434 | 455 | 4.84 | 188 | 194 | 3.0 |
| р. Северная Двина – с. Усть- Пинега | 664 | 664 | 0.03 | 287 | 296 | 3.08 | 377 | 368 | -2.3 |
| р. Урал – г. Оренбург | 421 | 424 | 0.60 | 37.9 | 39.3 | 3.78 | 383 | 385 | 0.3 |
| р. Вятка – с. Вятские Поляны | 591 | 632 | 7.0 | 227 | 270 | 18.9 | 363 | 362 | -0.5 |
| р. Белая – г. Бирск | 591 | 594 | 0.54 | 216 | 227 | 5.19 | 375 | 367 | -2.1 |
| р. Нева – с. Новосаратовка | 640 | 683 | 6.7 | 271 | 281 | 3.83 | 369 | 402 | 8.8 |
| р. Мезень – с. Малонисогорская | 685 | 616 | -10 | 369 | 355 | -3.84 | 316 | 261 | -17.4 |

Таблица 3.4. Годовые величины осадков, речного стока и испарения для ряда водосборов за 1945–1977 гг. (1) и 1978–2014 гг. (2) в мм и их изменение Δ, %.

Отметим, что на всех трех реках севера ЕЧР произошел рост коэффициента стока, особенно заметный в бассейнах Мезени (с 0.54 до 0.58) и Северной Двины (с 0.43 до 0.45). Аридность климата, выражающаяся через индекс аридности (I_A), равный *P/PET*, также отличается за два периода, несколько увеличившись в бассейне Северной Двины (-1.5%) и уменьшившись в бассейне Печоры (2.8%). Наибольшие изменения в I_A произошли также в бассейне Мезени (-11.7%).

Наибольший рост испарения произошел на реках запада ЕЧР, с максимумом в бассейне Невы – 8.8% и минимумом в бассейне Оки – 3%. Сильнее всего коэффициент стока снизился в бассейне Дона ниже х. Беляевский – на 21.1% (с 0.056 до 0.044). Отметим, что, учитывая дату создания Цимлянского водохранилища (1952 г.) и то, что речной сток за второй период сократился на 4.3 мм, в то время как испарение выросло на 41 мм, Цимлянское водохранилище не должно было оказать существенного влияния на изменение величины E (8.6%). Бассейн Оки является единственным из четырех бассейнов запада ЕЧР, где произошел рост коэффициента стока (с 0.24 до 0.26). При этом на территориально близком к бассейну Оки бассейну Дона (выше х. Белявский) коэффициент стока снизился с 0.162 до 0.155. Для всех четырех бассейнов второй период оказался более гумидным, чем первый. Максимальный рост I_A произошел в бассейне Дона ниже х. Беляевский (4.92%), а минимальный – в бассейне Дона выше х. Беляевский (2.67%). Наименьшее изменение испарения произошло на реках востока ЕЧР – Урала, Вятки, Белой. При этом на всех трех водосборах произошел рост коэффициента стока, для р. Вятки составивший 11.1% (с 0.38 до 0.43). Для бассейнов рек Белой и Урала климат во второй период оказался немного более аридным – I_A уменьшился в пределах 1%. Для бассейна Вятки рост I_A , также как и коэффициента стока, был максимальным среди всех рассмотренных водосборов – 5.3%.

В среднем по 10 водосборам за второй период слой испарения оказался на 2.65% больше, чем за первый. Этому способствовал как рост осадков (3.66%), так и рост потенциального испарения (1.83%). Также произошел рост коэффициента стока на 1.65% (с 0.37 до 0.38) и рост гумидности климата (*I*_A вырос с 0.907 до 0.923).

Среднемноголетнее годовое значение потенциального испарения (за 1976–2014 гг.) на ЕЧР составляет 650 мм и колеблется от 250 мм (станция Амдерма) на северо-востоке бассейна Печоры до 1040 мм (станция Юста) в низовьях Волги и Прикаспийской низменности. С высотой местности потенциальное испарение (*PET*) уменьшается и в высокогорной зоне Кавказа не превышает 600 мм в год. Так, на станции Сулак (высота 2927 м) норма *PET* равна 520 мм, в то время как в степях Предкавказья она составляет 850–1000 мм. Пониженные значения *PET* наблюдаются и в приморских районах, что связано, вероятно, с меньшей амплитудой внутрисуточных колебаний температуры. Так, на станции Зеленга, расположенной недалеко от Каспийского моря, среднегодовое значение *PET* равно 870 мм, а в Астрахани, расположенной в 60 км от побережья, 970 мм. Коэффициенты вариации *PET* значительно ниже таковых для осадков, испарения или речного стока – меняются в диапазоне от 0.1 на северовостоке ЕЧР до 0.04 в Предкавказье. При этом для 80% территории C_{ν} колеблется от 0.05 до 0.07.

Минимум *PET* приходится на зимние месяцы – декабрь–январь, а максимум – на июль. Лишь одна станция из имеющихся на ЕЧР – станция Учалы, в верховьях Урала, – имеет максимум в июне. Неравномерность *PET*, которая в данном случае выражается через величину *RMD* (рассчитывается как *MD* по среднемесячным значениям, деленное на среднее значение *PET*), уменьшается с северо-востока на юго-запад. Так, если на северо-востоке бассейна Печоры величина *RMD PET* составляет 1.25, то в районе г. Сочи уже 0.6–0.65, т.е. в два раза меньше. Подобная пространственная структура связана, с одной стороны, с распределением потока солнечной радиации внутри года в зависимости от широты, а с другой, – с уменьшением континентальности климата в этом направлении.

Сравнение *PET* за два периода (до и после 1977 г.) показало, что практически на всей территории ЕЧР произошел умеренный рост в пределах 3% (рисунок 3.9).



Рисунок 3.9. Изменение слоя потенциального испарения за 1978–2014 гг. по отношению к 1945–1977 гг., %.

Рост *PET* более чем на 3% наблюдается в бассейнах Верхней Волги, частично Оки, Мезени, Невы и Северной Двины. Наименьший рост *PET*, или даже снижение, наблюдается в бассейнах рек Печоры, Камы, Урала, Нижней Волги, районе Кавказа, на Кольском полуострове и в Карелии – т.е. главным образом на востоке и юго-востоке ЕЧР.

Поскольку информации об изменении потенциального испарения после 1976 г. в докладах об особенностях климата на территории РФ не приводится, мы провели эту оценку самостоятельно. Чтобы проверить наличие тренда в рядах *PET*, были рассчитаны линейные тренды и соответствующие им *p-value* для интервалов в ****–2014 гг., где **** пробегает значения от 1956 до 2004. За год нарушения стационарности принимался такой год, что величина *p-value* за соответствующий ему интервал была минимальной. Для большинства станций минимальные значения *p-value* относятся к 1977 г. (рисунок 3.10а), что близко к дате

начала второй фазы глобального потепления и климатического сдвига 1976–1977 гг. [Полонский, Башарин, 2008]. Поэтому для удобства сравнения тренд *PET* был рассчитан для периода 1976–2014 гг. для всей ЕЧР, так же, как и для осадков. 1977 г. является годом перелома в бассейнах рек Верхней Волги, Оки, ряда западных рек ЕЧР (Днепра, Западной Двины, Десны, Нарвы), частично Дона и территории Карелии. Для северо-востока ЕЧР изменения произошли раньше 1977 г., а для востока и юга ЕЧР – позже. Для Кавказа год начала изменений лежит в основном в диапазоне 1970–1976 гг. (рисунок 3.10а).



Рисунок 3.10. Год начала направленных изменений потенциального испарения (а) и коэффициент линейного тренда %/10 лет за 1976–2014 гг. (б).

Наиболее значительные изменения *PET* произошли в бассейнах рек Дона, Верхней Волги и Оки (рисунок 3.10 б) – там скорость роста превысила 3%/10 лет. На значительной части этой территории годом перелома является 1977 г. На востоке и северо-востоке ЕЧР, включающем бассейн Урала, Печоры, Мезени, частично Камы, темпы роста лежат в диапазоне от 1.5 до 2.25 %/10 лет. При этом изменения наименее значимы на северо-востоке, т.к. при небольшой скорости роста там имеют место максимальные значения коэффициента вариации *PET*.

Необходимо отметить, что временная динамика осредненного по ЕЧР дефицита влажности воздуха – важнейшего фактора изменчивости испарения с водной поверхности [Локощенко, 2005] – несколько отличается от динамики рассчитанной нами величины *PET*

(рисунок 3.11). В частности, если для *PET*, в среднем для ЕЧР, годом перелома является 1977 г., то для дефицита влажности – 1989, 1990 гг.



Рисунок 3.11. Изменение величин дефицита влажности воздуха (1) и потенциального испарения (2), осредненных по территории ЕЧР вместе с линейными трендами: 3 – тренд *PET* за 1976–2014 гг., 4 – тренд дефицита влажности воздуха за 1966–1989 гг., 5 – тренд *PET* за 1956–1976 гг., 6 – тренд дефицита влажности воздуха за 1990–2014 гг.

При этом есть основания полагать, что конец 1980-х – начало 1990-х ближе к дате истинного изменения в ходе потенциального испарения. Так, согласно [Доклад об особенностях ..., 2017], для ЕЧР свойственен нисходящий тренд прямой и суммарной солнечной радиации (один из факторов, от которых зависит величина *PET*) за 1961–1990 гг., а восходящий тренд, наиболее заметный в южных районах, проявился лишь начиная с середины 1990-х годов. Помимо этого, начиная с 1976 г. для ЕЧР свойственно уменьшение среднегодовой скорости ветра, особенно в зимний и осенний сезоны [Доклад об особенностях ..., 2017] и с западного направления [Панин, Дзюба, 2006]. Таким образом, дефицит влажности воздуха начал расти с 1989–1990 г., суммарная солнечная радиация начала расти лишь с середины 1990-х, а скорость ветра продолжает снижаться. Отметим, что по данным испарителей для лесной зоны ЕЧР за 1979–2010 гг. изменения испаряемости практически не произошло. Положительный тренд наблюдается за 1988–2010 гг. лишь для зоны степей и полупустынь [Сперанская, 2016].

Поскольку используемая нами для расчета *PET* методика не учитывает величину радиации или скорость ветра, она может не совсем корректно воспроизводить временной ход *PET* при их изменении. Вместе с тем, 1976 г. был выбран в качестве переломного для *PET* исходя лишь из величины *p-value*, которая зависит от продолжительности ряда. Однако, за 1976–1993 гг. линейный тренд описывает менее 3% изменчивости ряда, в то время как для промежутка 1994–2014 гг. – уже более 40%. Таким образом, более вероятной датой начала роста *PET* на ЕЧР является середина 1990-х, когда начался рост и дефицита влажности воздуха, и солнечной радиации, а скорость роста *PET* заметно выросла по сравнению с 1976–1993 гг.

Поскольку ПКФ *PET* за летний период близка к ПКФ *PET* за год, а ПКФ *PET* за зиму не представляет значительного интереса, остановимся на анализе ПКФ *PET* годовых величин (рисунок 3.12).



Рисунок 3.12. ПКФ годовых величин потенциального испарения на ЕЧР. Построена по данным за 1956–2014 гг., из которых предварительно был вычтен линейный тренд за 1976–2014 гг.

ПКФ *PET* убывает значительно медленнее ПКФ осадков и аппроксимируется линейной зависимостью. Столь малая скорость убывания ПКФ характерна для ПКФ приземной температуры воздуха, а линейный вид функции характерен для упругости водяного пара и относительной влажности воздуха [Гандин, Каган, 1976]. ПКФ *PET* имеет линейный вид и на расстоянии более 1000 км, уменьшаясь в *e* раз лишь на расстоянии более 1600 км. Проведенные в начала 1970-х гг. исследование ПКФ испарения с водной поверхности (что достаточно близко к *PET*) по данным испарителей [Методы изучения ..., 1981] для территории СССР показали, что поле испарения с водной поверхности является однородным и изотропным на расстоянии до 600 км. При этом полученная в этом исследовании ПКФ испарения убывает быстрее, чем полученная нами для *PET* – она убывает в *e* раз на расстоянии в 1300 км и, кроме того, лучше описывается отрицательной экспонентой, а не линейной функцией.

3.5 Речной сток

Среднемноголетнее годовое значение стока для всей европейской части России составляет 200 мм и изменяется от 300–350 мм в бассейне Северной Двины, в Карелии и на Кольском полуострове до 0–15 мм на юге и юго-востоке. Коэффициенты вариации годового стока рек составляют на севере ЕЧР 0.20–0.25 и увеличиваются в южных районах до 0.60–0.70. Наиболее высокая изменчивость стока характерна для рек, протекающих по Прикаспийской низменности (C_v = 0.80–1.00) [Водные ресурсы ..., 2008].

Наибольшие значения коэффициента автокорреляции (r(1)) свойственны лесостепным и степным рекам с засушливым климатом и с глубоким залеганием грунтовых вод. Коэффициенты автокорреляции суммарного речного стока здесь изменяются преимущественно в интервале от 0.2 до 0.4, достигая максимума в Приуралье (0.4-0.6) [Долгов, Коронкевич, 2010]. Они обусловлены значительной инерционностью подземной составляющей стока с весьма высокими коэффициентами автокорреляции (r(1)=0.6-0.8). В районах лесной зоны с неглубоким залеганием грунтовых вод и развитием верховодки подземный сток более динамичен, и наблюдается уменьшение корреляционной связи между смежными элементами его рядов до 0.2–0.4, а речного стока – до значений, находящихся в пределах ошибок расчета. Таким образом, в лесной зоне возможности естественного многолетнего регулирования речного стока его подземной составляющей сравнительно невелики (в отличие от сезонного регулирования) [Долгов, Коронкевич, 2010].

Ha общем фоне широтного изменения речного стока области выделяются возвышенностей, характеризующиеся повышенными величинами стока, и зоны, в которых формирование стока подчинено местным азональным условиям. На возвышенностях ЕЧР происходит увеличение речного стока до 400-450 мм в год. Большие величины стока отмечаются для рек Кольского полуострова, особенно для тех, которые расположены на его северном побережье (до 550-600 мм в год). Максимальные величины слоя стока на ЕЧР наблюдаются в бассейне р. Баксан – 1670 мм/год [Водные ресурсы ..., 2008]. Наряду с районами повышенного стока встречаются и значительные области с пониженной водностью рек. Они приурочены к низинам или подветренным склонам возвышенностей. Так, сток рек, протекающих по Ловатско-Ильменской низменности, составляет 150–180 мм в год. В пределах южной половины ЕЧР распределение стока больше приближается к зональному, чем в Кавказ по характеру распределения стока представляет северных районах. собой специфический район. Сток рек Кавказа увеличивается с высотой местности и уменьшается при переходе от западных увлажненных районов к более засушливым восточным. Реки западного склона Урала достаточно водоносны. На Северном Урале в бассейне р. Печоры сток составляет 700-750 мм в год. В средней части западного склона Урала в верховьях р. Вишеры отмечаются величины стока 600-650 мм. Южнее Екатеринбурга сток уменьшается до 200-250 мм, а в пределах Мугоджарских гор составляет 30–60 мм [Водные ресурсы ..., 2008].

Годовой сток рек ЕЧР в последние десятилетия претерпевает существенные изменения [Георгиевский и др., 2014]. Так, за 1981–2012 гг. по сравнению с 1936–1980 гг. произошло увеличение нормы речного стока во всех федеральных округах (ФО) ЕЧР – в Северо-Западном на 7.8%, в Центральном на 8.3%, в Приволжском на 13.6% и на 8.2% в Южном. В Азиатской

части России относительное изменение стока не столь существенно – 1.2% в Уральском, 2.9% в Дальневосточном и 3.6% в Сибирском ФО. Согласно имеющимся прогнозам, в ближайшие десятилетия изменение годового стока рек ЕЧР будет продолжаться [Катцов, Говоркова, 2013]. В целом для ЕЧР, помимо Крымского, Южного и Северо-Кавказского ФО, произойдет увеличение стока в пределах 10%. На остальной части ЕЧР произойдет снижение в пределах 0– 20%.

Стоит отметить некоторые сложности, возникающие при региональной оценке изменения речного стока. Фундаментальная сложность заключается в том, что речной сток представляет собой интегральную величину, относящуюся ко всему речному бассейну, и мы не знаем, как меняется сток внутри речного бассейна. В результате при обобщении мы определяем изменение величин, имеющих различные пространственные и временные масштабы изменчивости. Частично эта проблема решается использованием «частных водосборов», однако, остается проблема неравномерности гидрометрической сети. Так, для севера ЕЧР она в разы реже, чем в бассейнах Оки или Дона [Джамалов и др., 2015]. Подобная пространственная неоднородность сети наблюдений может привести к появлению «псевдозональности» у некоторых характеристик стока, зависящих от площади. Еще одной значительной проблемой является наличие пропусков в рядах наблюдений. Тенденция к группировке пропусков в рядах стока, с одной стороны, и наличие периодов повышенной и пониженной водности, с другой, при осреднении за недостаточно длительный период могут привести к тому, что рассчитанные величины изменения речного стока на соседних водосборах будут существенно различаться. Также существенную сложность представляет антропогенное изменение речного стока, как за счет водопотребления, так и за счет изменения условий формирования. Для ряда бассейнов (Дон, Кубань, Терек) значительному антропогенному воздействию подвержена практически вся территория. В результате, даже если удается найти водосбор с условно естественными условиями формирования речного стока, он не репрезентативен для всего бассейна.

Анализ изменения годового речного стока за 1945–2010 гг. на уровне речных бассейнов, проведенный с участием автора работы, представлен в работах [Джамалов и др., 2014; Джамалов и др., 2016]. Сравнения производилось за два 33-летних периода 1945–1977 гг. и 1978–2010 гг. Показано, что для рек бассейна Печоры, верховьев Северной Двины, бассейна Вычегды характерно увеличение годового стока в пределах 10%. Наибольшие изменения годового стока (на 15–30%) наблюдаются на реках ЕЧР, расположенных примерно между 56° и 60° с. ш. (левобережные притоки Волги в её верхнем и среднем течении, часть бассейна Камы). Примерно так же увеличился сток притоков Волги и Урала в лесостепной зоне. Ареал наибольшего увеличения годового стока приурочен к переходу лесостепной и лесной зоны

(рисунок 3.13 слева) [Джамалов и др., 2015]. Для бассейна Урала, левобережных притоков Нижней Волги, большей части бассейна Дона (за исключением бассейна Северского Донца) отмечается слабое уменьшение годового стока в пределах 15%, для верховьев Хопра – до 30%. Для бассейнов Кубани и Терека произошло увеличение стока на 5–50% в зависимости от подбассейна. Вероятно, здесь сказалось сильное антропогенное воздействие [Джамалов и др., 2015].

Для того, чтобы выяснить, укладываются ли эти изменения в гипотезу о стационарности колебаний речного стока, мы использовали двусторонний параметрический критерий Стьюдента [Fundamentals of Statistical ..., 2017]. Наиболее значительные изменения имеют место в верховьях бассейнов Печоры и Северной Двины, в бассейнах Камы и левобережья Урала выше Оренбурга (рисунок 3.13 справа). Также значительные области, где *p-value* менее 5%, наблюдаются в бассейнах Верхней Волги, Оки и Западной Двины. Значимо вырос и сток рек Кавказа, хотя в силу указанных выше факторов достоверность выводов об изменении стока рек Кавказа невелика.



Рисунок 3.13. Изменение годового речного стока за 1978–2010 гг. к 1945–1977 гг., % [Джамалов и др., 2014] (слева) и *p*-value этих изменений по критерию Стьюдента (справа).

Одними из факторов, определяющих величину нормы годового стока, являются величины слоя осадков и потенциального испарения. Существует ряд формул, связывающих эти величины. Сравнение формул Шрайбера, Ольдекопа и Будыко показало, что первая дает наиболее близкие к измеренным величинам стока результаты (хотя различия между формулами в величине коэффициента детерминации составляют не более 2.5 %) [Gardner, 2009].

$$E = P(1 - exp(-PET/P)). \tag{3.8}$$

Использование формулы Шрайбера требует ряда допущений: 1) рассматривается промежуток времени достаточно длительный для того, чтобы можно было считать величину изменения влагозапасов пренебрежительно малой по сравнению с величинами осадков, испарения и речного стока; 2) нет водообмена с соседними бассейнами. В этом случае величина осадков равна сумме испарения и речного стока. Далее предполагается, что испарение не может превышать величину потенциального испарения и что при нулевых осадках величины испарения и речного стока также равны 0. Аналогично принимается, что при неограниченном росте осадков величина испарения стремится к величине потенциального испарения.

Для того, чтобы определить вклад осадков и потенциального испарения в величину изменения речного стока, полученного по формуле Шрайбера, это изменение может быть выражено через изменение *P* и *PET*. Как известно, полный дифференциал функции двух переменных может быть выражен как

$$dR = \frac{\partial R}{\partial P}dP + \frac{\partial R}{\partial PET}dPET.$$
(3.9)

Применяя последовательно к формуле (3.8) правила дифференцирования произведения функций, дифференцирования сложной функции и зная производные элементарных функций получим

$$\frac{\partial R}{\partial P} = exp\left(-\frac{PET}{P}\right)\left(1 + \frac{PET}{P}\right),\tag{3.10}$$

$$\frac{\partial R}{\partial PET} = -exp\left(-\frac{PET}{P}\right). \tag{3.11}$$

Для расчета частных производных возьмем средние за 1945–2014 гг. величины *P* и *PET*, а *dPET* и *dP* заменим на разницу средних за два периода. Таким образом, мы можем определить вклад *P* и *PET* в изменение речного стока как

$$P_{\text{вклад,\%}} = \left| \frac{\partial R}{\partial P} dP \right| * 100\% / \left(\left| \frac{\partial R}{\partial P} dP \right| + \left| \frac{\partial R}{\partial PET} dPET \right| \right), \tag{3.12}$$

$$PET_{\text{вклад,\%}} = \left| \frac{\partial R}{\partial PET} dPET \right| * 100\% / \left(\left| \frac{\partial R}{\partial P} dP \right| + \left| \frac{\partial R}{\partial PET} dPET \right| \right).$$
(3.13)

Доля вклада изменения осадков в изменение речного стока показана на рисунке 3.14. Как видно, на большей части ЕЧР вклад изменения *P* составил более 80%. Области, где доля осадков составляет менее 60% (бассейн Невы, Онеги, Верхней Волги), соответствуют областям, где величина осадков изменилась меньше всего (рисунок 3.1), а величина потенциального испарения – больше всего (рисунок 3.9).



Рисунок 3.14. Вклад изменения осадков в изменение речного стока, рассчитанного по формуле Шрайбера, %.

Стоит отметить, что частная производная по осадкам больше частной производной по потенциальному испарению в $1 + \frac{PET}{P}$ раз по модулю, т.е. она всегда больше, и разница растет с ростом аридности климата. Таким образом, величина стока более чувствительна к изменению слоя осадков, чем слоя потенциального испарения.

Помимо изменения климата, на изменение годового стока рек ЕЧР повлияло также антропогенное воздействие, сказывающееся как через величину безвозвратного водопотребления, так и через изменение условий формирования стока. Наиболее значителен вклад антропогенного воздействия на годовой сток в бассейнах рек Волги, Дона, Кубани, Терека и Сулака [Водные ресурсы ..., 2008].

Согласно [Георгиади и др., 2014], в целом для бассейна Волги безвозвратное водопотребление составляло 0.2–0.3% за 1882–1929 г., увеличиваясь вплоть до середины 1980-х годов до 5-6%, и упав в последние годы до 2.5-3%. Потери воды за счет водохранилищ (испарение, расходы на заполнение и подъем уровня подземных вод) составляют в среднем 2-3% от годового стока Волги, хотя в период их активного строительства в 1956-1960 гг. они достигали 8-9%. На 2015 г. они составили 1.28% [Водный кадастр.... 2016. URL: http://www.hydrology.ru/sites/default/files/Books/wr-2015_0812_ispr.pdf]. Влияние агротехнических мероприятий от практически нулевого в 1930 г. выросло до 2-3% годового стока к середине 1980-х и снизилось до 1-1.5% после 1990-х. Влияние осушения в целом незначительно и на пике привело к увеличению годового стока на 0.5-1%. Рубка леса и его последующее восстановление в бассейне Волги приводит к сокращению речного стока на 2% ежегодно за счет роста испарения. Рост урбанизации, напротив, привел к росту годового стока на 2%. В целом, увеличиваясь с начала XX в., наибольшее общее антропогенное воздействие на сток Волги пришлось на 1956-1960 гг. (период активного гидротехнического строительства) и 1980-е годы (сельское хозяйство и испарение с водохранилищ), приведя к сокращению речного стока более чем на 10% [Водные ресурсы..., 2008]. По данным [Водный кадастр ..., 2016], потери воды в бассейне Волги (створ г. Волгоград) в 2015 г. составили 27.5 км³ или около 10.6% от нормы годового стока (259 км³), хотя 22.6 км³ из этого объема представляют собой расход на пополнение водохранилищ.

Антропогенное воздействие в бассейне Дона имеет длительную историю. Уже в период 1881–1930 гг. оно составляло примерно 1% годового стока, а к 1981–1990 гг. достигло 1/3, снизившись в два раза в наше время и имея дальнейшую тенденцию к снижению (в 2015 г. 8.1% с учетом изменения объема водохранилищ и 10.4% без учета [Водный кадастр ..., 2016]). Наибольший вклад в снижение стока за 1881–2005 гг. внесли орошаемое земледелие (около 38%), водохранилища (24%), хозяйственная деятельность на водосборе (18%), промышленное водопотребление (15%) и хозяйственно-бытовой сектор (около 5%) [Георгиади и др., 2014].

Главнейшими факторами, определяющими антропогенное изменение стока рек бассейна Кубани, являются переброска стока и расход воды на орошение. Переброска стока осуществляется, главным образом, за счет Невинномысского канала (год строительства 1948) и Большого Ставропольского (1967 г.) [Мельникова, Комлев, 2003]. Площадь орошаемых земель в бассейне Кубани выросла с 500 км² в 1960 г. до порядка 4300 км² к 1985 г., а начиная с 1995 г., она стабилизировалась на уровне 3700–3800 км². Под воздействием этих и некоторых других факторов потери годового стока, составляющие в 1960 г. порядка 8–9%, достигли 39% к 1990 г. и по данным до 2005 г. колебались в пределах 31–39%, составив на 2015 г. 33.6 % [Водные ресурсы ..., 2008; Водный кадастр..., 2016].

Ключевым фактором уменьшения стока в бассейнах рек Терека и Сулака является поливное земледелие [Водные ресурсы ..., 2008]. При суммарных водных ресурсах порядка 17.1 км³/год, антропогенное воздействие привело к уменьшению речного стока на 2 км³ в 1960 г., достигнув пика в 1980–1985 гг. (4.8–4.9 км³/год), сократившись до 3 км³ к 1995 г. и опять увеличившись до 4 км³ в 2005 г. По данным Водного кадастра, суммарные потери речного стока на 2015 г. составили 4.78 км³ или 28% от суммарного стока.

Более значительными, чем изменения годового стока, являются изменения сезонного стока, наиболее общей особенностью которого является уменьшение слоя стока за половодье и его рост в меженный период [Георгиевский и др., 2014; Водные ресурсы ..., 2008; Джамалов и др., 2014; Джамалов и др., 2016].

В северной и западной частях бассейна Оки и части притоков Верхней Волги минимальные месячные зимние расходы в период 1978–2010 гг. выше соответствующих значений за период 1945–1977 гг. на 60–90%, в южной части бассейна Оки – более чем на 120%, на левобережье нижнего течения Волги – на 75–100%, в бассейне Дона – на 60–100%. Несколько меньшее увеличение (20–60%) характерно для бассейна Камы, для части бассейна Верхней Волги и ее притоков. Значимое увеличение минимальных месячных зимних расходов воды наблюдается и для западной части Северного края: бассейнов рек Онега (15–20%) и Северная Двина (15–35%) [Джамалов и др., 2015] (рисунок 3.15 слева).



Рисунок 3.15. Изменение минимальных месячных расходов зимней (слева) и летней (справа) межени [Джамалов и др., 2014].

Так же, хоть и не столь значительно, выросли расходы за всю зимнюю межень. Более чем на 95% рассмотренных постов наблюдается повышение величины зимнего стока. Для 82% постов рек бассейна Дона и Волги (Верхняя Волга, Нижняя Волга, бассейн Камы, бассейн Оки) и для 43% рек Северного края (Онега, Мезень, Печора, Северная Двина) это изменение оказалось значимым по критерию Стьюдента (α = 5%). Изменения в водном режиме рек выражены тем ярче, чем южнее находится бассейн реки. Так, для рек бассейна Дона увеличение водности за зимний период составило от 20 до более чем 100%. Для рек бассейна Камы в среднем изменение составляет 40%, Верхней Волги – 50%, Нижней Волги – 70%, для рек Севера ЕЧР оно не превышает 30% [Джамалов и др., 2015].

Установлено, что увеличение зимней температуры привело к уменьшению глубины промерзания почвы и увеличению ее дренирующих свойств, возрастанию количества и продолжительности зимних оттепелей, во время которых происходит снеготаяние и водоотдача из снежного покрова, пополнение запасов грунтовых вод и формирование поверхностного стока. Повышение зимней температуры и уменьшение глубины промерзания почв замедляет мерзлотные процессы на водосборе, что способствует росту зимнего стока. Повышение

температуры также приводит к уменьшению изъятий доли стока, идущей на формирование ледяного покрова, и увеличивает гидравлическую проводимость водотоков, что также является фактором повышения меженного стока в холодный сезон [Георгиевский и др., 2014].

Причинами увеличения минимальной водности рек ЕЧР в период летней межени служит зимнее пополнение ресурсов подземных вод за счет увеличения числа оттепелей и, с другой стороны, рост атмосферных осадков. Рост минимальных месячных расходов летней межени в среднем на 10–30% меньше, чем минимальных месячных расходов зимней межени. В бассейнах Оки, Дона, части притоков верхнего и нижнего течения Волги увеличение расходов летней межени относительно периода 1945–1977 гг. составляет в среднем 45–65%. Однако для северной части бассейна Верхней Волги и ряда притоков Нижней Волги минимальные месячные расходы летней межени увеличились в последние десятилетия больше, чем для зимней межени (на 70–90%). В бассейне Камы увеличение минимальных месячных расходов и др., 2015] (рисунок 3.15 справа).

Считается, что основное питание подземных вод в районах промерзания зоны аэрации осуществляется весной и частично осенью, а в южных районах – в зимне-весеннее время [Ковалевский, 2007]. Таким образом, величина подземного питания реки в период летней межени зависит от уровня подземных вод на конец весны и слабо зависит от величины летних осадков. Это подтверждается значениями коэффициентов корреляции между величинами бассейновых влагозапасов в мае и октябре (рисунок 3.16).

Минимальные значения коэффициента корреляции наблюдаются в пределах северной части ЕЧР. Это может быть связано с тем, что в мае на этой территории присутствуют значимые запасы поверхностных вод (снежный покров, русловые запасы и т. д.), которые быстро сокращаются и не влияют на влагозапасы в октябре. Кроме того, в северных районах за счет меньшей величины испарения бо́льшая, по сравнению с южными районами, часть летних осадков идет на формирование речного стока и пополнение запасов подземных вод. Также в северных районах меньше разница между влагозапасами в мае и октябре, в результате чего случайные ошибки определения влагозапасов вносят бо́льший вклад в снижение выборочного коэффициента корреляции. В южной части ЕЧР коэффициент корреляции превышает 0.6. Особенно коэффициент корреляции велик в бассейнах Терека, Сулака, Самура, в южной и западной части бассейна Дона, где он превышает 0.8.



Рисунок 3.16. Коэффициент корреляции между величинами бассейновых влагозапасов в мае и октябре (по GRACE).

Произошедшие изменения в сезонном стоке привели к значительному изменению степени его зарегулированности. Одним из показателей степени неравномерности речного стока служит коэффициент естественной зарегулированности (φ), который равен (3.14) и представляет собой отношение площади, лежащей между линией среднегодовых расходов и гидрографом, ко всей площади под гидрографом.

$$\varphi = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_{bas}}{n \cdot \bar{Q}}.$$
(3.14)

где Q_{bas} – базисный расход, Q_i расход за *i* промежуток времени, \overline{Q} – средний расход за *n* промежутков.

Увеличение коэффициента естественной зарегулированности, происходящее на всей ЕЧР (за исключением ряда рек Северного края), свидетельствует о происходящих существенных изменениях условий формирования стока и его режима в последние годы, сопровождающихся значительным снижением неравномерности внутригодового распределения, увеличением подземной и уменьшением поверхностной составляющих речного стока. Максимальные значения φ наблюдались в 1978–2010 гг. по сравнению с периодом 1945–1977 гг. в бассейне Дона. Значительное увеличение значений φ в период 1978–2010 гг. произошло также на левобережье нижней части бассейна Волги (на 25–40%) [Джамалов и др., 2015] (рисунок 3.17 слева).



Рисунок 3.17. Изменение (%) коэффициента естественной зарегулированности речного стока (слева) [Джамалов и др., 2014] за 1978–2010 гг. к 1945–1977 гг. и изменение средней абсолютной разницы среднемесячных расходов воды (справа) за 1978–2014 гг. к 1945–1977 гг. Рассчитано по среднемесячным данным.

Коэффициент естественной зарегулированности представляет собой относительную величину, меняющуюся от 0 до 1, и поэтому его относительное изменение сложно интерпретировать, особенно в условиях изменения нормы стока. В связи с этим для характеристики неравномерности годового стока мы использовали среднюю абсолютную разницу (MD_{rog}), рассчитанную для каждого года по среднемесячным значениям. Поскольку при расчете MD_{rog} мы предъявили более строгие требования к пропускам в рядах данных, чем для расчета изменения годового стока (не менее 20 лет без пропусков за каждый период до и после 1978 г.), он был рассчитан лишь для порядка 290 водосборов, что недостаточно для обобщения на всю ЕЧР (рисунок 3.17 справа).

В целом реки севера и северо-запада ЕЧР не испытали значительного изменения МД годового стока – изменения находятся в пределах от -10 до 10%. Исключения составляют верховья Северной Двины (реки Луза и Вычегда) и низовья Онеги, где неравномерность стока выросла (в пределах 10-25%). В низовьях Печоры неравномерность стока, напротив, уменьшилась, хотя и не более чем на 10% (кроме р. Коткина). На Кольском полуострове и в Карелии заметно увеличение неравномерности стока, вплоть до 50%, как на р. Кереть. На ряде створов есть заметное уменьшение MD_{rog} , но сток на них частично зарегулирован водохранилищами и не является репрезентативным. Для бассейнов рек Кама и Урал картина пестрая: в некоторых бассейнах происходит увеличение неравномерности стока, а в некоторых - снижение. На левобережье Верхней Волги изменения MD_{год} не велики, хотя в целом наблюдается рост. На правобережье Верхней Волги картина противоположная. На большей части бассейна Дона происходит снижение *MD*_{год} более чем на 30%. Однако выделяются участок р. Дон между створами г. Павловск и Георгиу-Деж и часть бассейна Хопра, где неравномерность стока выросла более чем на 50%. Вероятно, это связано с ростом водозабора на этих участках во второй период (сток р. Хопер сократился почти на 30%) или с ошибками в исходных данных. Для Нижней Волги данных немного, но на имеющихся постах MD_{гол} сократился на 10% и более (на р. Большой Караман сокращение составило 52%). В бассейне Кубани неравномерность стока несколько снизилась – в пределах 10%. Значительно увеличилась неравномерность стока в бассейне р. Лаба, но, вероятно, это связано с ошибками в исходных данных (некоторые из них были выявлены, но требуется более детальный анализ исходной информации для окончательных выводов).

Как уже отмечалось, изменение внутригодовой неравномерности стока связано, главным образом, с увеличением стока зимней межени и уменьшением стока половодья. Однако существуют, хоть и не столь значительные, изменения в неравномерности стока летней межени. За летнюю межень был выбран период с июля по октябрь (помимо створов Усть-Пинега на Северной Двине и Усть-Цильма на Печоре), т.к. на большей части ЕЧР в это время половодье закончилось, а зимняя межень еще не началась. Минимальное количество суточных значений за июль–октябрь для расчета *MD* было принятым равным 100. Поскольку использовались суточные данные, информация представлена лишь для 27 створов (таблица 3.5). Кроме того, расчет производился не для «частных водосборов», а для всего бассейна до указанного поста, т.к. для суточного интервала времени изменение расхода воды между постами может сильно зависеть от изменения русловых запасов.

| Река – пост | <i>MD</i> изм. % | p-value, % | <i>RMD</i> изм. % |
|--|---------------------|------------|----------------------|
| р. Сухона – д. Каликино | -1 | 96 | 3 |
| р. Северная Двина – с. Усть- Пинега | -26 | 12 | -26 |
| р. Мезень – с. Малонисогорская | -25 | 2.1 | -15 |
| р. Печора – с. Усть-Цильма | -3 | 76 | -7 |
| р. Поной – с. Каневка | -3 | 76 | -1 |
| р. Умба – с. Паялка | -5 | 62 | 4 |
| р. Волга – г. Старица | 26 | 16 | -20 |
| р. Молога – г. Устюжна | 34 | 19 | -3 |
| р. Унжа – Макарьев | -8 | 78 | -25 |
| р. Ока – г. Калуга | 33 | 18 | -6 |
| р. Ока – г. Муром | 49 | 3.3 | 4 |
| р. Угра – с. Товарково | 2 | 93 | -18 |
| р. Мокша – г. Темников | 36 | 15 | -35 |
| р. Клязьма – г. Ковров | 6 | 83 | -13 |
| р. Ветлуга – г. Ветлуга | 7 | 80 | -12 |
| р. Кама – пос. Гайны | 8 | 55 | 0 |
| р. Вишера – д. Рябинино | -5 | 60 | -12 |
| р. Белая – г. Стерлитамак | 16 | 53 | -2 |
| р. Дема – с. Бочкарево | 39 | 5.2 | -12 |
| р. Вятка – г. Вятские Поляны | 38 | 4.8 | -9 |
| р. Чепца – г. Глазов | 67 | 4.0 | 7 |
| р. Самара –пос. Елшанка | -46 | 26.3 | -38 |
| р. Дон – ст. Казанская | 94 | 0.0 | 31 |
| р. Сосна – г. Елец | 17 | 23 | -23 |
| р. Хопер – х. Бесплемяновский | 77 | 0.0 | 8 |
| р. Медведица – ст. Арчединская | 22 | 13 | -10 |
| р. Чир – ст. Обливская | 2 | 91 | -14 |

Таблица 3.5. Изменение *MD* и *RMD* стока летней межени* за 1978–2014 гг. к 1945–1977 гг., и значимость изменения *MD* по критерию Стьюдента, %.

* За летнюю межень принимался период с июля по октябрь. Для створов р. Северная Двина – с. Усть-Пинега и р. Печора – с. Усть-Цильма брался период с августа по октябрь.

Для северных рек (в т.ч. Карелии и Кольского полуострова) характерно уменьшение неравномерности стока, особенно заметное на реках Мезень и Северная Двина, где оно составило 25%. Напротив, для многих рек бассейна Верхней Волги и Оки наблюдается рост неравномерности стока за июль–октябрь, максимальный у р. Оки в створе г. Муром, где он составил 49% (в г. Калуга, выше впадения р. Москвы, 33%). В целом увеличилась

неравномерность летнего меженного стока и в бассейне р. Камы. На р. Вятка в створе г. Вятские Поляны рост составил 38%, а на р. Чепца в створе пос. Глазов – 67%. Имеется заметное уменьшение MD на р. Самара в створе пос. Елшанка, на 46%, однако *p-value* составило всего 26%. В бассейне Дона, вероятно, имеет место некоторый рост неравномерности стока летней межени, хотя рост MD на реках Дон и Хопер во многом может быть обусловлен антропогенным воздействием. Всего на 9 из 27 рассмотренных створов произошло уменьшение MD и лишь на одном из них оно значимо на 5% уровне. Рост MD зафиксирован на 18 створах, причем на 5 из них он значим на 5% уровне. Графики изменения MD для некоторых створов представлены на рисунке 3.18.

В отличие от *MD*, для большей части постов (20) характерно уменьшение *RMD*. Рост свыше 5% наблюдается лишь в двух створах в бассейне Дона (р. Дон – ст. Казанская, р. Хопер – х. Бесплемяновский) и одном створе в бассейне Вятки (р. Чепца – г. Глазов).

Представляется, что основным фактором роста MD служит рост стока летней межени. Поскольку на начало летней межени запасы подземных и русловых вод были больше во второй период, то и скорость их спада была больше, что и привело к росту MD. Относительная неравномерность стока (RMD), напротив, в основном снизилась. Вероятно, это связано с тем, что на фоне увеличения подземного питания паводочный сток стал менее ярко выражен. Для того, чтобы проверить это утверждение, для 9 водосборов (рисунок 3.19) были рассчитаны величины подземного стока на начало летней межени (1 августа для Печоры и Северной Двины и 1 июля для всех остальных) Q_1 и величина MD_{oc} суточных осадков за период летней межени.



Рисунок 3.18. Изменение *MD* суточных значений речного стока в створах рек Северная Двина – п. Усть-Пинега (а), Унжа – г. Макарьев (б), Вятка – г. Вятские Поляны (в), Ока – г. Муром (г), Дон – ст. Казанская (д), Медведица – ст. Арчединская (е).



Рисунок 3.19. Положение водосборов, для которых рассчитывался вклад Q_1 и MD_{ner} в изменение MD стока (с перекрытием). 1) р. Печора – с. Усть-Цильма, 2) р. Дон – ст. Казанская, 3) р. Медведица – ст. Арчединская, 4) р. Мокша – г. Темников, 5) р. Ока – г. Калуга, 6) р. Ока – г. Муром, 7) р. Самара – пос. Елшанка, 8) р. Северная Двина – с. Усть-Пинега, 9) р. Угра – с. Товарково.

Величина подземного стока на начало летней межени за 1948–2012 гг. была получена М.Б. Киреевой с помощью программы GrWat (авторы – М.Б. Киреева и Е.П.Рец). Программа производит расчленение гидрографа на основе данных по суточным расходам воды, температуре воздуха и осадкам. MD_{oc} для всего бассейна рассчитывался как средневзвешенный по площади между метеостанциями, расположенными в пределах бассейна и вблизи от его границ. Таким образом, рассчитанные величины MD_{oc} представляют собой не характеристику неравномерности среднего для всего бассейна слоя осадков, а среднюю неравномерность слоя осадков в каждой точке бассейна. Подобное упрощение связано с недостаточно густой сетью метеостанций, не позволяющей с достаточной точностью рассчитать слой осадков за одни сутки для всего бассейна.

Для оценки вклада Q_1 и MD_{oc} использовался метод, схожий с тем, что мы использовали для оценки вклада P и *PET* в изменение годового стока, с той разницей, что у нас отсутствовали

априорные соображения о зависимостях $MD(MD_{oc})$, $MD(Q_1)$, $RMD(MD_{oc})$, $RMD(Q_1)$. Мы допустили, что их можно приближенно представить в виде линейных функций, чьи параметры можно оценить по рядам наблюдений. Регрессионные зависимости составлялись за 1978– 2012 гг., т.к. за этот период MD, RMD, MD_{oc} и Q_1 можно считать условно стационарными. Также было принято допущение о независимости величин Q_1 и MD_{oc} . Коэффициенты корреляции полученных зависимостей представлены в таблице 3.6.

| Barra ampon | 1 | MD | RMD | | |
|------------------------------------|-------|---------------|-------|---------------|--|
| Гека-створ | Q_1 | $MD_{\rm oc}$ | Q_1 | $MD_{\rm oc}$ | |
| р. Печора – с. Усть-Цильма | 0.22 | 0.64 | -0.03 | 0.23 | |
| р. Дон –ст. Казанская | 0.43 | 0.36 | -0.08 | 0.35 | |
| р. Медведица – ст. Арчединская | 0.65 | 0.13 | 0.23 | -0.07 | |
| р. Мокша – г. Темников | -0.02 | 0.66 | -0.29 | 0.62 | |
| р. Ока – г. Калуга | 0.38 | 0.66 | 0.34 | 0.66 | |
| р. Ока – г. Муром | 0.49 | 0.35 | 0.43 | 0.28 | |
| р. Самара – пос. Елшанка | 0.74 | 0.37 | 0.35 | 0.39 | |
| р. Северная Двина – с. Усть-Пинега | 0.43 | 0.69 | 0.16 | 0.47 | |
| р. Угра – с. Товарково | 0.10 | 0.68 | -0.07 | 0.70 | |

Таблица 3.6. Коэффициенты корреляции между величинами MD, RMD, MD_{oc} и Q₁.

В среднем на 9 рассмотренных водосборах Q_1 и MD_{oc} объясняют 49% дисперсии MD стока. Наименее тесная связь имеет место в створе р. Дон – ст. Казанская (32%), а наиболее тесная – в створе р. Самара – пос. Елшанка (68%). Для всех створов, кроме р. Мокша – г.Темников, коэффициенты корреляции положительны, т.е., как мы и утверждали ранее, чем больше величина подземного стока на начало летней межени, тем более неравномерен речной сток в течение летней межени. В силу ограниченности сверху и снизу величины *RMD* коэффициент корреляции Пирсона может не полностью отражать ее зависимость от Q_1 и MD_{oc} , однако из таблицы 3.6 видно, что с ростом Q_1 *RMD* может как уменьшаться, так и возрастать в зависимости от конкретного бассейна.

Для расчета вклада изменения Q_1 и MD_{oc} в изменение MD стока (MD_{Q1} и $MD_{MD.oc}$ соответственно) полученные за 1978–2012 гг. коэффициенты регрессии были умножены на изменение величин Q_1 и MD_{oc} за два периода. Вклад Q_1 в изменение стока (MD_{Q1} , %) был рассчитан как

$$MD_{Q1}, \% = \frac{|MD_{Q1}| * 100\%}{|MD_{01}| + |MD_{MD,oc}|}.$$
(3.15)

Рассчитанная величина изменения MD ($\Delta MD_{\text{расч.}} = MD_{Q1} + MD_{MD.oc}$) была сопоставлена с величиной фактического изменения MD ($\Delta MD_{\phi a \kappa r.}$). Величина отклонения $\Delta MD_{\text{расч.}}$ от $\Delta MD_{\phi a \kappa r.}$ рассчитывалась как

$$\Delta, \% = \frac{\Delta M D_{\text{pacy.}} - \Delta M D_{\phi \text{aky.}}}{M D_1},\tag{3.17}$$

| Река – створ | MD_1 | MD Q1 | MD MD.oc | $MD_{Q1},\%$ | ∆ <i>MD</i> расч. | ∆ <i>MD</i> _{факт.} | Δ, % |
|--|--------|----------|-------------|--------------|-------------------|------------------------------|------|
| р. Печора – с. Усть-Цильма | 411 | 9.85 | 0.409 | 96 | 10.3 | -9.01 | -4.7 |
| р. Дон – ст. Казанская | 13 | 4.28 | 1.64 | 72.2 | 5.92 | 11.8 | 45 |
| р. Медведица – ст. Арчединская | 11 | 5.06 | -0.04 | 99.2 | 5.02 | 2.33 | -24 |
| р. Мокша – г. Темников | 24.8 | -1.28 | 5.62 | 18.6 | 4.34 | 7.94 | 14 |
| р. Ока – г. Калуга | 55.9 | 42.5 | 15.4 | 73.4 | 57.8 | 25.1 | -58 |
| р. Ока – г. Муром | 36.7 | 19.9 | 4.04 | 83.1 | 24 | 13.9 | -28 |
| р. Самара – пос. Елшанка | 28.8 | 6.66 | 0.51 | 92.9 | 7.17 | -13 | -70 |
| р. Северная Двина – с. Усть- Пинега | 199 | 16.2 | 9.87 | 62.1 | 26 | -57.5 | -42 |
| р. Угра – с. Товарково | 117 | 18.3 | 29.9 | 38 | 48.2 | 13.5 | -30 |

где *MD*₁ – величина *MD* стока за 1948–1977 гг. Результаты расчета представлены в таблице 3.7.

Таблица 3.7. Изменение MD стока летней межени 1978–2012 гг. к 1948–1977 гг., с учетом вклада Q_1 и $MD_{oc.}$, в 10³ мм/сут., если не указано иного.

Как видно из таблицы 3.7, на семи из девяти рек вклад Q_1 в изменение *MD* стока больше, чем $MD_{oc.}$ Наименее заметен вклад Q_1 на реках Мокша и Угра, являющихся притоками Оки. Для остальных створов, в т.ч. расположенных на Оке, MD_{Q1} составляет 60% и более. Отметим, что для семи створов $\Delta MD_{\text{факт.}}$ отличается от $\Delta MD_{\text{расч.}}$ более чем на 20%, а наибольшее расхождение наблюдается для створа р. Самара – пос. Елшанка, имеющего наиболее тесную связь MD с Q1 и *MD*_{ос} (таблица 3.6). Столь сильное расхождение может быть вызвано двумя причинами. Первая: паводочный сток после начала межени, в силу наличия бассейнового добегания, может быть вызван осадками, выпавшими до начала межени. Аналогично, осадки, выпавшие ближе к концу межени, могут сформировать паводочный сток уже после ее окончания. Вторая причина заключается в том, что в ситуации, когда на начало межени наблюдается дождевой паводок, величина подземного стока будет минимальна, в то время как неравномерность общего речного стока, напротив, будет значительно выше среднего.

3.6 Бассейновые влагозапасы

Мы располагаем данными о суммарных бассейновых влагозапасах лишь с апреля 2002 г., но мы можем сделать некоторые предположения об их динамике и за более ранний период, исходя из данных о влажности почвы, уровне подземных вод и запасах воды в снеге. Согласно [Фатхи, 2015], основываясь на данных агрометеорологических станций, был сделан вывод о росте влажности почвы в верхнем 100 см слое в третью декаду сентября практически на всей ЕЧР за 1958-1999 гг. Для ряда субъектов Российской Федерации, таких как Татарстан, Воронежская, Липецкая, Тамбовская, Ивановская области, рост составил более 60%. Средняя величина роста, в абсолютном выражении, составила около 50 мм. Согласно данным В.С. Ковалевского [Клиге и др., 1993], на ЕЧР, без южной части и Предуралья, за 1945–1970 гг. происходило слабое снижение уровня грунтовых вод. Обобщенные для районов Кавказа, Крыма и юга Украины графики уровня грунтовых вод, напротив, демонстрируют рост за 1950-1970 гг. Данные воднобалансовых станций говорят о росте уровня грунтовых вод за 1950–1990 гг. [Водные ресурсы ..., 2008]. Основной рост пришелся на середину 1970-х годов, и к началу 1990-х он составил 50-130 см. Поскольку средняя для ЕЧР активная пористость в первой гидродинамической зоне (мощность порядка 100 м на ЕЧР) составляет около 15% [Водные ресурсы..., 2008], можно приблизительно оценить изменение запасов грунтовых вод в 75-195 мм. Для бассейна Дона рост запасов подземных вод был больше среднего для ЕЧР, составив 40-60 мм в верхних водоносных горизонтах и 180-200 мм в горизонтах региональной системы подземных вод [Джамалов и др., 2015]. Уменьшение запасов подземных вод произошло в местах появления депрессионных воронок, крупнейшие из которых находятся в ЦФО [Джамалов и др., 2015]. С другой стороны, во второй половине ХХ в. на ЕЧР было создано множество водохранилищ, которые не только сами по себе увеличили суммарные влагозапасы территории (хотя этот рост не отражается на изменении расхода воды), но и привели к локальному подъему уровня подземных вод.

По данным снегомерных съемок, за 1966–2015 гг., максимальный запас воды в снежном покрове на маршрутах в поле, в среднем для ЕЧР, вырос на 10 мм, а по маршрутам в лесу сократился на 12 мм. Из всех маршрутов (всего 284), у 10.5% был возрастающий тренд, значимый при α =5%, и у 5.2% – убывающий. При этом в поле значимый убывающий тренд наблюдался на 2.7% маршрутов, а возрастающий – на 13.8%. Для маршрутов в лесу эти значения составляют 11.4 % и 2.5%. Таким образом, за 1966–2015 гг. максимальный запас воды в снежном покрове изменился незначительно, увеличившись на полевых маршрутах и уменьшившись на лесных.

Рассмотрим более детально динамику *TWS* и его отдельных составляющих за 2002–2015 гг. За этот период был рассчитан месяц наступления минимальных и максимальных влагозапасов. Для времени как максимальных, так и минимальных влагозапасов прослеживается четкая зональность. Раньше всего минимальные за год влагозапасы формируются на крайнем севере – уже в августе (а на побережье – в июле). Для бассейна Верхней Волги и Камы минимальные влагозапасы наблюдаются уже в сентябре. Южнее 53° с.ш. минимальные влагозапасы наблюдаются в октябре (рисунок 3.20 а).



Рисунок. 3.20. Месяц наступления минимальных (а) и максимальных (б) влагозапасов на ЕЧР.

Вплоть до 50° с.ш. характерно, что по мере продвижения с северо-востока на юго-запад территории время наступления максимальных влагозапасов сдвигается с более поздних сроков (май) на более ранние (март). То, что южнее 50° с.ш. максимальные влагозапасы вновь наступают позже, связано с отсутствием в этом регионе устойчивого снежного покрова (на равнинной части территории и в предгорьях), который бы определял пик максимальных влагозапасов как пик максимальных запасов воды в снеге. В результате, в апреле и частично в мае сохраняется положительный баланс между осадками с одной стороны и испарением и речным стоком с другой.

При относительном постоянстве времени наступления максимальных и минимальных за год влагозапасов за 2002–2015 гг. и 2002–2014 гг. соответственно (различные периоды обусловлены пропусками в данных), сами их величины (TWS_{max} и TWS_{min}) претерпели некоторое изменение (рисунок 3.21). Отметим, что далее, когда речь идет о тренде изменения TWS и его отдельных составляющих, не имеется ввиду достоверное изменение их математических ожиданий (*m*), что связано со сложностью нахождения ФРВ *TWS* и короткой длиной рассматриваемого периода.



Рисунок 3.21. Изменение минимальных (а) и максимальных влагозапасов (б) за 2002–2015 гг., мм/год.

Для северной части ЕЧР существенных изменений TWS_{min} не произошло (рисунок 3.21а). Рост более 5 мм/год наблюдается лишь на северо-западе (местами) и северо-востоке (преимущественно в бассейне Печоры). Для бассейнов Камы, Урала, Верхней Волги и особенно Оки произошло некоторое уменьшение влагозапасов, в пределах 10 мм/год. Наиболее значимое снижение произошло в бассейне Дона (в меньшей степени – в бассейнах Хопра и Медведицы) и Кубани, где оно превысило 15 мм/год. Для бассейна Дона период 2007-2015 гг. является маловодным, с величинами осадков и стока ниже нормы. Видимо, дефицит осадков и повышенное испарение за эти годы привели к снижению минимальных влагозапасов (которые в бассейне Дона имеют место в октябре). Для бассейна Кубани столь очевидных причин снижения минимальных влагозапасов не имеется. Возможно, что снижение влагозапасов при метеорологических условиях, близких к норме, произошло за счет откачки подземных вод (значительная часть бассейна Кубани лежит в пределах Кропоткинско-Краснодарской депрессионной воронки [Состояние подземных...: [сайт]. URL: http://www.geomonitoring.ru/mpv_gdsost.html]). Однако стоит учитывать, что в бассейне Кубани велика ошибка определения TWS, а значения TWS значительно отличаются в зависимости от источника данных (глава 2). Изменение максимальных влагозапасов (рисунок 3.21 б) было не

столь существенным – положительные тренды не превышают 10 мм/год, а отрицательные – 15 мм/год. Практически для всего северо-запада ЕЧР и крайнего северо-востока наблюдается рост *TWS_{max}*, наиболее заметный в бассейнах таких крупных рек, как Днепр, Ловать, Нева, Онега. Области понижения максимальных влагозапасов на ЕЧР во многом совпадают с таковыми для минимальных влагозапасов. Примечательно, что в отличие от остальной части ЕЧР, на юге Урала и частично в Поволжье темпы спада *TWS_{max}* больше, чем *TWS_{min}*.

В целом для ЕЧР за период 2002–2015 гг. изменений *TWS* не произошло, хотя годы с минимальными значениями *TWS* (2010, 2011, 2014) относятся ко второй половине периода (рисунок 3.22). В бассейне Дона, претерпевшем наиболее существенные изменения по величине *TWS*, заметно его снижение за 2007–2010 гг. В дальнейшем спад прекратился, но возврата к уровню 2002–2007 гг. не произошло. Наименьшие влагозапасы в бассейне Дона имели место в 2015 г., когда их годовой максимум был на уровне минимума 2002–2007 гг. Ситуация в бассейне Оки схожа с бассейном Дона. Однако там с 2010 г. величина *TWS* вновь начала расти, достигнув максимума в 2013 г., когда влагозапасы в бассейне были на уровне 2002–2007 гг. Но в 2014–2015 гг. вновь произошел резкий спад. В 2015 г. наблюдались минимальные максимальные за год влагозапасы – они были на 52 мм меньше, чем средняя величина влагозапасов по всем месяцам за 2004–2009 гг. На северных водосборах изменения были меньше, и они не носили однонаправленного характера. Для бассейна Печоры можно выделить период спада в 2002–2006 гг., подъема в 2006–2007 гг., затем снова спад с 2007 по 2012 г. и подъем по 2016 г. В бассейне Невы (без Ладожского и Онежского озер) заметен рост в 2002–2004 гг. В остальные периоды каких-либо направленных многолетних изменений не было.



Рисунок 3.22. Изменение среднемесячных величин аномалий бассейновых влагозапасов на ЕЧР (1), в бассейне р. Дон – ст. Раздорская (2), р. Ока – г. Горбатов (3), р. Печора – с. Оксино (4), р. Северная Двина – с. Усть-Пинега (5), р. Нева – с. Новосаратовка (6) за 2002–2016 гг.

Для того, чтобы выявить роль подземных вод, почвенных вод (*SWC*) и запаса воды в снежном покрове (*SWE*) в динамике *TWS*, рассмотрим направленность их изменений. В целом за 2002–2015 гг. максимальный запас воды в снежном покрове, тесно связанный с формированием максимальных влагозапасов, не изменился (рисунок 3.23).



Рисунок 3.23. Изменение максимальных за зиму величин *SWE* по полевым (а) и лесным (б) маршрутам за 2002 – 2015 гг., мм/год.

В среднем по полевым маршрутам (рисунок 3.23а) рост *SWE* составил всего 0.04 мм/год. Для севера EЧР заметно снижение *SWE* в пределах 1–5 мм/год. В то же время на юге, особенно в бассейне Волги, наблюдается рост, также в пределах 1–5 мм/год. Для большей части лесных маршрутов (70%), расположенных главным образом на севере EЧР, характерно снижение *SWE* в среднем на 3 мм/год. Для той части лесных маршрутов, где имеется рост *SWE* (в основном на юге ЕЧР), он в среднем составляет 1.3 мм/год. Таким образом, снижение максимальных *TWS* на юге ЕЧР с сокращением *SWE* не связано. Небольшой рост *TWS_{max}* на севере-востоке ЕЧР (<5 мм/год) может быть вызван ростом *SWE*. Близкое к нулю изменение *SWE* на северо-западе ЕЧР не могло вызвать рост *TWS_{max}* (>5 мм/год) в этой области.

Картина изменения максимальных и минимальных запасов воды в почве (рисунок 3.24) близка к таковой для *TWS* – незначительные изменения на севере и снижение на юге.



Рисунок 3.24. Изменение минимальных (*SWC*_{min}) (а) и максимальных запасов почвенной влаги *SWC*_{max} (б) за 2002–2015 гг., мм/год (по данным реанализа ERA-Interim).

Снижение минимальных за год запасов воды в почве (SWC_{min}) в районах максимального спада TWS_{min}, не превышает 5 мм/год. Так, для бассейна Дона отрицательный тренд TWS_{min} не более, чем на 30% обусловлен снижением SWC_{min}. Оставшаяся часть, вероятно, связана с сокращением запаса поверхностных (пруды и водохранилища) и подземных вод. Скорость спада максимальных за год запасов воды в почве SWC_{max} уже существенно больше и для бассейнов Дона, Нижней Волги и района Кавказа объясняет уже более 50-70% отрицательного тренда *TWS_{max}*. Наиболее существенное расхождение в динамике *SWC_{max}* и *TWS_{max}* наблюдается в бассейнах Урала и частично Камы, где при снижении TWS_{max} со скоростью порядка 10 мм/год изменения SWC_{max} практически не происходит. Вывод о том, что снижение TWS в южной части ЕЧР затронуло не только почвенные воды, но и поверхностные с подземными, косвенно подтверждается тем фактом, что влияние начальных условий увлажнения почвы на ее последующую динамику сказывается на промежутке времени не более 4-6 месяцев [Демченко, Кислов, 2010; Гельфан, 2015], что недостаточно для формирования длительного периода снижения влагозапасов в условиях относительно стационарного климата. Также недавние исследования показали значительные величины коэффициентов корреляции (0.46-0.83) TWS с уровнем грунтовых вод для ряда скважин на ЕЧР [Савин и др., 2016].

Выводы по главе 3:

Водный баланс ЕЧР находится под воздействием множества факторов, главным из которых является глобальное изменение климата.

На большей части европейской территории России норма годового слоя осадков за второй период (1978–2014 гг.) по сравнению с первым (1945–1977 гг.) увеличилась на 3–9%. Вместе с тем имеются области роста более 9% и области уменьшения слоя осадков на более чем 3%. За этот же период увеличились такие показатели неравномерности и экстремальности осадков теплого периода, как средняя абсолютная разность (MD), относительная средняя абсолютная разность (RMD), средняя интенсивность осадков, максимальные суточные осадки и количество дней без осадков (хотя и в меньшей мере, чем последние четыре). Тенденция к росту средней интенсивности осадков, максимальных суточных осадков и количества дней без осадков, максимальных суточных осадков и количества дней без осадков, максимальных суточных осадков и количества дней без осадков для периода после 1976 г.

На весьма ограниченном материале показано, что на севере и востоке ЕЧР существенного (более, чем на 3%) изменения слоя испарения за второй период по сравнению с первым не произошло. Исключение составляет бассейн Мезени (выше створа с. Малонисогорская), где сокращение составило порядка 17%. На западе ЕЧР (бассейны Дона, Оки, Невы) слой испарения вырос с 3 до 8.8%. На 7 из 10 рассмотренных бассейнов произошел рост коэффициента стока. Уменьшение коэффициента стока произошло в бассейне Дона и Невы. Показано, что во второй период величина годового потенциального испарения была в целом на 0–3% больше, чем за первый период. При этом направленный рост потенциального испарения начался лишь с середины 1990-х гг.

Рост годового слоя стока составил 15–30% в средней полосе России (бассейны Верхней Волги и Камы), уменьшаясь к северу и югу до 0%. Основной причиной изменения годового стока на большей части ЕЧР является рост осадков. Рост минимальных зимних и летних меженных расходов воды в бассейнах Дона и Волги достигает 100%, сходя на нет южнее 48° с.ш. и в низовьях северных рек. Коэффициент естественной зарегулированности стока вырос практически повсеместно южнее 60° с.ш. Уменьшение абсолютной неравномерности сезонного стока (MD_{rod}) было менее распространенным в силу роста годового стока. На многих реках ЕЧР произошло увеличение абсолютной неравномерности (RMD). Вероятно, что главной причиной этих изменений является рост подземного питания на начало летней межени, а изменение неравномерности осадков в течение самой межени играет второстепенную роль.

Существенной чертой изменения бассейновых влагозапасов во второй половине XX в. является рост уровня грунтовых вод в 1970-х – 1980-х гг. В XXI в. на северной половине ЕЧР

существенного изменения влагозапасов не произошло, в то время как для южной половины произошло сокращение, достигающее 200 мм на части бассейна Дона и Кубани. Основным фактором снижения минимальных за год влагозапасов, вероятно, стали подземные воды, в то время как в снижении максимальных за год влагозапасов существенная роль могла принадлежать почвенным водам.
4 Использование данных о бассейновых влагозапасах для оценки составляющих водного баланса

4.1 Связь бассейновых влагозапасов с речным стоком и оценка возможности его прогнозирования

Величина бассейновых влагозапасов во многом определяет величину расхода воды, т.к., во-первых, представляет собой количество доступной для расходования воды, а во-вторых, определяет условия ее стекания. При осреднении рассматриваемых величин во времени и пространстве зависимость расхода воды от влагозапасов, с одной стороны, упрощается, а с другой, начинает приобретать случайный характер. В наиболее общей форме зависимость расхода воды (Q) от величины влагозапасов представляет собой возрастающую непрерывную функцию, равную нулю при *TWS*=0. Учитывая зависимость скорости потока от уровня воды, а также то, что величина пористости и коэффициента фильтрации в почвогрунтах обычно убывает от поверхности, может быть поставлено условие положительности второй производной Q по *TWS*. Так, Kirchner (2009) предложил использовать степенную, экспоненциальную или гиперболическую зависимость. Как правило, используется степенная зависимость [McNamara et al., 2011; Sproles et al., 2015], причем показатель степени b (4.1) ничем не ограничивается, превышая в некоторых случаях 20.

$$Q = a(TWS)^b + c. (4.1)$$

Свободный член *с* в (4.1) необходим в силу того, что в бассейне в той или иной форме всегда присутствует вода, не формирующая речного стока напрямую, т.е. не находящаяся в движении под действием силы тяжести. В [Долгоносов, 2008] степенной вид зависимости при некоторых допущениях о подобии речной сети был получен из уравнения кинематической волны для склонового стока, причем показатель степени может находиться в диапазоне от 1.5 до 3 в зависимости от преимущественного типа стекания (1.5 для турбулентного и 3 для ламинарного). К аналогичной зависимости ранее пришел Klemes (1974, 1978). А. В. Фролов (2011, 2014) допустил аппроксимацию (4.1) линейной функцией в случае среднегодовых величин (4.2):

$$Q = a_{\rm лин} TWS_{\rm sp}, \tag{4.2}$$

где $TWS_{3\phi}$ – величина эффективных запасов воды на водосборе (суммарные запасы воды в речной сети, озерах, болотах, почвах вместе с подземными водами, участвующими в формировании речного стока). При этом если многолетняя изменчивость величины годового

слоя эффективных осадков на водосбор может быть представлена в виде «белого шума», то $a_{\text{лин}}$ полностью определяет величину коэффициента автокорреляции речного стока r(1) [Фролов, 2011].

Выявление связи между TWS и Q с помощью данных GRACE в виде степенной зависимости, имеющей под собой физическое основание, затруднено тем, что имеющиеся величины TWS выражают не абсолютное количество воды в бассейне, а его аномалию относительно среднего за какой-либо период, т.е. зависимость нужно искать в виде.

$$Q = a(TWS + TWS_0)^b, (4.3)$$

где *TWS*₀ – запас воды в бассейне, соответствующий 0 по измерениям GRACE.

В нашей работе за ноль величины *TWS* принималось среднее за 2004 – 2009 гг. Однако оценить не относительную, а абсолютную величину влагозапаса за этот период (*TWS*₀), как этого требует формула (4.3), GRACE не позволяет. В силу большого количества рассматриваемых бассейнов оценить для каждого в отдельности абсолютную величину *TWS*₀, исходя из, главным образом, запаса воды в водоносных горизонтах, дренирующих реки, или других параметров, нам не представлялось возможным.

При имеющейся у нас длине ряда наблюдений за *TWS* найти методами оптимизации параметры в (4.3) не удалось. Поэтому было принято допущение, что при величине *TWS* (по GRACE), на 200 мм меньшей минимальной величины *TWS*, полученной с помощью GRACE за 2002–2016 гг., величина стока становится равной нулю. Для этого для каждого бассейна из ряда *TWS* было вычтено минимальное за весь период наблюдений значение и прибавлено 200 мм, а зависимость Q(TWS) была представлена в виде (4.4).

$$M = a(TWS)^b, (4.4)$$

где M – модуль стока, м³/(с·км²).

В качестве порогового значения рассматривались также 500 мм и 1000 мм, но в таком случае зависимость (4.4) хуже описывала данные измерений. Для того, чтобы выяснить, насколько допустимо линейное приближение, расчет производился и для линейной зависимости (4.5):

$$M = a_{\rm AUH}TWS + c. \tag{4.5}$$

В качестве данных для построения зависимости использовались сглаженные среднемесячные значения *M* и *TWS* (методом скользящего среднего с шириной окна в два месяца) с июля по октябрь. Выбор месяца с июля по октябрь обусловлен тем, что на всех рассматриваемых водосборах в этот период отсутствует снежный покров, не влияющий непосредственно на формирование стока. Осреднение величин *M* и *TWS* с шагом два месяца

обусловлено тремя причинами: во-первых, у средней за два месяца величины *TWS* меньше величина случайной ошибки, во-вторых, у нее меньше изменчивость, что делает более оправданным линейное приближение (4.5), в-третьих, в силу наличия бассейнового добегания *TWS* влияет не только на текущие, но и последующие расходы воды.

Для того, чтобы оценить точность полученных зависимостей, мы использовали такие параметры, как коэффициент детерминации (D) и среднюю абсолютную относительную ошибку (*err*_{отн}, в %), выражаемую как

$$err_{\text{отн}} = \sum_{i=1}^{n} \frac{\left| \left(M_{\text{изм},i} - M_{\text{расч},i} \right) * \frac{100}{M_{\text{расч},i}} \right|}{n},$$
(4.6)

где $M_{_{\rm H3M},i}$ – измеренная величина модуля стока за *i* интервал времени, $M_{_{\rm pacч},i}$ – рассчитанный модуль стока за *i* интервал времени, *n* – количество интервалов времени.

Примеры некоторых из полученных зависимостей представлены на рисунке 4.1.

Сравнение точности полученных зависимостей M = f (*TWS*) в виде степенной (4.4) и линейной (4.5) зависимости показало близкие результаты. Так, в среднем для 31 створа для периода июль–октябрь степенные зависимости показали D=56.2 (*err*_{отн}=18.1%), а линейные – 55.4 (*err*_{отн}=18.7%). Наибольшие значения D и минимальные *err*_{отн} получились для створов р. Дон – х. Беляевский, р. Дон – ст. Казанская и р. Ока – г. Муром, где D превысил 80%, а *err*_{отн} составляет менее 10%. Одной из причин наиболее удовлетворительной аппроксимации на этих створах является значительный, в сравнении с реками севера ЕЧР, размах колебаний *TWS*, превышающий ошибку определения *TWS* в 5–10 раз. Результаты расчета для всех створов представлены в таблице 4.1.



Рисунок 4.1. Зависимость модуля стока (*M*, м³/(с·км²)) от бассейновых влагозапасов *TWS* (мм) за месяцы с июля по октябрь для створов р. Северная Двина – с. Усть-Пинега (а), р. Мезень – с. Малонисогорская (б), р. Печора – с. Оксино (в), р. Нева – д. Новосаратовка (г), р. Ока – г. Горбатов (д), р. Дон – х. Беляевский (е), р. Самара – с. Каргала (ж), р. Вятка – г. Вятские поляны (3). Пунктиром показана линейная зависимость, точками – степенная.

| модуля стока. | | | | | | | |
|--------------------------------------|----------------------|-------------------|------------------------|------|------------------|---------------------------|--|
| | Плошали | Степенная функция | | | Линейная функция | | |
| Река - пост | тыс. км ² | D, % | err _{отн} , % | b | D, % | err _{отн} , % | а _{лин} *10 ⁹ , 1/s |
| р. Сакмара – п. Каргала | 29.6 | 73.5 | 21.2 | 2.93 | 68.1 | 25.6 | 12.1 |
| р. С. Двина – п. Абрамково | 220 | 63.9 | 13.9 | 2.06 | 65.0 | 13.7 | 44.9 |
| р. Мезень – с. Большая Пысса | 16.1 | 41.3 | 27.5 | 2.77 | 41.2 | 26.7 | 104 |
| р. Печора – пгт. Троицко- Печорск | 35.6 | 34.1 | 23.0 | 1.33 | 35.0 | 22.6 | 81.0 |
| р. С. Двина – с. Усть- Пинега | 350 | 75.3 | 13.7 | 2.51 | 75.9 | 13.0 | 59.3 |
| р. Печора – с. Оксино | 310 | 47.7 | 15.5 | 1.32 | 48.3 | 15.3 | 87.3 |
| р. Мезень – д. Малонисогорская | 56.4 | 55.0 | 22.7 | 3.00 | 53.4 | 23.3 | 102 |
| р. Печора – с. Усть- Цильма | 250 | 41.7 | 19.0 | 1.27 | 42.2 | 18.7 | 71.7 |
| р. Нева – д. Новосаратовка | 280 | 24.8 | 11.6 | 1.00 | 31.2 | 11.0 | 20.6 |
| р. Волга – г. Старица | 21.1 | 38.9 | 33.2 | 2.24 | 39.4 | 34.8 | 37.0 |
| р. Ока – г. Калуга | 54.9 | 68.6 | 10.7 | 1.39 | 67.4 | 10.9 | 12.9 |
| р. Ока – с. Половское | 99 | 68.2 | 13.4 | 1.41 | 66.7 | 13.8 | 15.6 |
| р. Ока – г. Муром | 190 | 81.3 | 9.3 | 1.27 | 80.4 | 9.5 | 11.9 |
| р. Ока – г. Горбатов | 240 | 68.5 | 10.9 | 1.33 | 67.5 | 11.0 | 13.4 |
| р. Мокша – п. Шевеловский Майдан | 28.6 | 59.8 | 11.1 | 1.00 | 59.8 | 10.9 | 5.20 |
| р. Кама – п. Гайны | 27.4 | 55.3 | 19.2 | 2.19 | 55.4 | 19.8 | 43.2 |
| р. Кама – с. Бондюг | 46.3 | 61.4 | 28.3 | 3.00 | 56.6 | 31.0 | 51.8 |
| р. Вятка – д. Рябина | 30.9 | 39.4 | 21.9 | 1.48 | 39.2 | 22.2 | 75.7 |
| р. Чусовая – пгт. Лямино | 21.5 | 63.6 | 31.4 | 3.00 | 53.1 | 37.0 | 68.1 |
| р. Белая – г. Стерлитамак | 21 | 44.2 | 20.6 | 1.47 | 42.5 | 20.8 | 9.75 |
| р. Белая – г.Уфа | 100 | 38.4 | 18.9 | 1.07 | 38.4 | 18.9 | 11.9 |
| р. Белая – г. Бирск | 120 | 50.9 | 17.1 | 1.26 | 50.3 | 17.3 | 13.4 |
| р. Вятка – д. Усатьевская | 16.5 | 37.5 | 34.0 | 3.00 | 32.4 | 35.9 | 41.8 |
| р. Вятка – г. Киров | 48.3 | 55.3 | 20.8 | 2.75 | 51.5 | 22.7 | 34.3 |
| р. Вятка – с. Котельники | 72 | 56.3 | 15.5 | 2.07 | 55.0 | 16.1 | 24.5 |
| р. Вятка – пгт. Аркуль | 96.9 | 50.8 | 20.7 | 2.05 | 49.8 | 21.2 | 25.0 |
| р. Вятка – г. Вятские Поляны | 120 | 50.5 | 15.6 | 1.66 | 48.8 | 15.9 | 22.1 |
| р. Дон – г. Задонск | 31.1 | 44.8 | 13.0 | 1.00 | 53.3 | 11.9 | 6.89 |
| р. Дон – г. Лиски | 69.5 | 78.9 | 8.8 | 1.00 | 78.9 | 8.9 | 6.25 |
| р. Дон – с. Казанская | 100 | 82.0 | 10.5 | 1.39 | 80.8 | 10.9 | 7.74 |
| р. Дон – х. Беляевский | 200 | 89.0 | 7.4 | 1.27 | 88.6 | 7.7 | 6.00 |

Таблица 4.1. Параметры степенной (4.4) и линейной (4.5) функций и точность расчета (4.6) модуля стока.

Параметр *а*_{лин} в формуле (4.5) определяет, на сколько увеличивается величина модуля стока при увеличении *TWS* на 1 мм. Чем больше *а*_{лин}, тем меньше водоудерживающая

способность водосбора и коэффициент автокорреляции стока [Фролов, 2014]. Соответственно, для водосборов с большими величинами $a_{\text{лин}}$ изменчивость бассейновых влагозапасов (σ_{TWS}) будет меньше. Так, при использовании логарифмической зависимости коэффициент детерминации между σ_{TWS} и $a_{\text{лин}}$ составил более 83% (рисунок 4.2). Коэффициент $a_{\text{лин}}$ имеет тенденцию к уменьшению с севера на юг в связи с ростом глубины залегания грунтовых вод.



Рисунок 4.2. Зависимость среднеквадратического отклонения величин *TWS* за июль–октябрь от коэффициента пропорциональности *а*_{лин} между *TWS* и *M* для 31 водосбора.

Такая зависимость (рисунок 4.2) дает возможность рассчитать величину речного стока (относительно его среднемноголетнего значения) лишь по величине влагозапасов, т.к. параметр $a_{\text{лин}}$ может быть получен по зависимости от σ_{TWS} . Однако, величина σ_{TWS} содержит как естественную изменчивость *TWS*, так и ошибку ее определения, что препятствует построению надежной зависимости $a_{\text{лин}}$ от σ_{TWS} .

Прогноз величины речного стока (Q_{t2}) на момент времени t_2 возможен при знании состояния водосбора на момент составления прогноза (t_1) и внешних условий (погоды) на период его заблаговременности. В настоящий момент приемлемый для целей прогноза речного стока прогноз погоды (прежде всего осадков) может быть получен на срок до 7–10 дней. В то же время влияние начальных условий состояния водосбора на величину речного стока, и особенно его подземной составляющей, может сказываться на протяжении нескольких лет, о чем говорят значимые коэффициенты автокорреляции в рядах общего и подземного стока рек ЕЧР [Долгов, Коронкевич, 2010; Джамалов и др., 2015]. Так от величины *TWS_i* в момент времени *i* зависит не только величина расхода в момент времени *i* ($Q_i = f(TWS_i)$), но и в последующий момент времени *j* ($Q_j = f(TWS_i)$). Исходя из этого, была предпринята попытка найти зависимость Q за месяцы с мая (июня) по ноябрь от величины *TWS* в мае или июне – т.е.

 $Q_j = f(TWS_V)$ и $Q_j = f(TWS_{VI})$, где j – номер месяца, для 18 крупных водосборов. Зависимость искалась в виде

$$Q_i = \alpha T W S_i + b , \qquad (10)$$

где i, j – номера месяцев, α и b – коэффициенты, зависящие как от i, так и j.

Для характеристики точности построенных зависимостей использовался коэффициент детерминации (*D*). Мы сравнили полученные по $Q_{t2} = f(TWS_{t1})$ величины *D* с таковыми, полученными еще более простым методом, по зависимости расходов воды за месяцы с мая (июня) по ноябрь от величины расходов воды в мае (июне) за аналогичный период $Q_{t2} = f(Q_{t1})$. Осредненное по 18 водосборам изменение *D* в зависимости от t_2 представлено на **рисунке 4.3 а**.

Точность полученных зависимостей $Q_{t2} = f(TWS_{t1})$ зависит не только от тесноты связи между Q_{t2} и TWS_{t1} , но и от точности исходной информации. В качестве оценки точности (дисперсии ошибки) данных GRACE ($\sigma_{\text{ошб.}TWS}^2$) была использована полученная в главе 2 величина $\sigma_{\text{ошб.}TWSC}$. Считая ошибку GRACE независимой от всех остальных источников ошибок зависимости (4.7), мы можем оценить величину *D* зависимости (4.7) при условии, что $\sigma_{\text{ошб.}TWS}^2 = 0$:

$$D_{Q(TWS)} = 1 - \left(\sigma_{\text{ост.полн.}}^2 - \alpha^2 \sigma_{\text{ошб.}TWS}^2\right) / \sigma_Q^2, \tag{4.8}$$

где $D_{Q(TWS)}$ – коэффициент детерминации зависимости (4.7), при условии что $\sigma_{out6,TWS}^2 = 0$, α – коэффициент регрессии из (4.7), $\sigma_{oct.полн.}^2$ – остаточная дисперсии ряда Q после вычета из него рассчитанных величин Q, а σ_Q^2 – дисперсия ряда измеренных Q. Величина $D_{Q(TWS)}$ представляет интерес, поскольку показывает, какой точности прогноза Q по зависимости (4.7) можно добиться, имея абсолютно точные значения *TWS*. Осредненный по 18 водосборам ход $D_{Q(TWS)}$, рассчитанный по 4.8, представлен на рисунке 4.3 б.

Практически на всех участках кривых (рисунок 4.3) прослеживается уменьшение D при росте заблаговременности прогноза. Исключение составляет прогноз Q_{VII} по TWS_V , который в среднем более точный, чем прогноз по TWS_{VI} (рисунок 4.3 а, кривая 1). Вероятно, это связано с тем, что сток воды в мае–июне определяется в основном величиной русловых, а не бассейновых влагозапасов в мае. Т.е. в силу высокого уровня речных вод в мае–июне бассейновые влагозапасы (их часть за вычетом русловых запасов) не столь активно участвуют в питание реки, как в июле.

Оценка ошибок полученных зависимостей за вычетом вклада ошибки данных GRACE показывает, что в среднем, при наличии точных значений *TWS*, коэффициенты детерминации



полученных зависимостей были бы на 0.1 больше при заблаговременности в один месяц. С ростом заблаговременности прогноза разница становится менее существенной (рисунок 4.3 б).

Рисунок 4.3. Осредненный по 18 водосборам коэффициент детерминации *D* зависимостей (4.7) без учета (а) и с учетом ошибки GRACE (б). 1,5 – средние месячные величины *TWS* за май, 3,6 – среднемесячные величины *TWS* за июнь, 2 и 4 – средние месячные значения расходов воды за май и июнь соответственно.

Сравнение показало, что в среднем прогноз расхода воды по данным за май более точен при использовании *TWS* в качестве предиктора. Так же *TWS* более эффективен в качестве предиктора при заблаговременности прогноза в два месяца (рисунок 4.3 а). Так, зависимость $Q_{\text{VII}} = f(TWS_{\text{V}})$ показала результаты лучше, чем зависимость $Q_{\text{VII}} = f(Q_{\text{V}})$ на 17 из 18 водосборов, а $Q_{\text{VIII}} = f(TWS_{\text{VI}})$ – на 15 из 18 по сравнению с $Q_{\text{VIII}} = f(Q_{\text{VI}})$. Однако при росте заблаговременности прогноза зависимость $Q_{t2} = f(Q_{t1})$ начинает показывать лучшие результаты (таблица 4.2).

Май Июнь Площадь, Река – пост тыс. км² VI XI XI VII VIII IX Х VII VIII IX Х р. Северная Двина -с. Абрамково р. Северная Двина - с. Усть-Пинега р. Печора – с. Оксино р. Мезень – д. 56.4 Малонисогорская р. Печора – с. Усть-Цильма р. Ока – г. Калуга 54.9 р. Ока – с. Половское р. Ока – г. Муром р. Ока – г. Горбатов р. Белая – г. Уфа р. Белая – г. Бирск р. Вятка – г. Киров 48.3 р. Вятка – г. Котельнич р. Вятка – пос. 96.9 Аркуль р. Вятка – г. Вятские Поляны 69.5 р. Дон – г. Лиски р. Дон – ст. Казанская р. Дон – х. Беляевский

Таблица 4.2. Сравнение точности прогноза месячного стока по зависимости $Q_{t2}(TWS_{t1})$ и $Q_{t2}(Q_{t1})$, по данным за май и июнь. (1 (зеленый цвет) – прогноз по зависимости $Q_{t2}(TWS_{t1})$ лучше, чем $Q_{t2}(Q_{t1})$).

Отметим, что в силу малого количества точек, по которым строились зависимости (4.7), даже при высоких значениях *D*, достоверность их невысока (рисунок 4.4).



Рисунок 4.4. Графики связи расходов воды в июле Q_{VII} (м³/с) с бассейновыми влагозапасами в мае *TWS*_V (мм) (слева) и расходами воды в мае Q_V (м³/с) (справа) для бассейнов р. Печоры – с. Оксино (а), р. Оки – г. Горбатов (б) и р. Дон – х. Беляевский (в).

4.2 Связь бассейновых влагозапасов с потенциальным испарением и осадками.

Бассейновые влагозапасы, содержащиеся в зоне наиболее активного тепло-влагообмена с атмосферой – почве, могут влиять на величину потенциального испарения и осадков. Так, в статье [Кислов и др., 2015] показано, что начальные условия увлажнения почвы на Европейской равнине могут влиять на значения среднесуточной температуры воздуха и его среднесуточной амплитуды на протяжении нескольких месяцев за счет увеличения потока скрытого тепла (испарения) и уменьшения потока явного тепла. Таким образом, при росте влажности почвы имеются два противоположных по влиянию на испарение процесса: с одной стороны, при росте влажности почвы испарение растет за счет увеличения количества доступной влаги, а с другой,

118

уменьшается величина потенциального испарения за счет роста влажности воздуха. Отметим, что поскольку воздушные массы не остаются неподвижными, влажность почвы меняет условия испарения не непосредственно в месте трансформации свойств воздушных масс, за счет взаимодействия с поверхностью, а далее по направлению движения воздушных масс [Кислов и др., 2015]. Помимо этого механизма уменьшения *PET* при росте влажности почвы, существует механизм, основанный на нелинейной связи дефицита влажности воздуха от температуры [Найденов, 2004]. Его можно описать следующим образом: увеличение влажности почвы \rightarrow увеличение теплопроводности и теплоемкости почвы \rightarrow увеличение потерь тепла на теплообмен с нижележащими слоями и уменьшение суточной амплитуды колебаний температуры воздуха \rightarrow уменьшение среднесуточной величины дефицита влажности воздуха за счет его нелинейной (экспоненциальной) связи с температурой воздуха \rightarrow уменьшение *PET* орост влажности почвы.

Для того, чтобы проверить, насколько сильна связь между величиной потенциального испарения и влажностью почвы, мы рассчитали коэффициент корреляции между влажностью почвы и дефицитом влажности воздуха (r_{neb}). Мы выбрали дефицит влажности воздуха (d) как меру РЕТ, поскольку РЕТ линейно зависит от него, и коэффициент корреляции между ним и влажностью почвы должен быть близок к таковому для *PET*. Расчет *PET* по температуре воздуха хотя и позволяет получить их абсолютные величины, но, вероятно, случайная ошибка этого расчета больше, чем ошибка определения РЕТ по дефициту влажности, что важно при расчете коэффициента корреляции. Данные по влажности почвы брались за последний день месяца, а по дефициту влажности воздуха – за последующий месяц. Таким образом, проверялось, насколько сильно влияет влажность почвы на величину потенциального испарения в течение целого месяца. Дефицит влажности воздуха был рассчитан по данным станционных наблюдений, а влажность почвы взята из реанализа ERA-Interim [Dee et al., 2011]. Корреляция рассчитывалась между значениями дефицита влажности воздуха на станции и влажностью почвы (в верхнем метровом слое) в квадрате со стороной 2.25° и центром в районе метеостанции (максимальное отклонение центра квадрата от метеостанции 0.52°), за месяцы с мая по октябрь (влажность почвы бралась соответственно за последний день апреля-сентября) за 1979–2014 гг. Отметим, что за 1979–2014 гг. на ЕЧР произошло увеличение d. Поэтому в районах, где произошел рост влажности почвы значения $r_{\text{деф}}$ будут занижены по модулю, а в районах, где влажность почвы уменьшилась, – завышены. Построенные карты представлены на рисунке 4.5.

119



Рисунок 4.5. Коэффициент корреляции ($r_{\text{деф}}$) между влажностью почвы в последний день месяца и дефицитом влажности воздуха в последующий месяц: а – май, б – июнь, в – июль, г – август, д – сентябрь, е – октябрь.

Для мая зависимость *d* от влажности почвы практически не прослеживается, более того, местами прослеживается положительная корреляция, что противоречит механизму обратной связи между *d* и влажностью почвы. Для июня, в южной половине ЕЧР, значения $r_{\text{деф}}$ достигают уже -0.3...-0.5. В июле область с $r_{\text{деф}}$ в диапазоне -0.4...0.6 занимает уже значительную часть ЕЧР, включая бассейны Урала, Камы, Нижней Волги и в меньшей степени Дона и Оки. К августу область с отрицательной корреляцией смещается на запад и увеличивается в размерах, занимая уже весь бассейн Оки, Верхней Волги и значительную часть бассейна Дона. Для бассейна Верхней Волги (до впадения Оки) значение $r_{\text{деф}}$ уже менее -0.6, а на большей части ЕЧР – менее -0.4. В сентябре значения $r_{\text{деф}}$ менее -0.2 имеют место лишь на юге и юго-западе ЕЧР. К октябрю на севере, северо-западе ЕЧР значения $r_{\text{деф}}$ не более 0.2 по модулю. На юговостоке ЕЧР, напротив, вновь появляется область с $r_{\text{деф}}$ менее -0.5. Таким образом, воздействие влажности почвы на дефицит влажности воздуха наиболее заметно в июле–августе, а на востоке, юго-востоке ЕЧР – и в октябре. На значительной части территории $r_{\text{деф}}$ в эти месяцы составляет менее -0.5, т.е. более 25% дисперсии среднемесячных величин *PET* на этой

территории обусловлено изменчивостью влажности почвы за последний день предыдущего месяца.

Влияние влажности почвы на осадки осуществляется через два основных механизма. Первый – механизм возобновления, когда атмосферные осадки выпадают из влаги, испарившейся с той же территории, на которую они выпадают [Li et al., 2016]. Количественно роль этого фактора выражается в коэффициенте возобновления. Второй механизм – это перехват адвективной влаги, выражающийся через коэффициент перехвата осадков, равный доле влаги адвективного происхождения, выпавшей в виде осадков, в общем потоке влаги, проходящем через данную территорию [Elfatih, Eltahir, 1998; Findell, Eltahir, 1997; Schär et al., 1999]. В обоих случаях при росте влажности почвы растет и количество осадков. Для проверки значимости вклада изменения влажности почвы в изменение осадков была проделана процедура, аналогичная проведенной для дефицита влажности воздуха, с той разницей, что влажность почвы бралась в верхнем 28 см слое, что связано с опытом прошлых исследований [Findell, Eltahir, 1997, Duerinck et al., 2016] (наибольшее влияние оказывала влажность почвы в верхнем 10 см слое). Полученные коэффициенты корреляции (r_{oc}) представлены на рисунке 4.6.



Рисунок 4.6. Коэффициент корреляции (*r*_{oc}) между влажностью почвы в последний день месяца и осадками в последующий месяц. а – май, б – июнь, в – июль, г – август, д – сентябрь, е – октябрь.

В целом во все месяцы величина r_{oc} не превосходит 0.4, а значительные по площади области существуют лишь для $r_{oc} > 0.2$. Наиболее заметна корреляция в июне–июле, хотя области с $r_{oc} > 0.2$ наблюдаются и в другие месяцы. Однако существуют и области с отрицательной связью, что, вероятно, связано с ошибками выборочных значений r_{oc} . Таким образом, для ЕЧР влияние влажности почвы на величину осадков практически несущественно.

Выводы по главе 4:

Среднемесячные величины расходов воды за июль-октябрь тесно связаны с величиной бассейновых влагозапасов за этот же период. Аппроксимация этой зависимости степенной и линейной функцией дает близкие результаты. Показано, что изменчивость величины *TWS* за июль-октябрь (бесснежный период) зависит от особенностей водосбора, определяющих, насколько быстро растет величина расхода воды при росте бассейновых влагозапасов.

Показано, что использование *TWS* для прогноза речного стока с заблаговременностью в два месяца может дать лучшие результаты по сравнению с прогнозом на основе предыдущих величин стока. Однако малое количество исходных данных не позволяет оценить точность полученных зависимостей. Повышение точности *TWS*, вероятно, не приведет к значительному росту точности perpeccuoнной зависимости между Q и *TWS*. В дальнейшем, при использовании *TWS* в прогнозах речного стока, требуется совершенствование применяемых методов и разработка более адекватных и, возможно, сложных подходов с использованием гидрологогидрогеологических моделей.

Выявлено, что для большей части европейской территории России в летние месяцы существует зависимость между величинами влажности почвы и дефицита влажности воздуха с коэффициентами корреляции более 0.4 по модулю. При этом влажность почвы оказывает влияние на дефицит влажности воздуха на протяжении, по крайней мере, одного месяца. Для величины осадков такой связи не прослеживается.

Заключение

В соответствии с целью работы и защищаемыми положениями можно выделить следующие выводы работы:

1. Сравнение рассчитанных и измеренных осадков показало, что измеренные осадки холодного периода занижены, в среднем на 23.2% для исследованных водосборов. Величина измеренных осадков холодного периода, исправленных по методике ГГО, занижена на 7.4%. Выявлено, что данные проекта GRACE по бассейновым влагозапасам более точные, чем данные глобальных моделей, входящих в систему GLDAS. Данные GRACE практически не имеют систематической ошибки, которая у моделей GLDAS достигает сотни миллиметров, а случайная ошибка меньше на десятки процентов.

2. Основным фактором, определяющим ошибку определения величины влагозапасов и величину расхождения между различными центрами обработки для какой-либо территории, является ее площадь. Ошибка определения величины изменения бассейновых влагозапасов по данным GRACE для ряда средних и крупных водосборов составила 12–20 мм.

3. На большей части европейской территории России норма годового слоя осадков за второй период (1978–2014 гг.) по сравнению с первым (1945–1977 гг.) увеличилась на 3–9%. Вместе с тем, имеются области роста осадков более чем на 9% и области уменьшения слоя осадков на более чем 3%. За этот же период увеличились такие показатели неравномерности и экстремальности осадков теплого периода, как средняя абсолютная разность (*MD*), относительная средняя абсолютная разность (*RMD*), средняя интенсивность осадков, максимальные суточные осадки и количество дней без осадков. Тенденция к росту средней интенсивности осадков, максимальных суточных осадков и количества дней без осадков характерна и для периода после 1976 г.

4. На весьма ограниченном материале показано, что на севере и востоке ЕЧР существенного (более чем на 3%) изменения слоя испарения за второй период по сравнению с первым не произошло. Исключение составляет бассейн Мезени (выше створа д. Малонисогорская), где сокращение составило порядка 17%. На западе ЕЧР (бассейны Дона, Оки, Невы) слой испарения вырос от 3 до 9%. Для 7 из 10 рассмотренных бассейнов произошел рост коэффициента стока. Уменьшение коэффициента стока произошло в бассейне Дона и в бассейне Невы. Показано, что во второй период величина потенциального испарения была в среднем на 0–3% больше, чем за первый период. При этом направленный рост потенциального испарения начался лишь с середины 1990-х гг.

5. Рост годового слоя стока составил 15–30% в средней полосе России (бассейны Верхней Волги и Камы), уменьшаясь к северу и югу до 0%. Практически на всей ЕЧР вклад осадков в

изменение годового стока превышает вклад потенциального испарения. Рост минимальных зимних и летних меженных расходов воды в бассейнах Дона и Волги достигает 100%, уменьшаясь до нуля южнее 48° с.ш. и в низовьях северных рек. Коэффициент естественной зарегулированности стока вырос практически повсеместно южнее 60° с.ш. Уменьшение абсолютной неравномерности сезонного стока (MD_{rog}) было менее распространенным в силу роста годового стока. На многих реках ЕЧР произошло увеличение абсолютной неравномерности стока летней межени (MD) и уменьшение относительной неравномерности (RMD). Вероятно, что главной причиной этих изменений является рост подземного питания на начало летней межени, а изменение неравномерности осадков в течение самой межени играет второстепенную роль.

6. Существенной чертой изменения бассейновых влагозапасов во второй половине XX в. является поднятие уровня грунтовых вод в 1970-х – 1980-х гг. В XXI в. на северной половине ЕЧР существенного изменения влагозапасов не произошло, в то время как для южной половины произошло сокращение, достигающее 200 мм на части бассейна Дона и Кубани. Основным источником снижения минимальных за год влагозапасов, вероятно, стали подземные воды, в то время как в снижении максимальных за год влагозапасов существенная роль могла принадлежать почвенным водам.

7. Среднемесячные величины расходов воды за июль-октябрь (бесснежный период) тесно связаны с величиной бассейновых влагозапасов за этот же период. Аппроксимация этой зависимости степенной и линейной функцией дает близкие результаты. Показано, что изменчивость величины бассейновых влагозапасов за июль-октябрь зависит от особенностей водосбора, определяющих, насколько быстро растет величина расхода воды при росте бассейновых влагозапасов.

8. Использование данных по бассейновым влагозапасам для прогноза речного стока с заблаговременностью в два месяца может дать лучшее результаты по сравнению с прогнозом на основе предыдущих величин стока. Однако малое количество исходных данных, связанное с коротким периодом работы GRACE, не позволяет оценить точность полученных зависимостей. Повышение точности данных о бассейновых влагозапасах, вероятно, не приведет к значительному росту точности регрессионной зависимости между величинами речного стока и влагозапасов. В дальнейшем, при использовании бассейновых влагозапасов в прогнозах речного стока, требуется совершенствование применяемых методов и разработка более адекватных и, возможно, сложных подходов.

9. Для большей части европейской территории России в летние месяцы существует зависимость между величинами влажности почвы и дефицита влажности воздуха с

124

коэффициентами корреляции более 0.4 по модулю. При этом влажность почвы оказывает влияние на дефицит влажности воздуха на протяжении, по крайней мере, одного месяца. Для величины осадков такой связи не прослеживается.

Список литературы

1. Антропогенные воздействия на водные ресурсы России и сопредельных государств в конце XX столетия /Отв. ред.: Коронкевич Н.И., Зайцева И.С / Н. И. Коронкевич, И.С. Зайцева, А.Ф. Мандыч и др. М.: Наука, 2003. 367 с.

2. Бабкин В.И., Воробьёв В.Н., Смирнов Н.П. Динамика стока рек Центрального района России // Метеорология и гидрология. 2007. № 9. С. 80–84.

3. Бабкин В.И., Вуглинский В.С. Водный баланс речных бассейнов. Л.: Гидрометеоиздат, 1982 г. 192 с.

4. Богданова Э. Г., Гаврилова С. Ю., Ильин Б. М., Ранькова Э. Я. Глава 1.3. Атмосферные осадки // Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. С. 72–96.

5. Богданова Э.Г, Голубев В.С., Ильин Б.М., Драгомилова И.В. Новая модель корректировки измеренных осадков и ее применение в полярных районах России // Метеорология и гидрология. 2002. № 10. С. 68–94.

6. Богданова Э.Г., Гаврилова С.Ю. Устранение неоднородности временных рядов осадков, вызванной заменой дождемера с защитой Нифера на осадкомер Третьякова // Метеорология и гидрология. 2008. № 8. С. 87–102.

 Богданова Э.Г., Ильин Б.М. Об учёте потерь на смачивание, испарение и конденсацию при измерении осадков осадкомером Третьякова // Метеорология и гидрология. 2006. № 7. С. 86–96.

8. Богданова Э.Г., Ильин Б.М., Гаврилова С.Ю. Оценка влияния защищенности установки осадкомера на величину ветровой погрешности измерения осадков // Метеорология и гидрология. 2006. № 10. С. 92–101.

9. Богданова Э.Г., Ильин Б.М., Гаврилова С.Ю. Современные методы корректировки измеренных осадков и результаты их применения в полярных регионах России и Северной Америки // Метеорология и гидрология. 2007. № 4. С. 21–44.

10. Влияние урбанизации на гидрологический режим и качество воды. Методическое пособие. СПб: Гидрометеоиздат, 1991. 64 с.

11. Водные ресурсы России и их использование // Под ред. И. А. Шикломанова. СПб.: Государственный гидрологический институт, 2008 600 с.

12. Водный кадастр Российской Федерации. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. 2016 г. Экс Пэ Ха. [электронный ресурс]. URL:

http://www.hydrology.ru/sites/default/files/Books/wr-2015_0812_ispr.pdf. (дата обращения 08.05.2017)

13. Визуализация данных GRACE [электронный pecypc]. URL: http://thegraceplotter.com (дата обращения 09.12.2016)

14. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 360 с.

15. Гельфан А.Н. Оценка предсказуемости гидрологических процессов // Сборник научных трудов Всероссийской научной конференции Научное обеспечение реализации Водной стратегии РФ на период до 2020 г. (6–11 июля 2015 г.). Т. 2. РИО КарНЦ РАН Петрозаводск, 2015. С. 100–109.

16. Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милюкова И.П., Кашутина Е. А., Барабанова Е.А., Вишневская И.А., Бородин О.О. Современные и сценарные изменения речного стока в бассейнах крупнейших рек России. Часть 2. Бассейны рек Волги и Дона. М.: МАКС Пресс, 2014. С. 214.

17. Георгиевский В.Ю., Георгиевский М.В., Голованов О.Ф., Шалыгин А.Л. Глава 4.1. Водные системы суши // Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. С. 350–361.

18. Голованова Е.Ю. Пространственное распределение нормы изменения влагозапасов речных бассейнов России. Диссертация на соискание степени канд. геогр. наук. СПб.: РГГМУ, 2014. 153 с.

19. Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Шамов В.В., Болдескул А.Г., Кожевникова Н.К. Разделение гидрографа стока на генетические составляющие // Метеорология и гидрология. 2015. № 3. С. 97–108.

20. Гусев Е.М., Бусарова О.Е., Насонова О.Н. К вопросу построения стохастических моделей колебаний испарения с поверхности суши // Водные ресурсы. 1996. Т. 23, № 1. С. 5–11.

21. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: ИВП РАН. 2010. 327 с.

22. Гущина Д.Ю., Аракелян Т.Г., Петросянц М.А. Связь интенсивности циркуляции в циклонах умеренных широт с аномалиями температуры воздуха и осадков // Метеорология и Гидрология. 2008. №11. С. 5–20.

23. Данные маршрутных снегомерных съемок [электронный ресурс]. URL: http://meteo.ru/data/166-snow-surveys (дата обращения 25.01.2017).

24. Демченко П.Ф., Кислов А.В. Стохастическая динамика природных объектов: броуновское движение и геофизические приложения. ГЕОС М, 2010. С. 190.

 Дерибизова С.В. Пространственная изменчивость весеннего стока в бассейне р. Волхов // Труды ГГИ. 1979. № 259. С. 54–57.

26. Джамалов Р. Г., Фролова Н. Л., Бугров А.А., Григорьев В.Ю., Киреева М.Б., Рец Е.П., Сафронова Т.И., Телегина А.А., Телегина Е.А. Оценка возобновляемых водных ресурсов Европейской части России и пространственно-временной анализ их распределения // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2016. № 4. С. 18–31.

27. Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Бугров А.А., Григорьев В.Ю., Игонина М.И., Киреева М.Б., Кричевец Г.Н., Рец Е.П., Сафронова Т.И., Телегина А.А., Телегина Е.А., Фатхи М.О. Атлас возобновляемых водных ресурсов Европейской части России. М.: ИВП РАН, 2014. С. 96.

28. Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Рец Е.П., Сафронова Т.И., Бугров А.А., Телегина А.А., Телегина Е.А. Современные ресурсы подземных и поверхностных вод Европейской части России. Формирование, распределение, использование. М.: ГЕОС, 2015. 315 с.

29. Дзюба А.В., Панин Г.Н. Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и текущем столетиях // Метеорология и гидрология. 2007. №5. С. 5–27.

 Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2014 год. – М.: Росгидромет, 2015. 107 с.

 Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2010 год. – М.: Росгидромет, 2011. 66 с.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год. –
 М.: Росгидромет, 2017. 70 с.

33. Долгов С.В., Коронкевич Н.И. Высотно-пространственный и пространственновременной анализ водного баланса европейской части России // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 2. С. 134–149.

34. Долгоносов Б.М. Нелинейная динамика экологических и гидрологических процессов.М.: Книжный дом ЛИБРОКОМ, 2008. 438 с.

35. Жаков С.И. Общие закономерности режима тепла и увлажнения не территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 231 с.

36. Жук В.А., Романова Е.А. Исследование однородности и анизотропности полей годового стока // Оценка ресурсов и качества подземных вод. М.: Изд-во МГУ,1989. С. 49–55

37. Зверяев И.И., Архипкин А.В. Межгодовая изменчивость влагосодержания почвы на Европейской территории России в летнее время // Метеорология и гидрология. 2017. № 3. С. 79–86.

38. Зотов Л.В., Фролова Н.Л., Григорьев В.Ю., Харламов М.А. Использование спутниковой системы измерения поля гравитации (GRACE) для оценки водного баланса крупных речных бассейнов // Вестник Московского Университета, серия география. 2015. № 4. С. 27–33.

39. Зубенок Л.И. Испарение на континентах. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 264 с.

40. Зубенок Л.И. Испарение на территории Советского Союза // Влагооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод. М.: Стройиздат, 1973. 231 с.

41. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии. М.: МГУ, 1988. 248 с.

42. Исмайылов Г.Х., Федоров В.М. Межгодовая изменчивость и взаимосвязь элементов водного баланса бассейна р. Волги // Водные ресурсы. 2008. Т. 35, № 3. С. 259–276.

43. Исправленные суммы месячных осадков [электронный pecypc]. URL: http://meteo.ru/data/506-mesyachnye-summy-osadkov-s-ustraneniem-sistematicheskikh-pogreshnostej-osadkomernykh-priborov (дата обращения 13.11.2016).

44. Каган Р.Л. Осреднение метеорологических полей. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 212 с.

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

46. Катцов В.М., Говоркова В.А. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в XXI веке: результаты расчетов с помощью ансамбля глобальных климатических моделей (СМІР5) // Труды ГГО. 2013. № 569. С. 75–97.

47. Кашутина Е.А., Коронкевич Н.И. Влияние изменения состояния лесов Европейской части России на годовой речной сток // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. № 4. С. 339–349.

48. Киреева М.Б., Фролова Н.Л. Бессточные периоды на реках бассейна Дона // Вестник Московского Университета, Серия География. 2010. № 4. С. 47–54.

49. Кислов А.В., Варенцов М.И., Тарасова Л.Л. Роль весенней влажности почвы в формировании крупномасштабных засух Восточно-Европейской равнины 2002 и 2010 гг. // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 4. С. 464–471.

50. Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М., Соколихина Н.Н., Суркова Г.В., Торопов П.А., Чернышев А.В., Чумаченко А.Н. Прогноз климатической ресурсообеспеченности ВЕР в условиях потепления XXI века. М.: МАКС Пресс, 2008. 292 с.

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

52. Клиге Р.К., Воронов А. М., Селиванов А.О. Формирование и многолетние изменения водного режима Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1993. С. 128.

53. Кобзарь А.И. Прикладная математическая статистика. Справочник для инженеров и научных работников. М.: Физматлит, 2006. 816 с.

54. Ковалевский В.С. Влияние изменения климата на подземные воды. // Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 2. С. 158–170.

55. Кононова Н.К. Циркуляция атмосферы и наводнений последних лет. // География в школе. 2015. № 4. С. 23–28.

56. Коронкевич Н.И. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. Наука М, 1990. С. 205.

57. Коронкевич Н.И., Мельник К.С. Изменение стока реки Москвы в результате антропогенного воздействия. // Водные ресурсы. 2017. Т. 44, № 1. С. 3–14.

Куделин Б.И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод.
 М.: Изд-во МГУ, 1960. 344 с.

59. Локощенко М.А. Климатические закономерности испарения в Москве // Метеорология и гидрология. 2005. № 4. С. 30–39.

60. Мельникова Т.Н., Комлев А.М. Водоносность рек Северо-Западного Кавказа. Майкоп: Качество, 2003. 132 с.

61. Методы изучения и расчета водного баланса // Ред. Вуглинский В.С., Клейн Г.С. и др. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 398 с.

62. Найденов В.И. Нелинейная динамика поверхностных вод суши. М.: Наука, 2004. 318 с.

63. Панин Г.Н., Выручалкина Т.Ю., Соломонова И.В. Воздействие Северной Атлантики на гидрологический режим бассейна Каспийского моря // Водные ресурсы. 2015. Т. 42, № 4. С. 442–452.

64. Панин Г.Н., Дзюба А.В. Изменения направления и скорости ветра от Арктики до Каспийского моря как проявление современных изменений климата // Водные ресурсы. 2006. Т.
33, № 6. С. 737–753.

65. Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Наумов Э.П., Шанталинский К.М. Многолетние колебания основных показателей гидрометеорологического режима волжского бассейна // Метеорология и гидрология. 2001. № 10. С. 16–23.

66. Полонский А.Б., Башарин Д.В. Влияние климатического сдвига 1976–1977 гг. на крупномасштабную структуру приземных метеорологических полей Евразии // Метеорология и гидрология. 2008. № 5. С. 16–30.

67. Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А. Сроки установления снежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией // Лёд и Снег. 2014. Т. 54, № 3. С. 39–49. DOI:10.15356/2076-6734-2014-3-39-49.

68. Попова В.В., Шмакин А.Б. Влияние североатлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. І. Статистический анализ данных наблюдений // Метеорология и Гидрология. 2003. № 5. С. 62–74.

69. Ранькова Э.Я., Груза Г.В., Рочева Э.В., Самохина О.Ф. Глава 1.2. Температура приземного воздуха // Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – Москва, 2014. С. 37–72.

70. Руководство по гидрологической практике (ВМО-№ 168). Том II – Управление водными ресурсами и практика применения гидрологических методов. [электронный ресурс]. URL:http://www.whycos.org/hwrp/guide/index_ru.php (дата обращения 08.05.2015).

71. Савин И.Ю., Марков М.Л., Овечкин С.В., Исаев В.А. Тренд общей обводненности европейской части России, выявленный по спутниковым данным GRACE // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. – 2016. – № 82. – с. 28–41.

72. Состояние подземных вод на территории РФ [электронный ресурс]. URL:http://www.geomonitoring.ru/mpv_gdsost.html (дата обращения 08.05.2017).

73. Сперанская Н.А. Потенциально возможное и видимое испарение и его изменения на европейской части России за последние 50 лет (по экспериментальным данным) // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 6. С. 661–672.

74. Сперанская Н.А., Цыценко К.В. Изменения основных элементов влагооборота суши на европейской части России // Фундаментальная и прикладная климатология. Т. 3, С. 103–121. DOI: 10.21513/2410-8758-2017-3-103-121

75. Топтунова О.Н. Анализ циклонических режимов северного и южного полушарий. Диссертация на соискание степени канд. физ.-мат. наук. СПб: РГГМУ, 2016. 166 с.

76. Фатхи М.О. Современные особенности весеннего половодья на реках равнинной части ЕТР. Дипломная работа. МГУ, географический факультет. Москва, 2015 г.

77. Филиппова И.А. Изменение минимального стока рек и его оценка в условиях нестабильности климата. Диссертация на соискание степени канд. техн. наук. М.: ИВП РАН, 2014. 209 с.

78. Фролов А.В. Дискретная динамико-стохастическая модель многолетних колебаний речного стока // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. № 5. С. 538–547.

79. Фролов А.В. Оценка статистических характеристик многолетних колебаний испарения с крупных речных водосборов // Доклады академии наук. 2014. Т. 458. № 3. С. 345–348.

80. Фролова Н.Л., Белякова П.А., Григорьев В.Ю., Сазонов А.А., Зотов Л.В. Многолетние колебания стока рек в бассейне Селенги // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 3. С. 1–13.

81. Христофоров А.В. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Изд-во МГУ, 1988. 131 с.

82. Швер Ц.А. Атмосферные осадки территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 302 с.

83. Швер Ц.А. Исследование результатов наблюдений по дождемеру и осадкомеру. Л.: Гидрометеоиздат, 1965 г. 170 с.

84. Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири. Под ред. Н.С. Касимова, А.В. Кислова.
М.: МаксПресс, 2011. 496 с.

85. Adam J.C. Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias // J. Geophys. Res.
2003. Vol. 108. № D9. Pp. 1–15.

86. Adam J.C., Clark E.A., Lettenmaier D.P., Wood E.F. Correction of global precipitation products for orographic effects // J. Clim. 2006. Vol. 19. № 1. Pp. 15–38.

87. Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. Crop evapotranspiration – guidelines for computing crop water requirements – FAO irrigation and drainage paper 56. Rome (Italy): FAO, 1998.
300 p.

88. Almorox J., Quej V.H., Martí P. Global performance ranking of temperature based approaches for evapotranspiration estimation considering Koppen climate classes // J. Hydrol. 2015. Vol. 528. Pp. 514–522.

89. Al-Tameemi M.A., Chukin V.V. Global water cycle and solar activity variations // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2016. Vol. 142. Pp. 55–59. DOI: http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2016.02.023.

90. Andrew R., Guan H., Batelaan O. Estimation of GRACE water storage components by temporal decomposition // Journal of Hydrology. 2017. Vol. 552. Pp. 341–350. DOI: https://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.06.016.

91. Bai P., Liu X., Liu C. Improving hydrological simulations by incorporating GRACE data for model calibration // Journal of Hydrology. 2018. Vol. 557. Pp. 291–304. https://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.12.025.

92. Behrangi A., Gardner A.S., Reager J.T., Fisher J.B. Using GRACE to constrain precipitation amount over cold mountainous basins // Geophysical Research Letters. 2017. Vol. 44. Pp. 219–227. DOI:10.1002/2016GL071832.

93. Berg A., Sheffield J., Milly P. C. D. Divergent surface and total soil moisture projections under global warming // Geophys. Res. Lett. 2017. Vol. 44. № 1. Pp. 236–244. doi:10.1002/2016GL071921.

94. Bichet A., Wild M., Folini D., Schär C. Causes for decadal variations of wind speed over land: sensitivity studies with a global climate model // Geophys. Res. Lett. 2012. Vol. 39. L11701. DOI:10.1029/2012GL051685.

95. Chambers D.P., Cazenave A., Champollion N., Dieng H., Llovel W., Forsberg R., Schuckmann K., Wada Y. Evaluation of the global mean sea level budget between 1993 and 2014 // Surveys in Geophysics. 2017. Vol. 38 № 1. Pp. 309–327. DOI: http://dx.doi.org/10.1007/s10712-016-9381-3.

96. Chen J.L., Wilson C.R., Tapley B.D., Save H., Cretaux J.F. Long-term and seasonal Caspian Sea level change from satellite gravity and altimeter measurements // Journal of Geophysical Research – Solid Earth. 2017b. Vol. 122 № 3. Pp. 2274–2290. DOI: https://dx.doi.org/10.1002/2016jb013595.

97. Chen X., Long D., Hong Y., Zeng C., Yan D. Improved modeling of snow and glacier melting by a progressive two-stage calibration strategy with GRACE and multisource data: How snow and glacier meltwater contributes to the runoff of the Upper Brahmaputra River basin? // Water Resour. Res. 2017 a. Vol. 53 № 3. Pp. 2431–2466. DOI:10.1002/2016WR019656.

98. Dee D.P. and 35 coauthors. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // J. R. Meteorol. Soc. 2011. Vol. 137. Pp. 553–597. DOI: 10.1002/qj.828.

99. Deng H., Chen Y. Influences of recent climate change and human activities on water storage variations in Central Asia // Journal of Hydrology. 2017. Vol. 544. Pp. 46–57. DOI: https://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.006.

100. Drobinski P., Alonzo B., Bastin S., Silva N. Da, Muller C. Scaling of precipitation extremes with temperature in the French Mediterranean region: What explains the hook shape? // J. Geophys. Res. Atmos. 2016. Vol. 121. Pp. 3100–3119. DOI:10.1002/2015JD023497.

101. Duerinck H., R. van der Ent N. van de Giesen, Schoups G., Babovic V., Yeh P. J.-F. Observed soil moisture–precipitation feedback in Illinois: A systematic analysis over different scales // J. Hydrometeor. 2016. Vol. 17. Pp. 1645–1660. DOI: https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0032.1.

102. Elfatih A.B. Eltahir. A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 1. Theory and observations. Water resources research. 1998. Vol. 34. № 4. Pp. 765–776.

103. Eom J., Seo K.-W., Ryu D. Estimation of Amazon River discharge based on EOF analysis of GRACE gravity data // Remote Sens. Environ. 2017. Vol. 191. Pp. 55–66. DOI: https://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.011.

104. Feng Y., Peng Y., Cui N., Gong D., Zhang K. Modeling reference evapotranspiration using extreme learning machine and generalized regression neural network only with temperature data // Computers and Electronics in Agriculture. 2017. Vol. 136. Pp. 71–78.

105. Fernandes R., Vladimir K., Wang S. Trends in Land Evapotranspiration over Canada for the Period 1960–2000 Based on In Situ Climate Observations and a Land Surface Model // Journal of Hydrometeorology. 2007. Vol. 8. Pp. 1016–1030. DOI: 10.1175/JHM619.1.

106. Findell K., Eltahir E. A. B. Analysis of the soil moisture-rainfall feedback, based on direct observations from Illinois // Water Resources. 1997. Vol. 33, № 4. Pp. 725–735.

107. Forman B. A., Reichle R. H., Rodell M. Assimilation of terrestrial water storage from GRACE in a snow-dominated basin // Water Resour. Res. 2012. vol. 48 № 1. W01507. DOI: 10.1029/2011WR011239.

108. Forootan E., Safari A., Mostafaie A., Schumacher M., Delavar M., Awange J. L. Large-Scale Total Water Storage and Water Flux Changes over the Arid and Semiarid Parts of the Middle East from GRACE and Reanalysis Products // Surveys in Geophysics. 2016. Vol. 38. № 3. Pp. 591–615. DOI: https://dx.doi.org/10.1007/s10712-016-9403-1.

109. Frolova N.L., Kireeva M.B., Magrickiy D.V., Bolgov M.B., Kopylov V.N., Hall J., Semenov V.A., Kosolapov A.E., Dorozhkin E.V., Korobkina E.A., Rets E.P., Akutina Y., Djamalov R.G., Efremova N.A., Sazonov A.A., Agafonova S.A., Belyakova P.A. Hydrological hazards in Russia: origin, classification, changes and risk assessment // Natural Hazards. 2017 b. Vol. 88, Supplement 1, pp. 103–131. DOI: 10.1007/s11069-016-2632-2.

110. Frolova N.L., Belyakova P.A., Grigoriev V.Yu., Sazonov A.A., Zotov L.V., Jarsjö J. Runoff fluctuations in the Selenga river basin // Regional Environmental Change. 2017 a. Vol. 17 № 7. Pp. 1965–1976. DOI: https://doi.org/10.1007/s10113-017-1199-0.

111. Fu Q., Feng S. Responses of terrestrial aridity to global warming // J. Geophys. Res. Atmos.2014. Vol. 119. Pp. 7863–7875. DOI:10.1002/2014JD021608.

112. Fu Q., Lin L., Huang J., Feng S., Gettelman A. Changes in terrestrial aridity for the period 850–2080 from the Community Earth System Model // J. Geophys. Res. Atmos. 2016. Vol. 121. Pp. 2857–2873. DOI:10.1002/2015JD024075.

113. Fundamentals of Statistical Hydrology // Naghettini M. (ed). Springer Int., Switzerland, 2017.660 p.

114. Gardner L.R. Assessing the effect of climate change on mean annual runoff // Journal of Hydrology. 2009. Vol. 379. № 3-4. Pp. 351–359. DOI:10.1016/j.jhydrol.2009.10.021

115. Girotto M., De Lannoy G.J.M., Reichle R.H., Rodell M., Draper C., Bhanja S.N., Mukherjee A. Benefits and pitfalls of GRACE data assimilation: A case study of terrestrial water storage depletion in India // Geophys. Res. Lett. 2017. Vol. 44 № 9. Pp. 4107–4115. DOI: 10.1002/2017GL072994.

116. Givati A., Rosenfeld D. The Arctic Oscillation, climate change and the effects on precipitation in Israel // Atmospheric Research. 2013. № 132–133. Pp. 114–124.

117. Golitsyn G.S., Mokhov I.I., Akperov M.G. Bardin M.Yu. Distribution functions of probabilities of cyclones and anticyclones from 1952 to 2000: An instrument for the determination of global climate variations // Dokl. Earth Sci. 2007. Vol. 413. № 2. Pp. 324–326.

118. Greve P., Seneviratne S. I. Assessment of future changes in water availability and aridity // Geophys. Res. Lett. 2015. Vol. 42. Pp. 5493–5499. DOI:10.1002/2015GL064127.

119. Groisman P.Ya., Koknaeva V.V., Belokrylova T.A., Karl T. R. Overcoming biases of precipitation measurement. A history of the USSR experience // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1991. Vol. 72. № 11. Pp. 1725–1733.

Blöschl et al. Changing climate shifts timing of European floods // Science. 2017. Vol. 357. №
6351. Pp. 588–590. DOI: 10.1126/science.aan2506.

121. Hargreaves G.H., Samani Z.A. Estimating potential evapotranspiration // J. Irrig. Drain. Eng.1982. Vol. 108. Pp. 225–230.

122. Harris I., Jones Philip, Osborn, Timothy and Lister, David. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations. – the CRU TS3.10 Dataset // International Journal of Climatology. 2014. Vol. 34. Pp. 623–642.

123. Hartmann D.L., Klein Tank A.M.G., Rusticucci M., Alexander L.V., Brönnimann S., Charabi Y., Dentener F.J., Dlugokencky E.J., Easterling D.R., Kaplan A., Soden B.J., Thorne P.W., Wild M., Zhai P.M.: Observations: Atmosphere and Surface. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. – 2013. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

124. Hirschi M., Seneviratne S.I. Basin-scale water-balance dataset (BSWB): an update // Earth Syst. Sci. Data. 2017. Vol. 9. № 1. Pp. 251–258. DOI: 10.5194/essd-9-251-201.

125. Hirschi M., Seneviratne S.I., Schär C. Seasonal Variations in Terrestrial Water Storage for Major Midlatitude River Basins // Journal of Hydrometeorology. 2006. № 7. Pp. 39 – 60.

126. Huntington T.G. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis // Journal of Hydrology. 2006. Vol. 319. Pp. 83–95. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.07.003.

127. Jenkins A., Ferrier R.C., Ogunkoya R.O. A case study in hydrochemistry: conflicting interpretations from hydrological and chemical observations // Hydrological Processes. 1994. № 8. Pp. 335–349.

128. JPL GRACE Data [электронный pecypc]. URL: https://grace.jpl.nasa.gov/data/grace-months/ (дата обращения 19.09.2017).

129. Khaki M., Hoteit I., Kuhn M., Awange J., Forootan E., van Dijk A., Schumacher M., Pattiaratchi C. Assessing sequential data assimilation techniques for integrating GRACE data into a hydrological model // Advances in Water Resources. 2017. Vol. 107. Pp. 301–316. https://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.07.001.

130. Kirchner J.W. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfallrunoff modeling, and doing hydrology backward // Water Resour. Res. 2009. Vol. 45. W02429. DOI: 10.1029/2008WR006912.

131. Kirtman B., Power S.B., Adedoyin J.A., Boer G.J., Bojariu R., Camilloni I., Doblas-Reyes F.J., Fiore A.M., Kimoto M., Meehl G.A., Prather M., Sarr A., Schär C., Sutton R., van Oldenborgh G.J., Vecchi G., Wang H.J., 2013: Near-term Climate Change: Projections and Predictability. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

132. Klemes V. Physically based stochastic hydrologic analysis // Advances in Hydroscience. 1978.Vol. 11. Pp. 285–356.

133. Klemes V. The Hurst phenomenon— a puzzle? // Water Resources Research. 1974. Vol. 10. №
4. Pp. 675–688.

134. Konikow L.F. Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea-level rise // Geophysical Research Letters. 2011. Vol. 38. № 17. L18601. DOI: http://dx.doi.org/10.1029/2011GL048604.

135. Krylenko I., Motovilov Y., Antokhina E., Zhuk V., Surkova G. Physically-based distributed modelling of river runoff under changing climate conditions // In Remote Sensing and GIS for Hydrology and Water Resources. Vol. 368 of IAHS Publ. Guangzhou. Pp. 156–161.

136. Kumar, S. V. and 14 coauthors. Assimilation of Gridded GRACE Terrestrial Water Storage Estimates in the North American Land Data Assimilation System // Journal of Hydrometeorology.
2016. Vol. 17. № 7. Pp. 1951–1972. DOI: https://dx.doi.org/10.1175/jhm-d-15-0157.1.

137. Kusche J., Schmidt R., Petrovic S., Rietbroek R. Decorrelated GRACE time-variable gravity solutions by GFZ, and their validation using a hydrological model // J. Geodesy. 2009. Vol. 83. Pp. 903–913. DOI:10.1007/s00190-009-0308-3.

138. Labat D., Godderis Y., Probst, J.L., Guyot J.L. Evidence for global runoff increase related to climate warming // Adv. Water Resour. 2004. Vol. 27. Pp. 631–642.

139. Landerer F.W., Swenson S.C. Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates //
Water Resources Research. 2012. Vol. 48, № 4. Pp. W04531. DOI:10.1029/2011WR011453.

140. Li Q., Zhong B., Luo Z. C., Yao C. L. GRACE-based estimates of water discharge over the Yellow River basin // Journal of Geodesy and Geodynamics. 2016. Vol. 7 № 3. Pp. 187–193. DOI: https://dx.doi.org/10.1016/j.geog.2016.04.007.

141. Li Z., Feng Q., Wang Q.J., Kong Y., Cheng A., Yong S., Li; Jianguo, Li Y., Guo X. Contributions of local terrestrial evaporation and transpiration to precipitation using δ 180 and D-excess as a proxy in Shiyang inland river basin in China // Global and Planetary Change. 2016. Vol. 146. Pp. 140–151.

142. Lin P., Wei J., Yang Z.-L., Zhang Y., Zhang K. Snow data assimilation-constrained land initialization improves seasonal temperature prediction // Geophysical Research Letters. 2016. Vol. 43. № 21. Pp. 11,423-11,432. DOI: 10.1002/2016GL070966.

143. Liu Y.C., Hwang C.W., Han J.C., Kao R., Wu C.R., Shih H.C., Tangdamrongsub N. Sediment-Mass Accumulation Rate and Variability in the East China Sea Detected by GRACE // Remote Sensing. 2016. Vol. 8. № 9: P. 777. DOI: https://dx.doi.org/10.3390/rs8090777.

144. Long D., Singh V.P. Assessing the impact of end-member selection on the accuracy of satellite-based spatial variability models for actual evapotranspiration estimation // Water Resources Research.
2013. Vol. 49. Pp. 2601–2618. DOI: 10.1002/wrcr.20208

145. Long D., Longuevergne L., Scanlon B.R. Uncertainty in evapotranspiration from land surface modeling, remote sensing, and GRACE satellites // Water Resour. Res. 2014. Vol. 50. Pp. 1131–1151. DOI: 10.1002/2013WR014581.

146. Lorenz C., Kunstmann H., Devaraju B, Tourian M.J., Sneeuw N., Riegger N. Large-Scale Runoff from Landmasses: A Global Assessment of the Closure of the Hydrological and Atmospheric Water Balances // Journal of Hydrometeorology. 2014. Vol. 15. № 6. Pp. 2111–2139. DOI: 10.1175/JHM-D-13-0157.1.

147. Martin-Vide J. Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain // Int. J. Climatol. 2004. Vol. 24, № 8. Pp. 959–971.

148. Masaki Y., Hanasaki N., Takahashi K., Hijioka Y. Global-scale analysis on future changes in flow regimes using Gini and Lorenz asymmetry coefficients // Water Resour. Res. 2014. Vol. 50. Pp. 4054–4078. DOI: 10.1002/2013WR014266.

McNamara J.P., Tetzlaff D., Bishop K., Soulsby C., Seyfried M., Peters N.E., Aulenbach B.T.,
Hooper R. Storage as a Metric of Catchment Comparison // Hydrol. Process. 2011. Vol. 25, № 21. Pp. 3364–3371. DOI: 10.1002/hyp.8113.

McNamara J.P., Tetzlaff D., Bishop K., Soulsby C., Seyfried M., Peters N.E., Aulenbach B.T.,
Hooper R. Storage as a Metric of Catchment Comparison // Hydrol. Process. 2011. Vol. 25. № 21.
Pp. 3364–3371. DOI: 10.1002/hyp.8113.

151. Milly P.C.D., Dunne K.A. Potential evapotranspiration and continental drying // Nature Climate Change. 2016. Vol. 6. Pp. 946–949. DOI: 10.1038/nclimate3046.

152. Morlock S.E. Evaluation of acoustic Doppler current profiler measurements of river discharge.U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations, Rep. 95-4218. 1997. 37 p.

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

154. Motovilov Yu.G., Gelfan A.N. Assessing runoff sensitivity to climate change in the Arctic basin: empirical and modelling approaches // IAHS Publications. 2013. Vol. 360. Pp. 105–112.

155. Nash J.E., Sutcliffe J.V. River flow forecasting through conceptual models: 1. A discussion of principles // J Hydrol. 1970. Vol. 10. № 3. Pp. 282–290. DOI: <u>https://doi.org/10.1016/0022-1694</u> (70)90255-6.

156. Nitta T., Yamada S. Recent Warming of Tropical Sea Surface Temperature and Its Relationship to the Northern Hemisphere Circulation // J. Meteorol. Soc. Japan. 1989. Vol. 67. Pp. 375–383.

157. Panday P.K., Coe M.T., Macedo M.N., Lefebvre P., Castanho A. Deforestation offsets water balance changes due to climate variability in the Xingu River in eastern Amazonia // J. Hydrol. 2015. Vol. 523. Pp. 822–829.

158. Pavel Y.G., Richard W.K., Thomas R.K., David R.E., Bomin S., Jay H.L. Contemporary Changes of the Hydrological Cycle over the Contiguous United States: Trends Derived from In Situ Observations // Journal of Hydrometeorology. 2003. Vol. 15. Pp. 2111–2139. DOI: 10.1175/JHM-D-13-0157.1.

159. Potvin C. Interactive effects of temperature and atmospheric CO_2 on physiology and growth. In: Alscher R.G., Wellburn A.R. (eds) Plant Responses to the Gaseous Environment. Springer, Dordrecht, 1994.

160. Ramanathan V., Krutzen P.J., Kiehl J.T., Rosenfeld D. Aerosols, climate, and the hydrologic cycle // Science. 2001. Vol. 294. Pp. 2119–2124.

161. Rateb A., Kuo C.Y., Imani M., Tseng K.H., Lan W.H., Ching K.E., Tseng T.P. Terrestrial Water Storage in African Hydrological Regimes Derived from GRACE Mission Data: Intercomparison of Spherical Harmonics, Mass Concentration, and Scalar Slepian Methods // Sensors. 2017. Vol. 17, № 3. No. 566. DOI: 10.3390/s17030566.

162. Razali N.M., Wah Y.B. Power comparisons of Shapiro – Wilk, Kolmogorov – Smirnov, Lilliefors and Anderson – Darling tests // Journal of Statistical Modeling and Analytics. 2011. Vol. 2. Pp. 21–33. 163. Sakumura C., Bettadpur S., Bruinsma S. Ensemble prediction and intercomparison analysis of GRACE time-variable gravity field models // Geophys. Res. Lett. 2014. Vol. 41. Pp. 1389–1397. DOI: 10.1002/2013GL058632.

164. Save H., Bettadpur S., Tapley B.D. High-resolution CSR GRACE RL05 mascons // Journal of Geophysical Research-Solid Earth. 2016. Vol. 121. № 10. Pp. 7547–7569. DOI: https://dx.doi.org/10.1002/2016jb013007.

165. Scanlon B.R., Zhang Z., Save H., Wiese D.N., Landerer F.W., Long D., Longuevergne L., Chen J. Global evaluation of new GRACE mascon products for hydrologic applications // Water Resources Research. 2016. Vol. 52. № 12. Pp. 9412–9429. DOI: https://dx.doi.org/10.1002/2016WR019494.

166. Schär C., Lüthi D., Beyerle U., Heise E. The Soil-precipitation feedback: a process study with a Regional Climate Model // J. Climate. 1999. Vol. 12. № 3. Pp. 722–741.

167. Schlegel N.J., Wiese D.N., Larour E.Y., Watkins M.M., Box J.E., Fettweis X., van den Broeke M.R. Application of GRACE to the assessment of model-based estimates of monthly Greenland Ice Sheet mass balance (2003-2012) // Cryosphere. 2016. Vol. 10. № 5. Pp. 1965–1989. DOI: https://dx.doi.org/10.5194/tc-10-1965-2016.

168. Schmidt F.F., Meyer U. Hydrological Signals Observed by the GRACE Satellites // Surveys in Geophysics. 2008. Vol. 29. № 4-5. Pp. 319–334.

169. Schreiber P. Uber die Beziehungen Zwischen dem Niederschlag und der Wasserfuhrung der Flusse in Mitteleuropa // Zeitschrift fur Meteorologie. 1904. Vol. 21. Pp. 441–452.

170. Seo J.Y., Lee S.-I. Total discharge estimation in the Korean Peninsula using multi-satellite products // Water. 2017. Vol. 9. № 7: 532. DOI: https://dx.doi.org/10.3390/w9070532.

171. Simpson M.R., Oltmann R.N. Discharge-measurement system using an acoustic Doppler current profiler with applications to large rivers and estuaries. U.S. Geological Water-Supply Paper 2395. 1993. 32 p.

172. Springer A., Eicker A., Bettge A., Kusche J., Hense A. Evaluation of the Water Cycle in the European COSMO-REA6 Reanalysis Using GRACE // Water. 2017. Vol. 9. № 4. P. 289. DOI:10.3390/w9040289.

173. Sproles E.A., Leibowitz S.G., Reager J.T., Wigington Jr. P.J., Famiglietti J.S., Patil S.D. GRACE storage-runoff hystereses reveal the dynamics of regional watersheds // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2015. Vol. 19. Pp. 3253–3272. https://doi.org/10.5194/hess-19-3253-2015.

174. Swenson S. Assessing High-Latitude Winter Precipitation from Global Precipitation Analyses Using GRACE // Journal of Hydrometeorology. 2010. № 11. Pp. 405–420. DOI: 10.1175/2009JHM1194.1. 175. Swenson S., Wahr J. Estimating Large-Scale Precipitation Minus Evapotranspiration from GRACE Satellite Gravity Measurements // Journal of Hydrometeorology. 2006. № 7. Pp. 252–270.

176. Swenson S., Wahr J. Methods for inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity // Journal of Geophysical Research. 2002. Vol. 107. № B9. P. 2193. DOI:10.1029/2001JB000576.

177. Tang Q., Gao H., Yeh P., Oki T., Su F., Lettenmaier D.P. Dynamics of Terrestrial Water Storage Change from Satellite and Surface Observations and Modeling // Journal of Hydrometeorology. 2010. № 11. Pp. 156–170.

178. Tangdamrongsub N., Steele-Dunne S.C., Gunter B.C., Ditmar P.G., Sutanudjaja E.H., Sun Y., Xia T., Wang Z. Improving estimates of water resources in a semi-arid region by assimilating GRACE data into the PCR-GLOBWB hydrological model // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2017. Vol. 21. № 4. Pp. 2053–2074. DOI: https://doi.org/10.5194/hess-21-2053-2017.

179. Tetzlaff D., Buttle J., Carey S.K., McGuire K., Laudon H., Soulsby C. Tracer-based assessment of flow paths, storage and runoff generation in northern catchments: a review // Hydrological Processes. 2015. Vol. 29. № 16. Pp. 3475–3490. DOI: 10.1002/hyp.10412.

180. Thompson D.W.J., Wallace J.M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability // J. Climate. 2000. Vol. 13. Pp. 1000–1016.

181. Tian S., Tregoning P., Renzullo L.J., van Dijk A., Walker J.P., Pauwels V.R.N., Allgeyer S. Improved water balance component estimates through joint assimilation of GRACE water storage and SMOS soil moisture retrievals // Water Resour. Res. 2017. Vol. 53. № 3. Pp. 1820–1840. DOI: 10.1002/2016WR019641.

 Trenberth K. E. Recent observed interdecadal climate changes in the northern hemisphere // Bulletin of the American Meteorology Society. 1990. Vol. 71. Pp. 988–993.

183. Tuomenvirta H. Reliable estimation of climatic variations in Finland. Finnish Meteorological Institute Contributions. 2004. №. 43. Finnish Meteorological Institute, 80 pp. + 78 pp. appendices.

184. Voskresenskaya E., Vyshkvarkova E. Extreme precipitation over the Crimean peninsula // Quat. Int. 2016. Vol. 409. Pp. 75–80.

185. Wada Y., van Beek L.P.H., SpernaWeiland F.C., Chao B.F., Wu Y.-H., Bierkens M.F.P. Past and future contribution of global groundwater depletion to sea-level rise // Geophys. Res. Lett. 2012.
Vol. 39. № 9. L09402. DOI: 10.1029/2012GL051230.

186. Wada Y., van Beek L.P.H., van Kempen C.M., Reckman J.W.T.M., Vasak S., Bierkens M.F.P.
Global depletion of groundwater resources // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol. 37. № 20. L20402, DOI: 10.1029/2010GL044571.

187. Wahr J., Swenson S., Velicogna I. Accuracy of GRACE mass estimates // Geophysical Research Letters. 2006. Vol. 33. № L06401. DOI:10.1029/2005GL025305.

188. Wahr J., Burgess E., Swenson S. Using GRACE and climate model simulations to predict mass loss of Alaskan glaciers through 2100 // Journal of Glaciology. 2016. Vol. 62. № 234. Pp. 623–639. DOI: https://dx.doi.org/10.1017/jog.2016.49.

189. Wahr J., Molenaar M., Bryan F. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. № B12. Pp. 30205–30229.

190. Wang, Shusen, Pan M., Mu Q., Shi X, Mao J., Brümmer C., Jassal R.S., Krishnan P, Li J., Black T.A. Comparing evapotranspiration from eddy covariance measurements, water budgets, remote sensing, and land surface models over Canada // Journal of Hydrometeorology. 2015. Vol. 16. Pp. 1540–1560. DOI:10.1175/JHM-D-14-0189.1.

191. Xie Z.Y., Huete A., Ma X., Restrepo-Coupe N., Devadas R., Clarke K., Lewis M. Landsat and GRACE observations of arid wetland dynamics in a dryland river system under multi-decadal hydroclimatic extremes // Journal of Hydrology. 2016. Vol. 543. Pp. 818–831. DOI: https://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.001.

192. Zaitchik B.F., Rodell M., Reichle R.H. Assimilation of GRACE Terrestrial Water Storage Data into a Land Surface Model: Results for the Mississippi River Basin // Journal of Hydrometeorology. 2008. № 9. Pp. 535–548. DOI: 10.1175/2007JHM951.1.

193. Zhang M., Liu N., Harper R., Li Q., Liu K., Wei X., Ning D., Hou Y., Liu S. A Global review on hydrological responses to forest change across multiple spatial scales: importance of scale, climate, forest type and hydrological regime // Journal of Hydrology. 2017. Vol. 546. Pp. 44–59. DOI: http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.040.

194. Zhang Y. F., Yang Z. L. Estimating uncertainties in the newly developed multi-source land snow data assimilation system // Journal of Geophysical Research-Atmospheres. 2016. Vol. 121 № 14.
Pp. 8254–8268. DOI: https://dx.doi.org/10.1002/2015jd024248.

195. Zotov L., Bizouard C., Shum C.K. A possible interrelation between Earth rotation and climatic variability at decadal time-scale // Geodesy and Geodynamics. 2016. Vol. 7. № 3. Pp. 216–222. DOI: 10.1016/j.geog.2016.05.005.

196. Zotov L.V., Scheplova E. MSSA of globally gridded OAM from ECCO, AAM from ECMWF, and gravity from GRACE // 2016 Third International Conference on Digital Information Processing, Data Mining, and Wireless Communications (DIPDMWC). M.: IEEE, 2016. DOI: 10.1109/DIPDMWC.2016.7529376.