На правах рукописи

ОЛЬГА ГЕННАДИЕВНА ЗОЛИНА

СТАТИСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ОСАДКОВ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ АТМОСФЕРНЫЙ ЦИКЛ ВЛАГИ

25.00.30 - Метеорология, климатология, агрометеорология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени

доктора физико-математических наук

Москва – 2018

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 6

Глава 1. Методы наблюдений за осадками, основные типы глобальных и региональных массивов данных об атмосферных осадках и анализ их неопределенностей 13

1.1. Прямые измерения осадков на станциях и осадкомерных постах 15

1.2. Спутниковые данные об осадках 21

1.3. Наблюдения радаров 25

1.4. Осадки из реанализов и атмосферных и климатических моделей 26

Глава 2. Развитие новых методов статистического моделирования атмосферных осадков 30

2.1. Базовые климатологические характеристики атмосферных осадков 31

2.2. Абсолютная экстремальность осадков и ее оценивание на основе использования функций распределения интенсивности осадков 33

2.3. Разработка методов статистического моделирования относительной экстремальности осадков 41

2.4. Характеристики временной структуры осадков, развитие методов ее статистического оценивания и исследования ее связи с экстремальностью осадков. 54

Глава 3. Характеристики средних и экстремальных осадков по данным измерений на станциях в Евразии 66

3.1. Базовые характеристики осадков 66

3.1.1. Суммы и средние количества осадков 66

3.1.2. Число дней с осадками 69

3.1.3. Интенсивность осадков 71

3.2. Статистическое моделирование и оценивание характеристик экстремальных осадков 74

3.2.1. Характеристики абсолютной экстремальности осадков 74

3.2.2. Характеристики относительной экстремальности осадков 79

3.2.3. Характеристики временной структуры осадков 82

3.2.3.1. Аппроксимация длительности влажных и сухих периодов усеченным геометрическим распределением (УГР) и соответствующим

распределением частичного вклада (ЧУГР) и оценивание экстремально коротких и экстремально длинных периодов с осадками 83
3.2.3.2. Длительность периодов с осадками (влажных периодов)..... 87
3.2.3.3. Длительность периодов без осадков (сухих периодов)..... 90
3.2.3.4. Повторяемость влажных и сухих периодов..... 93
3.2.3.5. Интегральная интенсивность периодов с осадками 97
Глава 4. Характеристики средних и экстремальных осадков по различным данным101
4.1. Проблемы сопоставления и масштабного анализа осадков по различным типам данных 101
4.2. Анализ осадков в реанализах и их сравнение с данными станционных наблюдений для Европы..... 103
4.2.1. Сравнение базовых характеристик осадков 105
4.2.2. Сравнение параметров вероятностных распределений и абсолютных значений экстремальных осадков в реанализах и по данным наблюдений на станциях 110
4.3. Анализ характеристик осадков по спутниковым данным и их сравнение с данными станционных наблюдений для Европы..... 121
4.4. Сравнительный анализ осадков по данным реанализов и спутниковых наблюдений над глобальным Мировым океаном 141
4.4.1. Проблемы анализа осадков над Мировым океаном 141
4.4.2. Сравнение средних величин осадков над океанами 148
4.4.3. Сравнение количества дней с осадками и интенсивности осадков..... 153
4.4.4. Характеристики статистической структуры осадков над океанами 158
Глава 5. Основные закономерности климатической изменчивости атмосферных осадков..... 163
5.1. Моделирование пропусков в данных с помощью генерации различных распределение пропусков методом Монте-Карло. 163
5.2. Оценивание линейных трендов и развитие методов оценки их статистической значимости. 165
5.3. Исследование влияния полноты данных на оценивание долговременных трендов характеристик экстремальных осадков на основе станционных наблюдений..... 168
5.4. Анализ долговременной изменчивости характеристик осадков в Евразии по данным станционных наблюдений..... 173
5.4.1. Изменчивость базовых характеристик осадков 173

5.4.1.1. Изменчивость среднего количества осадков 173
5.4.1.2. Изменчивость числа дней с осадками 175
5.4.1.3. Изменчивость интенсивности осадков 176
5.4.2. Изменчивость характеристик экстремальных осадков 178
5.4.2.1. Тренды абсолютных величин экстремальных осадков 178
5.4.2.2. Изменчивость относительной экстремальности осадков 180
5.4.3. Изменчивость характеристик временной структуры осадков 181
5.4.3.1. Изменчивость длительности периодов с осадками (влажных периодов) 181
5.4.3.2. Изменчивость длительности периодов без осадков (сухих периодов) 190
5.4.3.3. Совместный анализ изменений длительность влажных и сухих периодов 193
5.4.3.4. Связь изменения длительности влажных периодов с интенсивностью осадков 199
5.5. Анализ сезонности в долгопериодных изменениях характеристик осадков на примере Германии 205
5.6. Сравнительный анализ изменчивости осадков в Евразии по данным реанализов и данных станций 216
5.7. Сравнительный анализ изменчивости осадков в России по данным спутниковых наблюдений и данных станций 229
5.8. Характеристики изменчивости осадков над океаном по данным глобальных реанализов и спутниковых наблюдений 233
Глава 6. Связь динамики осадков с атмосферным влагопереносом и испарением 245
6.1. Вводные замечания 245
6.2. Данные, использовавшиеся для оценок характеристик влагопереноса 247
6.3. Развитие методов расчета характеристик влагопереноса в атмосфере 250
6.4. Связь осадков и адвекции влаги в северных субполярных и высоких широтах 262
6.4.1. Климатология влагопереноса в Арктике по данным различных реанализов и аэрологических зондирований 262
6.4.2. Оценки баланса влаги в Арктике 267
6.4.3. Оценка роли в переносах влаги в Арктике среднего потока и синоптических вихрей 269
6.4.4. Сезонная изменчивость потоков влаги в Арктике 272
6.4.5. Межгодовая изменчивость переносов влаги в Арктике 275

6.5. Роль осадков в гидрологическом цикле Антарктики 281
6.5.1. Пространственная изменчивость характеристик влагопереноса в Антарктике 281
6.5.2. Оценки баланса влаги в Антарктике 286
6.5.3. Оценка роли в переносах влаги в Антарктике среднего потока и синоптических вихрей 288
6.5.4. Сезонная изменчивость потоков влаги в Антарктике 291
6.5.5. Межгодовая изменчивость переносов влаги в Антарктике 293
6.6. Характеристики влагопереноса в атмосфере и их связь с осадками над квазизамкнутым морем (на примере Красного моря) 296
6.6.1. Вводные замечания 296
6.6.2. Данные и методология 297
6.6.3. Климатология компонентов водного баланса над Красным морем 298
6.6.4. Временная изменчивость компонентов водного баланса над Красным морем 304
Заключение 316
Список литературы 319

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования.

Экстремальные или особо сильные и редко выпадающие осадки имеют принципиальное значение для возникновения экстремальных гидрологических явлений, в первую очередь наводнений, приносящих большие экономические убытки. В последние два десятилетия исследованию экстремальных осадков было посвящено огромное количество работ в области численного моделирования и экспериментальной диагностики [например, *Groisman et al., 2005; Kharin et al., 2007; Leander et al., 2014*]. Это, однако, не обеспечило появления устойчивых оценок характеристик экстремальных осадков, как для их среднеклиматических распределений, так и для параметров их климатической изменчивости. Как результат, существующие оценки экстремальных осадков характеризуются сильными неопределенностями, что также справедливо и для прогностических климатических оценок, основанных на сценарных расчетах с помощью климатических моделей [*Kharin et al., 2007; Collins et al., 2013*]. Причины неопределенностей состоят в недостаточной обоснованности и противоречивости методов статистического оценивания экстремальных осадков, а также в несопоставимости оценок экстремальных осадков по разным данным. Без достоверных оценок экстремальных осадков невозможно получить взаимосогласованные характеристики гидрологического цикла для различных регионов. Это, в частности, касается районов, где возникают трудности, связанные с неопределённостями физических методов оценивания адвекции влаги в атмосфере и их численной реализации. Это обосновывает актуальность данного исследования, направленного на развитие существующих и разработку новых методов статистического моделирования и оценивания экстремальных осадков, проведение всеобъемлющего анализа характеристик экстремальных осадков на основе различных типов данных, а также на развитие методов расчетов адвекции влаги в атмосфере и анализа роли осадков в формировании регионального гидрологического цикла.

Цель работы – построение достоверных количественных оценок экстремальных осадков на основе развития новых методов их статистического моделирования и установление роли экстремальных осадков в гидрологическом цикле.

Для достижения этой цели в работе решались **следующие задачи**:

- Разработка физически обоснованных методов статистического моделирования абсолютной и относительной экстремальности атмосферных осадков;
- Обоснование и разработка нового подхода к статистическому моделированию совместных характеристик продолжительности и интенсивности осадков;

- Статистическое моделирование климатических характеристик абсолютной и относительной экстремальности с использованием различных типов данных (станционные наблюдения, реанализы, спутниковые данные);
- Использование развитых методов статистического моделирования экстремальных осадков для получения устойчивых оценок климатической изменчивости их характеристик по различным типам данных;
- Обоснование нового метода расчетов потоков влаги в атмосфере на основе реанализов и данных аэрологических зондирований и разработка соответствующих численных алгоритмов;
- Получение достоверных оценок переносов влаги, анализ их физических механизмов и установление связи осадкообразования с адвекцией влаги для различных регионов.

Предметом защиты является **решение фундаментальной научной проблемы** – достоверное количественное описание пространственно-временной структуры характеристик экстремальных осадков и их климатической изменчивости на основе статистического моделирования и исследование роли экстремальных осадков в формировании регионального водного цикла.

Основные **положения, выносимые на защиту**, содержат результаты, полученные автором впервые, что определяет **научную новизну** результатов диссертации:

- Предложены новые вероятностные распределения и разработаны алгоритмы оценки их параметров для статистического моделирования абсолютной и относительной экстремальности осадков, что позволило предложить новый индекс относительной экстремальности, существенно более устойчивый, чем ранее использованные;

- Выполнены оценки абсолютной и относительной экстремальности осадков за последние несколько десятилетий по различным типам данным и получены количественные характеристики сезонной изменчивости абсолютной и относительной экстремальности осадков. Проведено сравнение характеристик экстремальных осадков для различных типов данных, которое показало, что реанализы существенно занижают оценки экстремальных осадков (в среднем на 30-35%), спутниковые данные зимой завышают на 30-50%, а летом сильно занижают (на 40-60%) оценки экстремальных осадков.

- На основе разработанной методологии оценивания линейных трендов получены оценки межгодовой изменчивости абсолютной и относительной экстремальности осадков по данным станционных наблюдений, реанализов и спутниковых измерений. Показано, что с 1960 по 2012 гг. на большей части территории Европы и России наблюдается увеличение как абсолютной (до 8% в десятилетие), так и относительной (до 5% в

десятилетие) экстремальности осадков. В Центральной Европе обнаружена сильная сезонность трендов на масштабах нескольких десятилетий с увеличением экстремальных осадков зимой и уменьшением их значений летом. Показано, что оценки межгодовой изменчивости по данным реанализов и спутников очень сильно отличаются от оценок по данным наблюдений на станциях, вплоть до различия знаков в трендах для ряда районов.

- Выполнен анализ статистической структуры осадков над Мировым океаном, включающий рассмотрение числа дней с осадками и интенсивность осадков, по спутниковым данным и реанализам. Установлено, что различия в числе дней с осадками и интенсивности осадков существенно больше, чем в среднем количестве осадков. Показано, что межгодовая изменчивость средних осадков в реанализах сильно зависит от однородности объема и типов ассимилируемых данных.

- Создан новый подход к статистическому моделированию продолжительности влажных и сухих периодов (включая их совместные распределения) и интенсивности осадков, связанных с периодами разной продолжительности. Этот метод основан на использовании усеченного геометрического распределения и полученного в работе распределения частичного вклада влажных и сухих периодов в общее количество влажных дней.

- Построены достоверные оценки продолжительности влажных и сухих периодов и исследована их межгодовая динамика. Показано что, увеличение продолжительности влажных периодов за последние 60 лет на евроазиатском континенте (на 4-8% в десятилетие) связано с увеличением интенсивности экстремальных осадков (на 6-8% в десятилетие), а также что продолжительность влажных и сухих периодов может как одновременно как возрастать, так и уменьшаться. Предложена концептуальная модель совместной изменчивости влажных и сухих периодов.

- Разработан новый алгоритм расчета адвекции влаги в атмосфере, основанный на численной схеме, учитывающей поверхностную топографию, и позволяющий уверено разделять переносы влаги на компоненты, связанные со средним потоком, синоптическими вихрями, крупномасштабными горизонтальными и вертикальными ячейками циркуляции.

- Оценены различные компоненты переноса влаги на основании 7 реанализов и данных аэрологических зондирований IGRA для Арктики и Антарктики. На примере Арктики показано, что транспорт влаги на разных высотах, в основном, осуществляется синоптическими и мезомасштабными вихрями (88-95% общего переноса). Несмотря на

уменьшение переноса влаги в Арктику в период 1979-2013 гг., относительная роль вихревого переноса влаги возросла на 15% за последние 36 лет, при этом влагозапас Арктической атмосферы увеличивался на 1.7% в десятилетие (в среднем по всем реанализам). Установлено, что механизм увеличения влагозапаса имел локальную природу, связанную с неадиабатическим испарением, а адвективные процессы играли вторичную роль.

- Выполнен анализ атмосферного гидрологического цикла и исследована роль потоков в пограничном слое и в свободной тропосфере в динамике влагопереноса на примере Красного моря. Показано, что перенос влаги с акватории Красного моря осуществляется в нижней тропосфере (до уровня 850гПа) циркуляцией бризового типа, а в слое выше 850гПа управляется динамикой Аравийского антициклона и его взаимодействием с внутритропической зоной конвергенции. Показано, что с начала 1990-х гг. до 2010 г. происходило резкое увеличение (примерно на 40%) экспорта влаги с акватории моря, что связано с усилением циркуляции бризового типа в приземном слое, в значительной степени модулируемой сигналом в поверхностной температуре воды.

Достоверность полученных результатов определяется использованием современных представлений о статистиках экстремальных значений и хорошо теоретически обоснованных подходов к статистическому моделированию экстремальных осадков и расчетам атмосферной адвекции влаги. В работе использованы данные станционных наблюдений и атмосферных реанализов, а также спутниковые массивы данных, что позволило обеспечить взаимную валидацию и интеркалибрацию всех полученных оценок. Достоверность полученных результатов, связанных с климатической изменчивостью, определяется использованием обоснованных методов статистического оценивания, позволяющих получать взаимодополняющие оценки значимости климатических сигналов.

Научная и практическая значимость работы состоит в использовании разработанных алгоритмов для оценивания характеристик экстремальных осадков для любых существующих видов данных, включая анализ результатов моделирования общей циркуляции атмосферы и климата. Диссертационная работа является итогом исследований, выполнявшихся автором с 2002 г., в рамках научных программ Министерства образования и науки РФ, Федеральных целевых программ, инициативных проектов РФФИ, а также ряда международных проектов.

Полученный в работе новый индекс относительной экстремальности осадков используется Группой экспертов по обнаружению и индексам изменения климата (Expert Team on Climate Change Detection and Indices ETTCDI) Всемирной программы исследований климата, вместо ранее использовавшегося, и предложен в качестве стандартной диагностики для

следующего оценочного доклада МГЭИК. Созданные автором климатологии характеристик экстремальных осадков используются для валидации региональных моделей, в частности COSMO в Метеослужбе Германии и ALADIN в метеослужбе Франции, а также для анализа характеристик осадков в Национальном Центре Климатических Данных NCDC/NOAA США. Оценки характеристик экстремальных осадков по спутниковым данным, а также разработанные алгоритмы для их расчета используются Европейской организацией спутниковой метеорологии (EUMETSAT), а также Германским центром авиации и космонавтики (DLR). Развитые в работе методы диагноза адвективных переносов влаги используются в качестве базовой диагностики в ряде крупных исследовательских проектов, финансируемых Европейским Союзом, ANR и CNRS, а сами оценки используются для анализа качества реанализов и моделей в NOAA.

Личный вклад автора

В диссертационной работе представлены результаты лишь тех исследований, вклад автора в которые был ключевым на всех этапах от постановки задачи до ее решения. Автором самостоятельно разработаны новые алгоритмы для статистического моделирования экстремальных осадков, а также адвективных переносов влаги, осуществлена их численная и программная реализации. Также был подготовлен массив данных станционных наблюдений, включая контроль их качества, и выполнены массовые расчеты статистических параметров экстремальных осадков и характеристик их изменчивости. Кроме того был выполнен анализ пространственно-временной динамики экстремальных осадков и механизмов ее формирования, включая анализ изменчивости адвективных переносов влаги. Автору принадлежит ведущая роль в подготовке полученных результатов к опубликованию в ведущих международных и российских журналах, а также представлении их на российских и международных конференциях и семинарах.

В результатах, полученных совместно с коллегами К. Зиммером, А. Капалой, К. П. Беляевым, С. К. Гулевым, П. Я. Гройсманом, А. Дуфуром, М. Локхофф, А. Зоммер и др., автору принадлежит ведущая роль в постановке задач, выполнении расчетов и интерпретации результатов.

Апробация диссертационной работы. Основные блоки работы докладывались на заседании Ученого совета физического направления ИО РАН (декабрь 2012 г., апрель 2017 г.), на семинаре Института водных проблем РАН (июль 2013 г.), на семинаре Института глобального климата и экологии Росгидромета и РАН (декабрь 2015 г.), на семинаре Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (декабрь 2015 г.), на семинаре Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова (декабрь 2016 г.). Отдельные результаты работы были включены в курсы лекций «Изменения климата», «Физические и

химические климатические модели», «Термодинамика» и «Динамическая метеорология», читаемые автором в Альпийском университете Гренобля (Франция). Автор докладывала основные результаты работы в качестве приглашенного докладчика на следующих международных конференциях и форумах:

- WCRP CLIVAR Open Science Conference, Чиндао, Китай, 2016,
- “Our Common Future Under Climate Change", Париж, Франция, 2015,
- "Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère" Тулуза, Франция, 2015,
- "Science of the Future", Санкт-Петербург, Россия, 2014,
- EGU General Assemblies, Вена, Австрия, 2014, 2011,
- "Cryosphere in a Changing Climate", Тромсё, Норвегия, 2014,
- "Developing a Water Strategy for the WCRP", Форт Коллинс, США, 2013,
- "WCRP-UNESCO Workshop on metrics and methodologies of estimation of extreme climate events", Париж, Франция, 2010,
- "7th Annaberger Klimatagen", Аннаберг, Германия, 2010,
- 9th EMS Annual Meeting, Тулуза, Франция, 2009,
- ESF Conference "Global challenges and the need for cooperation», Стокгольм, Швеция, 2009,
- 25th meeting of the Joint Scientific Committee, WCRP, Москва, Россия, 2004.

Кроме того, результаты были представлены на десятках конференций и симпозиумов в качестве устных и стендовых докладов.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 24 статьи в рецензируемых научных журналах и коллективных монографиях. Одна статья в международном рецензируемом издании из списка, рекомендованного ВАК, находится в печати.

Благодарности. Автор выражает признательность коллегам, с которыми она тесно взаимодействовала в течение последних лет и с которыми обсуждала отдельные блоки работы, в частности К. Зиммеру, А. Капале, С. Бахнер (Метеорологический институт университета Бонна, Германия), А. Дуфуру и А. Зоммер (Лаборатория гляциологии и геофизики, Гренобль, Франция), С. Сорошиану (Университет Калифория-Ирвин, США), К. Тренберту (Национальный центр атмосферных Исследований, США), П.Я. Гройсману (Национальный центр климатических данных США), К. Куммерову (Университет Колорадо, Форт Коллинс, США), Р. Лауфорду и Р. Стюарту (Университет Манитобы, Канада), Й. Шульцу (Европейская организация спутниковой метеорологии), М. Локхофф, Х. Мачелу и П. Беккеру (Метеослужба Германии), В. М. Катцову (ГГО им. Воейкова), О. Н. Булыгиной (ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск), А. Н. Гельфану (ИВП РАН). Автор также признательна коллективу ЛВОАМКИ ИО РАН за плодотворное сотрудничество и обсуждение результатов работы, особенно С. К. Гулеву, К. П. Беляеву и Н. Д. Тилининой за поддержку и внимание к работе.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы из 231 наименования, в том числе 218 на иностранных языках. Работа содержит 333 страницы текста, включая 22 таблицы и 209 рисунков.

ГЛАВА 1. МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ОСАДКАМИ, ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ МАССИВОВ ДАННЫХ ОБ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКАХ И АНАЛИЗ ИХ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ

Возможности анализа осадков в целом и экстремальных осадков в особенности в большой степени зависят от доступности и качества данных об осадках. Развитие методологий для изучения характеристик осадков также сильно лимитировано характеристиками используемых данных. В настоящее время существует несколько независимых источников данных об осадках. Однако, в силу причин, которые будут описаны ниже, точность измерений осадков, как прямыми, так и дистанционными методами, на сегодня оставляет желать лучшего. Использование современных реанализов и оперативных анализов, а также данных, полученных климатическими моделями, не улучшает ситуацию. Являясь результатом сложных физических и химических процессов, происходящих в атмосфере, осадки, полученные с помощью численного моделирования, также характеризуются сильными неопределенностями.

На рис. 1.1, в координатах пространственно-временных масштабов, схематически показано характерное разрешение фронтальных и конвективных осадков. Фронтальные осадки имеют типичное пространственное разрешение порядка тысячи километров и временное разрешение – от несколько часов до первых десятков часов. Типичные пространственные масштабы конвективных осадков составляют десятки - первые сотни метров, а временные масштабы – от минут до нескольких часов. В тех же координатах на рис. 1.1 показаны характеристики всех данных, доступных для анализа осадков. Информация об осадках может быть получена как с помощью прямых измерений на метеорологических станциях и осадкомерных постах, так и с помощью дистанционных измерений со спутников и радаров, базирующихся как на земле, так и на метеорологических спутниках. Кроме того, осадки могут быть получены из долговременных численных экспериментов с моделями циркуляции атмосферы и климата. В частности, сюда относятся реанализы состояния атмосферы, генерируемые с помощью моделей прогноза погоды. Цветом на рис. 1.1 показана доступная продолжительность данных из различных источников. Для достоверного анализа осадков необходимо, что бы пространственно-временное разрешение данных соответствовало разрешению характерных физических процессов, связанных с фронтальными и конвективными осадками. Если не рассматривать длительность рядов (то есть не интересоваться межгодовой и климатической изменчивостью), то можно видеть, что данные об осадках, полученные из мезомасштабных моделей, по наземным осадкомерным радарам, спутниковые измерения, а также плювиометры имеют достаточно высокое разрешение для того, что бы адекватно описывать структуру осадков. Однако если мы хотим изучать климатические изменения, то

большая часть доступной информации об осадках становится непригодной из-за короткой длины рядов. Из модельных данных для климатического анализа мы можем использовать лишь глобальные реанализы, а из прямых измерений осадков мы можем получить необходимую информацию только по данным осадкомерных станций с суточным разрешением. Что касается дистанционных данных об осадках, то для климатических исследований можно эффективно использовать лишь ограниченное число спутниковых массивов, основанных, в том числе, на смеси спутниковых измерений с данными измерений на станциях.

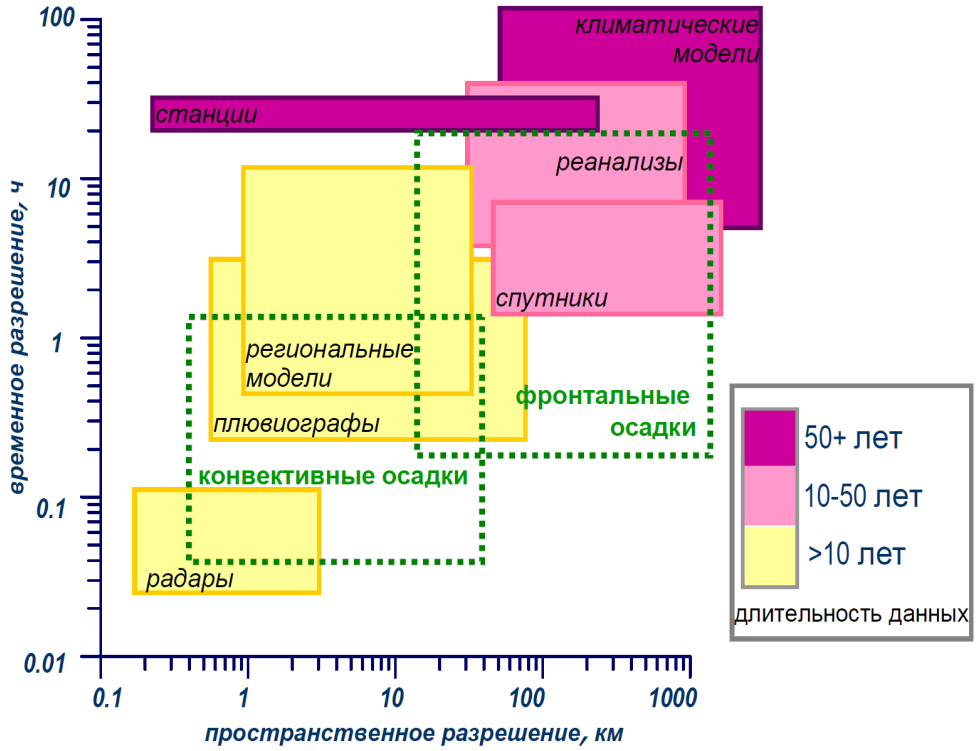


Рисунок 1.1. Типичное пространственно-временное разрешение доступных данных для анализа осадков в координатах масштабов пространство (км)-время (ч). Длительность рядов показана разными цветами. Зеленые квадраты показывают типичные пространственно-временные масштабы фронтальных и конвективных осадков

Отдельно стоит вопрос о качестве доступных данных об осадках. Этот вопрос будет подробно изложен ниже для каждого конкретного типа данных. Однако, работая с очень высококачественными измерениями осадков (что возможно в крайне редких случаях и ограниченных районах, часто только на отдельных реперных станциях) можно получить их достоверные и качественные оценки, используя относительно простые методы для анализа. Работая же с данными низкого качества с большим количеством пропусков (что, как правило, имеет место), даже использование сложных, специально разработанных методов не гарантирует получение правильных физических выводов.

1.1 ПРЯМЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ НА СТАНЦИЯХ И ОСАДКОМЕРНЫХ ПОСТАХ

Измерения, проводящиеся на станциях и осадкомерных постах, с использованием осадкомеров различных конструкций, являются наиболее точными из всех доступных данных об осадках и используются в качестве «референтных» значений для оценки точности осадков, полученных из других источников. Однако даже эти данные включают много погрешностей и, связанных с ними, проблем. Прежде чем описывать характеристики различных массивов данных, использованных в работе, необходимо сказать несколько слов в общем о проблемах измерения осадков на станциях. Такие измерения организуются и контролируются национальными гидрометеорологическими службами. Каждая страна имеет национальную сеть осадкомерных станций. В разных странах используются разные приборы и измерения производятся по разным программам. Пространственное распределение станций очень не однородно. Плотность станций в пространстве может меняться от нескольких станций на квадратный километр до одной-двух станций на несколько тысяч квадратных километров. В силу разных причин в рядах данных присутствует большое количество пропусков. Могут быть пропущены как отдельные дни, так и целые годы наблюдений. О влиянии пропусков на расчет изменчивости осадков и о допустимом количестве пропусков для достоверной оценки трендов будет сказано ниже. До массового перехода (в странах Европы) на автоматические станции «человеческий фактор» играл очень большую роль в качестве измерений и являлся дополнительным источником погрешностей. Отдельной проблемой является проблема коррекции величин осадков. Известно, что количество осадков, попавших в осадкомер, сильно зависит от скорости и направления ветра [*Богданова и др., 2006; Sevruk, 1974; Sevruk et al., 2000; Nešpor and Sevruk, 1999; Sevruk et al., 2009; Michelson, 2004; Sieck et al., 2007*]. Несмотря на использование ветровых защит различных конструкций, введение поправки на ветер необходимо для получения однородных измерений. Это особенно важно при измерениях снега. Однако для этого нужно иметь измерения ветра вблизи каждой станции. На осадкомерных постах таких измерений нет. Поэтому введение поправок на ветер может быть произведено только на синоптических станциях, что существенно сокращает доступный объем данных. Другими не менее важными проблемами является учет локального испарения в осадкомерах, смачивания поверхности осадкомеров и учет осадков твердой фазы. Многочисленные усилия различных групп ученых в этом направлении [*Богданова и Ильин, 2006; Groisman and Legates, 1994; Гройсман и др., 2014; Giesecke and Meyer, 1987; Goodison et al., 1998; Bogdanova et al., 2002 и др.*] позволили оценить существующие неопределенности, однако лишь частично решили проблему их минимизации.

Однако, главной проблемой осадков, измеренных на станциях, является то, что большая часть этих измерений не доступна для свободного использования научным сообществом в силу ограничительной политики гидрометеорологических служб разных стран, закрывающих свободный доступ к этой информации.

В работе использовалось три разных массива данных измерений осадков на станциях с суточным разрешением. Первый массив данных – это архив Королевского метеорологического института Нидерландов (KNMI), известный как *European Climate Assessment data set* (ECA&D) [*Klein Tank et al., 2002; Klok and Klein Tank, 2009*] (в разных статьях использовались разные версии 2009 г. и 2014 г., различающиеся количеством станций), состоящий из открытой для общего пользования части архивов станций с суточным разрешением для разных стран Европы [*Zolina et al., 2004*] (рис. 1.2а). Этот массив данных (по версии 2014 г.) состоит из 4727 синоптических станций, которые имеют разную временную длительность, от двух десятилетий до, более чем, 100 лет. 57 станций из массива данных ECA&D для Европейской части России, Белоруссии и Украины имели ошибки, связанные с неправильной кодировкой данных. Эти станции были заменены оригинальными станциями Росгидромета и также было добавлено 32 новые станции для России.

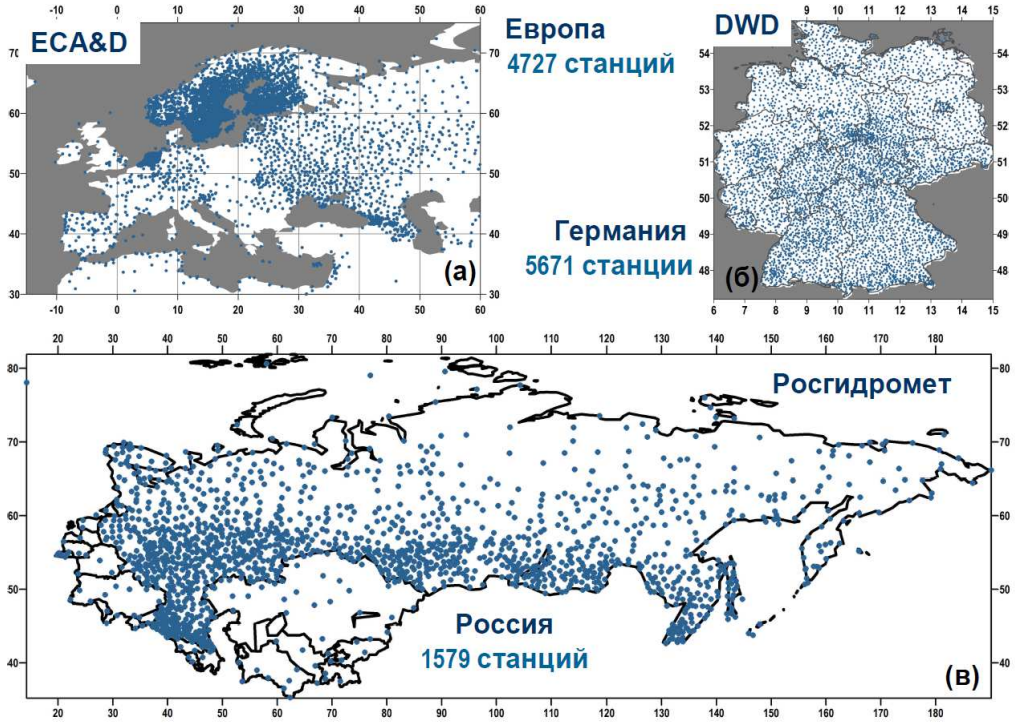


Рисунок 1.2. Распределение по территории Европейского континента станций наблюдений за осадками в разных архивах: (а) ECA&D, (б) Метеослужбы Германии (DWD) и (в) Росгидромета

Географическое распределение этих станций в Европе (рис. 1.2а) имеет сильную пространственную неоднородность. Наибольшее число станций сконцентрировано в

Скандинавии, на Европейской части России и в странах Бенилюкса. В Юго-Восточной и Восточной Европе, а также в Западной Европе и в Великобритании плотность станций значительно меньше. Кроме того, в суточных рядах осадков имеется большое количество пропусков. Относительно недавно, в 2010 г., KNMI выпустил новый продукт, так называемые «смешанные» ряды суточных значений осадков, в котором пропуски в наблюдениях были заполнены данными близлежащих станций. Несмотря на то, что этот новый массив не имеет пропусков, в данной работе он не был использован. Это позволило минимизировать неопределенности в расчетах изменчивости экстремальных осадков, связанные со смешением разных типов данных. Необходимо отметить, что для этих станций коррекций на ветер не вводилось.

Второй массив данных, используемых в работе – это обновленная коллекция суточных измерений осадков на осадкомерных станциях Немецкого Метеорологического агентства (DWD) для территории Германии. Станции покрывают Германию с очень высоким пространственным разрешением (рис. 1.2б). Эта уникальная база данных, регулярно обновляемая и увеличивающаяся за счет оцифровывания измерений, записанных вручную. Немецкая сеть является одной из наиболее плотных и правильно организованных осадкомерных сетей в мире [*Zolina et al., 2008*]. Всего немецкая осадкомерная сеть состоит из 11617 станций, однако, на данный момент были переведены в цифровой формат и включены в базу данных (MIRAKEL-Datenbank) наблюдения на 7561 станциях. В настоящее время в Германии ведется большая работа по оцифровке остальных 5056 станций.

Все станции этой сети до 1990 г. были оборудованы осадкомерами типа HELLMAN, покрывающими площадь 200 $см^2$ (рис. 1.3). Осадкомеры этого типа были защищены специальным покрытием, предохраняющим от испарения, и оснащены встроенным нагревателем, контролируемым специальным термостатом. Этот термостат активируется с наступлением холодного сезона. В это время осадкомеры дополнительно оснащаются специальной крышкой. Это предотвращает возможное выдувание снега ветром из осадкомера. В случае выпадения снега измеряется водный эквивалент, соответствующий количеству воды, получаемой при таянии снега. Ошибки в измерениях осадков, связанные с локальным испарением, происходящим из-за нагревания приборов, оцениваются как очень малые. Осадкомеры установлены на расстоянии 1м от поверхности земли. Точность измерений 0.1мм. Осадкомеры Хелманна требуют участия наблюдателя. Большая часть этих станций обслуживалась волонтерами, у которых DWD установило эти осадкомеры в их частных садах. Начиная с 1990-х гг. эти приборы были повсеместно заменены на автоматические осадкомеры, так называемые PLUVIO. Эти приборы работают по принципу взвешивания жидкости,

попавшей в приемник осадкомера. Они полностью автоматизированы. Это позволило производить наблюдения с бо́льшем временным разрешением и с бо́льшей точностью. При этой замене была сохранена однородность измерений [*Giesecke and Meyer, 1987*]. Время основных отсчетов не изменилось. На рис. 1.3 схематически показаны приборы, которыми в разное время были оснащены немецкие станции.

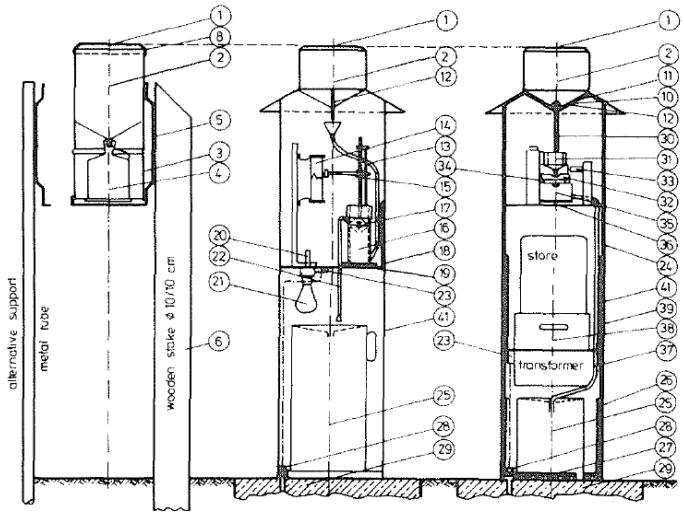


Рисунок 1.3. Схематическое изображение осадкомеров, которыми были оборудованы немецкие станции в разное время [*Giesecke and Meyer, 1987*]. Слева – осадкомер типа HELLMAN; в центре – усовершенствованный осадкомер типа HELLMAN, оснащенный встроенным нагревателем; справа – автоматический осадкомер PLUVIO

Важной проблемой анализа точности данных осадкомеров Хелманна является учет ошибок, связанных со смачиванием и осадками в твердой фазе. Суммарный эффект определяется, в основном, долей снега в общем количестве осадков. В наставлениях WMO-8 (2008) максимально допустимая ошибка на локальное испарение из приемника осадков устанавливается как 4% для районов с жарким климатом. В регионах с умеренным климатом эта ошибка намного меньше. Если мы рассмотрим погрешности измерений снега и их временную эволюцию, связанную с улучшением конструкции осадкомеров, показанной на рис. 1.3, то они будут практически не значимы по сравнению с ошибками, связанными с выдуванием снега из осадкомеров, особенно для больших скоростей ветра. *Goodison et al., (1998),* используя результаты колибрационных экспериментов, для районов с преобладающими осадками в виде снега, показали, что потери снега, связанные с ветровым выдуванием являются главным источником ошибок по сравнению с потерями на таяние (рис. 1.4). Это полностью соответствует выводам, сделанным в работах *Sevruk and Lapin, (1993)* и *Sevruk, (1996),* показавшим, что даже потери, связанные со смачиванием внутренних стенок осадкомерного ведра (оценивающимися следующими по значимости, после потерь, связанных с выдуванием) несравнимо меньше. В заключение, можно отметить, что погрешности измерений осадков, связанных с техническими особенностями

конструкции приборов, несомненно, присутствуют в немецкой коллекции станций, однако они минимальны и практически не оказывают влияния на характеристики долгопериодной изменчивости осадков.

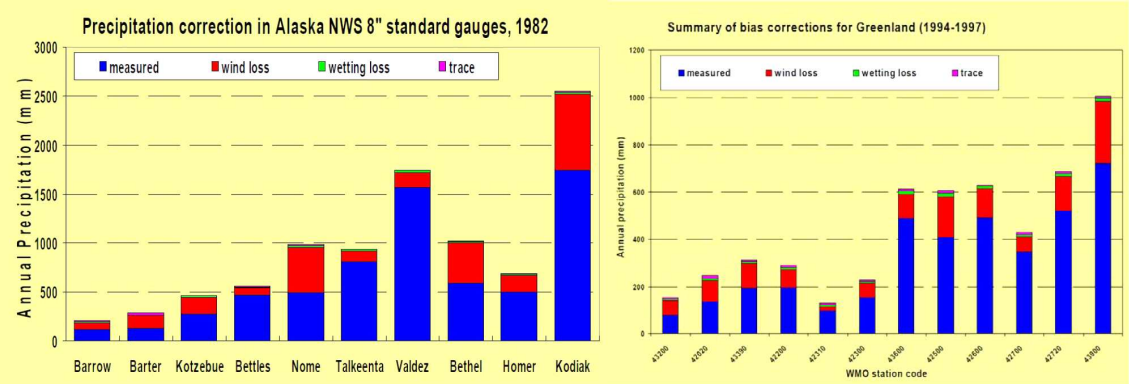


Рисунок 1.4. Коррекция ошибок измерений снега для станций, расположенных на Аляске (слева) и в Гренландии (справа) [*Goodison et al. 1998*]

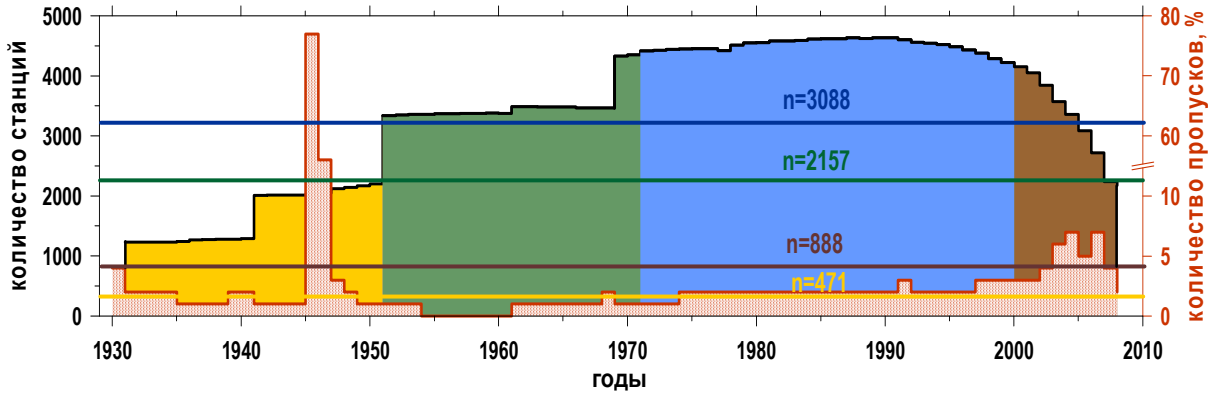


Рисунок 1.5. Изменение во времени количества немецких станций, производивших наблюдения в течение последних 30 лет (черная линия, ось расположена слева) и количества пропусков в процентах (красная линия, ось расположена справа). Разными цветами показаны периоды с 1931 по 2009 гг. (желтый), с 1951 по 2009 гг. (зеленый), с 1971 по 2009 гг. (синий) и с 2000 по 2009 гг. (коричневый). Горизонтальные линии показывают количество станций с пропусками менее 10% от общего числа наблюдений для соответствующих периодов

В силу разных причин количество станций во времени менялось очень существенно. На рис. 1.5 показано изменение во времени количества немецких станций, производивших наблюдения в течение последних 30 лет и количества пропусков в процентах для этих станций. Всего таких станций было 4545, однако, как было сказано выше, общее количество станций значительно выше, 7561. Наибольшее число станций в этой сети было в 1980-х – 1990-х гг.. При этом количество пропущенных значений составляло всего 1-5% от общего числа наблюдений. В последние годы происходит значительное сокращение осадкомерной сети в Германии, связанное с уменьшением финансирования и смещением приоритетов в сторону спутниковых

измерений. Горизонтальными линиями разных цветов на рис. 1.5 показано количество станций для разных временных периодов, имеющих менее 10% пропусков. Самое большое число таких высококачественных станций было за период с 1971 по 2009 гг..

Третий массив данных, используемых в работе – это российские станции Росгидромета с суточным разрешением (рис. 1.2в). Он был сформирован по данным метеорологических наблюдений, поступающих в Единый государственный фонд данных о состоянии окружающей среды во ВНИИГМИ-МЦД. Этот массив состоит из суточных сумм атмосферных осадков на 1579 станциях России за период с 1881 г. по настоящее время (*Золина и Булыгина, 2016*). Однако в рядах наблюдений за осадками имеется большое количество пропусков (рис. 1.6а), которые могут сильно влиять на статистические оценки экстремальных осадков. Ниже будут описаны методы оценивания допустимого количества пропусков и рекомендации по использованию данных с различным количеством пропущенных значений в суточных рядах осадков для достоверной статистической оценки трендов экстремальных осадков, полученных в работе *Zolina et al., (2005).* В соответствии с этими рекомендациями из 1579 станций было выбрано 1430 станций (рис. 1.6б), удовлетворяющих критериям максимально допустимого количества пропущенных значений в рядах осадков для их дальнейшего статистического анализа и оценки трендовых изменений.

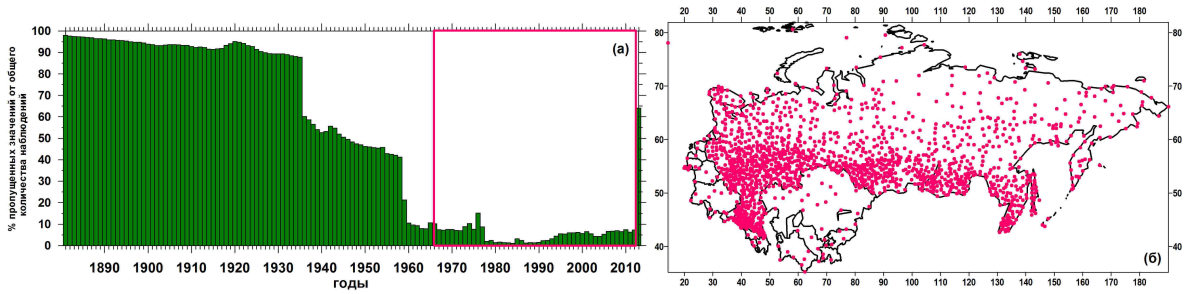


Рисунок 1.6. (а) Количество пропущенных значений (%) в массиве 1579 российских станций за период с 1881 по 2013 гг.. Красным цветом выделен период, выбранный для анализа (1966-2012 гг.). (б) Местоположение станций, прошедших контроль качества и отобранных для анализа

Для анализа был выбран период с 1966 по 2012 гг.. Такой период обусловлен тем, что до 1966 г. в наблюдениях за осадками, по крайней мере, трижды была нарушена однородность рядов: а) в 1930 гг. прошлого столетия произвели массовый перенос станций на отрытое место, репрезентативное для ряда элементов, но не для осадков; б) в начале 1950-х гг. массовое нарушение однородности вызвано сменой прибора, был установлен осадкомер с защитой Третьякова; в) с января 1966 г. поправка на смачивание стала вводиться непосредственно на станции. Все это может существенно влиять на оценки долгопериодной изменчивости характеристик осадков. После 1966 г. никаких изменений в методиках измерений и обработки

не происходило, поэтому ряды сумм осадков можно считать однородными. Необходимо опять же отметить, что в этом массиве мы не устраняли ошибки измерений, связанные с влиянием ветра, которое в б*о*льшей мере сказывается на точности измерения твердых осадков в районах с сильными ветрами [*Гройсман и др., 2014*]. Эта методика требует большого объема дополнительной информации, которая в настоящее время не доступна. При этом использование, например, ветровой информации из реанализов и модельных расчетов не является оптимальным, поскольку может не улучшить, а ухудшить точность. Это связано с тем, что на осадкомеры воздействует локальный ветер, как правило, сильно отличающийся от расчетного ветра в узлах сетки модели. Необходимо также отметить, что в последние годы наблюдается очень существенное сокращение сети Российских станций и осадкомерных постов, что может очень негативно сказаться на исследованиях климата.

1.2. СПУТНИКОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСАДКАХ

Спутниковые данные об осадках доступны с конца 1970-х гг. (рис. 1.7) и обеспечивают однородные в пространстве наблюдения с практически глобальным покрытием. Однако эти измерения являются дистанционными, а не прямыми, в отличие от наблюдений на осадкомерных станциях, когда измеряется фактически количество выпавших осадков. С этим связаны большие погрешности в величинах осадков, измеренных со спутников. Алгоритмы расчета анализируют прямое или рассеянное излучение систем осадков, достигающее датчиков, установленных на спутниках. Важной проблемой является наличие в облачной атмосфере большого числа гидрометеоров (капель различного размера или кристаллов), которые не формируют осадки, а являются взвешенным водным аэрозолем. Это приводит к необходимости учета в алгоритмах пересчета термодинамических характеристик облаков. Алгоритмы пересчета зафиксированного излучения в количество осадков могут быть классифицированы в зависимости от типа данного излучения [*Kidd and Levizzani, 2011*]:1. рассеянное солнечное (в видимом (VIS) или ближнем инфракрасном (NIR) спектре) и прямое инфракрасное (IR) излучение, 2. излучение в микроволновом спектре (пассивный микроволновой метод) и обратное рассеивание в микроволновом спектре (активный микроволновой метод, применяющийся в осадкомерных радарах) и 3. мультисенсорный метод, когда комбинируются алгоритмы 1 и 2.

Алгоритмы VIS, NIR и IR используют информацию о свойствах облаков для получения численных величин осадков. При этом эмпирически анализируются связи между количеством осадков и яркостью облаков, микрофизическими свойствами облаков, и температурой на верхней границе облаков, измеренной в IR диапазоне. Измерения в VIS/NIR и IR диапазонах

наиболее тесно связаны с процессами осадкообразования, однако VIS и NIR наблюдения могут проводиться только в условиях дневного освещения, а измерения в IR диапазоне, использующие температуру верхней границы облаков, предназначены для измерений осадков, выпадающих из мощных конвективных облачных систем. Осадки же, связанные с фронтальной облачностью, измеряются в IR диапазоне с большими погрешностями [*Arkin and Meisner, 1987*]. Измерения в спектрах VIS/NIR и IR могут проводиться приборами, помещенными на геостационарных спутниках (например, Meteosat и GOES), обеспечивающих высокое временное разрешение измерений.

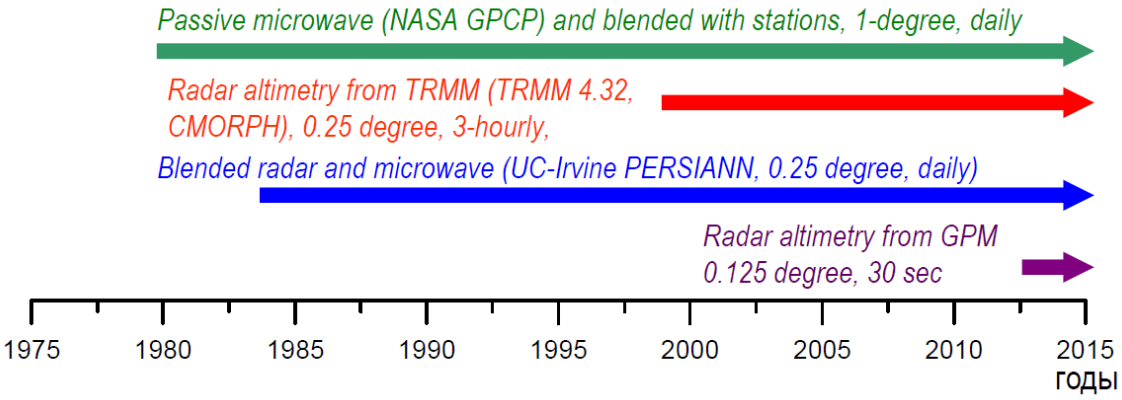


Рисунок 1.7. Длительность разных массивов измерений осадков со спутников

Среди пассивных методов наиболее эффективны для количественного описания процессов осадкообразования измерения в микроволновом диапазоне. Пассивные микроволновые измерения могут быть разделены на измерения, базирующиеся на регистрации прямой или рассеянной радиации, в зависимости от типа процессов, характеристики которых используются для пересчета интенсивности радиации в количество осадков. Преимущества данного типа измерений связаны с лучшей способностью таких датчиков (в сравнении с приборами, работающими в VIS/NIR и IR диапазонах) регистрировать осадки над сушей, особенно в зимний период, когда лежит снег, в пустынях, а также измерять слабые осадки [*Ferraro et al., 1998*]. Несмотря на то, что датчики, работающие на относительно длинных волнах, запрещены, микроволновые сенсоры все же устанавливаются на спутниках, летающих на низкой околоземной орбите, например, Special Sensor Microwave Imager (SSM/I), Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) и др. Эти спутники позволяют измерять осадки лишь с относительно низким временным разрешением в несколько часов (в зависимости от параметров орбиты).

Приборы, использующие активный микроволновой метод (то есть регистрирующие прохождение испускаемого ими самими излучения), позволяют производить наиболее точные измерения осадков со спутников, близкие по физической логике к тому, что понимается под «*in-situ*». Этот метод используется в наземных осадкомерных радарах (PR). PR алгоритм основан на регистрации обратного рассеивания излучения дождевыми каплями, которое в соответствии с законом излучения Планка примерно пропорционально плотности частицы, отнесенной к ее диаметру в шестой степени. При этом сама интенсивность дождя пропорционально третьей степени диаметра капли. Таким образом, степень «произвольности», приводящая к неточности алгоритмов характеризуется третьей степенью размера капель, то есть примерно равна самим измеряемым величинам. В настоящее время существует лишь два радара, базирующихся на спутниках – это TRMM PR и GPM. TRMM был создан специально для наблюдений за осадками в тропиках и он покрывает район от 30°с.ш. до 30°ю.ш. GPM измеряет осадки над всей поверхностью Земли, однако, он был запущен лишь в феврале 2014 г. и в настоящее время имеется лишь три года измерений этим инструментом (рис. 1.7).

Из всего вышесказанного видно, что, несмотря на очевидные достоинства спутниковых измерений (таких как высокое и однородное пространственно-временное разрешение и однородность самих измерений, производимым одним и тем же инструментом в течение всего времени), существует большое количество источников для погрешностей значений осадков. Таким образом, необходима аккуратная и тщательная валидация спутниковых данных по отношению к данным измерений осадков на станциях. Результаты валидации будут подробно описаны в Главе 3. Наиболее часто используемыми на сегодня массивами данных, основанных на измерениях со спутников, являются GPCP (Global Precipitation Climatology Project) [*Huffman et al., 2001*] и PERSIANN-CDR [*Ashouri et al., 2015*].

GPCP1DD 1.2

Массив данных GPCP с суточным разрешением покрывает период с 1998 г. по настоящее время (рис. 1.7). Для валидации был выбран промежуток времени с 1998 по 2012 гг.. Пространственное разрешение данных составляет 1°. Данный продукт представляет собой комбинацию спутниковых осадков, измеренных разными датчиками и в разных диапазонах, и осадков, измеренных на станциях. Для района 40°с.ш - 40°ю.ш. были использованы SSM/I измерения совместно с геосинхронными IR и низкоорбитальными измерениями яркостной температуры. Полученные для этого района осадки были скомбинированы и скорректированы с использованием месячных значений станционных осадков, собранных в рамках проекта GPCC (Global Precipitation Climatology Project). Для районов севернее и южнее 40°, представляющих наибольший интерес для нас, значения осадков рассчитывались из калиброванных измерений

датчиков, преимущественно в IR диапазоне: Television Infrared Observation Satellite (TIROS), Operational Vertical Sounder (TOVS) и Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), расположенных на спутниках с полярными орбитами. Заметим, что TOVS использовался до марта 2005 г., а затем он был заменен датчиком AIRS. Алгоритм получения значений осадков состоял в расчете регрессионных связей между колацированными осадкомерными станциями и TOVS-AIRS измерениями различных характеристик облаков (давление на верхней границе облачности, балл облачности и профили относительной влажности).

PERSIANN-CDR

Массив данных PERSIANN-CDR [*Ashouri et al., 2015*] также имеет суточное разрешение и представлен на сетке 0.25°. К сожалению, он покрывает район лишь от 60°с.ш. до 60°ю.ш., что накладывает определенные ограничения на его использование. Однако существенная часть территории России покрыта этими измерениями и поэтому он был также включен в исследование. Данные представлены за период с 1984 г. по настоящее время (рис. 1.7). Для сравнения был выбран промежуток времени с 1984 по 2012 гг.. Для создания этого массива данных спутниковые измерения комбинировались с описанным выше массивом GPCP с месячным разрешением. Спутниковые измерения были получены из массива GridSat-B1, созданным в рамках международного проекта ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project). Этот массив представляет собой комбинацию измерений с различных геостационарных и полярных спутников в видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах. Также здесь использовались активные измерения в микроволновом диапазоне (TRMM). Затем месячные значения осадков корректировались по месячным данным GPCP с разрешением 2.5°. На первый взгляд не имеет смысла отдельно анализировать точность GPCP и PERSIANN, поскольку один был скорректирован по-другому. Однако не стоит забывать, что коррекция проводилась на основании месячных сумм осадков. На суточном же масштабе, как будет показано ниже, различия очень существенны. Большим недостатком данных PERSIANN является наличие пропусков в рядах данных. Они связаны с наличием «слепых» зон при измерениях с полярно-орбитальных спутников.

На рис. 1.8 показано количество пропущенных значений (в процентах), осредненных за анализируемый период с 1984 по 2012 гг.. Так, две линии в районе 60°с.ш. пропущены полностью. Более половины данных отсутствует в районе Урала. В западной части России количество пропусков составляет от 2 до 5%, а в восточной части 1-2%.

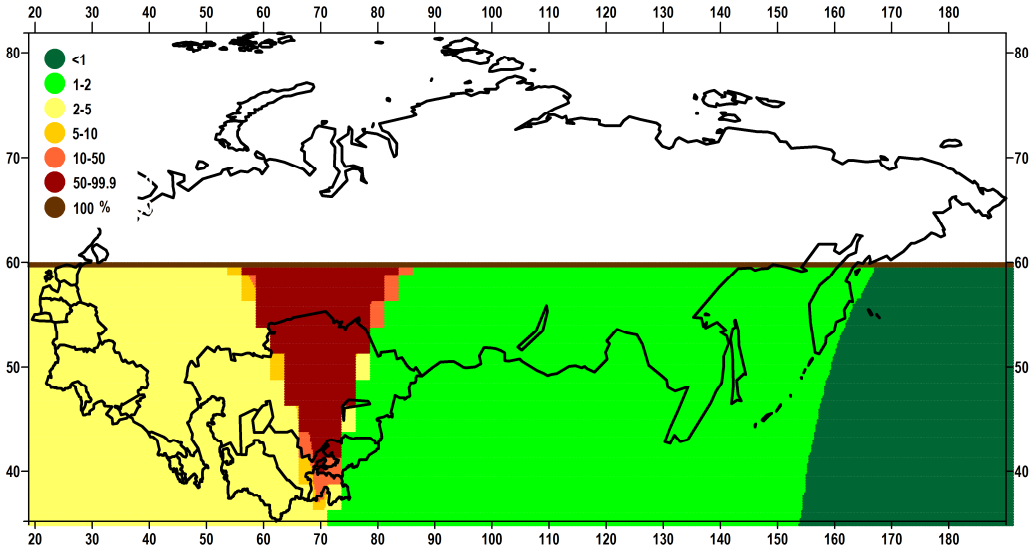


Рисунок 1.8. Количество пропусков (%) в данных PERSIANN, осредненных за период с 1984 по 2012 гг.

1.3. НАБЛЮДЕНИЯ РАДАРОВ

Наблюдения осадков с помощью радаров принципиально не отличаются от активной микроволновой радиометрии и обладают всеми достоинствами и недостатками описанных выше методов. Радар представляет собой высокочастотный излучатель коротких интенсивных импульсов энергии, которая фокусируется в узкий луч невидимой энергии вращающейся принимающей антенны. Этот импульс энергии движется со скоростью света. Если пучок излучения падает на объект, например, группу дождевых капель в облаке, небольшая часть энергии отражается обратно, как «эхо – излучение» к точке передачи (принимающей антенне радара). Ответный сигнал усиливается и в соответствии с теорией излучения энергия (или мощность), полученные от излучения дождевых капель может быть описана уравнением переноса излучения в спектральной форме. В этом смысле алгоритмы расчета осадков по данным радаров характеризуются всеми теми же проблемами, что и алгоритмы для активного микроволнового излучения со спутников.

Важным моментом здесь является то, что радары способны охватывать достаточно ограниченные области. В частности наиболее мощные радары X-диапазона уверенно охватывают радиус до 100 километров. Использование радаров для практики климатического анализа в этом смысле затруднено, поскольку требуется разработка специальных алгоритмов для комбинирования измерений разных радаров. Некоторыми национальными гидрометслужбами такая задача решена для оперативных целей (США, Германия, Франция), что позволяет получать достаточно хорошие оперативные данные об осадках в виде цветовых изображений. Однако использование цифровых данных таких композитов является проблемой

в силу их невысокой точности, поскольку для построения таких композитов используются оперативные, а не исследовательские радары с ограниченным числом каналов.

В нашей работе используются в ограниченном объеме данные радара Метеорологического Института Университета Бонна – одного из наиболее мощных исследовательских европейских радаров. На рис. 1.9 показаны примеры измерения осадков этим радаром.

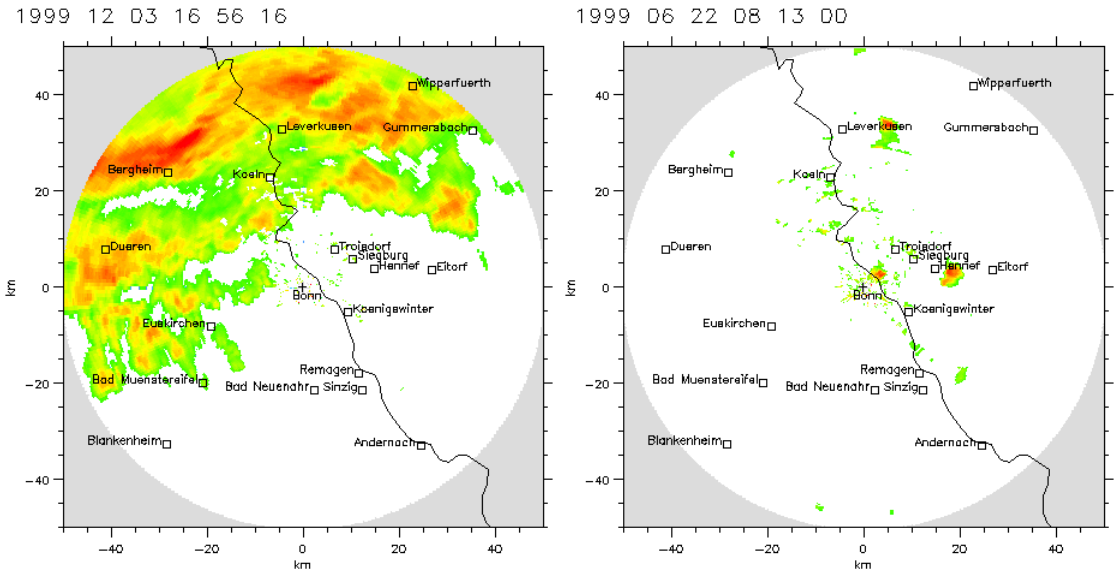


Рисунок 1.9. Пример измерения осадков радаром Метеорологического Института Боннского Университета (Германия). Слева – фронтальные осадки, измеренные 3 декабря 1999 г., справа – конвективные осадки, измеренные 22 июня 1999 г.

1.4. ОСАДКИ ИЗ РЕАНАЛИЗОВ И АТМОСФЕРНЫХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Атмосферные и климатические модели являются ещё одним важным источником информации об осадках. К сожалению, осадки – это один из наиболее неопределенных параметров для симуляции климатическими моделями. Это связано с тем, что в моделях до сих пор не достаточно хорошо описаны важные физические и химические процессы, которые влияют на водный цикл атмосферы и осадкообразование.

В течение последних десятилетий, несколько метеорологических центров (NCEP, ECMWF, NASA, JMA) выпустили динамически согласованные массивы данных для изучения климата, известных как реанализы [*Gibson et al., 1999; Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001; Kanamitsu et al., 2002; Uppala et al., 2005; Dee et al., 2011; Saha et al. 2010*]. Эти данные дают доступ к основным метеорологическим параметрам, включая осадки, с относительно высоким пространственно-временным разрешением. В отношении длительности рядов они сравнимы с

измерениями на метеорологических станциях, покрывая период в несколько десятилетий. Обычно в реанализах осадки разделяются на конвективные и фронтальные, что дает дополнительные возможности для их более детального анализа. Однако данные реанализов представляют собой продукт численного моделирования со всеми недостатками математического описания такой сложной системы, как климат. На рис. 1.10 показаны оценки глобально осредненных компонентов водного баланса, полученного по данным восьми реанализов. Значение осадков над сушей по данным разных реанализов различаются на 10-15%, что является крайне низкой точностью для глобально осредненных оценок.

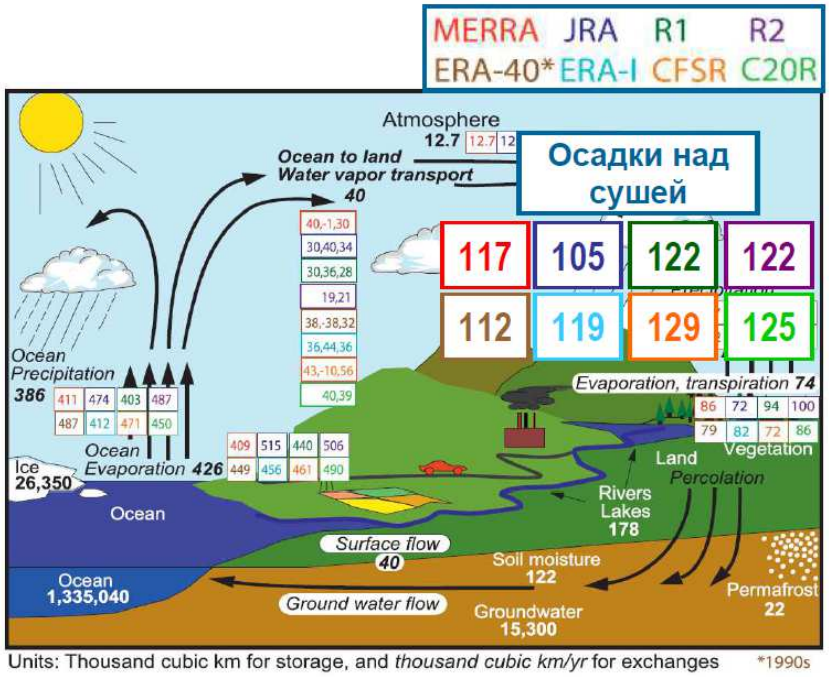


Рисунок 1.10. Оценки глобально осредненных компонентов водного баланса по разным реанализам. Адаптировано из *Trenberth et al., (2011)*

Таким образом, эти данные должны быть самым тщательным образом провалидированны по отношению к наблюдениям до того, как они могут быть использованы для изучения изменчивости осадков на климатических масштабах и, особенно, для их прогнозирования. Основными источниками неопределенностей данных об осадках в реанализах являются параметризации конвекции, инициализация моделей и влияние систем усвоения данных. Параметризации конвекции [например, *Tiedtke, 1989*] могут быть достаточно точными, однако их работоспособность существенно ограничена вертикальным и горизонтальным разрешением моделей, а также гидростатическим приближением, используемым в большинстве глобальных моделей. Второй проблемой является влияние инициализации моделей (*spin-up*) на расчет осадков. Модели краткосрочного прогноза, как правило, имеют достаточно короткий

период инициализации, в течение которого динамические прогностические переменные успевают приспособиться друг к другу, тогда как диагностические переменные, в первую очередь осадки – нет. Как результат, в начальный период прогноза (первые часы) модель продолжает формировать осадки (хоть и в небольшом объеме), связанные с процессом приспособления, а не с природными явлениями. Этот эффект может усиливаться системами усвоения данных, поскольку они, улучшая решение в смысле динамических переменных, вносят дополнительное возмущение и затрудняют приспособление полей осадков. Многие исследования по валидации реанализов [например, *Arpe et al., 2000; Kallberg, 2002*] демонстрировали сильное влияние инициализации на характеристики осадков в реанализах, особенно в тропиках и средних широтных в условиях фронтов. *Stendel и Arpe, (1997)* и *Arpe et al., (2000)* показали, что применение 24- или 12-часовых прогнозов вместо 6-часовых, как правило, частично корректирует неопределенности в полях осадков. Развитые в последнее время алгоритмы четырехмерного усвоения (4D-Var) позволяют также существенно уменьшить влияние систем усвоения данных на точность осадков в реанализах.

Таким образом, важной проблемой, требующей решения, является детальное сравнение характеристик экстремальных осадков по данным разных реанализов и по данным наблюдений на станциях. Это позволит понять природу различий для разных данных, как над сушей, так и над океаном, где точность осадков в реанализах значительно выше, чем над континентами. Проблема сравнения станционных данных, измеренных *in situ* и сеточных данных, полученных из реанализов, будет детально описана в Главе 3.

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 1

Критический анализ современных баз данных об осадках позволил установить, что для задач исследования климатических закономерностей распределения экстремальных осадков и их изменчивости наилучшими являются суточные станционные наблюдения и определить в качестве референтных три разных массива данных: ECA&D, Метеослужбы Германии и Росгидромета.

Выработаны критерии контроля качества данных измерений осадков на станциях и предложены алгоритмы коррекции этих измерений, включая анализ количества пропущенных значений.

Проанализированы основные характеристики спутниковых наблюдений за осадками и данных об осадках в современных реанализах и определены возможности их дальнейшего использования в работе.

Основные результаты Главы 1 опубликованы в работах *Zolina et al. (2005), Zolina et al. (2008), Золина и Булыгина (2016), Groisman et al. (2017).*

ГЛАВА 2. РАЗВИТИЕ НОВЫХ МЕТОДОВ СТАТИСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

Большая часть проблем анализа экстремальных осадков, упомянутых во введении, связана, с одной стороны, с неточностями измерений осадков, о которых говорилось в Главе 1, а с другой – с неопределенностями в методиках и метриках, используемых для определения и анализа экстремальных осадков. В настоящий момент не существует единого общепринятого определения того, какие осадки можно отнести к экстремальным. Существует два принципиально разных подхода к проблеме определения экстремальных осадков. Один подход основан на анализе последствий, связанных с выпадением очень сильных дождей. С этой точки зрения к экстремальным можно отнести те осадки, последствия которых взывают значительный ущерб, выражающийся в затоплении местности, разрушении зданий и человеческих жертвах. Такое определение экстремальных осадков, часто используемое в практике страховых компаний, является понятным и естественным, однако зачастую противоречивым, как с точки зрения физики процессов, так и методологически. Во-первых, данные об экономических потерях, вызванных сильными дождями, практически не доступны для использования. Во-вторых, степень ущерба является относительной величиной, сильно зависящей от конкретной ситуации, условий окружающей местности и особенностей конкретной страны и не может быть унифицировано использована для массовых оценок. Часто реальный ущерб в значительной степени зависит от характеристик влажности почвы, уровня и динамики грунтовых вод и локальной орографии и в меньшей степени от самой интенсивности осадков. Поэтому практическое использование такого подхода к анализу экстремальных осадков и их климатических изменений, особенно для больших территорий, является сложным и не всегда оправданным. Альтернативный подход состоит в статистическом анализе рядов данных осадков и в выделении из них тем или иным способом (которые будут описаны ниже) экстремальных значений. Необходимо отметить, что осадки, определенные как экстремальные, таким способом, не обязательно будут сопровождаться экономическим ущербом. С другой стороны, осадки, вызывающие экономические потери, могут и не попасть в класс экстремальных, определенных статистическим подходом, если основную роль в данном случае играли другие факторы (например, разрушение дамб или других сооружений) и наблюдающийся ущерб был вызван комбинацией этих факторов. В настоящей работе экстремальные осадки анализировались на основе статистического анализа рядов. В данной главе статистические методологии будут использоваться для суточных величин осадков – наиболее массового типа данных об осадках с высоким разрешением.

Таблица 2.1 Классификация метрик экстремальных осадков, базирующихся на использовании исходных данных и теоретических распределений плотности вероятности.

	Абсолютные экстремальные осадки	**Относительные экстремальные осадки**	**Длительность-интенсивность периодов с осадками**
Исходные данные	• Интенсивность • Максимум • Превышение порогового значения	Вклад наиболее влажных дней в общее количество осадков (климатические индексы, например *R95pTOT*)	Длительность периодов с осадками и их интенсивность
Теоретические распределения	• Возвратный период • Возвратное значение • %, полученные из теоретической ФПВ	Вклад наиболее влажных дней в общее количество осадков, полученное из РЧВ (см. текст) (например, индекс *R95tt*)	• Распределение интенсивности-продолжительности-частоты (IDF) • Распределение длительности периодов с осадками

В табл. 2.1 дана классификация основных методов для расчета экстремальных осадков. Существует три группы метрик, включающих (1) расчет абсолютных значений экстремальных осадков, (2) относительных значений экстремальных осадков (или относительной экстремальности) и (3) характеристик продолжительности периодов с осадками. Для каждой группы могут быть использованы методологии, базирующиеся на анализе самих значения осадков или на применении теоретических вероятностных распределений.

2.1. БАЗОВЫЕ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

Прежде чем переходить к описанию методов для расчета экстремальных осадков, необходимо сказать несколько слов о базовых характеристиках осадков в целом. Существует три основные характеристики осадков: общее или среднее количество осадков за определенный период, количество дней с осадками, выраженное в днях или в процентах по отношению к общему количеству дней, и интенсивность осадков, являющееся отношением общего количества осадков к числу дней, когда они выпадали. Эта триада (базовая концепция изложена, например, *Groisman et al., (1999)*) характеризует отличие осадков от большинства других метеорологических характеристик. Осадки, не являясь классическим скаляром, включают, как важнейшую характеристику число дней с осадками, которое не равно числу дней в рассматриваемой реализации. Поэтому среднее значение осадков за определенный период

(p_{mean}) (и связанная с ним сумма выпавших осадков P_{tot}) и интенсивность осадков (p_{int}) не равны друг другу:

$$p_{mean} = \frac{P_{tot}}{n_{tot}}, \quad p_{\text{int}} = \frac{P_{tot}}{n_{wet}} \tag{2.1}$$

где n_{tot} – общее число дней в реализации, n_{wet} – количество дней с осадками. Схематическая диаграмма, показывающая связь между интенсивностью осадков, средними осадками и количеством влажных дней приведена на рис. 2.1. При увеличении числа дней с осадками интенсивность уменьшается. Красными точками на диаграмме 2.1 показана интенсивность для разного количества влажных дней при сумме осадков 40 мм. Так, для четырех дней с осадками интенсивность будет составлять 4 мм/день, для шести дней – 6.6 мм/день, а для десяти дней – 4 мм/день. Из всех, перечисленных выше, базовых характеристик осадков именно интенсивность лучше всего отражает экстремальность осадков. Пространственное распределение интенсивности осадков (как будет показано в Главе 3) наиболее близко к пространственному распределению абсолютных значений экстремальных осадков.

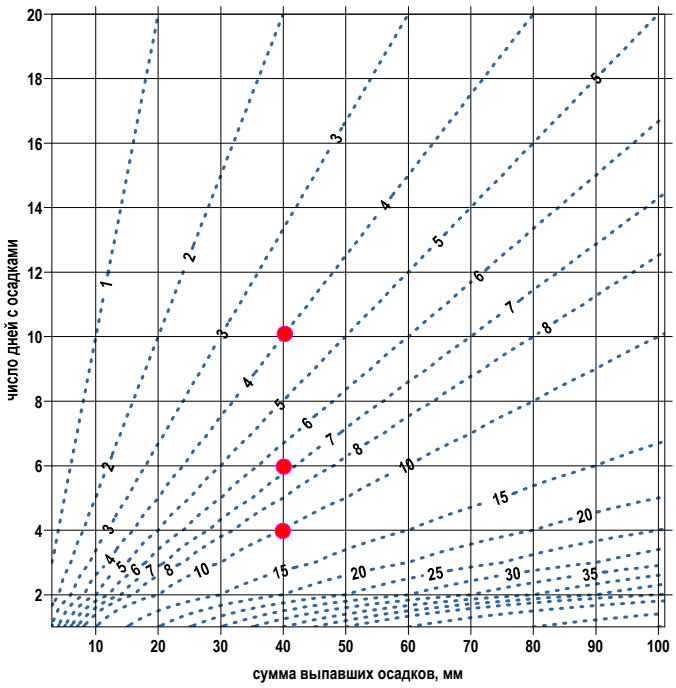


Рисунок 2.1. Схематическая диаграмма, показывающая связь между интенсивностью (пунктирные линии), средними осадками (ось x) и количеством влажных дней (ось y)

2.2. АБСОЛЮТНАЯ ЭКСТРЕМАЛЬНОСТЬ ОСАДКОВ И ЕЕ ОЦЕНИВАНИЕ НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ФУНКЦИЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ

Абсолютные значения экстремальных осадков показывают абсолютные величины наиболее сильных осадков, выпавших за определенный период времени. Для определения абсолютных значений экстремальных осадков использование исходных значений осадков без аппроксимации их теоретическими распределениями является наиболее простым и достаточно эффективным методом. Хорошей метрикой абсолютной экстремальности является максимальное значение осадков за некоторый период (например, месяц или сезон). Однако из-за большого количества пропусков в рядах осадков, измеренных на станциях, и из-за низкого качества этих измерений определение абсолютных экстремальных осадков, как значение одного лишь максимума, часто бывает не репрезентативным и не отражает реальной ситуации. С точки зрения статистики данная оценка является неустойчивой, поскольку может находиться под влиянием выборочной изменчивости. Для улучшения устойчивости оценки экстремальных осадков часто анализируют осадки, превышающие некоторое пороговое значение. Метод порогового значения является наиболее логичным, эффективным и физически обоснованным для определения экстремальных осадков. Такой метод идеально подходит для анализа экстремальных осадков на конкретной станции, где есть высококачественные непрерывные наблюдения и климатический режим которой хорошо известен. Этот метод достаточно эффективен для получения локальных оценок, однако для больших территорий, таких как, например, Европа, характеризующихся существенной изменчивостью режимов увлажнения, при применении этого подхода возникают неопределенности с количественным определением порогового значения. Так, например, для равнинных областей средней России пороговым может считаться значение 15 мм/день. Однако для горных районов 15 мм/день является достаточно типичным количеством осадков и для этих районов необходимо выбрать б*о*льшее пороговое значение.

Поэтому, если (как в нашем случае), задача состоит в изучении характеристик экстремальных осадков для больших территорий за длительные периоды времени и требует получения сопоставимых значений, то выбор порогового значения является очень непростой задачей. Для исследований континентального масштаба нельзя использовать единое пороговое значение для всех станций. В качестве иллюстрации на рис. 2.2 показаны суточные значения осадков осенью 2012 г. для станций Ненастная и Шира, расположенных в Хакассии. Несмотря на то, что эти станции находятся очень близко друг к другу (расстояние между ними составляет менее 100 км), климатический режим осадков там очень разный. Это связано с орографическими особенностями местности, так как станция Ненастная расположена на

подветренных склонах Саяно-Алтайского нагорья и здесь наблюдается значительно большее количество осадков, чем на расположенной менее чем в 100 км станции Шира. Серым цветом на рис. 2.2 показано пороговое значение 10 мм/день, которое часто используется для выделения экстремальных осадков. Из рисунка хорошо видно, что данное пороговое значение непригодно ни для одной из станций: для Ненастной оно силишкам низкое, а для Ширы – слишком высокое.

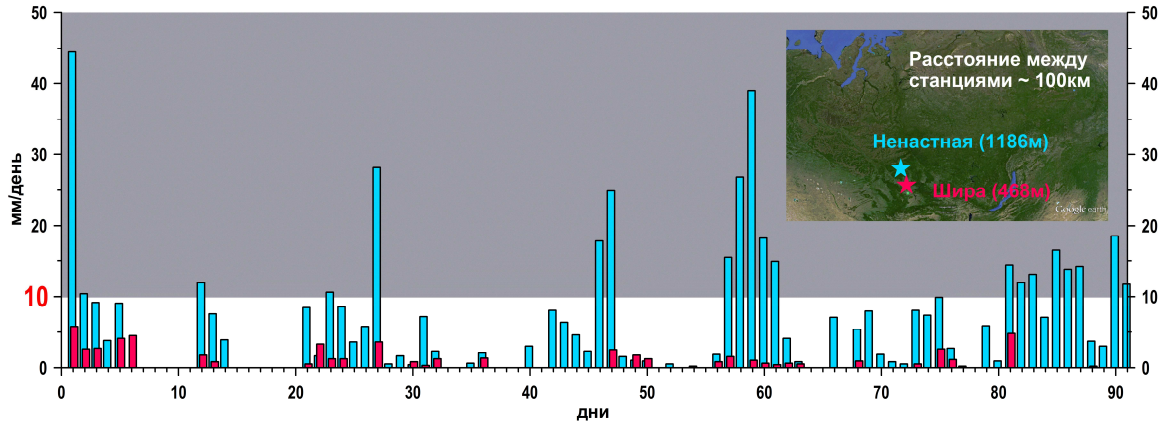


Рисунок 2.2. Суточные значения осенних осадков за 2012 г. для станций Ненастная (синим) и Шира (красным), расположенных в Хакассии. Пороговое значение 10 мм/день показано серым фоном

Таким образом, для определения порогового значения лучше использовать не абсолютные значения осадков, а значения, соответствующие разным процентным вероятностям из функции плотности распределения (ФПР). Часто используют значения 95-го процентиля для определения сильных осадков и 99-го процентиля для определения экстремальных осадков. При этом необходимо помнить, что абсолютные величины порогового значения будут разные для разных станций. Однако, в большинстве случаев ряды осадков слишком короткие для статистически устойчивой оценки экстремальных значений из ФПР. Это особенно важно при анализе сезонных значений осадков. Причин может быть две: пропуски в рядах данных и редко выпадающие дожди (особенно летом в южных районах). В этом случае мы должны аппроксимировать исходные данные теоретическим распределением [*Рожков, 2001*]. Во многих работах [например, *Wilks, 1995; Groisman, 1999; Katz, 1999; Semenov and Bengtsson, 2002; Watterson and Dix, 2003*] показано, что гамма-распределение является оптимальной аппроксимацией суточных осадков в большинстве случаев. Гамма-распределение относится к семейству экспоненциальных распределений, определенных в положительной области. Формула (2.2) представляет функцию плотности вероятности (ФПВ) гамма-распределения:

$$F(x) = \frac{\left(\frac{x}{\beta}\right)^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}}}{\beta\Gamma(\alpha)}, \quad \alpha > 0, \quad \beta > 0, \tag{2.2}$$

где $\Gamma(\alpha)$ – гамма-функция, α – параметр формы, а β – параметр масштаба. Параметр формы α безразмерный и определяет при α>1 ассиметричность ФПВ гамма-распределения, сдвигая его влево при малых значениях α и вправо при больших значениях α. Параметр масштаба β имеет размерность анализируемой переменной (мм/день, в данном случае) и определяет «горизонтальный размах» (растяжение–сжатие) ФПВ. Средняя интенсивность осадков в этом случае вычисляется как произведение α и β.

Количественная оценка параметров формы и масштаба для гамма-распределения, как правило, выполняется с использованием метода максимального правдоподобия [*Greenwood and Durand, 1960*], основанного на анализе соотношения

$$\ln\left(\langle x\rangle\right) - \langle \ln(x)\rangle, \tag{2.3}$$

где угловые скобки соответствуют оператору осреднения. Этот метод является более точным и эффективным, чем традиционный метод оценок моментов [*Wilks, 1990, 1995*] и даже более точным, чем параметрические методы [*Thom, 1958*]. Свойства гамма-распределения для оценки экстремальных осадков представлены на рис. 2.3, показывающем теоретически рассчитанные величины средней интенсивности и интенсивности, соответствующей 99-му процентилю распределения в координатах параметров распределения. Видно, что в зависимости от изменений параметров масштаба и формы одни и те же значения средних интенсивностей приводят к возникновению существенно отличающихся друг от друга экстремальных значений. При этом при малых величинах средних осадков наибольшее влияние оказывает параметр масштаба, тогда как при относительно больших значениях роль параметров масштаба и формы сопоставима.

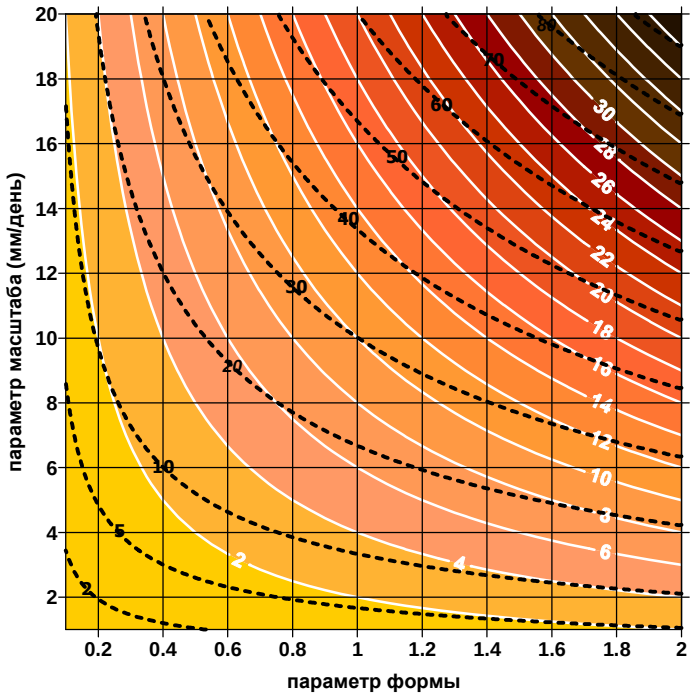


Рисунок 2.3. Двухпараметрическая диаграмма, характеризующая свойства гамма-распределения в координатах параметров формы и масштаба. Белые линии показывают величины средней интенсивности осадков, пунктирные линии соответствуют 95%-ной точки кумулятивной функции гамма-распределения

Хотя эффективность гамма-распределения для всей совокупности осадков не вызывает сомнений, достаточно дискуссионным является вопрос, насколько эффективно гамма-распределение для анализа именно экстремальных величин. При этом возникает сразу несколько вопросов. Какое распределение должно быть использовано? Какие данные должны участвовать в аппроксимации? Можно ли применять теоретическое распределение для всего спектра осадков, включая малые и средние значения, а затем анализировать характеристики хвостовой части распределения, отвечающей за сильные осадки малой повторяемости или нужно использовать специальные распределения (например, обобщенное распределение экстремальных значений), применимых только для статистики экстремальных значений [например, *Friederichs and Hense, 2007; Maraun et al., 2010; Friederichs, 2010*]? Дискуссии по этому вопросу активно ведутся в научном сообществе и единого мнения по этому вопросу нет.

Обоснование использования распределений экстремальных величин (обобщенного экстремального распределения) базируется на двух основных теоремах. Так называемая «экстремальная теорема» (теорема Вейерштрасса) гарантирует существование максимума и минимума функции при определенных условиях, глася, что если функция *f(x)* непрерывна на интервале [a, b], то эта функция *f(x)* имеет и максимальное и минимальное значение на [a, b]. Теорема типов экстремальности тогда задает распределение экстремальных значений. Ее смысл состоит в том, что если *X1, X2, . . ., XT* независимы и одинаково распределены, то

распределение $MT = max\{X1, X2, \ldots, XT\}$ может быть аппроксимировано обобщенным распределением экстремальных значений (ОЭР). Функция плотности вероятности для ОЭР задается в виде:

$$f(x;\mu,\sigma,\xi) = \frac{1}{\sigma}\left[1+\xi\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right]^{(-1/\xi)-1} \exp\left\{-\left[1+\xi\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right]^{-1/\xi}\right\}. \quad (2.4)$$

Тогда функция плотности распределения равна

$$F(x;\mu,\sigma,\xi) = \exp\left\{-\left[1+\xi\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right]^{-1/\xi}\right\}, \quad (2.5)$$

где $\mu \in R$ – параметр, определяющий положение (location parameter), $\sigma > 0$ – параметр масштаба, $\xi \in R$ – параметр формы.

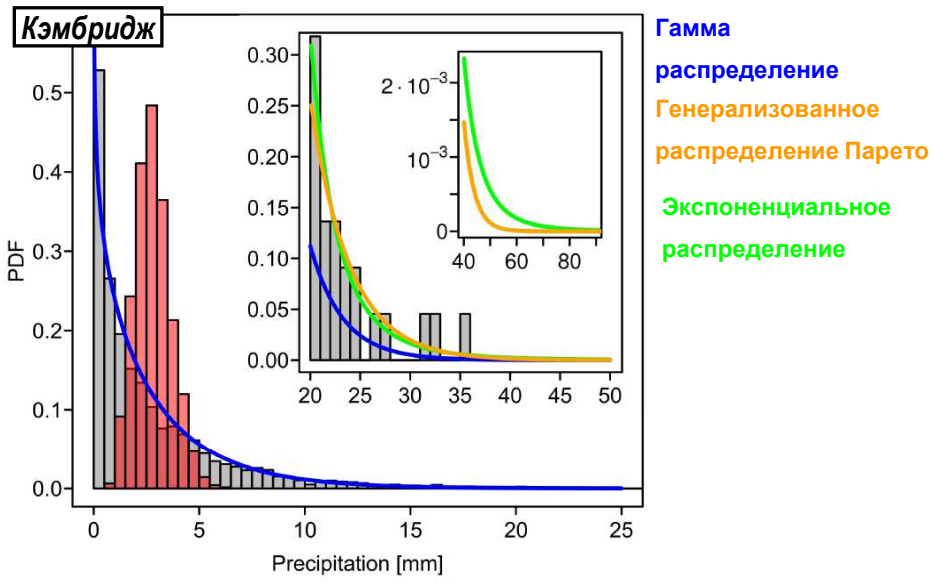


Рисунок 2.4. Аппроксимация разными распределениями суточных осадков для станции Кембридж за период с 2 января 1898 г. по 31 декабря 2006 г.. Синим показана аппроксимация гамма-распределением, зеленым – экспоненциальным распределением, оранжевым – обобщенным распределением Парето. Адаптировано из *Maraun et al., (2010)*

Из вышесказанного следует, что принципиальным является требование независимости всех значений осадков в анализируемом ряду. Поскольку это требование для осадков не

выполняется (вероятность появления следующего дня с осадками после дня с осадками и без них различна), то использование ОЭР или же выбор другого подходящего теоретического распределения экстремальных величин (например, Парето) является концептуальной проблемой, включающей в себя не только математические свойства подходящего распределения, но и физические особенности анализируемого процесса (осадки). В статье *Maraun et al., (2010)* авторы анализировали применение различных теоретических распределений для осадков с суточным разрешением. На рис. 2.4 для станции Кембридж показана аппроксимация всех значений осадков гамма-распеределением. Отдельно показана аппроксимация только больших значений осадков гамма-распределением, экспоненциальным распределением и обобщенным распределением Парето.

На первый взгляд может показаться, что аппроксимация теоретическим распределением (гамма в данном случае) всех значений осадков (включая малые и средние величины осадков) может не очень хорошо описывать именно экстремальные величины и экспоненциальное распределение и распределение Парето (рис. 2.4) больше подходят для сильных значений осадков. Однако при аппроксимации только экстремальных значений специальными распределениями возникает вопрос, как выбрать из всех значений осадков только экстремальные осадки для их дальнейшей аппроксимации специальным распределением. При этом полученные результаты будут очень сильно завесить от того, какие именно значения вошли в выборку. Здесь мы опять сталкиваемся с проблемой определения того, какие осадки могут считаться экстремальными. Существует два способа выбора таких значений. Первый – это уже описанный выше метод порогового значения. Второй способ – это разбиение ряда наблюдений на равномерные промежутки по времени (например, 7-и или 10-и дневные) и аппроксимация максимумов для каждого периода (так называемый метод «*block-maxima*»). При этом длина периодов является критически важным значением, так как и общее описание структуры экстремальности ряда и результаты аппроксимации (и, естественно, характеристики экстремальных осадков) будут разными, что будет рассмотрено ниже. Кроме того, существует и более общая проблема использования экстремальных распределений для суточных значений осадков. Как указывалось выше, применение обобщенного экстремального распределения постулируется теоремой экстремальных значений (теорема Вейерштрасса о функции на компакте), представляя концепцию, что «отсутствие доказательств не является доказательством отсутствия». Это приводит к утверждению, что использование экстремальных распределений может (и даже должно) давать более высокие оценки экстремальных осадков, которые никогда не наблюдались в действительности. В целом это непротиворечивая с точки зрения теории вероятностей концепция упирается в проблему независимости осадков в отдельные дни рассматриваемого ряда.

При этом очень сильные региональные различия между реальными и полученными из экстремальных распределений экстремумами особенно чувствительны к независимости экстремальных значений, превышающих выбранное пороговое значение (или полученных с использованием метода блоков), участвующих в аппроксимации. И наконец, сама «философия» использования экстремальных распределений для такого природного феномена как осадки достаточно неоднозначна. С чисто математической точки зрения эта процедура не вызывает вопросов, однако при аппроксимации сильных осадков распределением отличным от распределения, использующегося для всех значений осадков (распределение исходных значений), мы постулируем, что экстремальные осадки имеют существенно различное распределение по сравнению с малыми и средними осадками. Из этого следует, что мы имеем дело с двумя разными процессами в атмосфере. Это может происходить только в том случае, если механизмы, вызывающие малые и средние, с одной стороны, и экстремальные осадки, с другой стороны, разные. Однако в природе этого не наблюдается. Все осадки связаны либо с циклоническими образованиями (фронтальные осадки), либо с конвективными процессами (конвективные осадки), либо с орографическими особенностями местности (орографические осадки). Специальных процессов, вызывающих выпадение именно экстремальных осадков, не существует. В большинстве случаев выпадение экстремальных осадков связано с комбинацией перечисленных выше факторов. Так, если это фронтальные осадки, то циклон, их вызвавший, должен иметь большой запас влаги и должен быть в состоянии доставить эту влагу на континент. В то же время в атмосфере должны возникнуть условия, благоприятствующие конденсации этой влаги и выпадению ее в виде осадков. Часто орографический фактор играет существенную роль в том случае, если данный циклон встречает на своем пути орографическое препятствие.

В качестве примера того, что распределения типа гамма, примененные для всего спектра значений осадков, хорошо описывают экстремальные значения на рис. 2.5 показаны диаграммы рассеивания для 100-летних абсолютных максимальных суточных значений осадков в Европе, измеренных на станциях (то есть реальных значений экстремальных осадков) и для 100-летних возвратных значений, рассчитанных по обобщенному экстремальному распределению (а), примененному только к экстремальным значениям, превышающим 95% точку вероятности и по гамма-распределению (б), применённому для всех значений осадков. Реальные максимумы осадков значительно меньше, чем экстремумы, смоделированные с помощью экстремального распределения. В то же время соответствие между реальными экстремумами и экстремумами, смоделированными, с помощью гамма-распределения, значительно выше.

В нашей работе для определения абсолютных экстремальных осадков в большинстве случаев использовалось гамма-распределение. Сильные и экстремальные осадки определялись как значения, соответствующие 95-му и 99-му процентилям, полученным из ФПВ гамма-распределения.

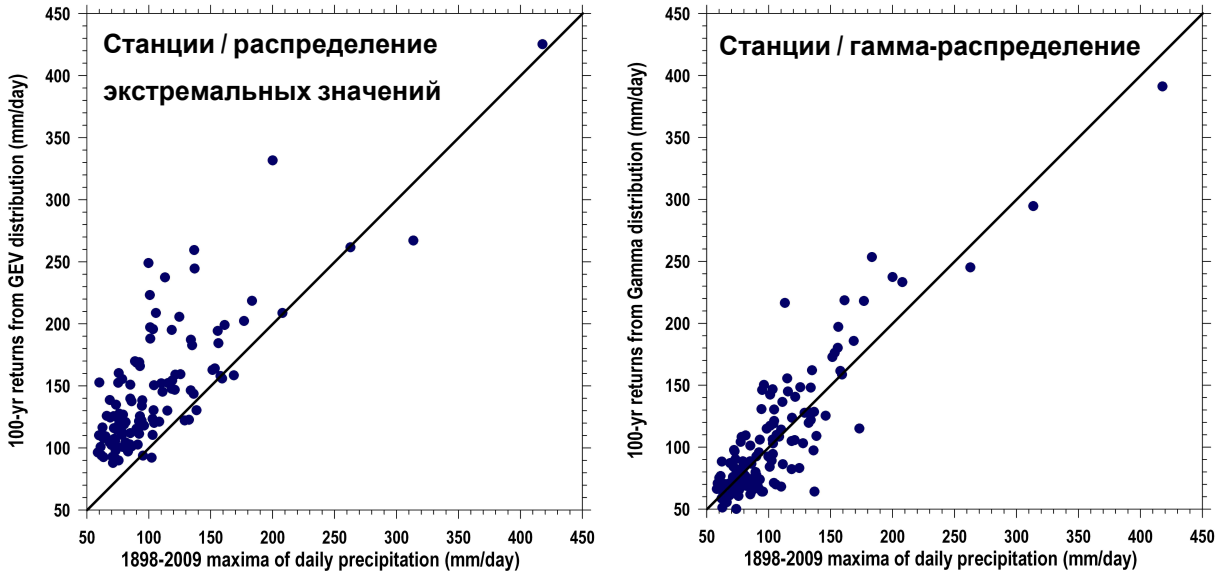


Рисунок 2.5. Диаграммы рассеивания наблюдавшихся за 100 лет абсолютных максимальных суточных значений осадков в Европе (горизонтальные оси) и 100-летние возвратные значения (вертикальные оси), полученные по обобщенному распределению экстремальных величин (а) и по гамма-распределению (б)

Важным вопросом аппроксимации эмпирических распределений теоретическими, в частности, распределениями, основанными на всех исходных значениях является автокорреляция суточных данных об осадках, проявляющаяся в том, что вероятность осадков в день, следующий за днем с осадками не равна вероятности осадков в день, следующий за днем без осадков. Эта проблема, в частности, иногда используется для обоснования применения экстремальных распределений, описанных выше. Для исследования влияния автокорреляции данных об осадках нами были проанализированы распределения осадков, построенные по всем суточным данным и по значениям средних интенсивностей осадков за периоды непрерывного выпадения осадков, так называемые «влажные» периоды, характеристики которых будут рассмотрены ниже. В случае периодов с осадками автокорреляция фактически исключается из рядов, так как вероятность того, что после периода с осадками будет период без осадков составляет 1.

Рис. 2.6 показывает пример сравнения аппроксимаций таких рядов гамма-распределением для немецкой станции Бонн для зимы 1994 г. и лета 1952 г. Совершенно очевидно (и это подтверждается *k-s* тестом), что и ряд исходных значений и ряд периодов с осадками аппроксимируются гамма-распределением. При сохранении основных характеристик

гамма-распределения, некоторые различия имеются. В частности, использование рядов с не исключенной автокорреляцией может несколько завышать оценки экстремальных значений за счет включения в рассмотрение нескольких взаимозависимых дней с сильными осадками. В полной мере эта проблема решается в рамках детального анализа периодов с осадками и соответствующих интенсивностей осадков, приведенного в разделе 2.4.

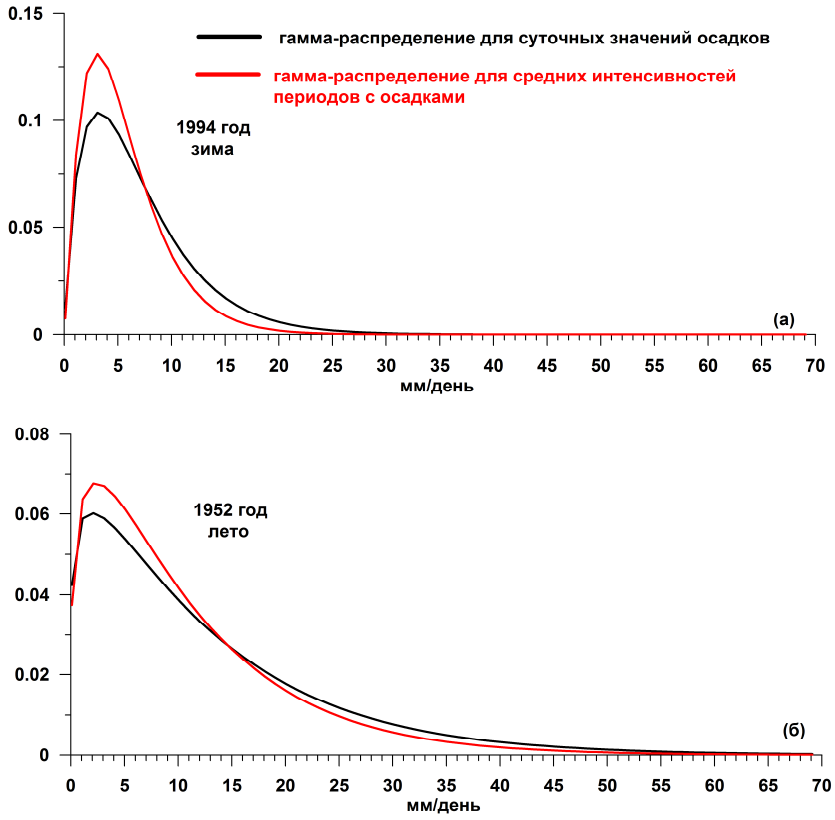


Рисунок 2.6. Функции плотности гамма-распределения для станции Бонн зимой 1994 г. (а) и летом 1952 г.. Черными линиями показаны результаты аппроксимации суточных значений осадков, красными – аппроксимация средних интенсивностей периодов с осадками

2..3 РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ СТАТИСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ЭКСТРЕМАЛЬНОСТИ ОСАДКОВ

Относительная экстремальность показывает вклад наиболее влажных дней в общее количество осадков за определенный промежуток времени (месяц, сезон). Эта характеристика позволяет описать статистическую структуру ряда осадков в течение некоторого промежутка времени. При этом абсолютные значения осадков, выпавших в течение наиболее влажных дней, могут быть невелики, однако, относительная экстремальность позволяет проанализировать структуру ряда наблюдений за осадками. Например, общее количество осадков за месяц или за сезон может не меняться во времени или в пространстве. Однако 75% или 95% этой сезонной

суммы может выпасть или в течение 1-2 дней или быть равномерно распределено в течение всего сезона. Это две совершенно разные ситуации, имеющие абсолютно разные последствия для изменения влажности почвы и потенциального риска возникновения наводнений. Расчет экстремальности, а также продолжительности дождевых периодов (что будет описано ниже) помогает различать такие ситуации. Традиционно оценки относительной экстремальности выполняются с использованием эмпирического индекса *R95pTOT* [*Klein Tank and Koenen, 2003*] или аналогичных индексов для других процентилей. Этот индекс показывает вклад осадков, выпавших в течение 5% дней с наиболее сильным осадками, в общее количество осадков. Индекс *R95pTOT* рассчитывается как:

$$R95\,pTOT = \frac{\sum_{n=1}^{N} R_n \left| R_n > R95 \right.}{\sum_{n=1}^{N} R_n}, \qquad (2.6)$$

где R_n – суточное количество осадков в конкретный день n ($R \geq 1$ мм) рассматриваемого сезона или месяца, N – число дней с осадками в течение этого сезона (месяца), $R95$ – 95-й процентиль осадков, полученный для всего анализируемого периода (полной выборки всех дней с осадками в рассматриваемые сезоны или месяцы в интервале между начальным и конечным годом анализируемого периода), $R_n|R_n>R95$ – условное выражение, равное R_n при $R_n>R95$ и ноль в противном случае. Для расчета таких упрощенных индексов относительной экстремальности используются оценки, основанные на данных наблюдений, а не аппроксимирующих функций распределения.

Эти индексы традиционно применяются в отчетах Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) для оценки изменчивости экстремальных осадков [*Trenberth et al., 2007; Hartmann et al., 2013*]. Однако эти оценки являются крайне неопределенными, поскольку в 30-40% случаев индексы обращается в ноль, особенно в случае малого числа дней с осадками [*Zolina et al., 2009*]. На рис. 2.7 показан пример расчета индекса *R95pTOT* для станции Соданкюля за зимний сезон. Из 50-летнего ряда 17 значений индекса равны нулю. Расчеты трендов для этой станции показывают существенное статистически значимое увеличение относительной экстремальности зимой. Однако, как можно видеть на рис. 2.7 этот тренд не является результатом изменений экстремальности, а связан с неоднородностью самого ряда.

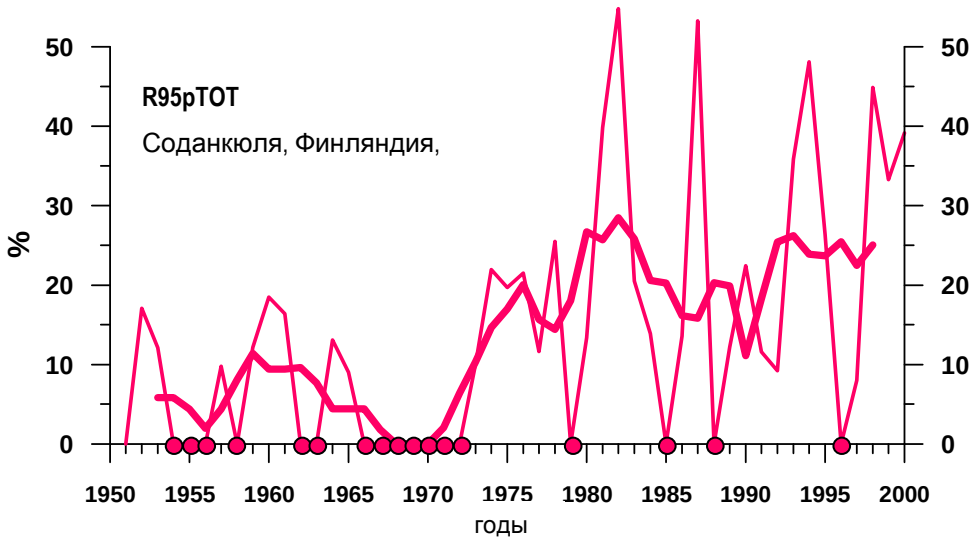


Рисунок 2.7. Временная изменчивость индекса *R95pTOT* для станции Соданкюля (Финляндия) зимой за период с 1950 по 2000 гг.. Красными кружками показаны годы, когда этот индекс равен нулю. Толстой линией показано 5-летние осреднение

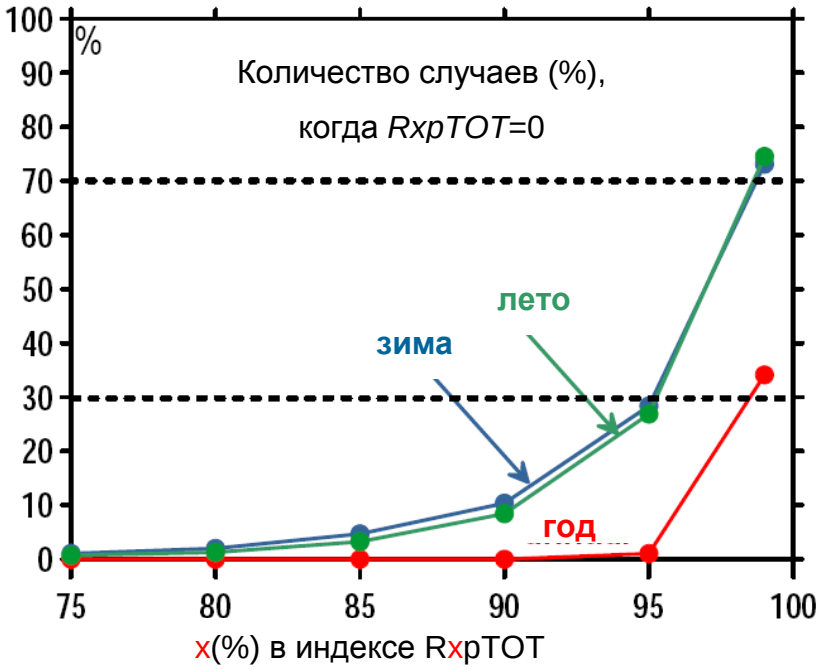


Рисунок 2.8. Количество случаев (%), когда индекс *RxpTOT* равен нулю. Синим цветом показан зимний сезон, зеленым цветом – летний, красным цветом – годовые данные. В расчете участвовали все Европейские станции

На рис. 2.8 показано число случаев в процентах, когда индекс *RxpTOT*, где *x* – это разные процентили числа дней с осадками, равен нулю. Для сезонных значений уже при расчете экстремальности для 85% наиболее влажных дней в 5% случаев значения этого индекса равны

нулю. Анализ 99% дней с наиболее сильными осадками не возможен, так как в этом случает более 70% значений является нулями. Даже при анализе годовых рядов индекс *R99pTOT* равен нулю в более чем 30% случаев. Это связано с плохой статистической обеспеченностью расчетов, возникающей из-за недостаточного количества дней с осадками, что приводит к тому, что величина самого индекса обращается в ноль для большого количества лет, приводя к существенным ошибкам в расчетах климатических трендов. С другой стороны, получение сезонных, а не только годовых оценок, принципиально важно, поскольку осадки вообще и экстремальные осадки в частности, демонстрируют ярко выраженную сезонность.

Таким образом, для достоверного определения относительной экстремальности необходимо получить теоретическое распределение для долевых вкладов в суммы осадков произвольного числа дней с наиболее интенсивными осадками в предположении аппроксимации рядов суточных осадков некоторым теоретическим распределением. Нами был развит метод, позволяющий рассчитать вклад различных долей суммарного количества дней с осадками в сезонные или месячные суммы в предположении аппроксимации распределения всей выборки гамма-распределением, традиционно использующимся для аппроксимации суточных значений осадков [*Zolina et al., 2009; Zolina et al., 2013*].

Из ФПВ гамма-распределения (2.2) можно получить распределение отношения осадков, выпавших в течение заданного количества дней k к сумме осадков, выпавших

за некоторый период времени для $1 \le k \le n$, где n – количество дней с осадками (размер выборки):

$$y_k = \sum_{j=1}^{k} x_j \Big/ \sum_{i=1}^{n} x_i \,, \qquad (2.7)$$

где x_i, i=1, …….n – суточные значения осадков за период n, x_j, j=1, …….k – суточные значения осадков для выбранных k дней. Независимая переменная y в (2.7) изменяется от 0 до 1 и зависит от α и от количества дней с осадками n, при этом она не зависит от β.

Пусть $X_1, X_2, ..., X_n$ – независимые и одинаково распределенные случайные величины, подчиняющиеся двухпараметрическому гамма-распределению (2.2). Для величины (2.7) мы будем искать выражение для следующего распределения:

$$F(x) = P(Y_k < x) = P\left[\left(\sum_{i=1}^{k} X_i \Big/ \sum_{i=1}^{n} X_i\right) < x\right] \tag{2.8}$$

на интервале произвольно выбранных целых k; $1 \le k \le n$ и для всех вещественных x; $0 \le x \le 1$. Очевидно, что поскольку распределение отношения (2.8) удовлетворяет равенству

$$\begin{aligned} F(x) = P(Y_k < x) &= P\left[\left(\sum_{i=1}^{k} X_i \Big/ \sum_{i=1}^{n} X_i\right) < x\right] = \\ &= P\left[\left(\sum_{i=1}^{k} \beta X_i \Big/ \sum_{i=1}^{n} \beta X_i\right) < x\right] \end{aligned} \tag{2.9}$$

оно не зависит от параметра масштаба β гамма-распределения. Таким образом, для последующих преобразований и вывода распределения достаточно для простоты рассмотреть случай, когда $\beta=1$. Вводя следующие обозначения:

$$S_k = \sum_{i=1}^{k} X_i, \quad S_{n-k} = \sum_{i=k+1}^{n} X_i, \quad S = \sum_{i=1}^{n} X_i \ , \tag{2.10}$$

мы можем постулировать, что выполняются цепочка следующих неравенств:

$$\begin{aligned} F(x) = P(Y_k < x) &= P(S_k / S < x) = \\ &= P(S_k < xS) = P(S_k < x(S_k + S_{n-k})) \end{aligned}. \tag{2.11}$$

Неравенство (2.11) выполняется в целом, поскольку все переменные положительны и одинаково распределены с вероятностью 1. Тогда неравенство (2.11) может быть преобразовано следующим образом:

$$P(S_k < x(S_k + S_{n-k})) = P(S_k(1-x) < xS_{n-k}) = P(S_k < \frac{x}{1-x} S_{n-k}) . \tag{2.12}$$

Поскольку распределение суммы независимых случайных переменных, удовлетворяющих гамма-распределению, также подчиняется гамма-распределению с агрегированным параметром, в соответствии с формулой полной вероятности

$$P(A) = P\left(A\middle|H_1\right)P\left(H_1\right) + P\left(A\middle|H_2\right)P\left(H_2\right) + \ldots\ldots + P\left(A\middle|H_n\right)P\left(H_n\right) = \\ = \sum_{i=1}^{n} P(A/H_i)P(H_i) \tag{2.13}$$

где A – события из полной группы событий H, неравенство (2.12) может быть переписано следующим образом:

$$P\left(S_k < \frac{x}{1-x} S_{n-k}\right) = \int_0^{\infty} P\left(S_k < \frac{x}{1-x} s \,\middle|\, S_{n-k} = s\right) p(s)\, ds\,, \tag{2.14}$$

где $p(s) = \frac{1}{\Gamma[(n-k)\alpha]} s^{(n-k)\alpha-1} e^{-s}$ – ФПВ гамма-распределения с параметром формы $(n-k)\alpha$. В (2.14) величина $P(U < x \,|\, V = s)$ определяет условную вероятность события $\langle U < x \rangle$ при условии $\langle V = s \rangle$ [см., *Прохоров и Розанов, 1973*]. Тогда внутренняя вероятность в подынтегральном выражении (2.14) может быть трансформирована следующим образом:

$$P(S_k < \frac{x}{1-x} s) = \frac{1}{\Gamma(k\alpha)} \int_0^{\frac{x}{1-x}s} u^{k\alpha-1} e^{-u}\, du = \frac{1}{\Gamma(k\alpha)} \gamma(k\alpha, \frac{x}{1-x} s)\,, \tag{2.15}$$

где $\gamma(\mu, z)$ неполная гамма-функция с аргументом z и параметром μ. Комбинирование уравнений (2.12, 2.14, 2.15) дает следующую формулу:

$$F(x) = P(Y_k < x) = \\ = \frac{1}{\Gamma[(n-k)\alpha]\Gamma(k\alpha)} \int_0^{\infty} s^{(n-k)\alpha-1} e^{-s} \gamma(k\alpha, \frac{x}{1-x} s) ds\,. \tag{2.16}$$

В соответствии с выводом, представленным в *Градштейн и Рыжик (1971, 6.455.2)*, интеграл в (2.16) равен:

$$\int_0^{\infty} s^{(n-k)\alpha-1} e^{-s} \gamma(k\alpha, \frac{x}{1-x} s) ds = \frac{\left(\frac{x}{1-x}\right)^{k\alpha} \Gamma(n\alpha)}{\frac{k\alpha}{(1-x)^{n\alpha}}} F_2^1(1, n\alpha, k\alpha+1, x), \tag{2.17}$$

где

$$F_2^1(a,b,c,x) = 1 + \frac{ab}{c \cdot 1} x + \frac{a(a+1)b(b+1)}{c(c+1) \cdot 1 \cdot 2} x^2 + \ldots$$
$$\ldots + \frac{a(a+1)..(a+l-1)b(b+1)..(b+l-1)}{c(c+1)..(c+l-1) \cdot 1 \cdot 2 \cdot \ldots (l-1)} x^l + \ldots \tag{2.18}$$

является гипергеометрическим гауссовским рядом с a=1, b=$n\alpha$, c=α+1 и l, меняющимся от нуля до бесконечности. После этого, мы с очевидностью легко приходим к следующему соотношению для функции распределения искомой величины:

$$C(x) = P(Y_k < x) = \frac{\Gamma(n\alpha)}{k\alpha \Gamma[(n-k)\alpha] \Gamma(k\alpha)} \cdot$$
$$\cdot x^{k\alpha} (1-x)^{(n-k)\alpha} F_2^1(1, n\alpha, k\alpha+1, x), \tag{2.19}$$

которое и является искомым распределением для отношения доли осадков в заданное число дней к общей сумме осадков. Для распределения (2.19) гауссова гипергеометрическая функция $F_2^1(a,b,c,y)$ определяется в соответствии с (2.18) при a=1, b=$n\alpha$, c=$k\alpha$+1. Найденное распределение вероятностей удовлетворяет следующим свойствам:

$$\lim_{x \to 0} F(x) = 0; \quad \lim_{x \to 1} F(x) = 1. \tag{2.20}$$

Это позволяет выписать функцию плотности вероятности для $0 \le x \le 1$:

$$F(x) = \frac{\partial F(x)}{\partial x} = \frac{\Gamma(n\alpha)}{\Gamma[(n-k)\alpha]\Gamma(k\alpha)} x^{k\alpha-1}(1-x)^{(n-k)\alpha-1}, \quad (2.21)$$

Это распределение имеет сингулярности в 0 при $\alpha < 1/k$ и в 1 при $\alpha < 1/(n-k)$. Таким образом, для распределения величины

$$y_k = \sum_{j=1}^{k} x_j \Big/ \sum_{i=1}^{n} x_i$$

могут быть окончательно записаны следующие выражения для функции распределения случайной величины $y=y_k$):

$$C_k(y) = \frac{\Gamma(n\alpha)}{k\alpha\Gamma[(n-k)\alpha]\Gamma(k\alpha)} \cdot y^{k\alpha}(1-y)^{(n-k)\alpha} F_2^1(1, n\alpha, k\alpha+1, y), \quad (2.22)$$

и для функции плотности вероятности этого распределения:

$$F_k(y) = \frac{\Gamma(n\alpha)}{\Gamma[(n-k)\alpha]\Gamma(k\alpha)} y^{k\alpha-1}(1-y)^{(n-k)\alpha-1}. \quad (2.23)$$

Это распределение было названо нами «Распределением Частичного Вклада» (РЧВ). В практических приложениях предложенного распределения должна также быть рассмотрена точность аппроксимации и чувствительность распределения к изменению параметров. Однако так как предлагаемое распределение является точным математическим следствием гамма-распределения для случайных значений, его точность аппроксимации и устойчивость определяется точностью аппроксимации исходного распределения. Использование именно гамма-распределения не является критичным условием, любой другой вид теоретического распределения может быть использован для расчета РЧВ.

Важен вопрос о связи РЧВ (2.22) с бета-распределением. Уравнение (2.23) удобно переписать, сократив число параметров:

$$u = k\alpha,$$
$$\nu = n\alpha - k\alpha = n\alpha - u. \tag{2.24}$$

В этом случае распределение (2.22) можно представить в виде

$$C(x) = \frac{\Gamma(u+\nu)}{u\Gamma(\nu)\Gamma(u)} x^u (1-x)^\nu F_2^1(1, \nu+u, u+1, x), \tag{2.25}$$

или, более компактно

$$C(x) = \frac{1}{uB(u,\nu)} x^u (1-x)^\nu F_2^1(1, \nu+u, u+1, x), \tag{2.26}$$

где $B(u,\nu)$ – бета-функция. Покажем далее, что распределение $C(x)$(2.26) полностью идентично бета-распределению первого рода, функция распределения которого определяется формулой

$$F_{beta}(x) = \frac{B_x(u,\nu)}{B(u,\nu)}, \tag{2.27}$$

где $B_x(u,\nu)$ – неполная бета-функция

$$B_x(u,\nu) = \int_0^x t^{u-1}(1-t)^{\nu-1} dt \tag{2.28}$$

Для доказательства используем представление неполной бета-функции через гипергеометрическую функцию (такое представление приводится во многих книгах и справочниках):

$$B_x(u,\nu) = \frac{1}{u} x^u F_2^1(u, 1-\nu, 1+u, x) \tag{2.29}$$

Далее удобно воспользоваться трансформацией Эйлера [например, *Никифоров и Уваров 1984, стр. 336*], которую иногда называют функциональным соотношением:

$$F_2^1(a,b,c,x) = (1-x)^{c-a-b} F(c-a, c-b, c, x). \tag{2.30}$$

Уравнение (2.29) в этом случае принимает вид:

$$B_x(u,v) = \frac{1}{u} x^u (1-x)^v F_2^1(1, u+v, 1+u, x). \tag{2.31}$$

Подставляя (2.31) в (2.27), получаем:

$$F_{beta}(x) = \frac{1}{u\ B(u,v)} x^u (1-x)^v F_2^1(1, u+v, 1+u, x). \tag{2.32}$$

Здесь, однако, надо сделать следующие замечания. Распределение (2.22) в виде

$$C(x) = \frac{\Gamma(n\alpha)}{k\alpha\Gamma[(n-k)\alpha]\Gamma(k\alpha)} x^{k\alpha}(1-x)^{(n-k)\alpha} F_2^1(1, n\alpha, k\alpha+1, x)$$

после ряда манипуляций можно свести к формуле

$$\begin{aligned} &C(x) = \frac{B_x(u,v,x)}{B(u,v)}, \\ &u = k\alpha, \quad , \\ &v = n\alpha - u \end{aligned} \tag{2.33}$$

где, соответственно

$$B_x(u,v) = \int_0^x t^{u-1}(1-t)^{v-1} dt$$

и

$$B(u,v) = \int_0^1 t^{u-1}(1-t)^{v-1} dt\,.$$

Это распределение не представляет собой бета-распределение в чистом виде, а есть нормированное бета-распределение, что вполне естественно в данном случае. Параметры этого

нормированного распределения зависят от α (сдвиг, но не масштаб), а также от длин соответствующих выборок n и k. И, наконец, для расчетов и табулирования распределения (2.22) удобно именно представление (2.26), а не (2.27 и 2.28), так как гораздо проще считать соответствующие функции через ряд, а не через интеграл.

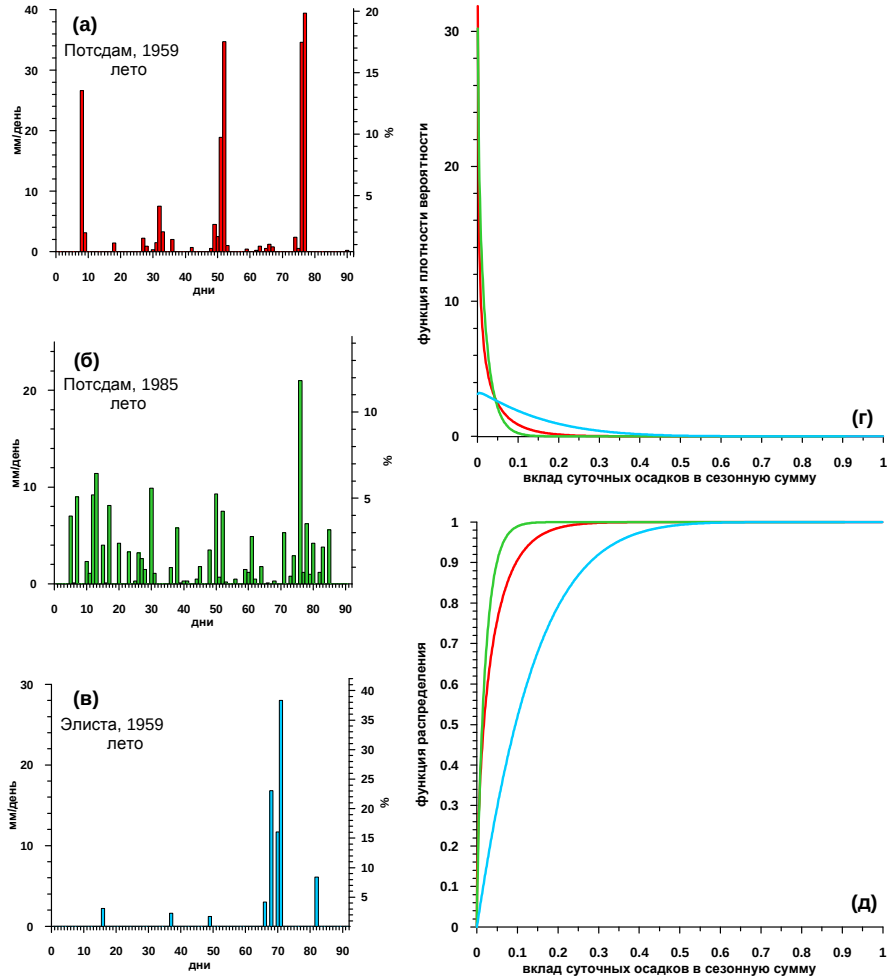


Рисунок 2.9. Суточные летние осадки на станциях Потсдам (Германия) в 1959 г. (а) и 1985 г. (б) и станции Элиста (Россия) в 1959 г. (в). Функция плотности вероятности (г) и функция распределения (д) для РЧВ. Красным цветом показаны функции для станции Потсдам в 1959 г., зеленым для станции Потсдам в 1985 г. и синим для станции Элиста в 1959 г.

На рис. 2.9 показан пример аппроксимации данных РЧВ. На рис. 2.9а,б,в показаны суточные ряды осадков для разных станций и лет. Были выбраны разные режимы выпадения осадков. Распределение осадков летом в Потсдаме в 1959 г. (рис. 2.8а) имело три ярко выраженных периода с экстремальными осадками. Лето 1985 г. в Потсдаме (рис. 2.9б) было дождливым, но с относительно равномерным распределением осадков (за исключением одного пика). Элиста (рис. 2.9в) расположена в засушливом районе с малым количеством осадков, однако в 1959 г. летом здесь наблюдалось несколько дней с большим количеством осадков. На рис. 2.9г,д показаны функция плотности вероятности и функция распределения РЧВ. По оси x отложен вклад суточных осадков в сезонную сумму. Хорошо видно, что для относительно

равномерно распределенных осадков в Потсдаме в 1985 г. функция распределения прижимается к оси y и достигает единицы при вкладе суточных осадков в сезонную сумму около 15%. С увеличением экстремальности режима осадков функции распределения сдвигаются вправо и для станции Элиста единица достигается при 60% вкладе суточных осадков в сезонную сумму.

На основании РЧВ был получен новый индекс относительной экстремальности:

$$R95tt = 1 - C_{95}(n), \tag{2.34}$$

где n – количество дней осадками, C_{95} – оценка функции распределения C РЧВ для соответствующего процентиля (в данном случае 95-го), полученного для всего периода измерений по гамма-распределению. Предложенный нами индекс побудил авторов традиционного индекса *R95pTOT* пересмотреть его формулировку и предложить новый индекс, также основанный на теоретических распределениях [*Leander et al., 2014*]. Использование этого нового индекса позволило получать устойчивые оценки относительной экстремальности осадков для отдельных сезонов и исследовать ее долгопериодную изменчивость для этих сезонов.

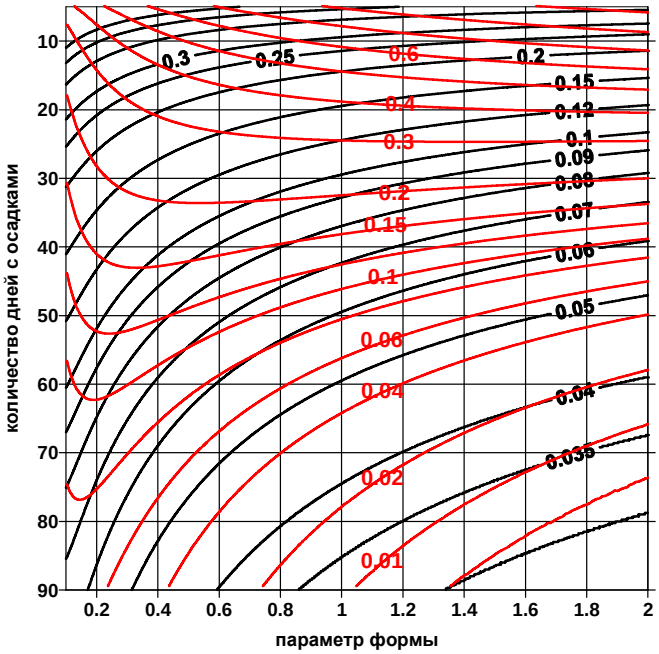


Рисунок 2.10. Двухпараметрическая диаграмма в координатах параметра формы гамма-распределния и количества дней с осадками, характеризующая свойства РЧВ. Черные линии показывают различные доли суммы выпавших осадков за 5% дней с наиболее сильными осадками, красные линии представляют долю дней, обеспечивающих 95% суммы осадков

Свойства и преимущества нового распределения иллюстрируются на рис. 2.10, где приведены различные доли от суммы выпавших осадков за 5% дней с наиболее сильными осадками и различные проценты дней с осадками, обеспечивающих 95% суммы осадков в координатах параметра формы гамма-распределения и количества дней с осадками. Если изменения величин экстремальных осадков происходят за счет параметра формы (то есть изменяется экстремальность), то, с точки зрения анализа изменений вклада определенных дней с осадками в сумму, это может выражаться в существенно разных значениях, которые будут зависеть от изменений количества дней с осадками. Таким образом, РЧВ позволяет явно учесть количество дней с осадками (см. формулы 2.22, 2.23) и в то же время оперировать с непрерывно распределенными вкладами суточных осадков в сумму, а не с конечными значениями дней и их вкладов, как в случае с эмпирическими индексами (2.6).

Возвращаясь к примеру, показанному на рис. 2.7 для станции Соданкюля, на рис. 2.11 можно видеть также временную изменчивость нового индекса *R95tt*. Этот индекс не обращается в ноль и оценки трендов, полученные с его использованием, будет существенно отличаться от характеристик относительной экстремальности, полученных по индексу *R95pTOT* (см. Главу 5).

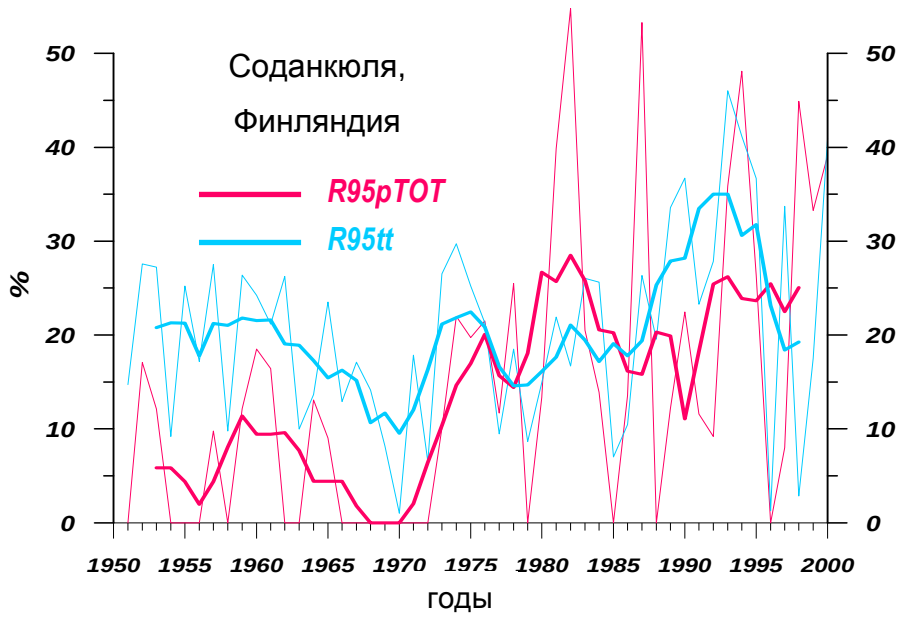


Рисунок 2.11. Временная изменчивость индексов *R95pTOT* (красным) и *R95tt* (голубым) для станции Соданкюля (Финляндия) зимой за период с 1950 по 2000 гг.. Толстыми линиями показано 5-летние осреднение

2.4. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДКОВ, РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ЕЕ СТАТИСТИЧЕСКОГО ОЦЕНИВАНИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ ЕЕ СВЯЗИ С ЭКСТРЕМАЛЬНОСТЬЮ ОСАДКОВ.

Кроме расчета абсолютной и относительной экстремальности для более полного описания характеристик экстремальных осадков необходимо также учитывать длительности периодов с осадками. Такого рода исследования хорошо развиты в инженерной гидрологии [например, *Madsen et al., 2002*], где анализируются осадки продолжительностью от нескольких минут до нескольких часов за относительно короткие периоды времени (сутки-недели). Однако в климатической науке такие исследования находятся лишь в начальной стадии даже по эмпирическим данным и тем более по данным анализа теоретических распределений интенсивности-продолжительности-частоты осадков. Тем не менее, информация о длительности и интенсивности периодов с непрерывно выпадающими осадками крайне важна. Даже очень сильные осадки, выпадающие в течение непродолжительного времени, не так опасны с точки зрения возможности возникновения наводнений, как осадки средней интенсивности, но выпадающие в течение длительного периода. Существует много примеров наводнений, возникших в результате длительных периодов с осадками средней интенсивности. Например, катастрофические наводнения на востоке России в 2013 г. и на Алтае в июне 2014 г. были связаны именно с таким режимом осадков.



Рисунок 2.12. Суточные значения осадков для зим 1993-1994 гг. (синим) и 1966-1967 гг. (зеленым) для немецкой станции Бонн-Фридхоф

На рис. 2.12 показан пример такой ситуации для немецкой станции Бонн-Фридхоф. Суммарные значения осадков для зимних периодов 1993-1994 гг. и 1966-1967 гг., были очень близки (211 и 224.5 мм соответственно). Традиционный анализ экстремальных осадков, включающий расчеты абсолютных и относительных характеристик экстремальных осадков, показывает, что зима 1967 г. была значительно более «экстремальной», чем зима 1994 г.. Однако в 1994 г. наблюдалось непрерывное выпадение осадков в течение 37 дней. Несмотря на то, что эти осадки имели среднюю интенсивность и формально не могли рассматриваться как экстремальные, гидрологические последствия (вероятность наводнения, критическое увеличение влажности почвы и т.п.) такого длительного события было намного серьезнее, чем нескольких коротких периодов сильных осадков, разнесенных во времени, наблюдавшихся в 1966-1967 гг.. Традиционные подходы к изучению экстремальных осадков не позволяют обнаружить такого рода экстремальные события, которые могут быть успешно идентифицированы только при совместном рассмотрении продолжительности периодов с осадками и их интенсивности.

Проблема одновременного учета длительности и интенсивности осадков схематически показана на рис. 2.13. Одно и то же суммарное количество осадков может вылиться при разной комбинации длительности и интенсивности осадков. Красными точками на рис. 2.13 показано, что, например, 30 мм осадков могут вылиться как в течение 2-дневного периода со средней интенсивностью 15мм/день, так и во время 5-дневного периода со средней интенсивностью 6 мм/день.

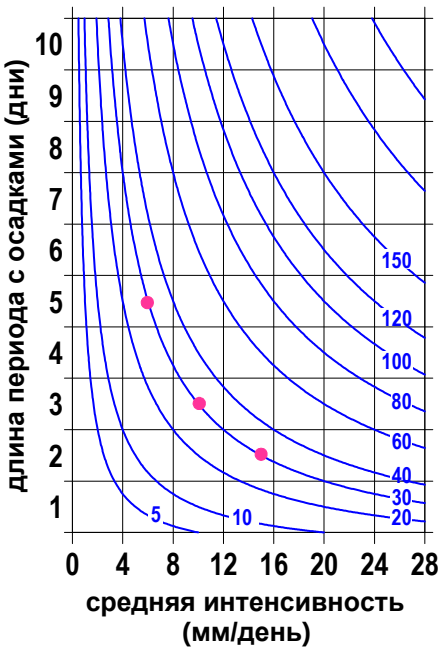


Рисунок 2.13. Диаграмма совместного распределения длительности и интенсивности осадков. Синими линиями показано суммарное количество осадков (мм) для разных периодов с осадками

Необходимо отметить, что работая с данными суточного разрешения, мы не имеем информации о суточном ходе осадков. В большинстве случаев дождь не продолжается 24 часа непрерывно, а состоит из отдельных эпизодов разной продолжительности и интенсивности и, скажем, 5-дневный период с осадками, фактически, разделен на несколько дождей. Это проблема масштабных соотношений исследование которой требует данных с часовым и более высоким разрешением, которые практически не доступны для климатических исследований континентального масштаба.

Так как количество периодов с осадками значительно меньше, чем число влажных дней, то для увеличения статистической выборки при анализе периодов мы использовали более длинные сезоны – с октября по март (зимний сезон) и с апреля по сентябрь (летний сезон).

Таблица 2.2. Различные виды дискретных распределений, проанализированных в работе *Deni et al., 2010* для аппроксимации длительности периодов с осадками

Probability model	Probability function	Parameter(s)
Geometric Distribution (GD)	$P(X=x)=p(1-p)^{x-1}$	p
Log Series Distribution (LSD)	$P(X=x)=-p^x/x\log(1-p)$	p
Modified Log Series Distribution (MLD)	$P(X=x)=cp^x/(x+h)\quad 0\le h<\infty,\ c=(\sum p^x/(x+h))^{-1}$ (normalising constant)	$p,\ h$
Truncated Negative Binomial Distribution (TNBD)	$P(X=x)=^{r+x-1}C_x(1-p)^x\ p^r/(1-p^r),\ r\ge -1$	$p,\ r$
Polya Distribution (PLD)	$P(X=1)=(1+d)^{-m/d}$ $P(X=x)=\frac{m+(x-2)d}{(x-1)(1+d)}P(X=x-1),\ x=2,3,\ldots$	$m,\ d$
Compound Geometric Distribution (CGD)	$P(X=0)=b(a-1)^{-1}$ $P(X=x)=\frac{a+x-2}{a+b+x-1}P(X=x-1)$	$a,\ b$
Mixed Two Geometric Distribution (MGD)	$P(X=x)=Wp_1(1-p_1)^{x-1}+(1-W)p_2(1-p_2)^{x-1}$	$W,\ p_1,\ p_2$
Mixed Geometric Poisson Distribution (MGPD)	$P(X=x)=Wp(1-p)^{x-1}+(1-W)\frac{\lambda^{x-1}}{(x-1)!}e^{-\lambda}$	$W,\ p,\ \lambda$
Mixed Geometric Truncated Poisson Distribution (MGTPD)	$P(X=x)=WP(1-p)^{x-1}+(1-W)\frac{\lambda^x e^{-\lambda}}{x!(1-e^{-\lambda})}$	$W,\ p,\ \lambda$
Mixed Two Log Series Distribution (MLSD)	$P(X=x)=-W\frac{p_1^x}{x\log(1-p_1)}-(1-W)\frac{p_2^x}{x\log(1-p_2)}$	$W,\ p_1,\ p_2$
Mixed Log Series Geometric Distribution (MLGD)	$P(X=x)=-W\frac{p_1^x}{x\log(1-p_1)}+(1-W)p_2(1-p_2)^{x-1}$	$W,\ p_1,\ p_2$
Mixed Log Series Poisson Distribution (MLPD)	$P(X=x)=-W\frac{p^x}{x\log(1-p)}+(1-W)\frac{\lambda^{x-1}e^{-\lambda}}{(x-1)!}$	$W,\ p,\ \lambda$
Mixed Log Series Truncated Poisson Distribution (MLTPD)	$P(X=x)=-W\frac{p^x}{x\log(1-p)}+(1-W)\frac{\lambda^x e^{-\lambda}}{x!(1-e^{-\lambda})}$	$W,\ p,\ \lambda$

Эмпирический анализ периодов с осадками, а также сухих периодов, показывает, что при анализе экстремально длинных периодов возникают те же проблемы, что и при анализе экстремальных осадков – слабая статистическая обеспеченность рядов, связанная с недостаточным для достоверного анализа количества периодов с осадками (даже для «удлиненных» сезонов). Как результат этого, возникает аналогичная проблема – аппроксимация периодов с осадками теоретическим распределением для получения устойчивых оценок длинных периодов, расположенных в хвостовых частях распределений. В работе *Zolina et al., (2013)* распределение длительности сухих и влажных периодов было аппроксимировано

теоретическим распределением. Длительность влажных и сухих периодов хорошо описывается, так называемым, геометрическим распределением. Будучи формально близким к экспоненциальному, геометрическое распределение является дискретным и, соответственно, может быть приложено только к дискретным значениям [*Spiegel, 1992*]. Так как длина сухих и влажных периодов, полученных по данным с суточным разрешением, может быть рассчитана только в конкретном количестве дней (что является дискретной величиной), то геометрическое распределение может быть использовано для наших задач. Выбор именно геометрического распределения из всего семейства дискретных распределений не является критичным. Другие дискретные распределения, например, *Log-Series* или смешенное геометрическое распределение также могут быть использованы. Практический анализ [например, *Deni et al., 2010*] показал, что расчеты, полученные с использованием разных дискретных распределений, похожи и начинают существенно отличаться только для очень длинных сухих и влажных периодов (например, для осадков, связанных с муссонной циркуляцией). В табл. 2.2 приводятся различные виды дискретных распределений, проанализированные *Deni et al., 2010*.

Для использования геометрического распределения необходимо учитывать, что продолжительность самого длинного влажного/сухого периода не может превышать общее количество влажных/сухих дней за рассматриваемый период. Для учета этого мы использовали усеченное геометрическое распределение (УГР). В отличие от стандартного геометрического распределения

$$P(x_i = k) = p(1-p)^{k-1}\ , \tag{2.35}$$

где x_i (целое по определению) – продолжительность периода с дождями или сухого периода, p=1/d_s, d_s – средняя продолжительность, являющаяся параметром распределения, усеченное геометрическое распределение учитывает явно только реально существующее количество влажных и сухих дней в ряду, что предполагает, что самый длинный сухой или влажный период не может теоретически продолжаться дольше чем общее количество сухих или влажных дней. Функция плотности вероятности УГР задается как:

$$P_t(x_i = k) = Cp_t(1-p_t)^{k-1}, \tag{2.36}$$

где p_t параметр распределения и множитель C учитывает общее количество влажных или сухих дней N:

$$C = \left(\sum_{k=1}^{N} p_t (1-p_t)^{k-1} \right)^{-1} = \left(p_t \frac{1-(1-p_t)^N}{1-(1-p_t)} \right)^{-1} = \frac{1}{1-(1-p_t)^N} \ , \tag{2.37}$$

что дает окончательное выражение для плотности вероятности:

$$P_t(x_i = k) = \frac{1}{1-(1-p_t)^N} \cdot p_t (1-p_t)^{k-1} \ , \tag{2.38}$$

где p_t – параметр распределения, k – длина влажных/сухих периодов в днях, k=1, 2, ……N, и N – количество влажных/сухих дней, то есть максимальная теоретически возможная длина влажного/сухого периода.

УГР определено на интервале [1, N], тогда как стандартное геометрическое распределение определено на интервале [1, ∞]. Для такого распределения нами были получены оценки параметров с помощью метода максимального правдоподобия.

В отличие от стандартного геометрического распределения (2.35), для которого параметр распределения обратно пропорционален ($p = 1/\overline{X}$) среднему, оценка параметров для УГР несколько более сложна. Пусть случайная переменная X распределена в соответствии в УГР

$$P(X = k) = C p_t q^{k-1}, \tag{2.39}$$

где k – целое, $1 \le k \le N$, p_t неизвестный параметр распределения, N – известное число влажных или сухих дней в записи, и $q = 1 - p_t$. Тогда равенство

$$\sum_{k=1}^{N} P(X = k) = 1 \tag{2.40}$$

предполагает справедливость следующего соотношения:

$$C = (1-q)(1-q)^{-N} p_t^{-1} \tag{2.41}$$

Для оценки неизвестного параметра p_t для совокупности $X_1,....,X_n$ где все $X_1,...,X_n$ независимые и одинаково распределенные в соответствии с (2.39) случайные переменные, мы можем выписать следующую функцию максимального правдоподобия:

$$\begin{aligned} L(p;X_i) &= \sum_{i=1}^{n} (\ln C + \ln(p_t) + (X_i - 1)\ln(q)) = \\ &= N(\ln C + \ln p_t) + (\sum_{i=1}^{n} X_i - N)\ln q \end{aligned} \tag{2.42}$$

Беря производную от этого выражения по отношению к аргументу p_t, и удовлетворяя условию $\frac{\partial L}{\partial p} = 0$, мы получаем следующее уравнение:

$$\frac{1}{p} - \frac{N(1-p_t)^{N-1}}{1-(1-p_t)^N} + \frac{1}{1-p_t} = \overline{X}, \tag{2.43}$$

где $\overline{X}$ - среднее из всех продолжительностей, то есть $\overline{X} = \sum_{i=1}^{n} X_i \Big/ N$. Отметим, что уравнение для оценки параметров похожее на (2.43) в менее общем случае для УГР было получено *Thomansson and Kapadia, (1968).* Уравнение (2.43) может быть решено численно, используя соотношение

$$\frac{1}{p_t^{l+1}} - \frac{N(1-p_t^l)^{N-1}}{1-(1-p_t^l)^N} + \frac{1}{1-p_t^{l+1}} = \overline{X}, \tag{2.44}$$

где p_t^l определяет критическое *p*-значение *l-й* итерации, начиная с начальной итерации p^o. Можно легко показать, что уравнение (2.43) имеет только один корень на интервале [0,1]. Отметим, что для больших *N* и малых *k* УГР стремится к стандартному геометрическому

распределению с $p_t \approx p$. Однако при малых N и относительно больших k различия между двумя распределениями могут быть очень значительны.

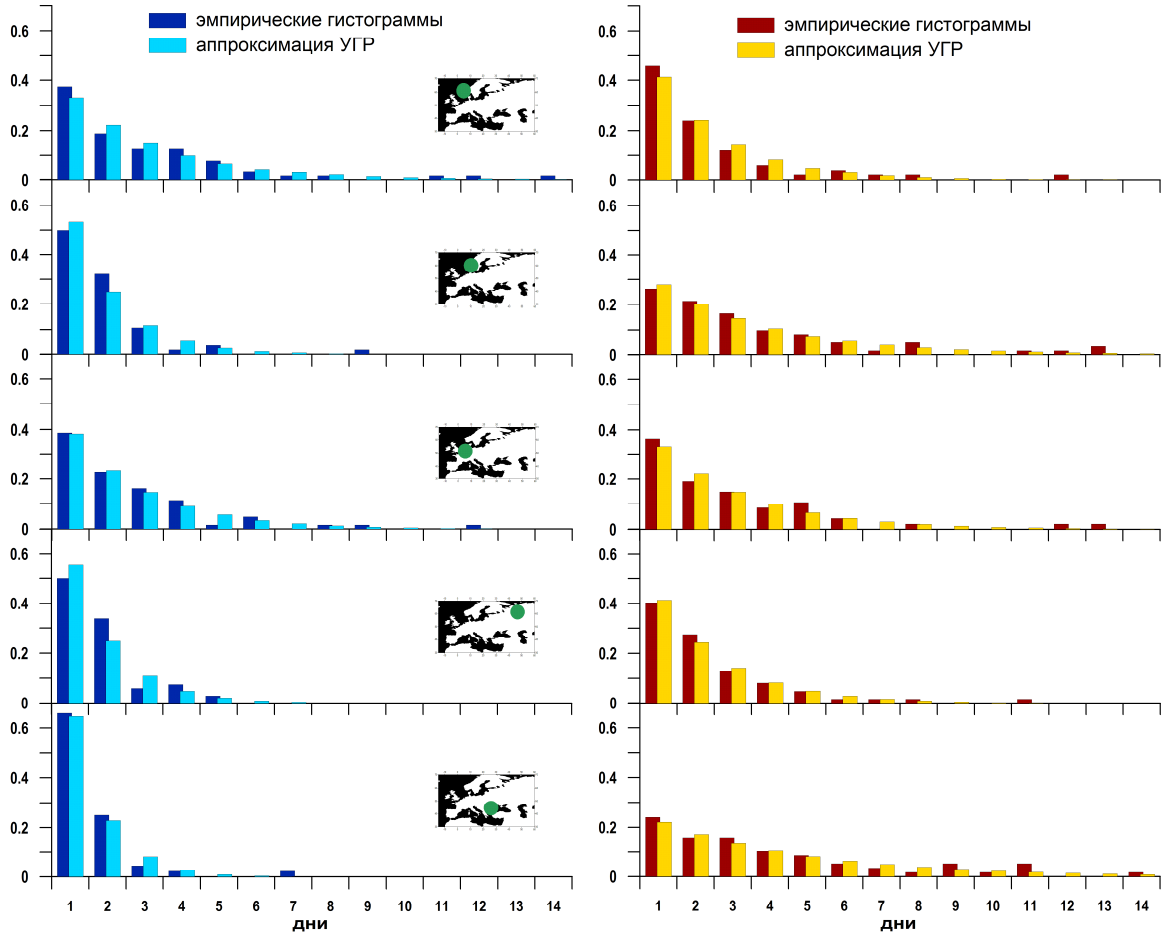


Рисунок 2.14. Примеры эмпирических гистограмм (темно-синий и коричневый цвета) распределения длительности периодов с осадками (слева) и без осадков (справа) для разных станций. Аппроксимация УГР (голубым и желтым цветами) длительности периодов с осадками (слева) и без осадков (справа) для тех же станций. Местоположение станций показано на врезных картах. Расчеты производились по годовым данным

На рис. 2.14 показаны примеры эмпирических гистограмм для длин периодов с осадками и без осадков и их аппроксимации УГР для нескольких Европейских станций. Гистограммы были рассчитаны по годовым рядам данных. В большинстве случаев точность аппроксимации, рассчитанная по *k-s* тесту, превышает 95%. В общем случае *k-s* тест применяется для недискретных распределений, однако, в данном случае, при увеличении длины сезона до 6 месяцев, мы имеем дело с достаточно большим числом влажных и сухих периодов и *k-s* тест может быть применен для проверки точности аппроксимации УГР. Мы также протестировали точность аппроксимации длительности влажных и сухих периодов стандартным, а не усеченным геометрическим распределением и в 95% случаев УГР более точно аппроксимирует исходные данные.

Примеры эмпирических гистограмм и их аппроксимаций УГР (рис. 2.14) показывают, что практически везде за исключением западной Скандинавии (верхняя панель) распределения сухих периодов имеют более «тяжелые хвосты», чем распределения влажных периодов. Это отражает более высокую вероятность возникновения длительных засух, чем затяжных дождей.

При анализе изменчивости длительности периодов с осадками и без осадков, а также при анализе их связей с наводнениями и засухами очень важно рассмотреть долю периодов разной длины в общем количестве влажных и сухих дней. Это также может помочь минимизировать эффект изменения числа дней с осадками и без них от года к году на расчет длины влажных и сухих периодов. Этот эффект будет подробно рассмотрен в Главе 5.

Для того чтобы получить теоретическое распределение вклада сухих и влажных периодов в общее количество сухих и влажных дней, мы предложили распределение частного вклада периодов различной продолжительности в общее число дней с осадками (или в общее число сухих дней).

Для этого вначале получим оценку частного вклада одного периода $X_i = k$, в сумму n случайных величин (дней) распределенных в соответствии с УГР (2.39):

$$F(y) = P\left[\left(X_i \Big/ \sum_{i=1}^{n} X_i \right) = y \right], \tag{2.45}$$

где $X_1,...,X_n$ независимые и одинаково распределенные целые случайные переменные (длительности периодов) подчиняющиеся распределению (2.39), k – длительность единичного сухого/влажного периода, n – известное целое. Используя, как и ранее формулу полной вероятности, получаем:

$$F(y) = \sum_{k=1}^{\infty} pq^{k-1} P\left(\sum_{i=1}^{n} X_i = \frac{k}{y} \right) = \sum_{k=1}^{\infty} pq^{k-1} P\left(\sum_{i=1}^{n-1} X_i = \frac{k}{y} - k \right). \tag{2.46}$$

Поскольку сумма переменных распределенных геометрически в (2.46) распределена в соответствии с отрицательным биномиальным распределением [*Spiegel, 1992*], уравнение (2.46) можно переписать, как:

$$F(y) = \sum_{k=1}^{\infty} pq^{k-1} P\left(\sum_{i=1}^{n-1} X_i = \frac{k}{y} - k \right) = \sum_{k=1}^{\infty} \binom{n-2+u}{u} p^n q^{u+k-1} \quad (2.47)$$

где $u = k(\frac{1}{y} - 1)$. Заметим, что биномиальные коэффициенты в (2.47) существуют и определены только для целых *u*. То есть сумма (2.47) учитывает только целые *u* при $k \geq 1$, в противном случае соответствующие значения исчезают. Важно отметить, что при численном решении (2.47) может происходить незначительная потеря интегрируемой вероятности, особенно для случаев, когда количество влажных или сухих периодов мало (эффект сходный с так называемым *«URCA process»*), однако эта погрешность может быть минимизирована статистической оптимизацией численного решения. Уравнение (2.47) дает выражение для распределения частного вклада одной случайной переменной в сумму *n* случайных значений и позволяет оценивать вероятность повторяемости вклада единичных сухих/влажных периодов в сумму сухих или влажных дней в исследуем ряду.

Теперь можно легко получить распределение вклада суммы всех переменных, распределенных в соответствии с УГР (ЧУГР) (то есть сухих и влажных периодов с продолжительностью *k*) в общее число влажных или сухих дней в ряду:

$$F(k) = P(y = k), \quad Y = \frac{X}{n}. \quad (2.48)$$

Условная вероятность вклада одного периода с продолжительностью k с очевидностью равна

$$F_1(k) = P\left(\frac{X}{n} \middle| X = k \right) = \frac{k}{n}, \quad (2.49)$$

где n – общее число влажных или сухих дней. Тогда безусловная вероятность в соответствии с формулой полной вероятности будет равна:

$$P_F(k) = C_F \frac{k}{n} p_t (1 - p_t)^{k-1} \ . \qquad (2.50)$$

Отметим, что условие

$$\sum_{k=1}^{n} F_1(k) = 1$$

немедленно предполагает формулу для функции распределения C_F в виде:

$$C_F = \frac{C \cdot p_t \cdot n}{1 - (1 - p_t)^{n+1} - (n+1)(1 - p_t)^{n+1} \cdot p_t} \ . \qquad (2.51)$$

Уравнения (2.50) и (2.51) позволяют анализировать частичный вклад периодов разной продолжительности в общее число сухих и влажных дней.

На рис. 2.15 показаны примеры эмпирических распределений вклада периодов разной длины в общее количество влажных и сухих дней. Также показана аппроксимация этого вклада ЧУГР. Точность аппроксимации, оцененная по *k-s* тесту в данном случае ниже, чем точность аппроксимации длительности периодов УГР. Эмпирические распределения, как для сухих, так и для влажных периодов, имеют «тяжелые хвосты», что в большинстве случаев недооценивается ЧУГР.

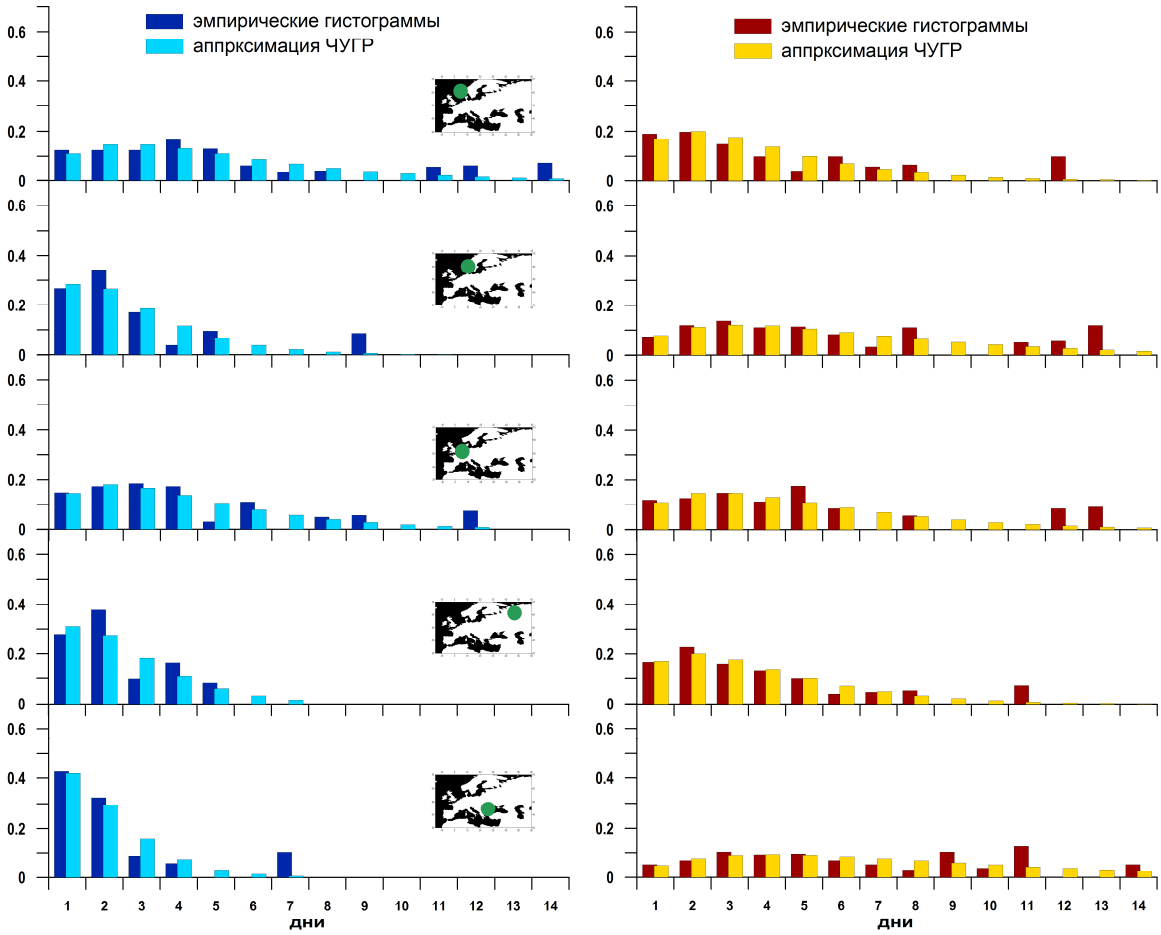


Рисунок 2.15. Примеры эмпирических гистограмм (темно-синий и коричневый цвета) распределения частичного вклада периодов разной продолжительности в общее число влажных (слева) и сухих (справа) дней для разных станций. Аппроксимация ЧУГР (голубым и желтым цветами) частичного вклада периодов разной длительности в общее количество влажных (слева) и сухих (справа) дней для тех же станций. Местоположение станций показано на врезных картах. Расчеты производились по годовым данным

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 2

Проанализированы возможности использования распределения начальных значений (гамма-распределения) и распределения экстремальных значений для оценивания абсолютной экстремальности осадков. Количественно оценены области применения различных распределений. Проанализировано влияние автокорреляции интенсивностей осадков на оценивание абсолютной экстремальности и обоснована необходимость рассмотрения длительностей влажных периодов и интенсивностей связанных с ними осадков.

Предложен новый метод оценивания относительной экстремальности осадков, в частности новое вероятностное распределение частичного вклада (РЧВ) для оценки относительной экстремальности. Для этого распределения разработан эффективный алгоритм интегрирования и предложен новый индекс относительной экстремальности *R95tt*, существенно более достоверный, чем ранее использованные.

Для статистического моделирования продолжительности влажных и сухих периодов (включая их совместные распределения) и интенсивностей осадков, связанных с периодами разной продолжительности, предложен новый подход, основанный на усеченном геометрическом распределении и связанным с ним распределением частичного вклада влажных и сухих периодов в общее количество влажных дней. Для этих распределений обоснованы эффективные алгоритмы оценивания параметров и интегрирования функций плотности вероятности.

Основные результаты, изложенные в Главе 2, опубликованы в работах *Zolina et al. (2009), Zolina et al. (2010), Золина (2011)* и *Zolina et al. (2013).*

ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКИ СРЕДНИХ И ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ НА СТАНЦИЯХ В ЕВРАЗИИ

В данном разделе представлены традиционные статистические характеристики осадков и характеристики экстремальных осадков в Евразии по данным наблюдений на станциях. Эти оценки являются базовыми для валидации реанализов и спутниковых данных в части воспроизведения режимов увлажнения. Для анализа пространственного распределения характеристик осадков в Европе использовались данные массива ECA&D. Анализ осадков в России базируется на станциях Росгидромета. Анализ характеристик осадков в Германии проводился по данным Немецкого Метеорологического агентства (DWD), имеющих очень высокое пространственное разрешение. На всех картах показаны значения характеристик осадков для конкретных станций. Пространственная интерполяция и построение сеточных массивов не использовались, так как эти процедуры вносят большие неопределенности для районов с низкой плотностью станций, что связано с большой пространственной кластеризацией полей осадков. Для всех приведенных ниже результатов значимыми считались осадки, превышающие значение 1 мм/день. Это пороговое значение использовалось для исключения из расчетов слабых осадков, измерения которых имеют очень большие инструментальные погрешности.

3.1. БАЗОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСАДКОВ

3.1.1. Суммы и средние количества осадков

На рис. 3.1 показано пространственное распределение среднего количества осадков в Европе и Европейской части России по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг.. Зимой (рис. 3.1а) среднее количество осадков уменьшается с запада на восток, характеризуя увеличение континентальности климата. Также наблюдается широтная изменчивость осадков – уменьшение количества осадков с севера на юг. Однако широтная изменчивость более четко выражена летом (рис. 3.1б). Максимальное количество осадков наблюдается на западном побережье Скандинавии и составляет более 4 мм/день. В центральной части Скандинавии количество осадков резко уменьшается до 1.5-2.0 мм/день, что связано с влиянием Скандинавских гор, расположенных на пути перемещения Атлантических циклонов, приносящих большое количество влаги. В Западной Европе наибольшее количество осадков выпадает в Альпах (более 4 мм/день). В Центральной Европе среднее количество осадков меняется от 2.5-3.0 мм/день в Нидерландах до 1.5-2.0 мм/день в Германии и Франции. Европейская часть России значительно суше, чем Западная Европа. Здесь средние значения

осадков составляют 1.0-1.5 мм/день. Летом (рис. 3.1б) среднее количество осадков в Западной Европе и на Европейской части России существенно увеличивается по сравнению с зимним периодом и составляет в среднем 2.0-3.5 мм/день. Это связано с увеличением количества мощных конвективных осадков, возникающих в результате прогрева подстилающей поверхности. В летний период на юге Европы осадков становится значительно меньше при средних значениях менее 1.5 мм/день.

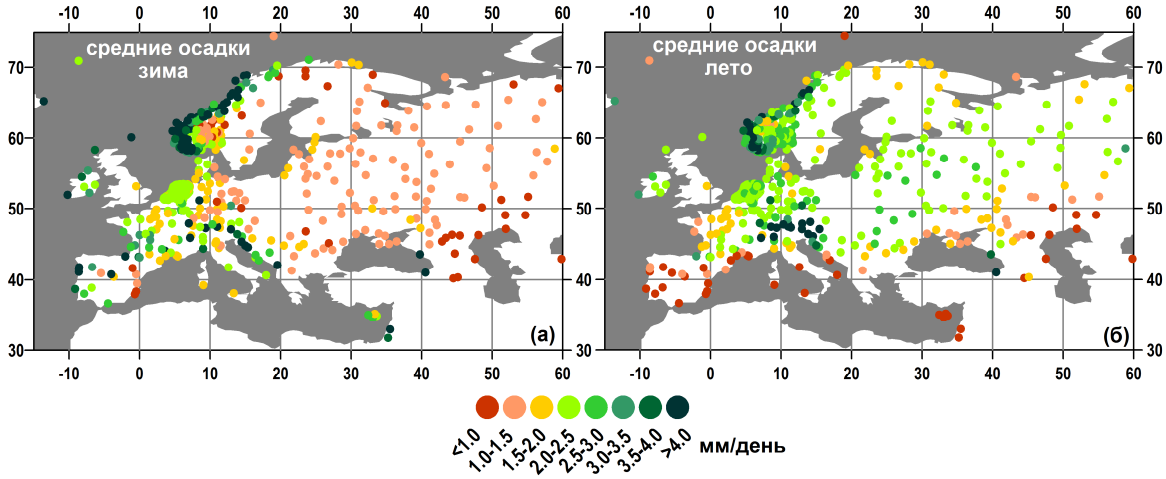


Рисунок 3.1. Пространственное распределение среднего количества осадков по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (мм/день)

На рис. 3.1 хорошо видны эффекты пространственной неоднородности распределения станций наблюдений. Уверенные выводы о характеристиках осадков можно делать лишь для тех районов, где плотность станций достаточно велика. Часть стран открывают для исследователей лишь малую долю имеющихся у них станций. Для ряда стран Европы (например, Польша) информация об осадках практически отсутствует. На рис. 3.2 показаны статистические характеристики средних осадков для Германии по данным DWD. Очень высокая плотность станций позволяет провести более детальный анализ пространственной изменчивости характеристик осадков для этого района, что невозможно сделать по описанным выше данным ECA&D. Зимой (рис. 3.2а) на территории Германии наблюдается очень сильная пространственная изменчивость средних значений осадков. Максимальное количество осадков (более 4 мм/день) наблюдается в районах с холмистым и горным рельефом (предгорья Альп и *Siebengebirge* в западной части Германии). Восточные районы Германии значительно суше, чем западные области. Так, среднее количество осадков зимой составляет здесь 1.0-1.5 мм/день, тогда как в западных областях – 1.5-2.5 мм/день. Летом (рис. 3.2б) общее количество осадков увеличивается и региональные различия существенно сглаживаются. Причиной увеличения летних осадков, так же как и для Европы в целом, является увеличение доли интенсивных конвективных осадков. На юге Германии летом средние осадки составляют более 4 мм/день.

Также как и в зимний период, летом восточные районы являются наиболее сухими. Среднее количество осадков здесь составляет 1.5-2.0 мм/день. В центральных районах Германии среднее количество осадков летом увеличивается до 2.0-4.0 мм/день.

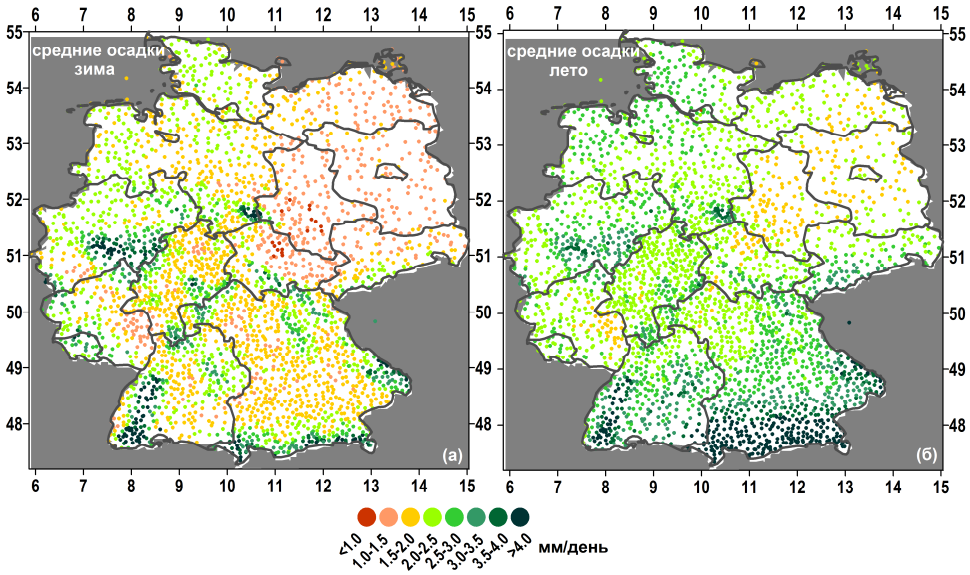


Рисунок 3.2. Пространственное распределение среднего количества осадков в Германии по данным DWD за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (мм/день)

На рис. 3.3 представлено пространственное распределение среднего количества осадков в России по данным Росгидромета за период с 1966 по 2012 гг.. Так как большая часть территории России находится в континентальном типе климата, то среднее количество осадков здесь немного меньше, чем в Европе. Зимой (рис. 3.3а) наблюдается четко выраженное уменьшение осадков с запада на восток. Максимальное количество осадков наблюдается в районе Кавказских гор (более 2.5 мм/день), минимальное количество осадков выпадает в южных частях Сибирского и Дальневосточного федеральных округов (0.4-0.6 мм/день). На Сахалине и Камчатке количество осадков увеличивается до 2.0-2.5 мм/день, что связано с влиянием муссонной деятельности. В центральной части России среднее количество осадков зимой составляет 1.0-2.0 мм/день. Летом (рис. 3.3б) меридиональные различия в суммарных осадках существенно сглажены из-за выпадения большого количества осадков конвективного типа. Общее количество осадков увеличивается повсеместно до 2.0-2.5 мм/день. В центральной части России проявляется широтная зональность с небольшим уменьшением количества осадков с севера на юг. В восточной части России наблюдается противоположная тенденция – осадки в южной части Сибирского и Дальневосточного округов выше, чем на севере. Это связано с влиянием летнего муссона, наблюдающегося в этих районах.

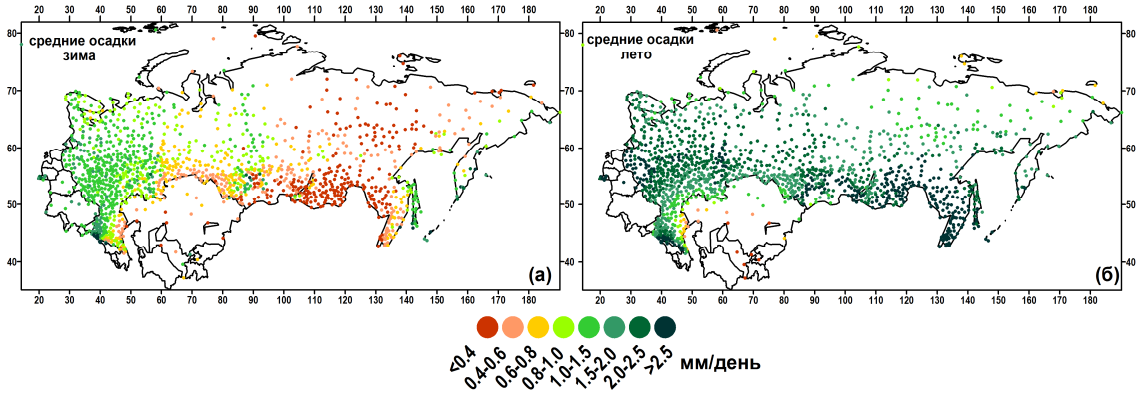


Рисунок 3.3. Пространственное распределение среднего количества осадков в России по данным Росгидромета за период с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) (мм/день)

3.1.2. Число дней с осадками

Следующей важной характеристикой режима осадков является так называемое количество влажных дней, или дней, когда наблюдались осадки. Это количество рассчитывалось в процентах, по отношению к общему числу дней, когда производились наблюдения.

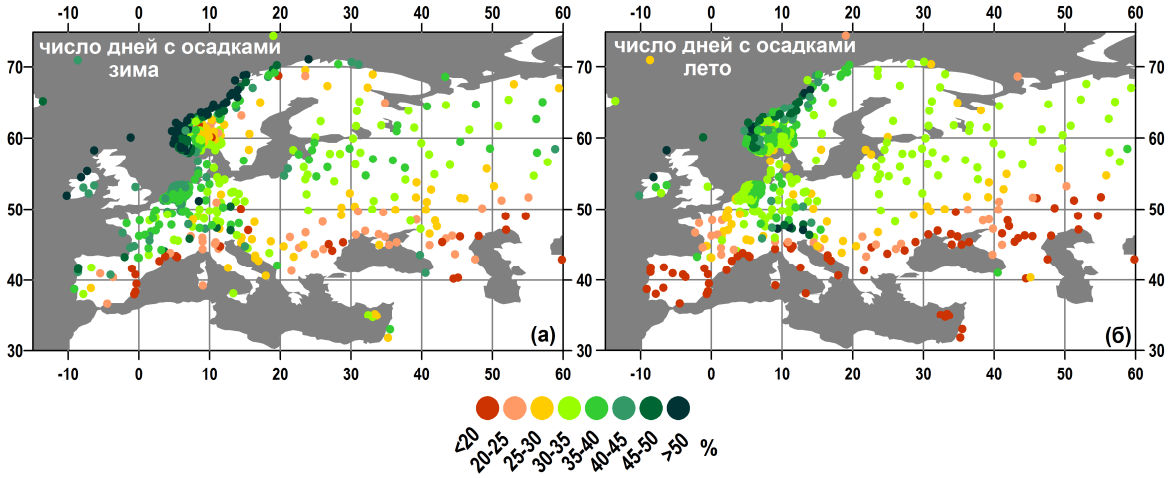


Рисунок 3.4. Пространственное распределение среднего числа дней с осадками по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

На рис. 3.4 показано относительное число дней с осадками в Европе. Поскольку зимой осадки в основном связаны с прохождением циклонических систем, максимальное число дней с осадками (более 50%) наблюдается в западной части Скандинавии на подветренных склонах Скандинавских гор. При этом в восточной части Скандинавии число влажных дней резко уменьшается до 20-30%. В центральной Западной Европе в среднем дожди выпадают в 35-45% случаев, при этом на юге число дней с осадками уменьшается до 20%. Летом общее количество дней с осадками несколько уменьшается по отношению к зиме, так как уменьшается доля

продолжительных фронтальных осадков, часто образующих периоды длительностью до нескольких дней (см. раздел 3.2.3.2), и возрастает роль короткопериодных конвективных осадков. В летний сезон уменьшение числа дней с осадками с севера на юг выражено очень четко: максимальное количество влажных дней наблюдается по прежнему в Скандинавии – 45-50%, а минимальное на юге Европы – менее 20%. В центральной западной Европе число дней с осадками уменьшается до 20-25%.

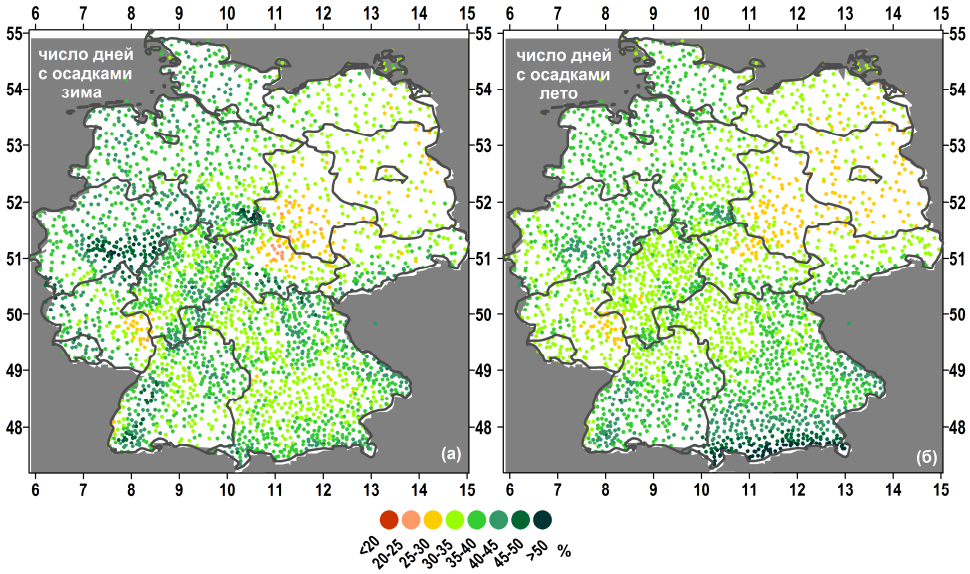


Рисунок 3.5. Пространственное распределение среднего числа дней с осадками в Германии по данным DWD за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

На рис. 3.5 показано пространственное распределение числа влажных дней в Германии. Зимой (рис. 3.5а) среднее число дней с осадками составляет 30-50%. Хорошо прослеживается уменьшение числа дней с осадками в восточном направлении. В восточной части Германии наблюдается 20-30% дней с осадками. Локальные максимумы числа влажных дней связаны с орографией. Летом (рис. 3.5б), в целом, наблюдается уменьшение числа дней с осадками до 25-40%. При этом на юге Германии в районе Альп число дней с осадками увеличивается и составляет более 50%.

На рис. 3.6 показано среднее число влажных дней для территории России. Хорошо видны различия в сезонном ходе относительного числа дней с осадками в западной и восточной частях России. В западной России зимой (рис. 3.6а) среднее число влажных дней составляет 35-45%. Летом (рис. 3.6б), как и для всей территории Европы, число дней с осадками уменьшается до 25-35%. В восточной части России наблюдаются противоположные изменения. Зимой, в среднем, количество дней с осадками составляет 10-15%, тогда как летом количество влажных дней существенно увеличивается до 25-40%. Это связано с сильной континентальностью климата восточных районов. Зимой здесь образуется Сибирский антициклон и сюда проникает

относительно малое количество циклонов. Летом Сибирский антициклон разрушается и в эти районы достаточно часто попадают циклоны с севера. Кроме того, большая доля дней с осадками связана с конвективными процессами. В южных районах Дальневосточного федерального округа большое влияние на увеличение числа дней с осадками оказывает муссон.

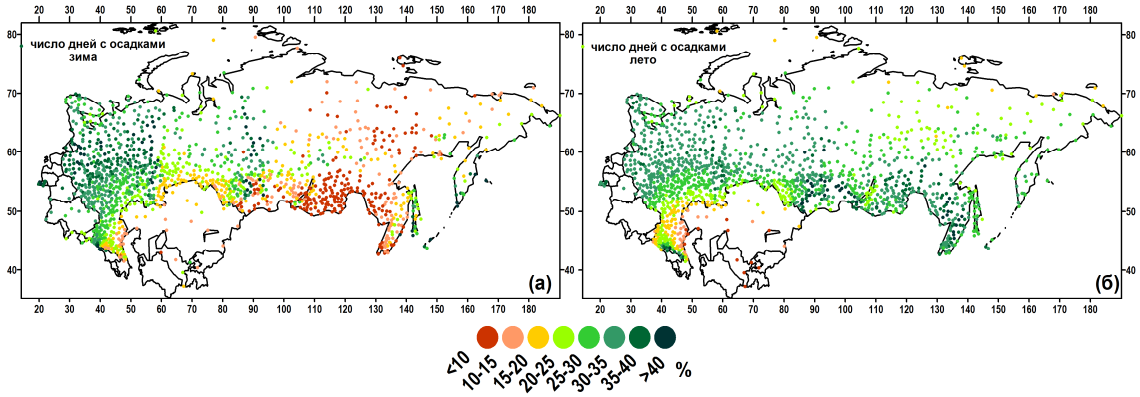


Рисунок 3.6. Пространственное распределение среднего числа дней с осадками в России по данным Росгидромета за период с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

3.1.3. Интенсивность осадков

Интенсивность (формула 2.1) является очень важной характеристикой осадков, дающей грубое представление об их экстремальности. Интенсивность – это отношение суммарных осадков к числу дней, за которое они выпали. Сильная интенсивность осадков в равной степени может быть связана, как с высоким значением суммарных осадков выпадавших в течение достаточно длительного времени, так и с относительно небольшими суммарными осадками, но выпавшими быстро.

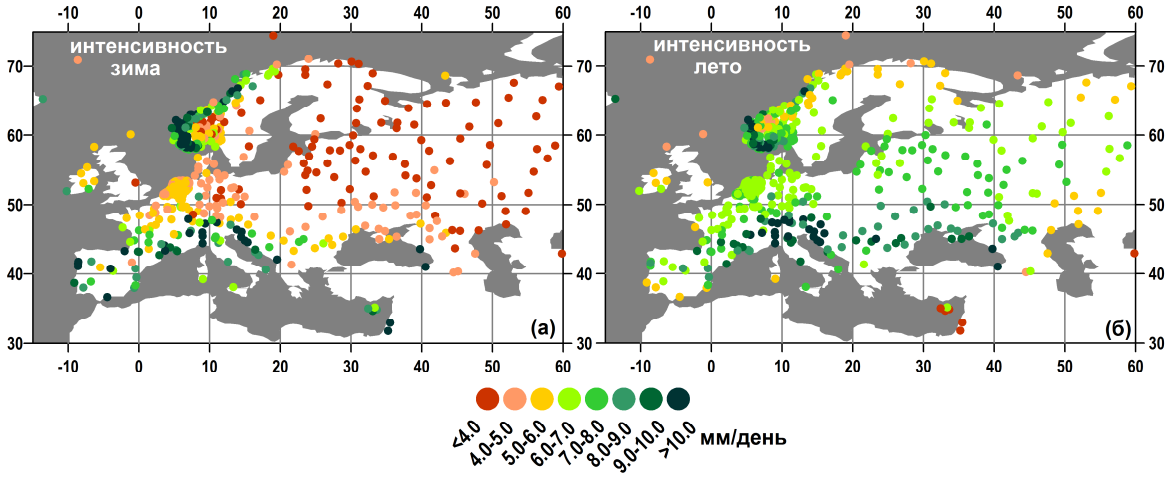


Рисунок 3.7. Пространственное распределение средней интенсивности осадков по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

На рис. 3.7 показана средняя интенсивность осадков в Европе. Зимой (рис. 3.7а) четко видны широтный и меридиональный градиенты пространственного распределения интенсивности. Максимальная интенсивность осадков зимой наблюдается на западном побережье Скандинавии (более 10 мм/день), что связано с очень сильными часто выпадающими дождями в этом районе. Также высокая интенсивность осадков наблюдается в Испании и Португалии (9-10 мм/день). Это связано с влиянием Средиземноморских циклонов, активно проникающих в эти районы зимой. Ещё один район с высокой интенсивностью осадков располагается в Альпах. В западной Европе средняя интенсивность осадков зимой составляет 4-6 мм/день. На Европейской части России интенсивность осадков значительно меньше – менее 4 мм/день.

Летом (рис. 3.7б) интенсивность существенно увеличивается. Это связано, в первую очередь, с выпадением быстрых, но мощных конвективных осадков. При этом региональные различия в пространственном распределении интенсивности существенно сглаживаются. В среднем в западной Европе интенсивность осадков составляет 6-7 мм/день. Максимальная интенсивность наблюдается в районе Альп (более 10 мм/день). В Испании и Португалии интенсивность осадков также велика – 6-9 мм/день. Это связано с выпадением редких, но мощных конвективных ливней. На Европейской территории России интенсивность также увеличивается по сравнению с зимним периодом до 6-8 мм/день. Качественно пространственное распределение интенсивности и средних осадков похожи на б*о*льшей части территории Европы, однако есть много районов, где они сильно различаются. Так как при расчете интенсивности учитывается также число дней с осадками, то наибольшие различия между средними осадками и интенсивностью наблюдаются в тех районах, где относительно малое число дней с осадками при малом количестве осадков или относительно большое число дней с осадками при среднем количестве осадков, может менять пространственное распределение интенсивности по сравнению с пространственным распределением средних осадков. К таким регионам относятся южные районы Европы центральная часть России.

На рис. 3.8 более детально показаны региональные характеристики средней интенсивности осадков в Германии. Зимой (рис. 3.8а) наблюдается четко выраженная пространственная изменчивость интенсивности, в целом, повторяющая пространственное распределение средних осадков. Максимумы интенсивности (9-10 мм/день) связаны с орографическими особенностями местности. В восточной части Германии наблюдается относительно низкая интенсивность осадков (4-5 мм/день), которая несколько возрастает в западной части Германии до 4-7 мм/день. Летом (рис. 3.8б) интенсивность существенно увеличивается до 7-12 мм/день. Региональные различия в интенсивности осадков между

восточной и западной частями Германии сглаживаются. Очень сильно по сравнению с зимой увеличивается интенсивность осадков в Альпах (более 10 мм/день).

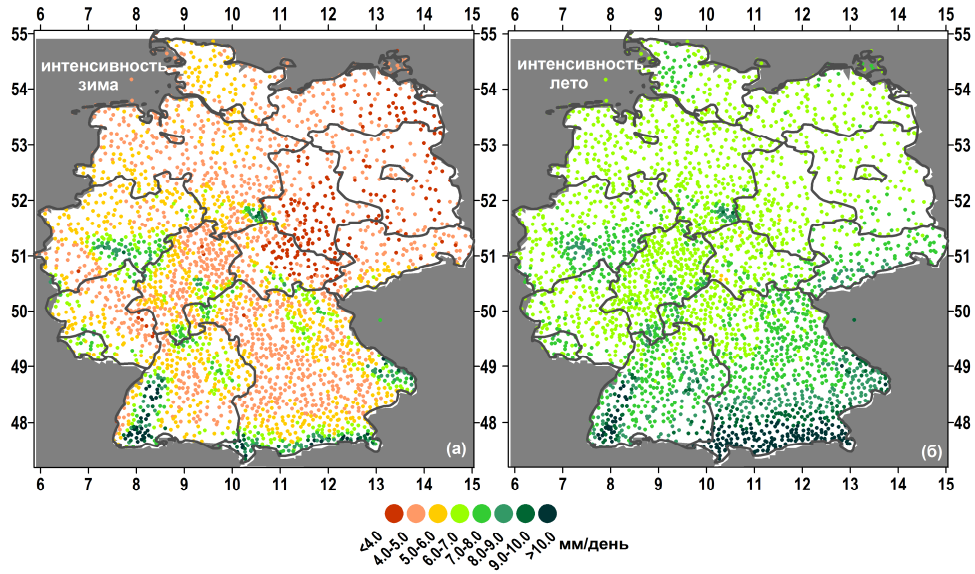


Рисунок 3.8. Пространственное распределение средней интенсивности осадков в Германии по данным DWD за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

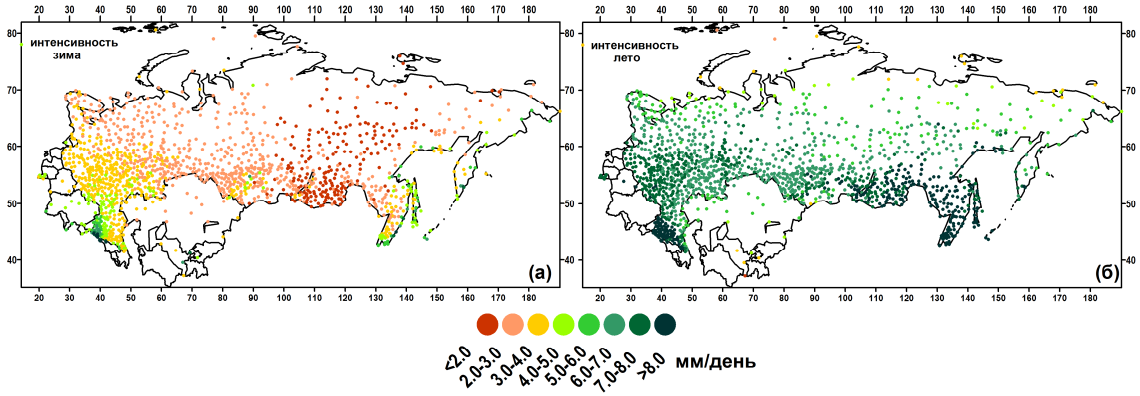


Рисунок 3.9. Пространственное распределение средней интенсивности осадков в России по данным Росгидромета за период с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

На рис. 3.9 показана средняя интенсивность осадков в России. Зимой (рис. 3.9а) интенсивность осадков в России существенно ниже, чем в Европе и составляет в среднем 2-5 мм/день. Именно интенсивность осадков позволяет уверенно выделять регионы с разным режимом осадков зимой. Максимальная интенсивность наблюдается в Северо-Кавказском федеральном округе (7-8 мм/день), а также на Сахалине и Камчатке. В Центральном и Приволжском федеральных округах интенсивность осадков составляет 3-4 мм/день. С продвижением на восток интенсивность осадков уменьшается, составляя в Сибири и на большей части Дальнего Востока менее 2 мм/день. Летом (рис. 3.9б) интенсивность осадков повсеместно существенно увеличивается и в среднем составляет 7 и более мм/день.

Максимальные значения интенсивности осадков наблюдаются на Кавказе и в южной части Дальневосточного округа (более 8 мм/день). В центральной части России интенсивность осадков составляет 6-8 мм/день.

3.2. СТАТИСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И ОЦЕНИВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ОСАДКОВ

Теперь мы переходим от рассмотрения базовых характеристик средних осадков (суммы, числа дней с осадками и интенсивности) к анализу закономерностей пространственного распределения характеристик экстремальных осадков, которые оценивались в соответствии с методами, разработанными в Главе 2. Нами будут последовательно рассмотрены характеристик абсолютной и относительной экстремальности, а также продолжительности периодов с осадками и соответствующие интенсивности.

3.2.1. Характеристики абсолютной экстремальности осадков

На рис. 3.10 показано пространственное распределение значений абсолютных экстремальных осадков в мм/день для Европы, определенных как значения R95, превышающие 95-й процентиль распределения (то есть значения 5% повторяемости), полученные на основе аппроксимации распределения суточных сумм осадков гамма-распределением за период с 1950 по 2009 гг.. Следует отметить, что во многих работах [например, *Groisman et al., 1999*] величины R95 рассматриваются, как «сильные осадки», а к экстремальным относятся величины R99 и даже R99.9. Вероятно для решения инженерных задач (частично это обсуждалось в Главе 2) это может быть принципиально, однако для анализа климатических закономерностей это не столь принципиально, поскольку в рамках большинства экстремальных распределений величины в области хвостовых частей достаточно хорошо скоррелированы друг с другом, как во времени, так и в пространстве. Тем не менее, в конце раздела мы приведем численные характеристики осадков, соответствующих высоким процентилям для отдельных станций. Отметим также, что в качестве альтернативных характеристик абсолютной экстремальности часто используются так называемые возвратные значения (то есть значения, встречающиеся один раз в определенное количество лет, например 20 или 100) и возвратные периоды (то есть время ожидания данного экстремального значения). Эти характеристики весьма информативны в инженерных задачах, однако не имеют большого смысла в климатологическом анализе, поскольку прикладное значение возвратных периодов достаточно неопределенно для осадков, которые влияют на очень широкий спектр элементов инфраструктуры и использование,

например, 20-летнего возвратного периода (важного, скажем, для затопления определенного процента площади территории) неприменимо для локальных элементов инфраструктуры, находящихся на той же территории. Возвратные значения и периоды, рассчитываются как:

$$P_p = \left(1 - \frac{1}{\tau(R_p)}\right), \tag{3.1}$$

где P_p – оценка плотности вероятности для возвратного значения суточных осадков R_p и времени ожидания события τ, выраженной количеством лет (сезонов, месяцев). Например, для 100-летнего возвратного значения суточных осадков, соответствующий процентиль составит

$$1 - \frac{1}{365 \times 100} = 0.99997$$

Еще одной важной проблемой является использование только тех дней, когда выпадали осадки, или всех дней для оценивания экстремальных осадков. Классическое определение абсолютной экстремальности [например, *Groisman et al., 1999*] основано на использовании только влажных дней. Однако недавно *Schaer et al., (2016)* предложили производить оценки по отношению ко всем дням (то есть фактически исключить из рассмотрения количество влажных дней. Этот подход ведет к упрощению вычислительной процедуры, однако существенно затрудняет последующую интерпретацию результатов, поскольку приводит, например, к одинаковым оценкам экстремальных осадков при различном числе влажных дней. В нашей работе мы использовали классический подход [*Groisman et al., 1999*].

В целом пространственное распределение абсолютных значений экстремальных осадков качественно повторяет распределение средних значений осадков, отражая климатические особенности местности и рельеф. Это фундаментальное свойство экстремальных осадков, оцениваемых с помощью гамма-распределения (или других распределений), поскольку величины экстремальных осадков тесно скоррелированы с параметром масштаба, в значительной степени определяющим среднее в таких распределениях. Зимой (рис. 3.10а) наблюдается существенное уменьшение значений экстремальных осадков с запада на восток, отражая увеличение степени континентальности климата. Максимальные значений экстремальных осадков наблюдаются на Пиренейском полуострове, на западной побережье

Скандинавии, в Альпах и на восточном побережье Адриатического моря (более 22 мм/день). При продвижении на восток значения экстремальных осадков существенно уменьшаются до 8-10 мм/день на европейской территории России. В центральной части западной Европы значения экстремальных осадков составляют, в среднем, 12-19 мм/день. Летом (рис. 3.10б) повсеместно экстремальные осадки существенно увеличиваются, что связано с преобладанием мощных конвективных дождей. Пространственные градиенты сглаживаются и, в среднем, абсолютные значения экстремальных осадков составляют 16-20 мм/день. Максимальные значения R95 наблюдаются в южной части Европы и европейской части России и достигают более 26 мм/день. Самые слабые экстремальные осадки выпадают на севере Скандинавского полуострова и в центральной части Скандинавии (12-14 мм/день), что связано с малой долей конвективных осадков в этих районах летом, из-за слабого термического прогрева подстилающей поверхности.

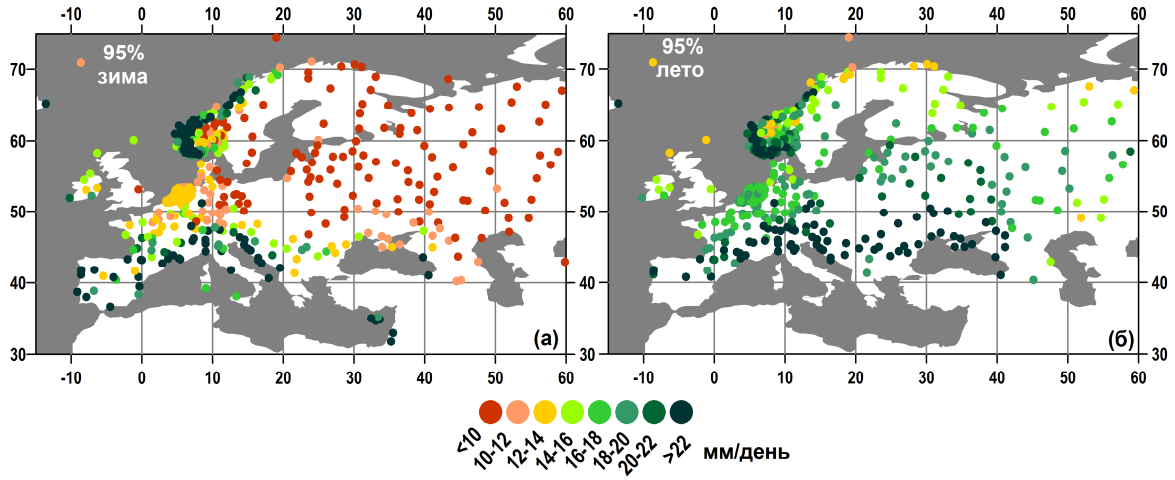


Рисунок 3.10. Пространственное распределение абсолютных экстремальных значений осадков по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (мм/день)

На рис. 3.11 показано региональные характеристики абсолютных экстремальных значений осадков для Германии по данным высокоразрешающей сети станций. Как и для Европы в целом, их пространственное распределение очень близко к распределению интенсивности, при этом орографические особенности местности выделяются более четко. Максимальные значения экстремальных осадков зимой (рис. 3.11а) связаны с особенностями рельефа (более 22 мм/день). При этом даже относительно невысокие горы (*Siebengebirge*, расположенные в западной части Германии имеют максимальную высоту 460 м) способствуют увеличению локальных значений экстремальных осадков. В восточной и северной Германии значения экстремальных осадков минимальны и составляют 8-14 мм/день. Летом (рис. 3.11б) абсолютные значения экстремальных осадков сильно возрастают. Максимально сильные экстремальные осадки выпадают в южной части Германии (более 22 мм/день). В восточных и

северных районах Германии экстремальные осадки увеличиваются намного сильнее, чем в центральной части (до 22 мм/день). В среднем разница между летними и зимними экстремальными осадками на востоке составляет более 10 мм, а в центральной Германии лишь 6-7 мм/день.

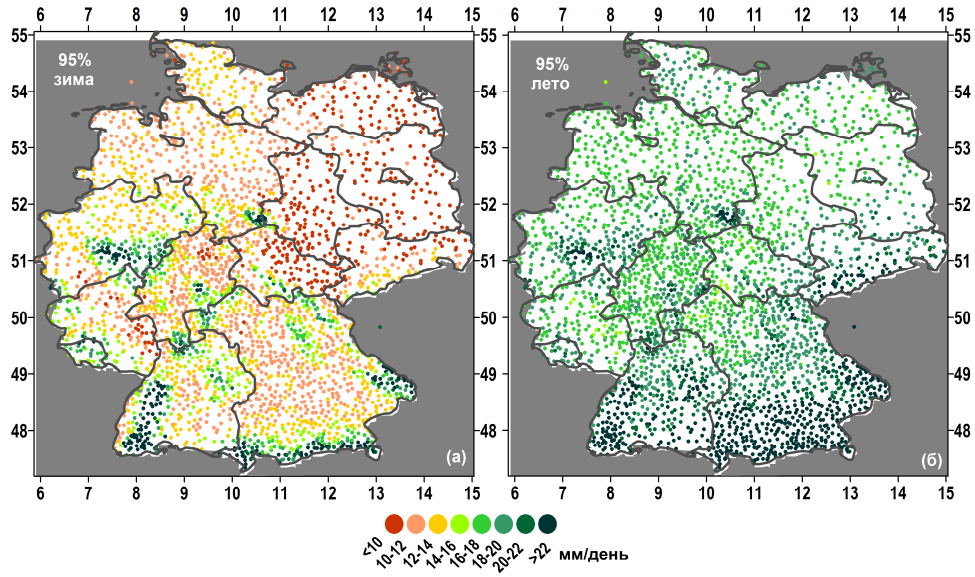


Рисунок 3.11. Пространственное распределение абсолютных экстремальных значений осадков в Германии по данным DWD за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (мм/день)

На рис. 3.11 показано региональные характеристики абсолютных экстремальных значений осадков для Германии по данным высокоразрешающей сети станций. Как и для Европы в целом, их пространственное распределение очень близко к распределению интенсивности, при этом орографические особенности местности выделяются более четко. Максимальные значения экстремальных осадков зимой (рис. 3.11а) связаны с особенностями рельефа (более 22 мм/день). При этом даже относительно невысокие горы (*Siebengebirge*, расположенные в западной части Германии имеют максимальную высоту 460 м) способствуют увеличению локальных значений экстремальных осадков. В восточной и северной Германии значения экстремальных осадков минимальны и составляют 8-14 мм/день. Летом (рис. 3.11б) абсолютные значения экстремальных осадков сильно возрастают. Максимально сильные экстремальные осадки выпадают в южной части Германии (более 22 мм/день). В восточных и северных районах Германии экстремальные осадки увеличиваются намного сильнее, чем в центральной части (до 22 мм/день). В среднем разница между летними и зимними экстремальными осадками на востоке составляет более 10 мм, а в центральной Германии лишь 6-7 мм/день.

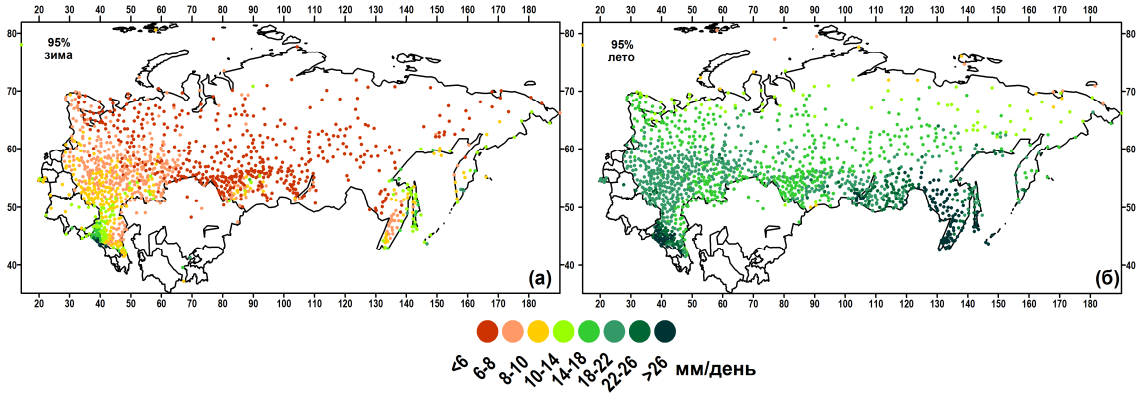


Рисунок 3.12. Пространственное распределение абсолютных экстремальных осадков в России по данным Росгидромета за период с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) (мм/день)

В заключение приведем характеристики экстремальных осадков, соответствующих более высоким процентилям для отдельных станций, расположенных в разных климатических зонах (рис. 3.13). Это позволит получить представление о возможной интенсивности осадков редкой и очень редкой повторяемости в сравнении с рассматриваемыми здесь величинами R95.

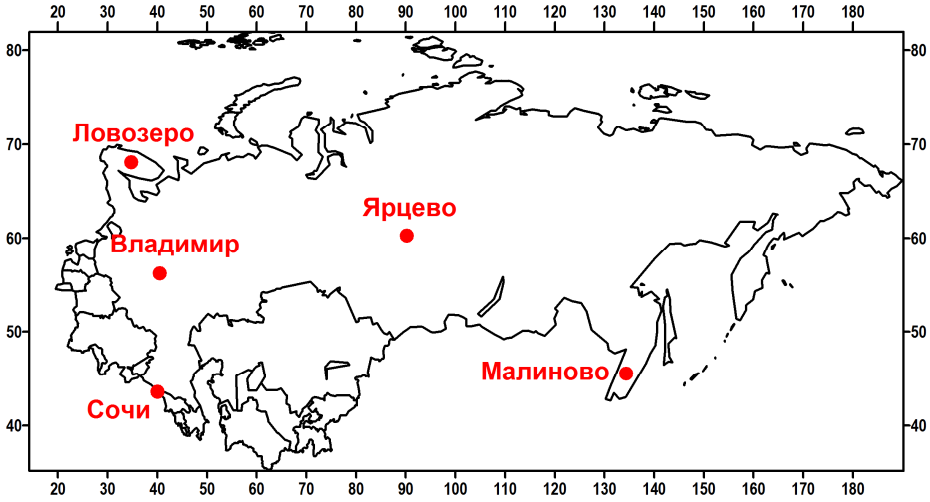


Рисунок 3.13. Местоположение станций, для которых приведены значения абсолютных экстремальных осадков в таблице 3.1

Из табл. 3.1 хорошо видно, как возрастают значения возможных экстремальных осадков при увеличении процентиля. На станции Сочи можно ожидать самых сильных экстремальных осадков, из всех выбранных станций, что связано с особенностями циркуляции и орографии в этом районе. Летом осадки, соответствующие самому большому процентилю (99.99%), составляют 156.4 мм/день, что более чем в 3 раза превышает значение летних осадков, соответствующих 95%. Для станции Ловозеро, расположенной на севере России, осадки, соответствующие 99.99% в 2.8 раз превышают осадки 95% обеспеченности. Это соотношение

сохраняется для всех станций в летний период. Зимой осадки 99.99% обеспеченности, примерно, в два раза превышают осадки 95% повторяемости.

Таблица 3.1. Значения абсолютных экстремальных осадков (мм), соответствующих разным процентилям гамма-распределения, для разных станций за период с 1966 по 2012 гг.

	R95		R99		R99.9		R99.99	
	зима	лето	зима	лето	зима	Лето	зима	лето
Ловозеро	5.586	16.328	7.487	24.108	10.039	35.047	12.485	45.866
Владимир	8.042	18.703	11.045	27.749	15.128	40.500	19.074	53.131
Сочи	32.029	48.544	47.988	76.195	70.574	116.178	90.005	156.411
Ярцево	5.118	18.063	6.708	26.557	8.819	38.483	10.824	50.269
Малиново	7.376	28.483	10.224	43.230	14.121	64.230	17.907	85.167

3.2.2. Характеристики относительной экстремальности осадков

В разделе 2.3 было показано, что оценивание относительной экстремальности не менее важно, чем абсолютной, поскольку позволяет выявить структурные изменения осадков и оценить роль процессов, приводящих к возникновению локальных экстремальных величин безотносительно к абсолютным экстремальным величинам осадков.

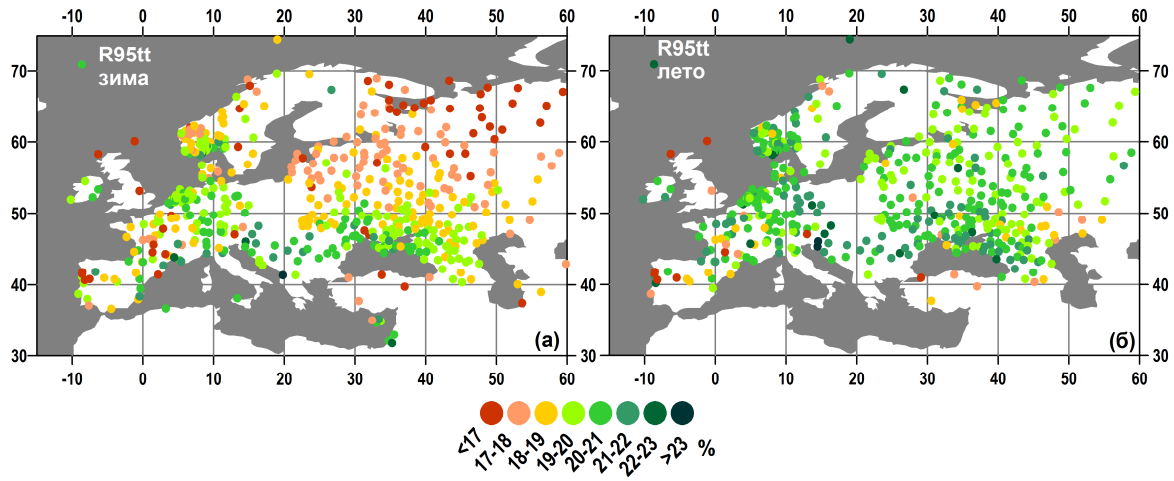


Рисунок 3.14. Пространственное распределение индекса *R95tt* по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

На рис. 3.14 показано распределение значений индекса *R95tt* (введенного в Главе 2), характеризующего относительную экстремальность осадков в Европе. Значения этого индекса показывают вклад 5% наиболее влажных дней в суммарное количество выпавших осадков, полученное на основе аппроксимации суточных данных осадков РЧВ. Зимой (рис. 3.14а) значения *R95tt* изменяются от 15-17% на севере европейской части России до 23% в южных

районах Европы. В отличие от абсолютных значений экстремальных осадков (рис. 3.10) пространственное распределение индекса *R95tt* не так сильно привязано к особенностям рельефа, что связано с тем, что эта характеристика нормирована на общее количество осадков. Так, в Скандинавии, где наблюдаются максимальные значения абсолютных экстремальных осадков, значения индекса относительной экстремальности невелики (17-20%). Аналогично в Испании и Португалии значения индекса *R95tt* составляют лишь 17-20%. Это объясняется относительно равномерным распределением осадков по времени. Абсолютные значения осадков здесь, будучи весьма значительными, относительно равномерно распределены во времени без ярко выраженных экстремумов, как результат значения относительной экстремальности в этих районах невелики. Летом (рис. 3.14б) значения индекса *R95tt* повсеместно увеличиваются и его пространственное распределение становится более однородным. В среднем по территории Европы значения *R95tt* составляют 19-23%. Увеличение значений этого индекса летом свидетельствует об усилении неоднородности рядов осадков, что связано с ростом доли сильных конвективных осадков в общем их количестве.

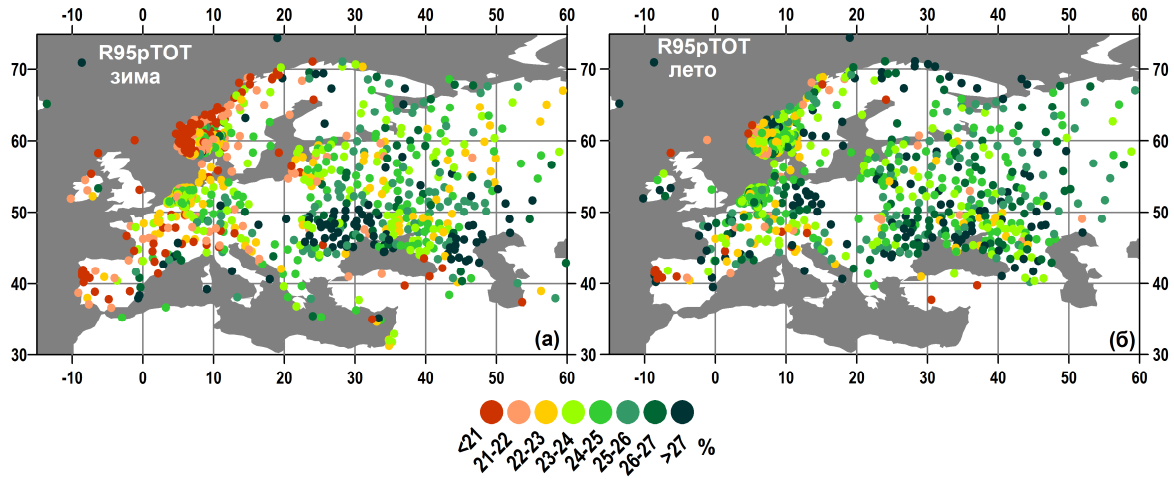


Рисунок 3.15. Пространственное распределение индекса *R95pTOT* по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

На рис. 3.15 показано пространственное распределение традиционного индекса *R95pTOT*, рассчитанного по формуле (2.6) без аппроксимации данных с помощью РЧВ. Значения этого индекса и его пространственное распределение сильно отличается от индекса *R95tt*. На рис. 3.16 показаны разницы между индексами *R95pTOT* и *R95tt*. В целом значения *R95pTOT* повсеместно выше, чем *R95tt*. Зимой (рис. 3.14а и 3.15а) наблюдается ярко выраженные пространственные различия. Значения разниц между индексами (рис. 3.16а) максимальны на европейской части России и превышают 10%. Это связано, в первую очередь, с влиянием на оценку *R95pTOT* большого количества пропусков в измерениях для этого района и, как результат, завышения вклада 5% самых влажных дней в общее количество осадков.

Разности в Европе значительно ниже и составляют 2-6%. В целом зимой индекс *R95pTOT* показывает более слабую относительную экстремальность в Скандинавии и более сильную относительную экстремальность осадков на европейской территории России, чем *R95tt*. Летом (рис. 3.16б) пространственное распределение разниц между двумя индексами более однородно, чем зимой и составляет, в среднем, 2-8%. Качественно распределение *R95pTOT* хорошо совпадает с распределением *R95tt*, однако количественные различия весьма существенны.

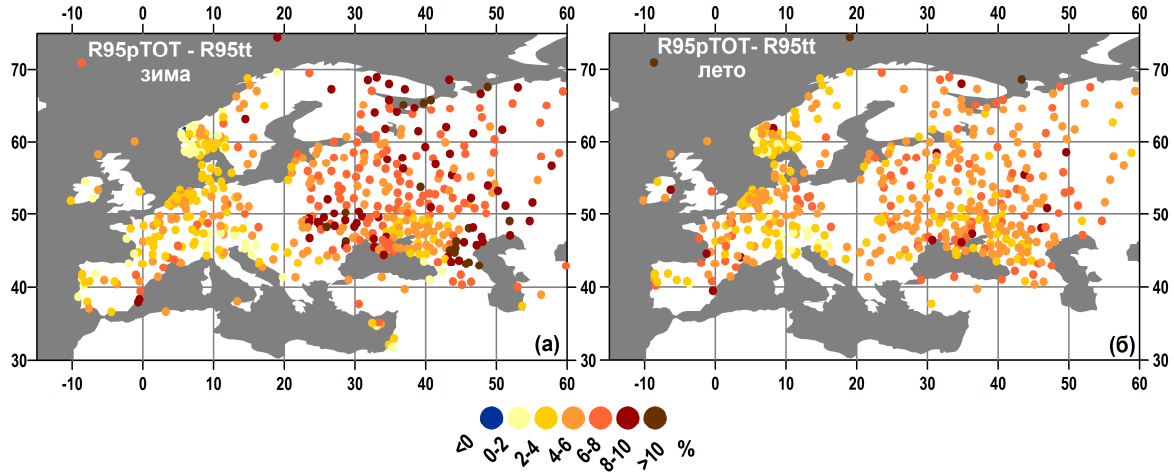


Рисунок 3.16. Пространственное распределение разностей между индексами *R95pTOT* и *R95tt* по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

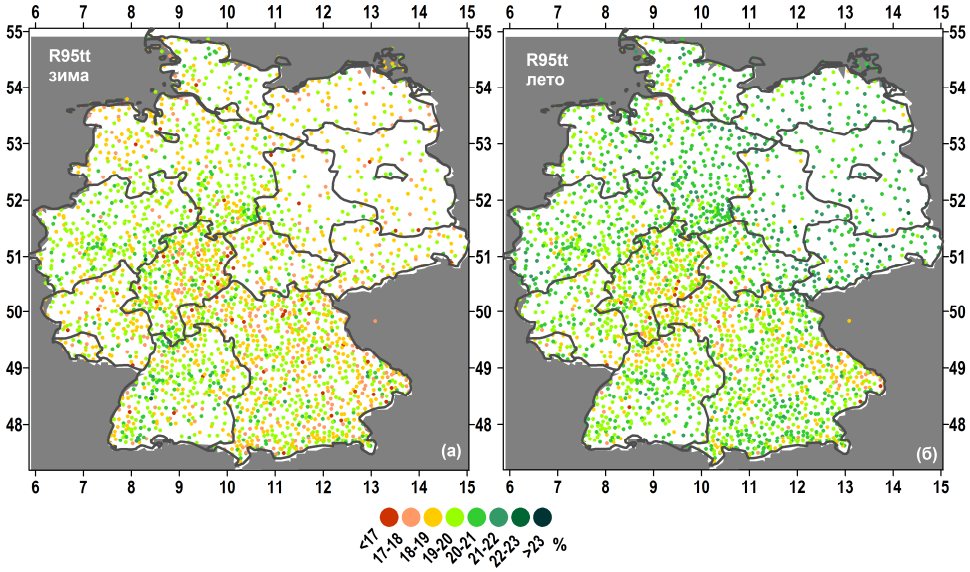


Рисунок 3.17. Пространственное распределение индекса *R95tt* в Германии по данным DWD за период с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

На рис. 3.17 показано пространственное распределение индекса *R95tt* в Германии. Сезонные различия здесь выражены слабо. В среднем *R95tt* изменяется от 17 до 23%. Минимальные значения *R95tt* наблюдаются в центральном и юго-восточном районах Германии

в течение всего года. Летом (рис. 3.17б) в восточной Германии значения индекса *R95tt* немного больше, чем на остальной территории и составляют 21-23%.

На рис. 3.18 показаны поля индекса *R95tt* для России. Здесь, в отличие от Германии, наблюдаются очень существенные сезонные различия. На рис. 3.18а показано распределение *R95tt* зимой. Максимальная относительная экстремальность наблюдается на юге России и в прибрежных районах муссонного климата (21-22%). Самая низкая относительная экстремальность наблюдается в восточных районах России (менее 16%). В Центральной России средняя относительная экстремальность осадков составляет 17-19%. Такое пространственное распределение значений относительной экстремальности связано с ярко выраженным увеличением континентальности климата с запада на восток. Неоднородность во времени выпадения осадков, что в значительной степени отражает этот индекс, намного выше в южных районах, находящихся зимой под влиянием Средиземноморских циклонов, чем в Сибири, где в это время года господствует Сибирский антициклон и осадки выпадают относительно редко и в малых количествах. Летом (рис. 3.18б) относительная экстремальность осадков повсеместно существенно увеличивается до 21-23% и пространственная картина становится более сглаженной. Относительно высокие летние значения индекса *R95tt* (23-25%) наблюдаются в Северо-Кавказском и на юге Дальневосточного федеральных округов.

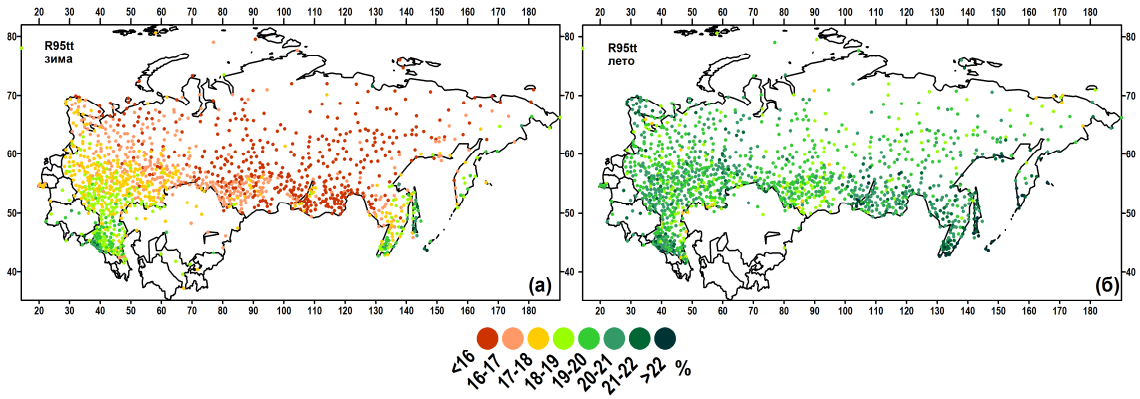


Рисунок 3.18. Пространственное распределение индекса *R95tt* в России по данным Росгидромета за период с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) (%)

3.2.3. Характеристики временной структуры осадков

Характеристики временной структуры осадков, то есть организации осадков в периоды с осадками и без осадков, являются ключевыми не только для описания режимов увлажнения, но и для связи осадков с наводнениями и засухами. Однако, эти характеристики, в отличие от традиционных характеристик осадков, практически не анализируются. К характеристикам временной структуры осадков относятся: длительность периодов с осадками и без осадков, количество влажных и сухих периодов за определенный промежуток времени (в данном случае

за периоды с октября по март – холодное полугодие и с апреля по сентябрь – теплое полугодие), а также интенсивность осадков в течение дождливых периодов.

3.2.3.1. Аппроксимация длительности влажных и сухих периодов усеченным геометрическим распределением (УГР) и соответствующим распределением частичного вклада (ЧУГР) и оценивание экстремально коротких и экстремально длинных периодов с осадками

В практических приложениях анализа временной структуры осадков, связанных с оценкой рисков возникновения наводнений и засух, очень часто необходимо знать длительность очень длинных периодов с осадками и без них для разных сезонов. Так как количество периодов в сезонных рядах невелико и часто не позволяет провести статистически обоснованный анализ распределений их длительности, то необходимо аппроксимировать длину периодов с осадками и без них с помощью теоретического распределения. Для аппроксимации статистического распределения длины периодов с осадками и без них нами было использовано усеченное геометрическое распределение (УГР), подробно описанное в главе 2.

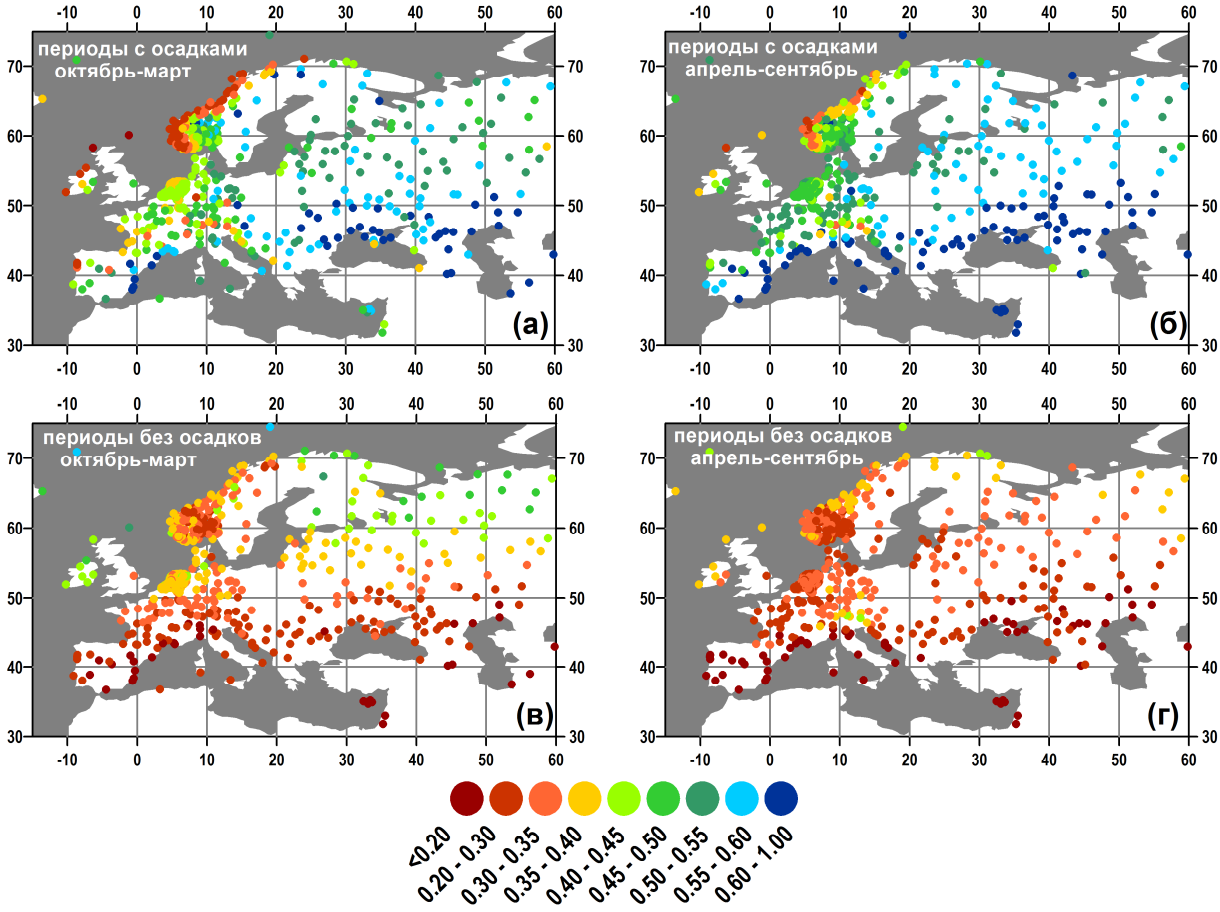


Рисунок 3.19. Пространственное распределение процентилей (доли единицы) УГР для влажных (а,б) и сухих (в,г) периодов, продолжительностью 1 день зимой (а,в) и летом (г,д) по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг.

На рис. 3.19 показано пространственное распределение процентилей (в долях единицы), полученных из УГР для влажных и сухих периодов длительностью 1 день. Эти значения показывают вероятность повторяемости однодневных влажных и сухих периодов, или оценки процентиля УГР, соответствующего однодневным влажным или сухим периодам. Самая высокая вероятность однодневных периодов с осадками (более 60%) наблюдается на юге Европы и на южных границах Европейской части России с максимальными значениями в летний сезон (рис. 3.19б). В центре Западной Европы повторяемость периодов с осадками продолжительностью 1 день составляет 30-45% зимой и 40-50% летом. Самая низкая повторяемость очень коротких периодов с осадками наблюдается на Атлантическом побережье Скандинавии, где значения процентиля УГР меньше 20% зимой и 20-40% летом. Повторяемость однодневных сухих периодов (рис. 3.19в,г) значительно ниже, чем влажных. Самая высокая повторяемость однодневных периодов без осадков наблюдается на севере Европы и в Скандинавии (40-45% зимой и 30-40% летом). Повторяемость коротких сухих периодов существенно уменьшается с севера на юг и в южных районах Европы составляет лишь 10-20%.

На рис. 3.20 показано пространственное распределение длительности очень длинных влажных и сухих периодов, соответствующих 95-му процентилю из УГР. Максимальная продолжительность таких влажных периодов наблюдается на Атлантическом побережье Скандинавии и составляет более 12 дней зимой (рис. 3.20а) и 9-10 дней летом (рис. 3.20б). В центральной части Западной Европы значения 95-го процентиля уменьшаются до 5-7 дней, а в южных районах Европы и на востоке Европейской части России до 3-4 дней. В этих районах значения 5% наиболее длительных сухих периодов (рис. 3.20в,г) превышают 12 дней. В северной Европе значения 95-го процентиля УГР для сухих периодов уменьшаются до 4-6 дней зимой (рис. 3.20в) и 6-8 дней летом (рис. 3.20г).

На рис. 3.21 показаны разницы между значениями 95-го процентиля для влажных периодов, полученных по УГР и по эмпирическому распределению. Разницы относительно не велики и для большинства станций не превышают 5% от значений длительности периодов с осадками. Аналогичные результаты были получены для длительности сухих периодов (рис. не показан). Интересно отметить, что оценки, полученные по эмпирическим данным, имеют тенденцию несколько завышать значения, полученные по УГР для относительно длинных периодов и занижать для относительно коротких периодов. Однако, при расчете высоких процентилей для длительности влажных и сухих периодов на оценки, полученные с использование эмпирического распределения, сильно влияет недостаточное количество периодов в рядах данных.

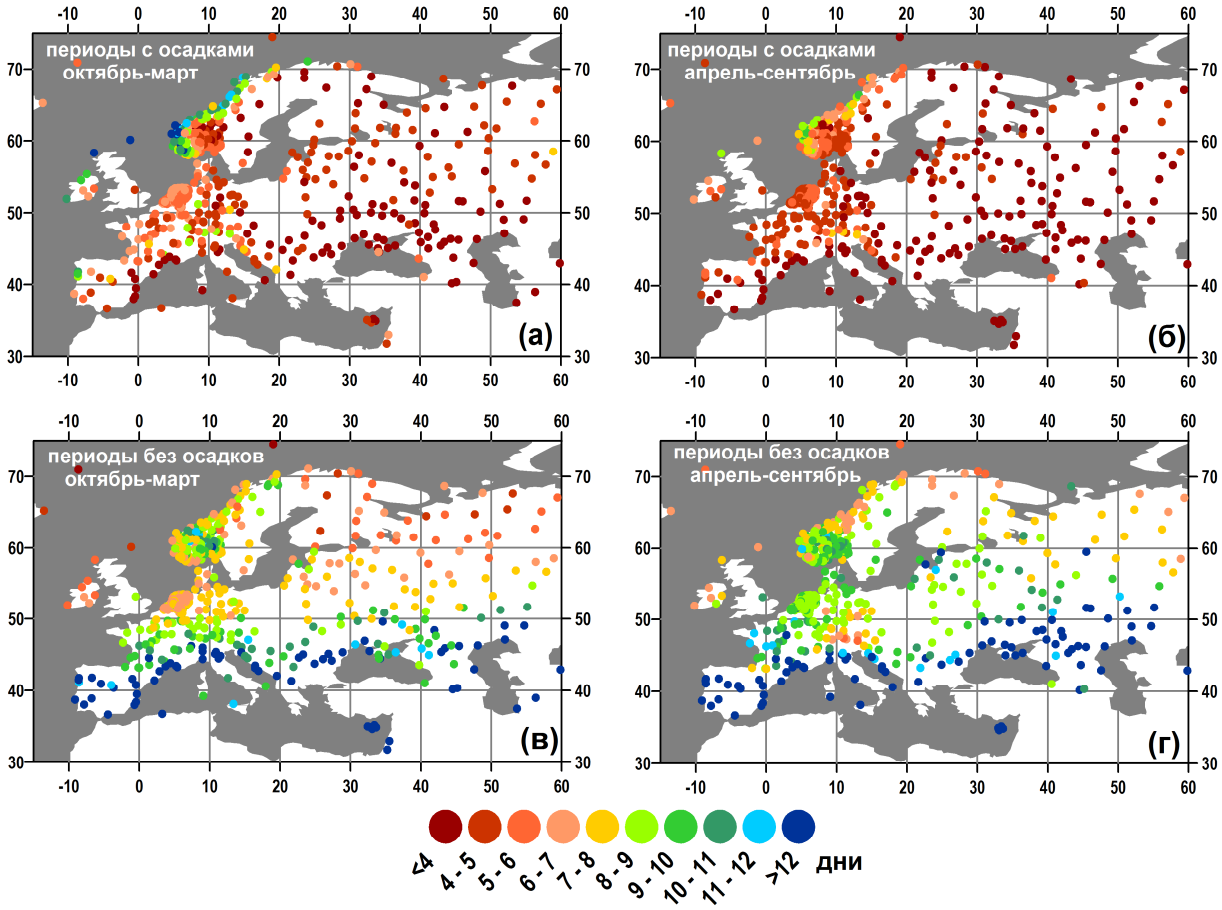


Рисунок 3.20. Пространственное распределение длительности (дни) влажных (а,б) и сухих (в,г) периодов, соответствующих 95-му процентилю из УГР зимой (а,в) и летом (г,д) по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг.

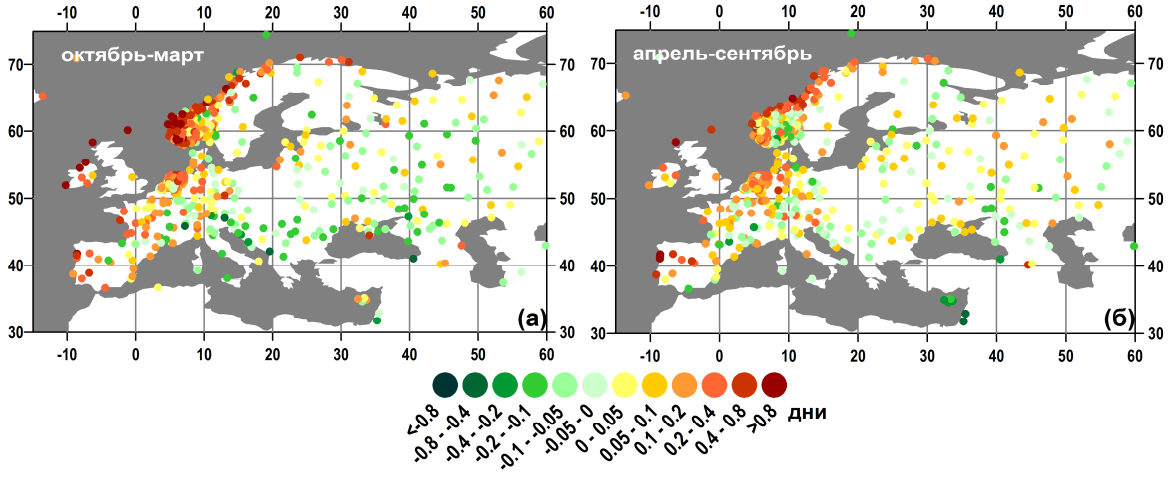


Рисунок 3.21. Разницы в длительности периодов с осадками, полученных как значения 95-го процентиля из УГР и из эмпирического распределения зимой (а) и летом (б) по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг.

Очень важной характеристикой временной структуры осадков является вклад очень длинных влажных и сухих периодов в общее количество дней с осадками и без них. Эта

характеристика является своего рода аналогом индекса относительно экстремальности, только в данном случае анализируется количество дней, а не суммарные осадки и данная характеристика показывает насколько экстремальной была продолжительность влажных или сухих периодов. Такая оценка может быть получена с использованием Частичного Усеченного Геометрического распределения (ЧУГР), предложенного нами в Главе 2.

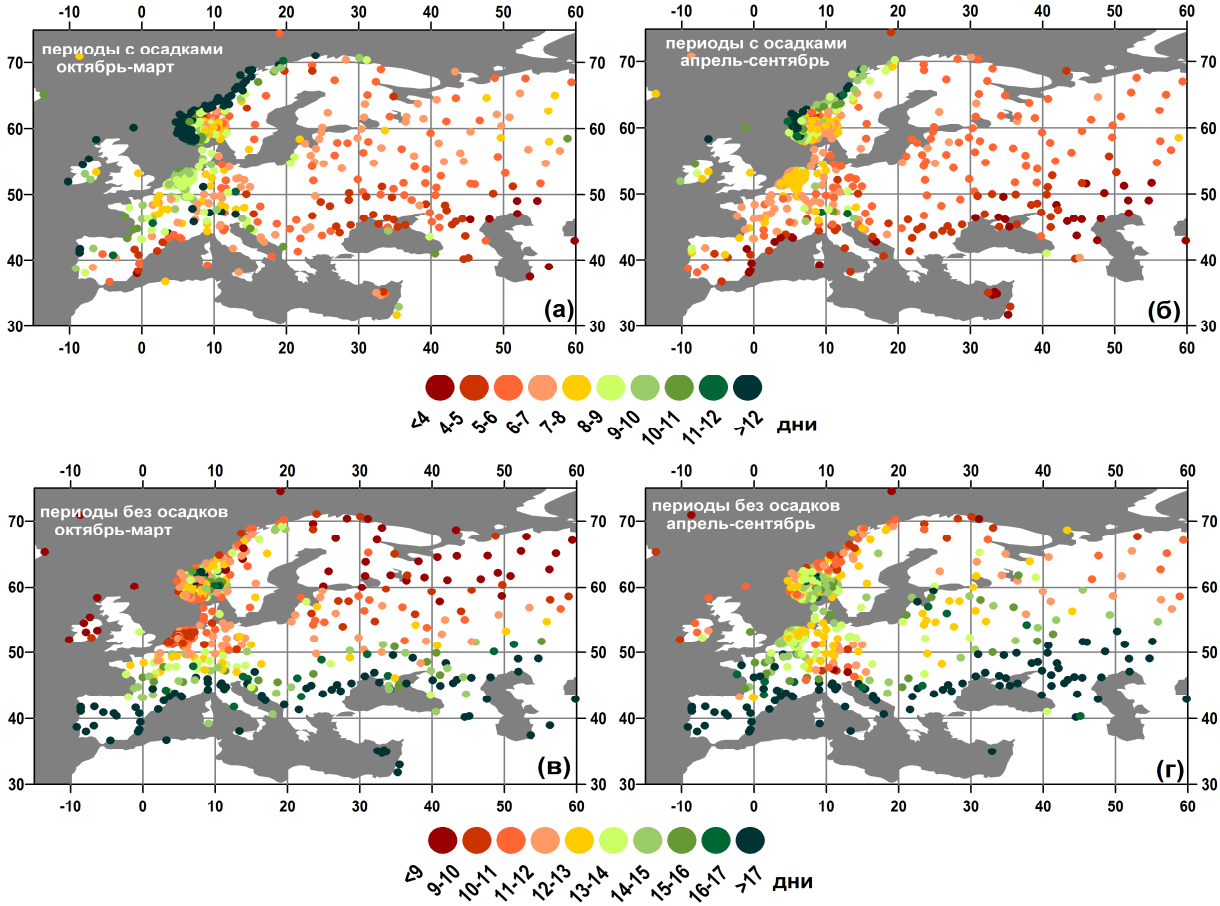


Рисунок 3.22. Пространственное распределение длительности (дни) влажных (а,б) и сухих (в,г) периодов, составляющих 95% от общего количества влажных и сухих дней, полученных из ЧУГР зимой (а,в) и летом(б,г) по данным ECA&D за период с 1950 по 2009 гг.

На рис. 3.22 показано пространственное распределение длительности влажных и сухих периодов, соответствующей 95-му процентилю из ЧУГР. Несмотря на то, что поля длин периодов на рис. 3.22 качественно похожи на пространственное распределение длин периодов, соответствующих 95-му процентилю из УГР (рис. 3.20), количественно они очень разные. Зимой (рис. 3.22а) в Скандинавии и Великобритании 95% всех влажных дней формируется периодами с длительностью около 20 дней (максимальная длина составляет 22 дня) в то время как значения 95-го процентиля, полученного по УГР, составляет лишь 14 дней. В Нидерландах и северной части континентальной Европы 95% влажных дней формируются периодами длительностью до 9 дней зимой и до 8 дней летом. В северной Европе 95% сухих дней

формируется за счет периодов без осадков, длительностью до 9 дней зимой (рис. 3.22в) и до 10-12 дней летом (рис. 3.22г). В южной части Европы длительность сухих периодов, обеспечивающих 95% сухих дней, увеличивается до, более чем, 20 дней.

3.2.3.2. Длительность периодов с осадками (влажных периодов)

На рис. 3.23 показаны характеристики повторяемости периодов с осадками разной длительности в целом для Европы для всего года, полученные на основе анализа данных ECA&D за период с 1950 по 2009 гг.. Наиболее часто (в 50% случаев) наблюдаются периоды с осадками, продолжительностью 1 день. В 20% случаев осадки имеют продолжительность более 4 дней. Длинные периоды с осадками, продолжительностью более 10 дней, наблюдаются редко (3.5% случаев). Такие длительные периоды наблюдаются на западном побережье Скандинавии. Синим цветом на рис. 3.23 показана доля от общего числа дней с осадками в периодах разной длительности, соответствующая УГРЧ. Наибольший вклад (55%) вносят периоды 1-2 дневной продолжительности. На периоды с продолжительностью более 4 дней приходится 37% общего количества дождливых дней.

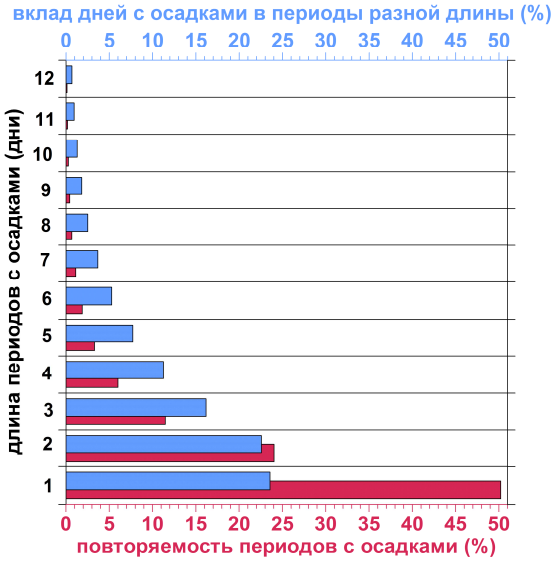


Рисунок 3.23. Повторяемость периодов с осадками разной длины (красным) и доли дней с осадками в разных по длительности дождливых периодах (синим) для Европы по данным ECA&D с 1950 по 2009 гг. для годовых данных

На рис. 3.24 показано пространственное распределение длительности дождливых периодов в Европе. В период с октября по март (рис. 3.24а) периоды с осадками, в целом, длиннее, чем в теплое полугодие (рис. 3.24б). Это связано с преобладанием в холодное полугодие осадков фронтального типа, характеризующихся бо́льшей продолжительностью. Конвективные осадки, играющие значительную роль в процессах осадкоформирования в теплое

полугодие, будучи более мощными по интенсивности, выпадают в течение относительно коротких периодов. Наибольшая продолжительность дождливых периодов наблюдается на западном побережье Скандинавии (более 5 дней зимой и 3.5-5.0 дней летом). К востоку от Скандинавских гор режим увлажнения полностью меняется и средняя продолжительность периодов с осадками здесь составляет лишь 1.5-2.5 дня. В центральной Европе в холодное полугодие продолжительность влажных периодов в среднем составляет 2.5-3.5 дней. Летом она уменьшается до 1.5-2.5 дней. На юге Франции и Испании длительность периодов с осадками одна из самых низких для территории Европы и составляет около 2 дней зимой и ~1 день летом. На Европейской территории России дождливые периоды очень короткие – 1.5-2.0 дня и их длительность мало меняется по сезонам.

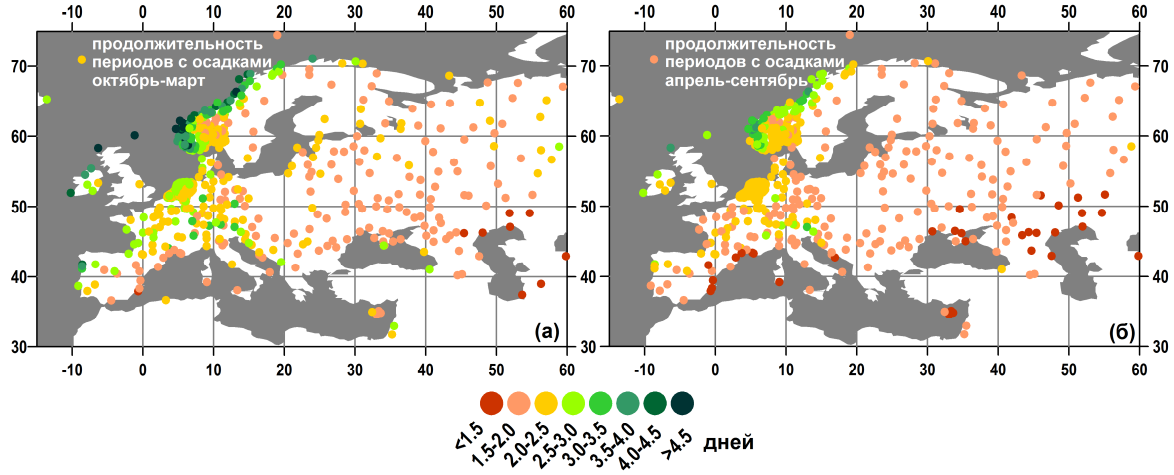


Рисунок 3.24. Пространственное распределение продолжительности периодов с осадками по данным ECA&D с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (дни)

На рис. 3.25 показано региональное распределение продолжительности дождливых периодов для территории Германии. Сезонные различия здесь видны очень четко. Зимой (рис. 3.25а) максимально длинные влажные периоды (более 3 дней) связаны с орографическими особенностями местности и, в целом, совпадают с пространственным распределением интенсивности и абсолютных значений экстремальных осадков. Традиционно восточная часть Германии более сухая, чем западная и продолжительность периодов с осадками здесь составляет 1.8-2.0 дня. В среднем длительность дождливых периодов зимой – 2.0-2.6 дней. Летом (рис. 3.25б) периоды с осадками значительно укорачиваются до 1.5-2.4 дней. В восточной Германии средняя продолжительность дождливых периодов составляет менее 1.5 дней. Максимальная длительность периодов с осадками наблюдается на западе Германии в районе *Siebengebirgen*, на юго-западе и в предгорьях Альп (2.8-3.0 дня).

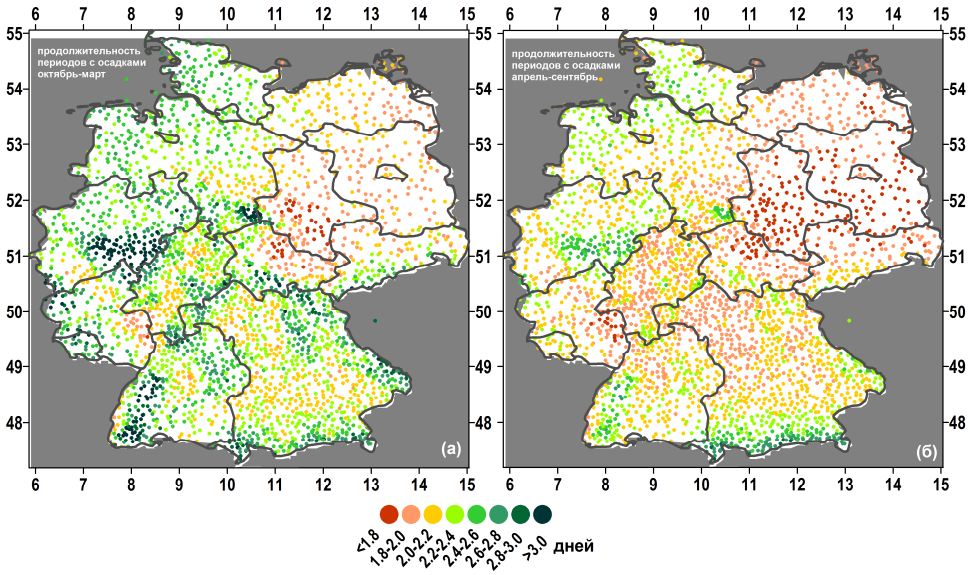


Рисунок 3.25. Пространственное распределение продолжительности периодов с осадками в Германии по данным DWD с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (дни)

На рис. 3.26 показано пространственное распределение продолжительности дождливых периодов для России. Увеличение континентальности климата с запада на восток сопровождается уменьшением длительности периодов с осадками. Особенно хорошо это видно зимой (рис. 3.26а). Средняя продолжительность влажных периодов в центральных районах России составляет 2.0-2.4 дня. К востоку от Уральских гор продолжительность периодов с осадками уменьшается до 1.2-1.8 дней. Минимальная длина дождливых периодов наблюдается в Забайкальском крае и республике Бурятия. Это связано с орографическими и циркуляционными особенностями этого района. Горный рельеф препятствует проникновению сюда воздушных масс с севера, которые при ослаблении Сибирского антициклона могут достичь этих мест. Как и на территории Германии, на склонах гор, расположенных на пути перемещения влажных воздушных масс с Атлантики, продолжительность периодов с осадками увеличивается (Уральские горы) и составляет более 2.4 дней. В Центральной России средняя продолжительность дождливых периодов составляет 1.8-2.4 дня. В теплое полугодие (рис. 3.26б) длительность периодов с осадками в центральной России уменьшается, а в восточных районах увеличивается по отношению к холодному полугодию. Так, средняя длина влажных периодов в Центральной России составляет 1.8-2.2 дня, а в восточной части России – 1.6-2.2 дня. Это связано с тем, что в Центральных районах большую роль летом играют кратковременные конвективные осадки, а на востоке, после разрушения Сибирского антициклона, воздушные массы с севера и с Тихого океана начинают проникать в эти районы. Также большую роль играет интенсификация Дальневосточного муссона. С этим также связано увеличение длительности дождливых периодов в Забайкалье до 1.6-1.8 дней.

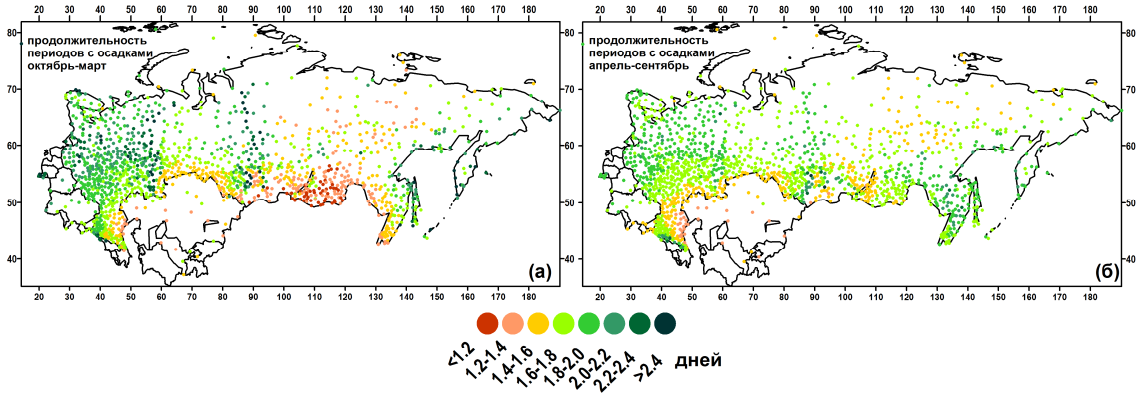


Рисунок 3.26. Пространственное распределение продолжительности периодов с осадками в России по данным Росгидромета с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) (дни)

3.2.3.3. Длительность периодов без осадков (сухих периодов)

Характеристики периодов, когда осадков не наблюдалось, также являются очень важными. Если длительное выпадение осадков может привести к возникновению наводнений, то длительные бездождевые периоды могут способствовать возникновению засух, и маловодий, которые также являются экстремальными гидрометеорологическими явлениями. На рис. 3.27 показана средняя продолжительность периодов без осадков в Европе. В целом, продолжительность сухих периодов длиннее, чем продолжительность периодов с осадками на 1.0-1.5 дня. Географическое распределение сухих периодов имеет ярко выраженную зональность – на севере они короче, а на юге – длиннее. Зимой сухие периоды, в целом, немного короче, чем зимой. В холодное полугодие (рис. 3.27а) самые длинные засушливые периоды наблюдаются на юге Европы и европейской части России – более 6 дней. Самые короткие периоды без осадков наблюдаются на севере России и Скандинавии, а также в Великобритании (продолжительность менее 2.5 дней). При этом в Великобритании длительность периодов с дождями достаточно велика (4.5-5.0 дней) и является одной из самых продолжительных в Европе, что связано с сильным влиянием Атлантических циклонов, приносящих сюда затяжные дожди. Однако, на севере России длительность влажных периодов также не велика – 1.5-2.0 дня. Такой режим осадков на севере России (короткие дождливые периоды, сменяющиеся короткими периодами без осадков) характеризует частую смену погоды, связанную с переменным влиянием влажных Атлантических воздушных масс и сухих воздушных масс из района Сибирского антициклона. В Центральной Европе средняя продолжительность сухих периодов составляет 3.0-3.5 дня. В теплое полугодие (рис. 3.27б) длительность периодов без осадков увеличивается. В центральной Европе она составляет в среднем 3.0-4.5 дня. Максимальная длительность сухих периодов по-прежнему наблюдается на

юге (более 6 дней). В Великобритании и на севере России и Скандинавии средняя продолжительность сухих периодов увеличивается до 3.5-4.5 дней.

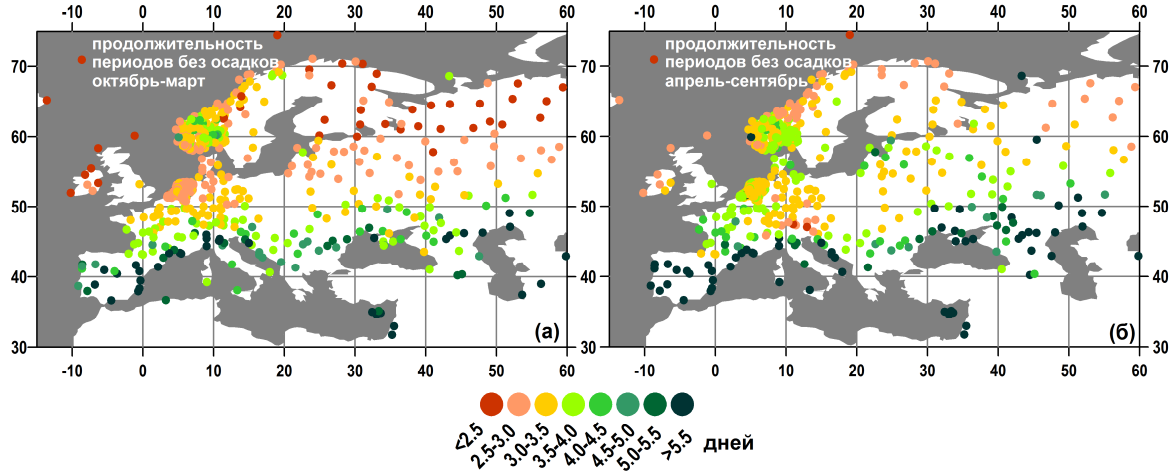


Рисунок 3.27. Пространственное распределение продолжительности периодов без осадков по данным ECA&D с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (дни)

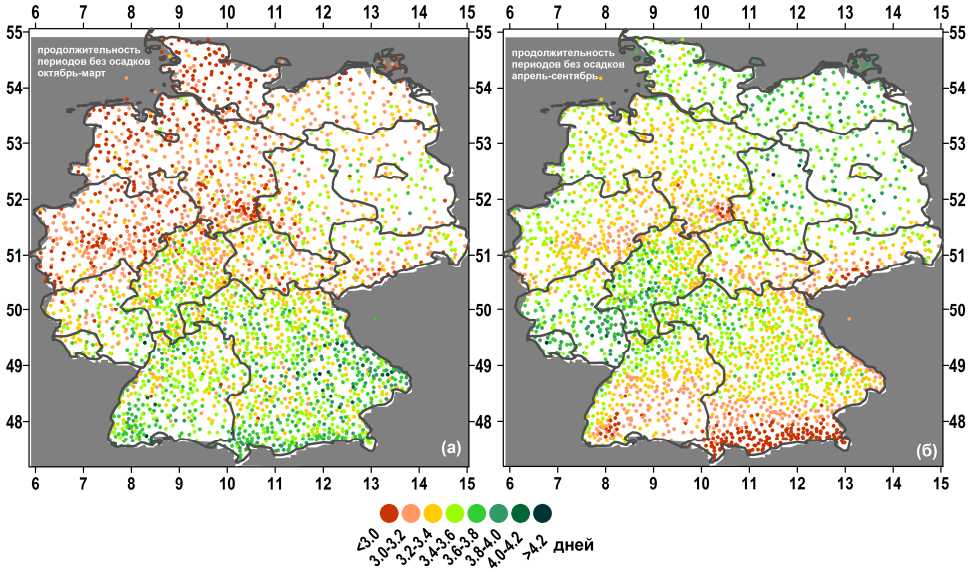


Рисунок 3.28. Пространственное распределение продолжительности периодов без осадков в Германии по данным DWD с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (дни)

На рис. 3.28 показано пространственное распределение продолжительности периодов без осадков в Германии. В холодное полугодие (рис. 3.28а), так же как и для всей Европы, наблюдается четкая зональность в распределении длительности сухих периодов. Максимальная длительность сухих периодов (3.6-4.0 дня) наблюдается в южных районах Германии. Самые короткие периоды без осадков наблюдаются на севере – продолжительность менее 3 дней. Это связано с сильным влиянием циклонов, приходящих с Балтийского и Северного морей. В восточной части Германии, характеризующейся относительно малым количеством осадков

зимой, длительность сухих периодов относительно невелика (по сравнению с южной частью) и составляет 3.0-3.4 дня. В теплое полугодие (рис. 3.28б) пространственное распределение длительности сухих периодов сильно отличается от холодного полугодия. На юге в районе Немецких Альп длина периодов без осадков значительно сокращается (менее 3 дней). Это связано с увеличением количества осадков в этих районах летом из-за сезонного усиления конвекции и влияния Средиземноморских циклонов. На севере длина сухих периодов значительно увеличивается по сравнению с зимним сезоном до 3.4-3.8 дней. Также существенно увеличивается длина сухих периодов на востоке Германии до 3.8-4.2 дней. Максимальная длина периодов без осадков наблюдается на западе Германии (4.0-4.2 дня).

На рис. 3.29 показана длительность периодов без осадков для России. Для всех сезонов наблюдается очень четкая зонально-широтная структура пространственного распределения длины сухих периодов. В холодное полугодие на европейской части России и в Сибирском федеральном округе длина сухих периодов растет с севера на юг. Минимальная длина периодов без осадков наблюдается на севере и в северной части Центрального федерального округа (примерно до 55°с.ш.) и в центральных районах Сибирского федерального округа (менее 2.5 дней). Максимальная продолжительность сухих периодов наблюдается на юге России (более 4 дней). В Дальневосточном федеральном округе периоды без осадков наиболее длинные в течение всего года (более 4 дней). При этом в летнее полугодие (рис. 3.29б) в Приморском и Хабаровском краях длина сухих периодов существенно уменьшается до 2.8-3.0 дней. Это связано с влиянием муссонной циркуляции и увеличением количества продолжительных дождей. В целом летом длительность сухих периодов значительно больше. В северных и центральных районах России она составляет 3.0-3.6 дней, а на юге увеличивается до более чем 5 дней. Лишь в Мурманской области периоды без осадков по-прежнему короткие (менее 2.6 дней). Это связано с большим количеством Атлантических циклонов, приносящих сюда осадки в течение всего года.

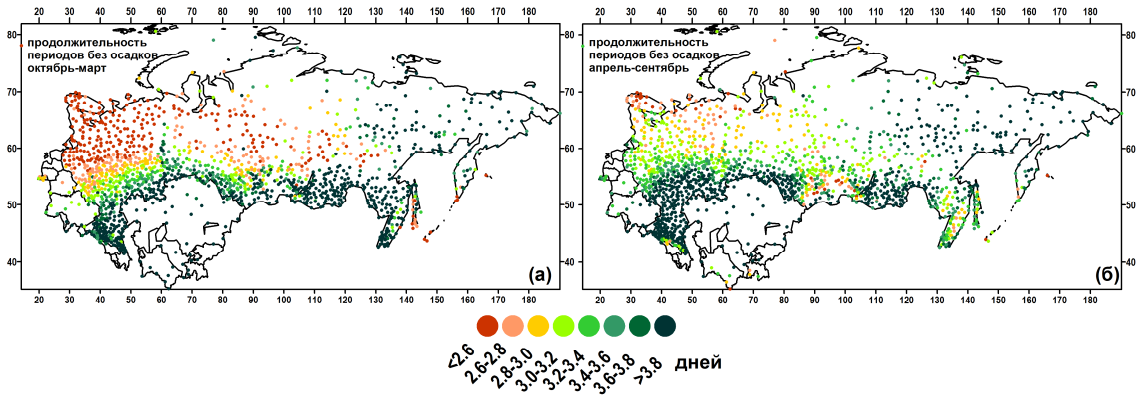


Рисунок 3.29 Пространственное распределение продолжительности периодов без осадков в России по данным Росгидромета с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) (дни)

3.2.3.4. Повторяемость влажных и сухих периодов

На рис. 3.30 показано пространственное распределение числа влажных и сухих периодов в холодное и теплое полугодия. Сопоставляя эту информацию с продолжительностью влажных и сухих периодов можно получить полную картину особенностей режимов увлажнения в разных районах. Пространственные распределения количества периодов с осадками и без осадков качественно похожи друг на друга во все сезоны года за исключением западного побережья Скандинавии и южных районов европейской части России. В целом число влажных и сухих периодов уменьшается с севера на юг от примерно 30 периодов в сезон до менее 24 периодов. При этом в зимний сезон на западе Скандинавии количество влажных и сухих периодов невелико – менее 24 за полугодие. Это связано с тем, что продолжительность дождливых периодов с этот сезон здесь максимальная в Европе (более 5 дней), а продолжительность периодов без осадков одна из самых низких (2.5-3.0 дня). Таким образом, зимой здесь наблюдается небольшое число очень длинных дождливых периодов, перемежающихся короткими периодами без осадков, что связано с сильным влиянием на этот район Атлантических циклонов, приносящих затяжные сильные дожди. Летом в этом районе количество влажных периодов увеличивается до 28-30, число сухих периодов немного возрастает до 24-26. При этом длительность периодов с осадками существенно сокращается до 2.0-2.5 дней, а длина сухих периодов не изменяется, по отношению к зимнему периоду. В центральной Европе количество сухих и влажных периодов зимой примерно одинаковое – 26-28. Летом их число увеличивается до 30 и более. Это свидетельствует о более быстрой смене режимов увлажнения летом, что связано с сокращением длительности периодов с осадками летом, что вероятно происходит из-за увеличения доли конвективных осадков. В Испании и на юге центральной Европы количество сухих и влажных периодов и зимой и летом составляет менее 24 в полугодие. Здесь относительно длительные периоды без осадков чередуются с короткими дождливыми периодами. При усилении континентальности климата с запада на восток количество периодов с осадками и без осадков значительно увеличивается (более 30 за полугодие) в северных и центральных областях Европейской части России, демонстрируя быструю смену погоды в этих районах. Здесь короткие периоды без осадков чередуются с короткими влажными периодами. На юге Европейской части России число периодов с осадками относительно невелико (менее 24), при этом число периодов без осадков достаточно высокое (в пределах 30-32). В этих районах достаточно многочисленные и длительные сухие периоды сменяются редкими и короткими периодами с осадками.

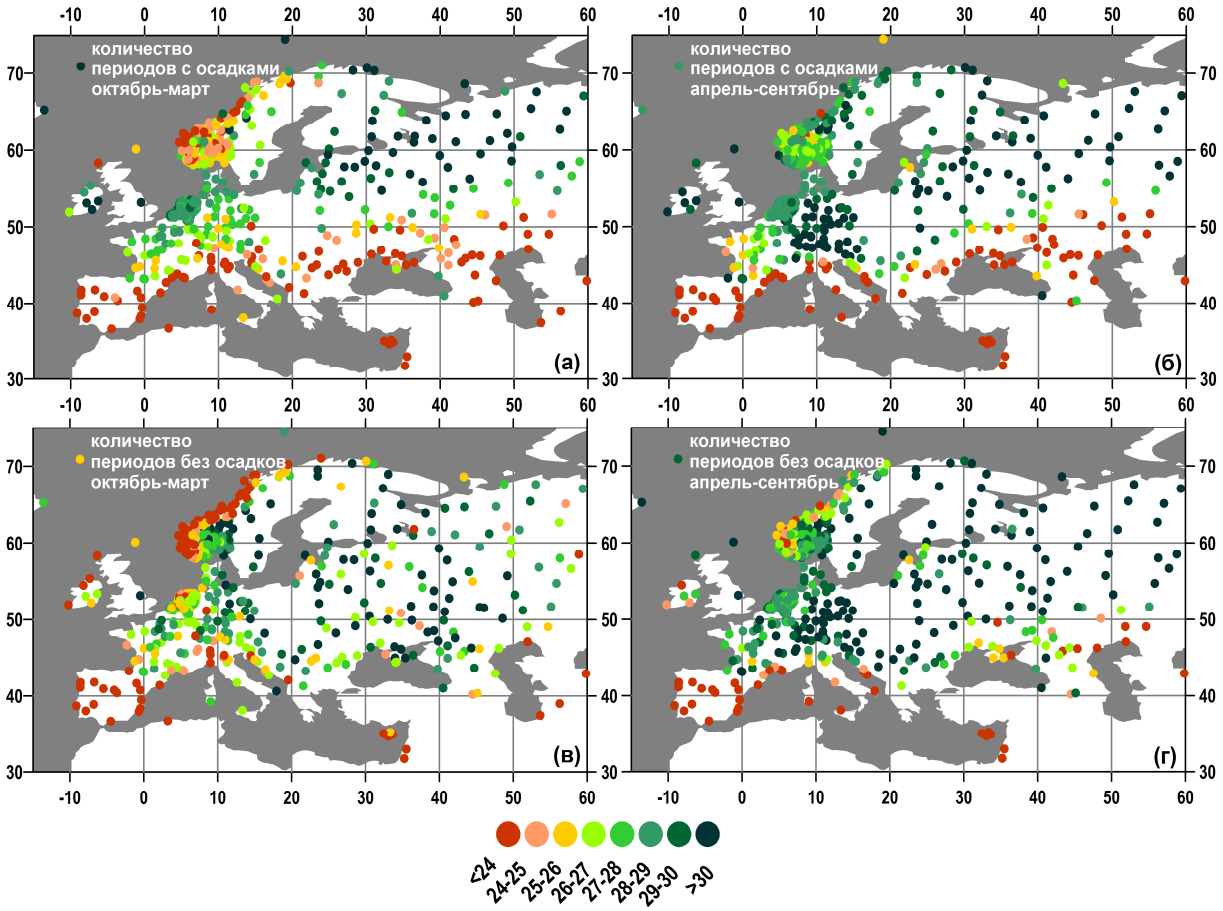


Рисунок 3.30. Пространственное распределение числа периодов с осадками (а, б) и без осадков (в, г) по данным ECA&D с 1950 по 2009 гг. зимой (а, в) и летом (б, г)

На рис. 3.31 показано региональное распределение количества дождливых и сухих периодов для Германии. В холодное полугодие (рис. 3.31а,в) наблюдается четкая зональность в распределении числа влажных и сухих периодов. Самое большое количество влажных периодов (28-30 за полугодие) наблюдается на севере Германии, где осадки приносятся циклонами с Атлантического океана, а также Балтийского и Северного морей. При этом продолжительность влажных периодов здесь одна из самых высоких в Германии. Количество сухих периодов в этом районе Германии зимой относительно невелико (26-28) и их продолжительность минимальна (менее 3 дней) для территории Германии. Как результат, в этой части Германии зимой выпадают затяжные дожди, сменяющиеся короткими периодами без осадков. Самое низкое число влажных периодов зимой наблюдается в западной и южных частях Германии (26-27) при этом количество сухих периодов здесь также находится на уровне 26-27. Продолжительность и влажных и сухих периодов здесь относительно велика, что свидетельствует об устойчивости регионального режима осадков. В восточной Германии, являющейся самым сухим районом, количество периодов с осадками невелико (26-28), а количество сухих периодов здесь максимально для Германии (30-32). Летом (рис. 3.31б,г) число влажных и сухих периодов существенно увеличивается до 30-38 на всей территории Германии.

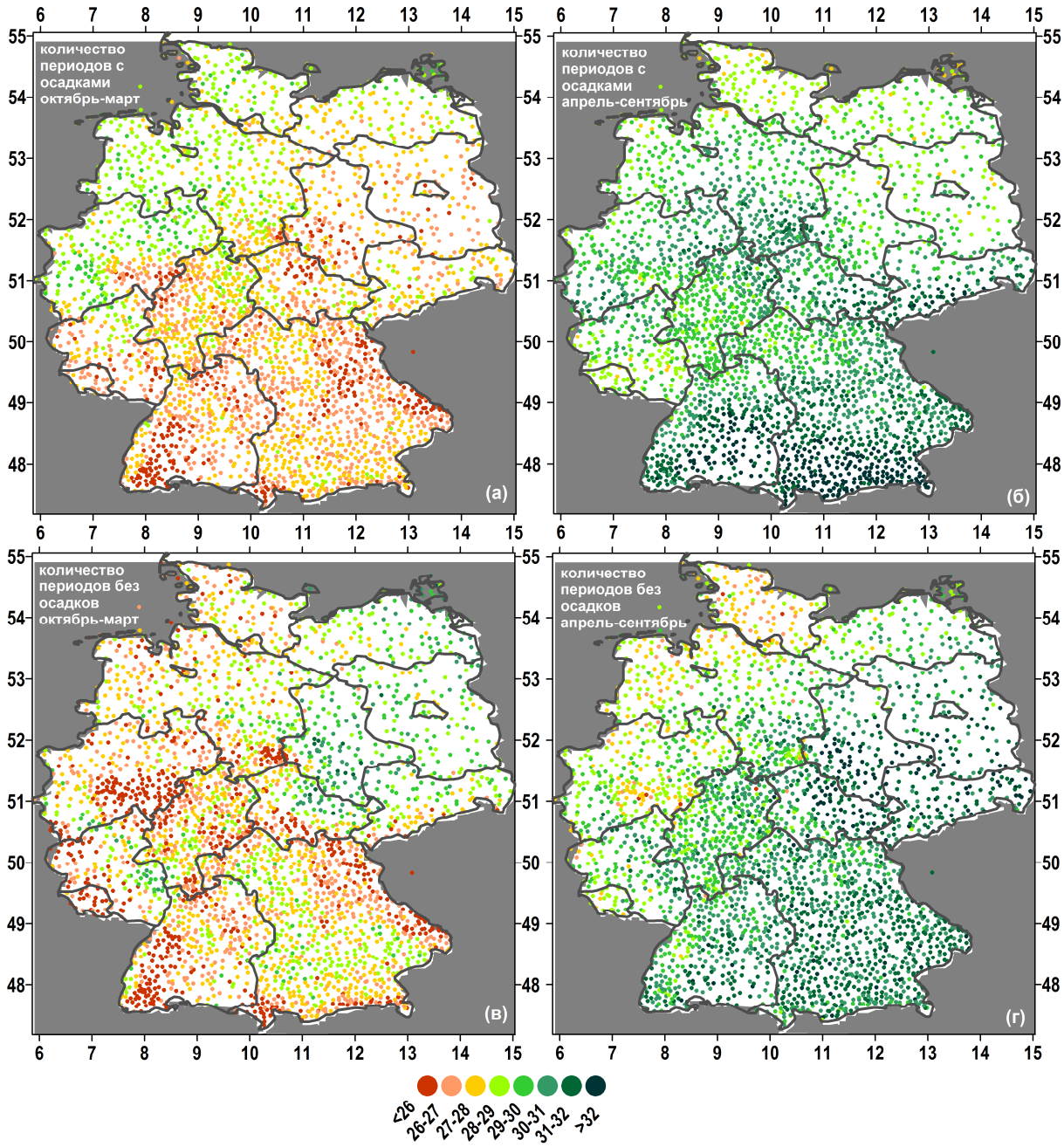


Рисунок 3.31. Пространственное распределение числа периодов с осадками (а, б) и без осадков (в, г) в Германии по данным DWD с 1950 по 2009 гг. зимой (а, в) и летом (б, г)

На рис. 3.32 показано пространственное распределение количества влажных и сухих периодов для России. В холодное полугодие (рис. 3.32а,в) в центральной России наблюдается примерно одинаковое число сухих и влажных периодов (28-32). При этом продолжительность периодов с осадками здесь одна из самых больших (2.2-2.4 дня), а продолжительность периодов без осадков одна из самых низких (менее 2.6 дней). Такое распределение характеризует типичный режим увлажнения, обусловленный выпадением фронтальных осадков – не очень сильные дожди, достаточно продолжительные, сменяющиеся короткими периодами без осадков. В Северо-Кавказском федеральном округе количество дождливых периодов зимой

очень низкое (менее 20), а количество периодов без осадков составляет 28-32. Таким образом, этот район характеризуется достаточно сухим климатом в зимнее полугодие. В Уральском федеральном округе количество дождливых и сухих периодов составляет 28-32. Здесь режим увлажнения похож на режим увлажнения в Центральном федеральном округе – средние по интенсивности и продолжительности дожди сменяются короткими сухими периодами. В Дальневосточном федеральном округе количество влажных периодов очень низкое (менее 20 за полугодие), а количество сухих периодов – 30-34. При этом продолжительность сухих периодов одна из самых высоких в России. Это связано с расположением в этом районе зимнего Сибирского антициклона. В Забайкальском крае и Бурятии число и дождливых и сухих периодов очень низкое (менее 20). Продолжительность периодов с осадками здесь очень мала (менее 1.2 дня), однако продолжительность сухих периодов одна из самых высоких в России (более 4 дней). Режим увлажнения здесь характеризуется очень длительными периодами без осадков, редко сменяющимися очень короткими периодами с осадками слабой интенсивности.

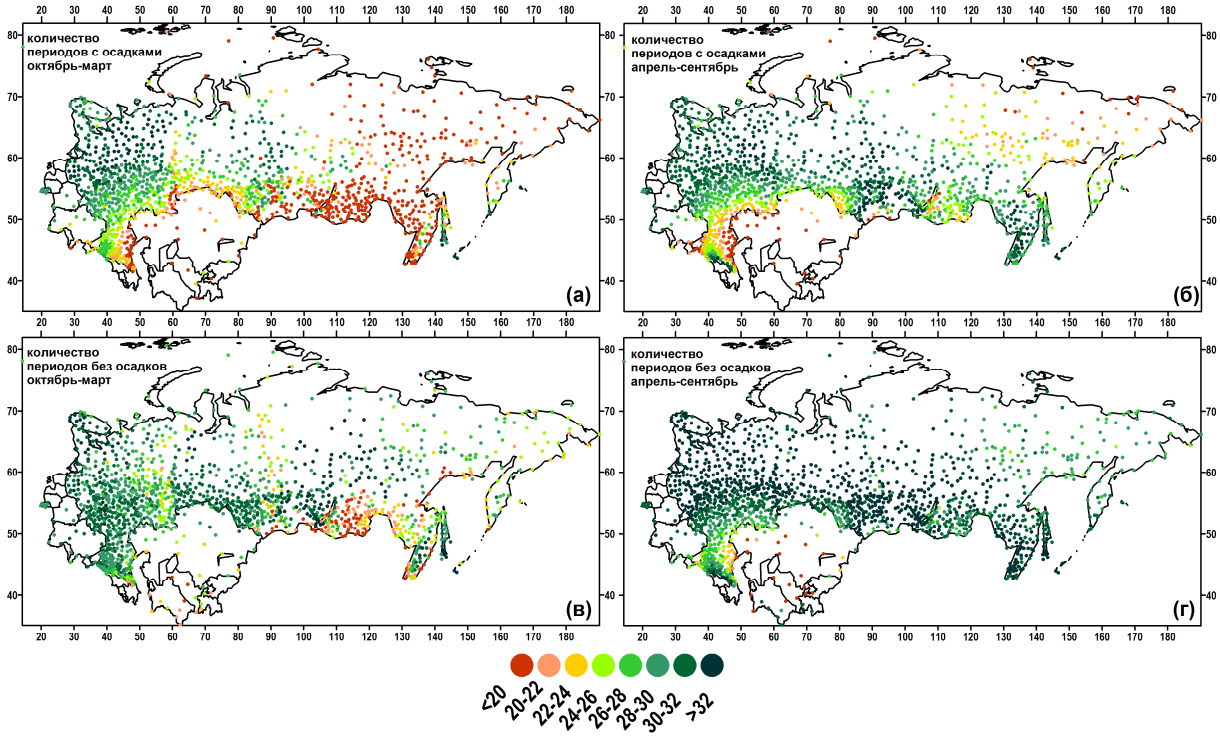


Рисунок 3.32. Пространственное распределение числа периодов с осадками (а, б) и без осадков (в, г) в России по данным Росгидромета с 1966 по 2012 гг. зимой (а, в) и летом (б, г)

В Приморском крае наблюдается совершенно другой характер выпадения осадков. Здесь также очень малое количество периодов с осадками (менее 20), однако число периодов без осадков велико (30-32). Здесь выпадают осадки средней и высокой продолжительности (1.8-2.4 дня), которые более часто, чем в Забайкальском крае сменяются длительными сухими периодами. Летом (рис. 3.32б,г) количество влажных периодов в Центральном федеральном округе

практически такое же, как и зимой (28-32 дня), при этом количество сухих периодов существенно увеличивается (34-36 дней). Продолжительность периодов с осадками здесь уменьшается по сравнению с зимним полугодием, и режим увлажнения также меняется. Периоды с осадками становятся короче, хотя их количество не изменяется, при этом увеличивается число и длительность периодов без осадков. Это связано с увеличением доли конвективных осадков в летний сезон. В Сибири и на Дальнем Востоке летом существенно увеличивается количество как периодов с осадками (24-28), так и без осадков (более 30), что свидетельствует о более частой смене погоды летом в этих районах, связанной с разрушением Сибирского антициклона и более частым проникновением в эти районы Арктических и Атлантических циклонов, а также циклонов местного происхождения.

3.2.3.5. Интегральная интенсивность периодов с осадками

Интенсивность осадков в течение влажных периодов является очень важной характеристикой режима увлажнения и временной структуры осадков. Она рассчитывается как отношение суммы осадков, выпавшей за определенный период, в течение которого наблюдались непрерывные осадки, к количеству дней в этом периоде.

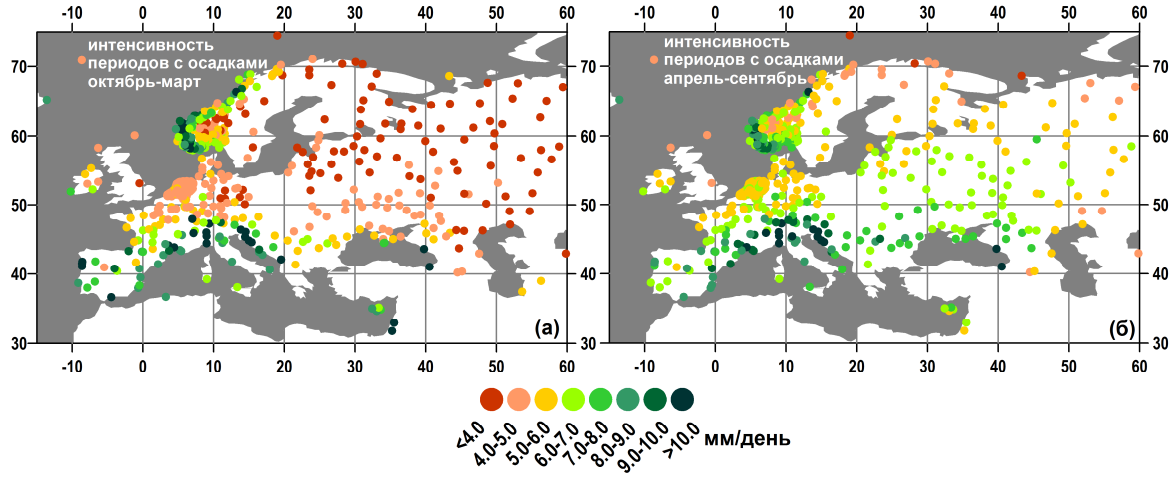


Рисунок 3.33. Пространственное распределение интенсивности периодов с осадками по данным ECA&D с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б)

На рис. 3.33 показано распределение интенсивности периодов с осадками для Европы. Качественно и количественно распределение интенсивности периодов с осадками похоже на распределение интенсивности осадков (рис. 3.7). Зимой (рис. 3.33а) наблюдается меридиональное уменьшение интенсивности периодов с осадками с запада на восток (с 5-6 мм/день до менее 4 мм/день). Также происходит зональное увеличение интенсивности периодов с осадками с севера на юг (с 2-6 мм/день до 9-10 мм/день). На западном побережье

Скандинавии интенсивность периодов с осадками одна из самых высоких – 9-12 мм/день. Летом (рис. 3.33б) интенсивность периодов с осадками повсеместно увеличивается на 1-2 мм/день. Западно-восточный градиент уменьшения интенсивности периодов с осадками меняет свой знак на противоположный и летом наблюдается небольшое увеличение интенсивности периодов с осадками с запада на восток (с 5 до 7 мм/день). Максимальная интенсивность периодов с осадками наблюдается летом в районе Альп и составляет более 10 мм/день.

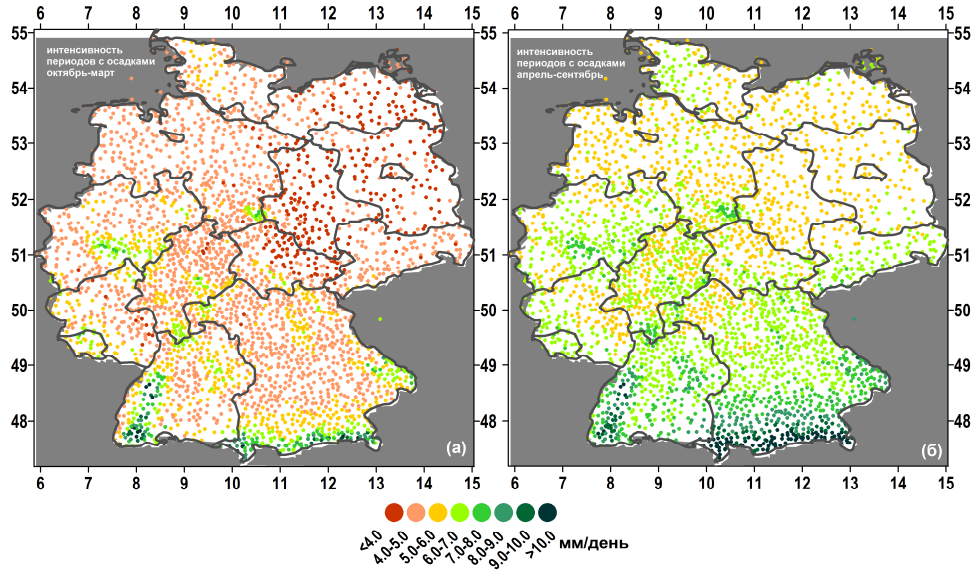


Рисунок 3.34. Пространственное распределение интенсивности периодов с осадками в Германии по данным DWD с 1950 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) (мм/день)

На рис. 3.34 показано распределение интенсивности периодов с осадками в Германии. Основные характеристики пространственного распределения здесь также очень похожи на распределение интенсивности осадков (рис. 3.7). Зимой (рис. 3.34а) средняя интенсивность периодов с осадками в северной, центральной и западной частях Германии составляет 4-5 мм/день. Максимальная интенсивность периодов с осадками наблюдается на юго-западе Германии и в районе Альп (8-10 мм/день), минимальная интенсивность осадков – в восточной Германии (3-5 мм/день). Летом (рис. 3.34б) средняя интенсивность периодов с озадками увеличивается до 6-7 мм/день. В районе Альп и на юго-западе Германии интенсивность влажных периодов летом существенно возрастает до 12-13 мм/день. На востоке интенсивность по-прежнему остается минимальной и составляет 5-6 мм/день, что на 1-2 мм/день выше, чем зимой.

На рис. 3.35 показана интенсивность периодов с осадками в России. Зимой (рис. 3.35а) происходит увеличение интенсивности периодов с осадками с севера на юг (с 3-4 мм/день до 7-8 мм/день в Закавказье) и меридиональное уменьшение интенсивности периодов с осадками с запада на восток (до 2-3 мм/день). В Приморском крае и на Камчатке происходит усиление

интенсивности периодов с осадками до 5-7 мм/день. Летом (рис. 3.35б) повсеместно интенсивность периодов с осадками сильно увеличивается, в среднем, на 2-4 мм/день. Меридиональный градиент сглаживается и основные пространственные различия связаны с увеличением интенсивности периодов с осадками с севера (4-5 мм/день) на юг (более 8 мм/день).

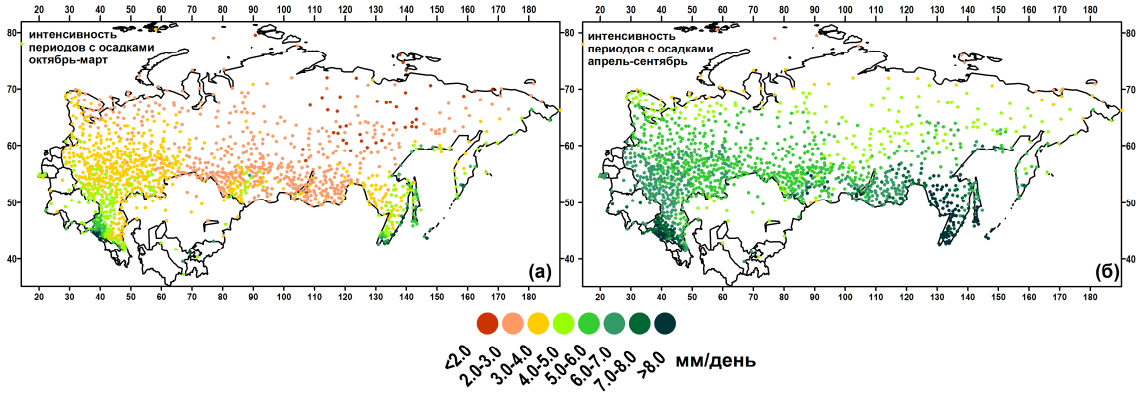


Рисунок 3.35. Пространственное распределение интенсивности периодов с осадками в России по данным Росгидромета с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) (мм/день)

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 3

Получены климатические распределения абсолютных экстремальных значений осадков на территории Евразии, определенных для различных процентилей гамма-распределения, по данным станционных наблюдений, за период последних десятилетий. Максимальные величины экстремальных осадков (95-й процентиль) отмечаются в Скандинавии, в южных районах Европы и на Дальнем Востоке и составляют более 26 мм/день.

Выполнены оценки относительной экстремальности осадков на Евроазиатском континенте за последние несколько десятилетий по данным станционных наблюдений. Наибольшие значения индекса относительной экстремальности обнаруживаются в районах с горным рельефом и составляют более 23%. Значения индекса относительной экстремальности летом, в среднем, на 30% выше, чем зимой.

Выполнены оценки продолжительности влажных и сухих периодов, их числа и интенсивности осадков, связанных с дождливыми периодами. Экстремально длинные влажные периоды наблюдаются на севере Скандинавии зимой, их длительность составляет более 12 дней. Экстремально длинные сухие периоды наблюдаются в южных районах Евразии летом. Их длительность составляет более 17 дней.

Основные результаты, изложенные в Главе 3, опубликованы в работах *Zolina et al. (2008), Zolina et al. (2009), Zolina et al. (2010), Золина (2011), Zolina (2012), Zolina et al. (2013), Zolina et al. (2014), Золина и Булыгина (2016).*

ГЛАВА 4. ХАРАКТЕРИСТИКИ СРЕДНИХ И ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ПО РАЗЛИЧНЫМ ДАННЫМ

4.1. ПРОБЛЕМЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ И МАСШТАБНОГО АНАЛИЗА ОСАДКОВ ПО РАЗЛИЧНЫМ ТИПАМ ДАННЫХ

Осадки, измеренные на станциях *in situ, a priori* являются наиболее надежным источником информации, поэтому валидация модельных данных и данных измерений со спутников должна проводиться по станционным наблюдениям. Однако станции дают информацию о количестве осадков в конкретной точке – месте расположения данной станции. В моделях (включая реанализы) осадки не являются прогностическим параметром, а рассчитываются для ячеек сетки с использованием двух различных групп параметризаций – для конвективных и для фронтальных осадков внутри ячеек сеточной области, имеющих разную площадь, в зависимости от пространственного разрешения модели [например, *Jacob et al., 2007*]. В спутниковых данных осадки оцениваются с использованием статистических или динамико-статистических алгоритмов [например, *Bauer, 2001; Schulz et al., 1993*] и отнесены к пиксельному разрешению орбитальных треков, которые зависят от характеристик орбит (для микроволновых измерений) или ширины сканирования (для радарных измерений). Очевидно, что в моделях (как реанализах, так и климатических моделях) величины осадков, получаемые для ячеек сетки в виде суммы конвективных и фронтальных осадков, рассчитываемых с использованием разных параметризаций, не могут напрямую сопоставляться с оценками осадков на станциях. Во-первых, внутри одной ячейки может находиться несколько станций. Схематически такая ситуация показана на рис. 4.1. Станции могут давать значения осадков как больше, так и меньше модельных оценок, представляющих собой проинтегрированную по площади данной ячейки сетки оценку. Кроме того, значения осадков на ряде станций могут обращаться в ноль, и вся сумма выпавших осадков будет складываться из осадков, выпавших всего лишь на одной станции в конкретном месте. Такая ситуация является особенно типичной для сильно кластеризированных в пространстве конвективных осадков. Таким образом, мы в известном смысле произвольно и необоснованно ставим в соответствие величину осадков в модели, полученную для всей площади ячейки сетки, всем точкам (станциям), находящимся внутри этой ячейки. Безусловно, пространственное разрешение моделей является здесь ключевым. Чем выше пространственное разрешение модели, тем точнее значения осадков в ячейках модельной сетки совпадают с точечными измерениями осадков на станциях находящихся в пределах этой ячейки. Возвращаясь к параметризациям, и не обсуждая здесь их точность, отметим, что модельные осадки, представленные конвективными и фронтальными

компонентами (рассчитанными с использованием различных параметризаций) не могут напрямую сопоставляться с данными на станциях, поскольку станционные измерения интегрируют эти два компонента. Аналогичная ситуация возникает и с сопоставлением оценок, полученных по моделям разного разрешения, когда в качестве виртуальных стаций выступают ячейки модели высокого разрешения, «вложенные» в ячейки модели более грубого разрешения (например, модели с разрешением 1 км (типичное разрешение негидростатической диагностики для кратковременных экстремальных событий) и модели с разрешением 25-100 км (типичное разрешение региональных климатических моделей)).

Тем не менее, несмотря на указанные сложности сопоставления сеточных и точечных данных валидация моделей и спутниковых данных по данным измерений необходима. Для этого можно использовать два разных подхода в зависимости от пространственной плотности доступных станций и от пространственного разрешения сеточных данных. Если плотность станций относительно невелика и сильно неоднородна в пространстве (как в случае с Европейским массивом ECA&D и с данными Росгидромета), то оптимальным является интерполяция сеточных данных в местоположение станций. Если же, как в случае с данными DWD для территории Германии, плотность станций очень высока, то можно из точечных данных измерений на станциях создать сеточный массив данных [*Zolina et al., 2014*].

В данной главе для сравнения реанализов и спутниковых данных с измерениями на станциях для интерполяции использовался метод локальных процедур [*Akima, 197*0]. Этот метод выполняет интерполяцию таким образом, что результирующее решение системы уравнений (поверхность или кривая) проходит через все исходные заданные точки и выглядит гладким и естественным. При этом метод не генерирует так называемых «паразитных» локальных экстремумов и не обладает эффектом Гиббса, в чем состоит недостаток сплайнов. Метод *Akima, (1970)* основан на кусочной аппроксимации кривой или поверхности множеством многочленов третьей степени, которые аппроксимируют последовательные интервалы или окна заданных точек. В этом методе, наклон аппроксимирующей кривой (или поверхности) определяется в каждой конкретной точке локально (поэтому метод называется методом локальных процедур) и каждый полином, представляющий собой участок кривой (или поверхности) между парой заданных точек определяется координатами и локальными производными в точках. Сравнение практически со всеми существующими методами показывает, что кривая (или поверхность), полученная этим способом, является наиболее точной аппроксимацией. Метод широко применялся в радиофизике, а также в геологическом анализе в 1970-х и 1980-х гг.. В последние два десятилетия в динамической метеорологии и океанологии он оказался незаслуженно забытым, поскольку разработчики моделей стали

массово использовать двумерную линейную интерполяцию, как встроенную функцию обмена между сетками (в том числе и в «кауплерах» объединенных климатических моделей).

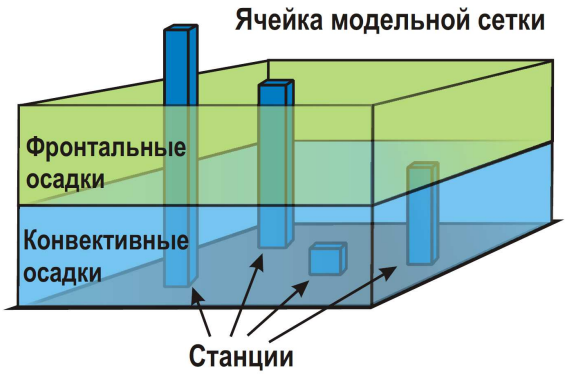


Рисунок 4.1. Схематическое представление проблем сопоставления данных станционных наблюдений с данными моделирования. Синий и зеленый параллелепипеды условно показывают крупномасштабный и конвективный компоненты осадков для ячейки модели. Вертикальные столбики показывают возможные величины осадков на станциях внутри модельной ячейки

4.2. АНАЛИЗ ОСАДКОВ В РЕАНАЛИЗАХ И ИХ СРАВНЕНИЕ С ДАННЫМИ СТАНЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ ЕВРОПЫ.

Как было описано в Главе 1, реанализы являются важным источником информации об осадках. Однако, вследствие того, что эти данные представляют результат работы модели краткосрочного прогноза погоды, они обладают всеми недостатками, присущими результатам моделирования они требуют тщательной проверки путем сравнения с осадками, измеренными на станциях. В работе *Zolina et al., 2004* было проведено всестороннее сравнение основных характеристик осадков в четырех реанализах, доступных в то время: две версии реанализа NCEP/NCAR, далее NCEP-R1, NCEP-R2 и две версии реанализа ECMWF, далее ERA15 и ERA40. (табл. 4.1). Также было проведено сравнение осадков, измеренных на станциях из массива ECA&D для территории Европы, с данными реанализов. Методологически, эта работа демонстрирует методику валидации модельных данных по данными наблюдений.

Таблица 4.1. Характеристики реанализов, использованных для сравнения осадков в Европе

Реанализ	**Период**	**Разрешение модели**	**Доступное разрешение данных**	**Ассимиляция данных**
NCEP-R1	1948-по настоящее время	T62	2.5°	3D-Var
NCEP-R2	1979-по настоящее время	T62	2.5°	3D-Var
ERA15	1979-1993	T106	2.5°	OI
ERA40	1957-2002	T159	2.5°	3D-Var

Так как доступное пространственное разрешение всех анализировавшихся реанализов одинаковое, то их можно было сравнивать между собой без использования процедуры интерполяции. Сравнение проводилось для периода с 1979 по 1993 гг. (период перекрытия всех реанализов). Для получения оценок экстремальных осадков использовались параметры гамма-распределения (параметры формы и масштаба), а также значения различных высших процентилей, полученных из гамма-распределения. В дальнейшем мы будем приводить результаты только для 99-го процентиля, соответствующего «очень сильным» осадкам. Эффективность использования гамма-распределения для аппроксимации суточных осадков в реанализах, атмосферных моделях и климатических моделях демонстрировалась во многих работах [например, *Groisman et al., 1999; Katz, 1999; Semenov and Bengtsson, 2002; Watterson and Dix, 2003* и др.]. *Kharin and Zwiers, (2005)* и *Kharin et al., 2007* использовали для оценивания экстремальных осадков ОЭР, а, например, *Maraun et al., (2010)* – распределение Парето. Для задач валидации, решаемых здесь, выбор распределения не принципиален, поскольку мы не обсуждаем конкретные абсолютные значения осадков. Дискуссия о концептуальных проблемах использования экстремальных распределений представлена в Главе 2.

Точность аппроксимации исходных данных гамма-распределением была оценена с использованием теста Колмогорова-Смирнова (*k-s* test) для нулевой гипотезы о соответствии гамма-распределения эмпирическому распределению исходных данных. В табл. 4.2 показан процент точек в разных данных, отвергающих нулевую гипотезу, то есть неаппроксимирующихся гамма-распределением на 90% уровне значимости. Из табл. 4.2 видно, что в целом гамма-распределение достаточно хорошо аппроксимирует суточные значения осадков. Самый высокий процент точек, осадки в которых распределены не по гамма-распределению, наблюдается в реанализе ERA15. Эти точки в основном расположены на юге Европы, в районах с малым количеством осадков. Данные точки не участвовали в расчетах и были забланкованы на картах белым цветом. Отметим, что примерно такие же результаты дает тестирование ОЭР и распределения Парето.

Таблица 4.2. Процент точек в разных данных, для которых точность аппроксимации гамма-распределением ниже 90% уровня значимости по *k-s* тесту (%)

данные	зима	лето
ERA15	16.6	18.4
ERA40	2.6	11.4
NCEP-R1	8.2	8.9
NCEP-R2	6.5	9.3
станции	9.6	7.5

4.2.1. Сравнение базовых характеристик осадков

На рис. 4.2а-г показано пространственное распределение средних значений осадков зимой и летом по данным реанализов ERA40 и NCEP-R2 за период с 1979 по 1993 гг.. Пространственная структура средних значений осадков для обоих реанализов качественно похоже. Максимальные значения средних осадков зимой наблюдаются в Скандинавии и на западном побережье Европы, а летом в центральной и восточной Европе. Зимой ERA40 (рис. 4.2а) показывает на 10-15% более высокие значения осадков, чем реанализ NCEP-R2 (рис. 4.2б) практически повсеместно. Летом осадки в реанализе NCEP-R2 существенно выше, чем в ERA40 (рис. 4.2в,г). Самые большие разницы (2-3 мм/день) наблюдаются в Скандинавии, восточной и южной части Европы. Очень похожее распределение разниц средних величин осадков наблюдается также для реанализов NCEP-R1 и ERA15. Таким образом, основные характеристики распределения осадков в реанализах NCEP-R1 и ERA15, в целом, сохраняются в более поздних версиях (NCEP-R2 и ERA40). На рис. 4.2д-з показаны разницы средних зимних (рис. 4.2д,е) и летних (рис. 4.2ж,з) осадков между NCEP-R2 и NCEP-R1 (рис. 4.2е,з), а также разницы между ERA40 и ERA15 (рис. 4.2д,ж). Эти карты демонстрируют, как развитие моделей влияет на оценки средних осадков. Переход от версии ERA15 к ERA40 модели ECMWF привело к увеличению средних осадков зимой (до 0.5 мм/день в Альпах и на северо-востоке Европы) и к уменьшению средних осадков летом практически повсеместно с максимальными разницами 1.0-1.5 мм/день в центральной и восточной Европе. Сравнение двух версий реанализов NCEP не показывает регулярных изменений в количестве осадков. Это может быть связано с сильным уменьшением спектрального шума в реанализе NCEP-R2 [*Kanamitsu et al., 2002*], весьма существенно сказывающемся на полях осадков (скорее всего за счет перехода от спектрального разрешения к параметризациям на гауссиановских сетках (N60, N80, для которых рассчитываются осадки). Тем не менее, и зимой, и летом NCEP-R2 показывает значительно большие величины средних осадков, чем NCEP-R1 в Скандинавии и в восточной Европе, где разницы достигают 0.5-1.0 мм/день. Летом положительные разницы наблюдаются на Пиренейском полуострове и на Кавказе. *Kanamitsu et al., 2002* сравнивали скорость выпадения осадков (*precipitation rates*) зимой между реанализами NCEP-R2 и NCEP-R1 и также обнаружили уменьшение пространственного шума в полях осадков в NCEP-R2 и более высокие значения скорости выпадения осадков над Скандинавией.

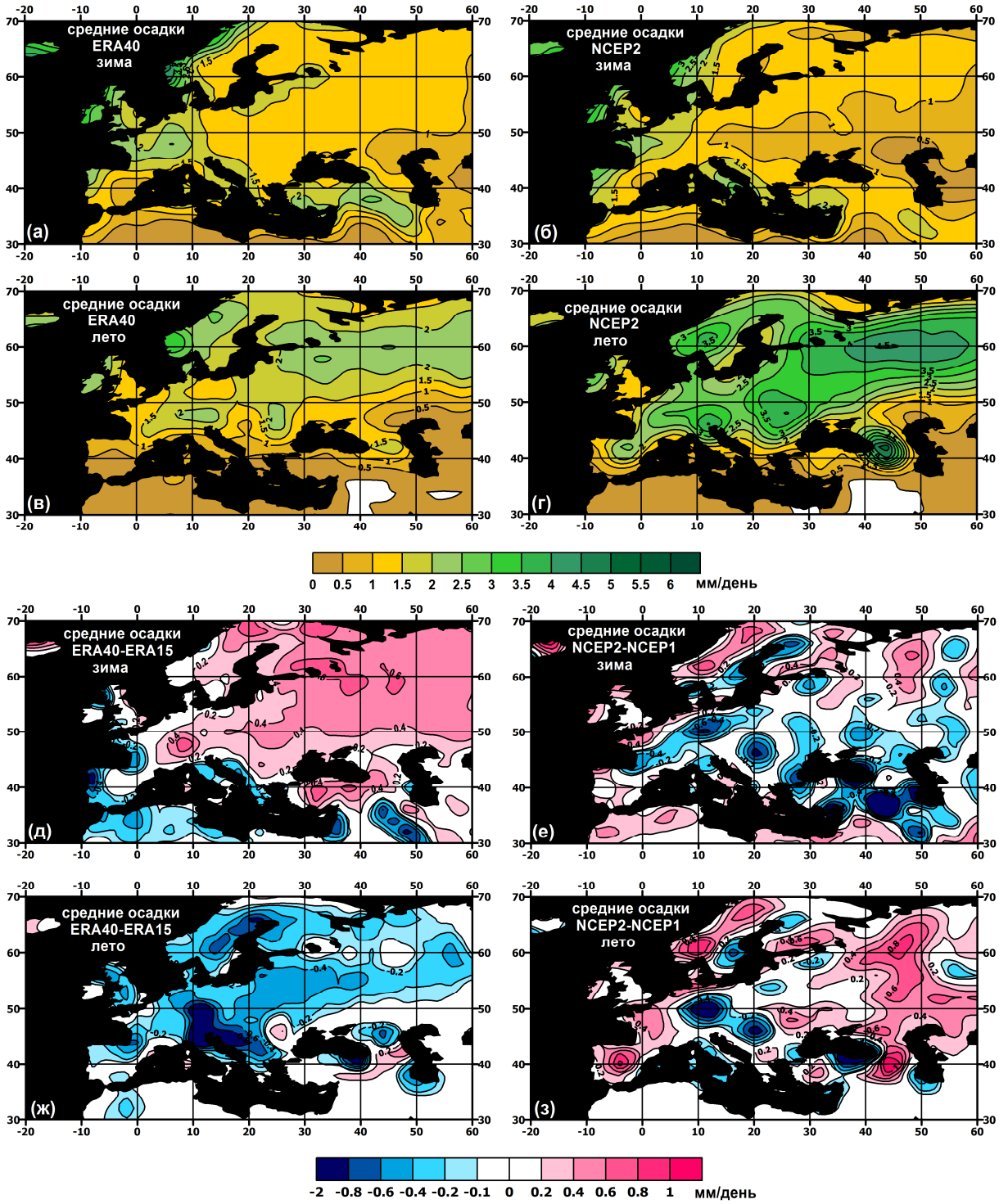


Рисунок 4.2. Пространственное распределение средних осадков (мм/день) для Европы зимой (а, б) и летом (в, г) по данным ERA40 (а, в) и NCEP-R2 (б, г) за период с 1979 по 1993 гг.. Разницы средних осадков (мм/день) ERA40 минус ERA15 (д, ж) и NCEP-R2 минус NCEP-R1 (е, з) для зимы (д, е) и лета (ж, з) за период 1979-1993 гг.

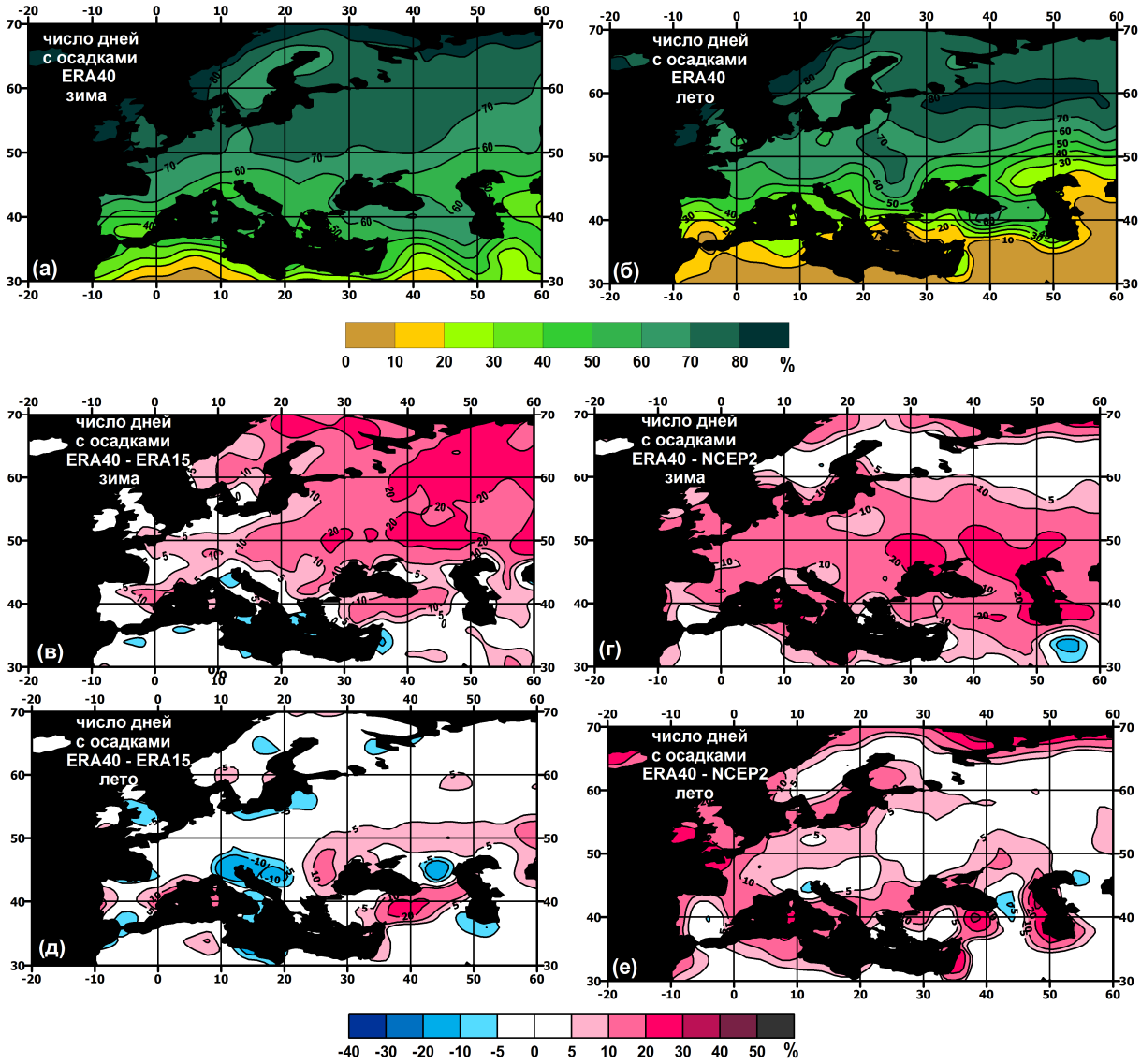


Рисунок 4.3. Пространственное распределение количества дней с осадками (%) в реанализе ERA40 зимой (а) и летом (б). Разницы между количеством дней с осадками зимой (в,г) и летом (д,е) между ERA40 и ERA15 (в, д) и между ERA40 и NCEP-R2 (г, е) за период 1979-1993 гг.

Расчет статистических параметров гамма-распределения сильно зависит от количества дней с осадками. Для данного сопоставления значимыми считались осадки, превышающие 0.1 мм/день, и поэтому очень важен анализ распределения числа влажных дней. На рис. 4.3а,б показано пространственное распределение числа дней с осадками зимой и летом в реанализе ERA40, выбранное в качестве базового для сравнения с другими реанализами. Так как в реанализах нет пропущенных значений, то число влажных дней показано в процентах по отношению к общему количеству дней в сезоне. Самое большое количество влажных дней (более 80%) наблюдается на западном побережье Скандинавии зимой и летом. В летний сезон более 80% дней с осадками также наблюдается на севере европейской части России. Количество влажных дней уменьшается с севера на юг до 10-20%. Зимой ERA40 по сравнению

с ERA15 дает значительно большее количество влажных дней. Разности увеличиваются с юга на север от 10% до более 20% в центральной и северной частях России (рис. 4.3в). Летом разницы в количестве влажных дней между ERA40 и ERA15 (рис. 4.3д) существенно меньше (не превышают 20%) и более локализированы на юге Европы. На рис. 4.3г,е показаны разницы между ERA40 и NCEP-R2. Повсеместно и зимой и летом ERA40 характеризуется бо́льшим числом дней с осадками, чем NCEP-R2. Самые большие разницы (20-30%, эквивалентные 18-27 дням трехмесячного сезона) наблюдаются на юге европейской части России зимой и в прибрежных областях летом. Сравнение числа влажных дней между реанализами NCEP-R1 и NCEP-R2 (рис. не приводится) не показывает выраженных различий между реанализами. Прослеживается небольшое увеличение числа влажных дней в NCEP-R2 в центральной и восточной Европе летом и зимой и несколько более существенное увеличение числа дней с осадками в NCEP-R1 зимой в Скандинавии и в северной части Европы.

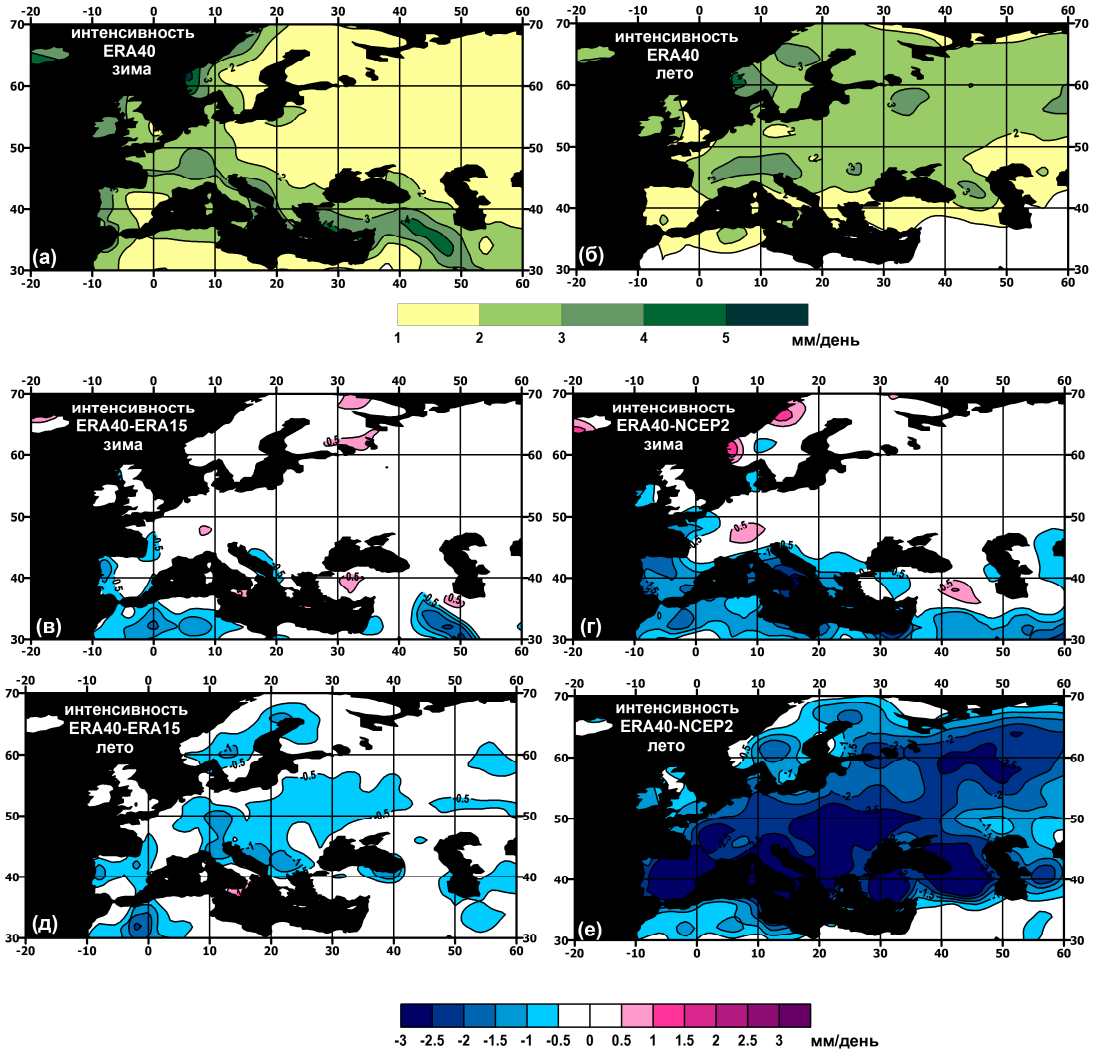


Рисунок 4.4. Пространственное распределение средней интенсивности осадков (мм/день) в реанализе ERA40 зимой (а) и летом (б). Разницы между интенсивностью осадков зимой (в, г) и летом (д, е) между ERA40 и ERA15 (в, д) и между ERA40 и NCEP-R2 (г, е) за период 1979-1993 гг.

Так как число дней с осадками в реанализах очень сильно отличается (рис. 4.3), то различия между интенсивностью осадков также должно быть существенным и не должно совпадать с разницами в средних величинах осадков, так как интенсивность является отношением общего количества осадков к числу влажных дней. На рис. 4.4 показаны разницы между интенсивностью осадков в реанализах ERA40 и ERA15 и между реанализами ERA40 и NCEP-R2. Несмотря на существенно большее число дней с осадками в ERA40 по сравнению с ERA15 разницы в интенсивности между этими реанализами относительно невелики (рис. 4.4в,д). Это связано с тем, что наблюдаются также большие различия между двумя версиями реанализа ERA в средних значениях осадков. Летом (рис. 4.4д) ERA15 дает бо́льшую интенсивность осадков (1.0-1.5 мм/день), чем ERA40 в центральной Европе. Намного более существенные разницы в интенсивности осадков наблюдаются между ERA40 и NCEP-R2 (рис. 4.4г,е), превышающие 4 мм/день летом. Это связано с существенно бо́льшим числом влажных дней в ERA40 по сравнению с NCEP-R2.

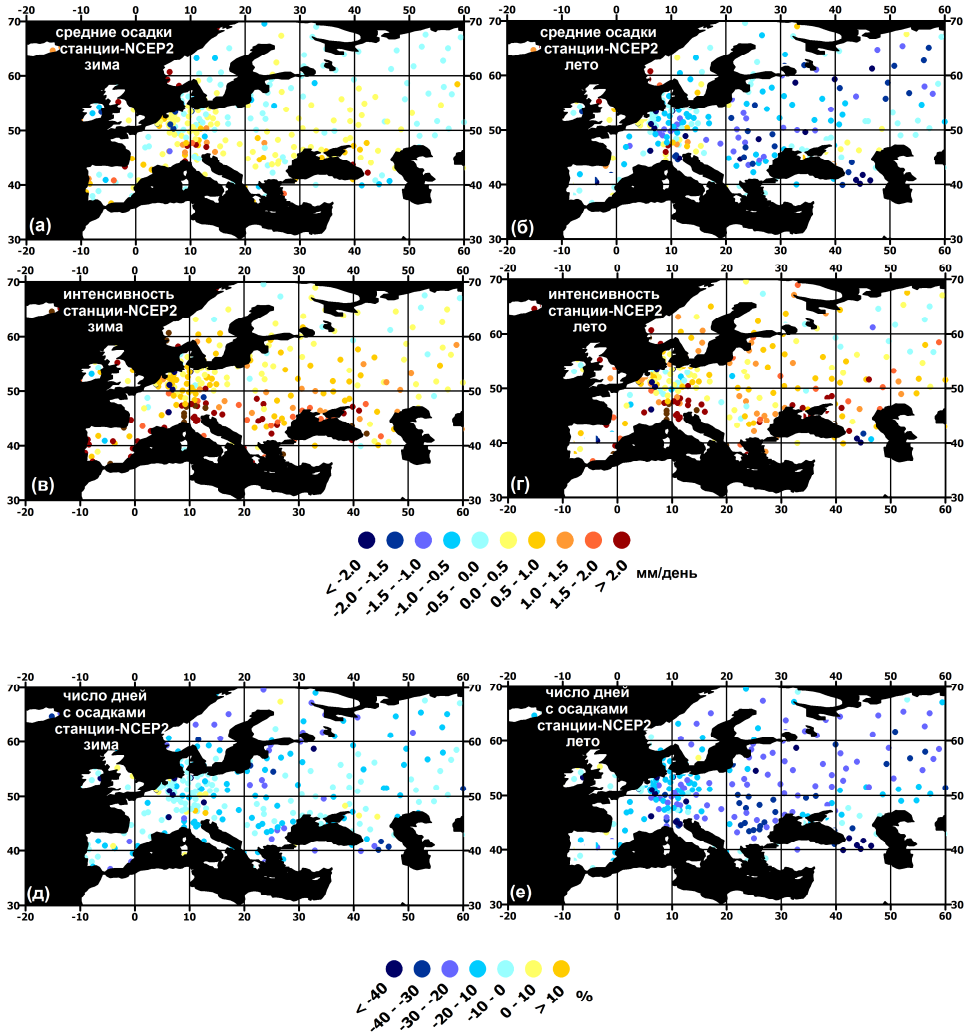


Рисунок 4.5. Разницы между измерениями на станциях и реанализом NCEP-R2 для средних значений осадков (мм/день) (а, б), интенсивностью (мм/день) (в, г) и числом дней с осадками (%) (д, е) зимой (а, в, д) и летом (б, г, е) за период 1979-1993 гг.

Сравнение реанализов между собой, безусловно, является недостаточным для понимания того, насколько реалистично они воспроизводят характеристики осадков. На рис. 4.5 показано сравнение базовых характеристик осадков для станций из массива ECA&D и реанализа NCEP-R2. NCEP-R2 был выбран для сравнения со станциями, так как он показывает наибольшие значения осадков по сравнению с другими реанализами. Зимой (рис. 4.5а) осадки, измеренные на станциях, показывают более высокие значения в центральной Европе и на западном побережье Скандинавии. Максимальные положительные разницы (более 2 мм/день) наблюдаются в районе Альп и на побережье Скандинавии. В остальных районах разницы не превышают ±1мм/день. Летом (рис. 4.5б) NCEP-R2 существенно завышает (более чем на 3 мм/день) средние значения осадков практически повсеместно, за исключением ограниченных районов в Альпах, на западном побережье Скандинавии и в Великобритании, где разницы положительные. Это связано с тем, что в летний период роль конвективных осадков существенно возрастает, а в моделях они воспроизводятся с использованием достаточно грубых и неточных схем параметризаций конвекции. Кроме того, грубое пространственное разрешение реанализов (2.5° для этих версий) не позволяет правильно воспроизвести конвекцию, являющуюся по природе мезомасштабным явлением в области бета- и гамма-мезомасштабов [*Markowski and Richardson, 2010*]. Количество дней с осадками (рис. 4.5д,е) систематически меньше по данным станций, чем по данным NCEP2 как зимой, так и летом. Разницы составляют 15-30% зимой и достигают 30% летом. Максимальные различия летом наблюдаются в восточной Европе и в центральной России. В результате этого, интенсивность осадков, по данным наблюдений на станциях существенно выше, чем по данным NCEP-R2 (рис. 4.5в,г). Самые большие разницы (5-20 мм/день) наблюдаются в горных районах на юге Европы.

4.2.2. Сравнение параметров вероятностных распределений и абсолютных значений экстремальных осадков в реанализах и по данным наблюдений на станциях

На рис. 4.6а-г показано пространственное распределение средних значений параметра формы гамма-распределения зимой и летом для реанализа ERA40 (а,в) и реанализа NCEP-R2 (б,г) за период 1979-1993 гг.. Параметр формы определяет ассиметричность ФПВ гамма-распределения, сдвигая пик распределения в область меньших значений (прижимая к оси у) при малых значениях параметра и в область высоких значений – при больших величинах параметра формы. Для анализа экстремальности осадков большие значения параметра формы говорят о большей вероятности возникновения «тяжелого хвоста» гамма-распределения, то есть о большей вероятности выпадения сильных осадков. Однако такие выводы нельзя однозначно делать без рассмотрения параметра масштаба, который определяет «растяжение-сжатие» ФПВ

гамма-распределения (что будет показано ниже на примере северных районов России). Для большинства районов значения параметра формы для всех четырех реанализов меньше единицы. Значения, превышающие единицу (в этом случае мода распределения не стремится к нулю и ФПВ представлена распределением с максимумом на значениях, отличных от нуля), наблюдаются только зимой в северных областях европейской части России в ERA40. Зимой для всех реанализов наблюдается увеличение значений параметра формы с юга на север. Летом (рис. 4.6в,г) также отмечается зональное увеличение параметра формы, однако области максимальных значений существенно смещаются к югу. Несмотря на то, что качественно пространственное распределение значений параметра формы очень похоже во всех реанализах, количественные различия очень велики. NCEP-R1 показывает более сильную пространственную неоднородность в распределении параметра формы, чем NCEP-R2 (рис. 4.6е,з). Можно предположить, что это связано с более сглаженной орографией, использовавшейся в NCEP-R2 [*Kanamitsu et al., 2000, 2002*] по сравнению с NCEP-R1. В связи с этим интересно отметить, что ассимиляция пятидневных данных осадков [*Xie and Arkin, 1997*], являющихся результатом смешивания GPCP и станций NCDC и использовавшаяся для улучшения расчета влажности почвы, а также использование новых схем параметризации конвекции в NCEP-R2 [*Kanamitsu et al., 2000*] не дало видимого улучшения пространственной структуры осадков и не привело к улучшению сопоставимости характеристик распределений. Таким образом, только более детальная (хотя и сглаженная) орография могла повлиять на изменения в значениях параметра формы. Зимой разницы между значениями параметра формы для двух версий NCEP реанализа (рис. 4.6е) невелики и пространственно неоднородны. Летом же (рис. 4.6з) параметр формы в NCEP-R1 существенно выше, чем в NCEP-R2 практически повсеместно за исключением южный районов Европы. Самые большие различия наблюдаются в центральной и восточной Европы, где разницы достигают 0.3, что составляет около 30% от средних значений. На рис. 4.6д,ж показаны разницы значений параметра формы для двух версий реанализа ECMWF. Значения этого параметра систематически выше в реанализе ERA40. Зимой самые большие разницы наблюдаются в северных районах Европы и достигают 0.2. Летом разницы немного меньше (не превышают 0.15). Максимальные разности в этот сезон наблюдаются в восточной Европе. Из всех четырех реанализов ERA40 характеризуется самыми большими значениями параметра формы, а ERA15 – наименьшими.

На рис. 4.7а-г показано пространственное распределение параметра масштаба гамма-распределения. В целом оно очень похоже на структуру пространственного распределения интенсивности осадков. Коэффициент корреляции пространственных структур составляет 0.83-0.95. Максимальные значения коэффициента корреляции наблюдаются для реанализа ERA40 летом, а минимальные – для обеих версий реанализа NCEP зимой. Это также было отмечено в

статье *Semenov and Bengtsson, (2002)*, где авторы получили коэффициент пространственной корреляции между полями интенсивности и параметра масштаба 0.9.

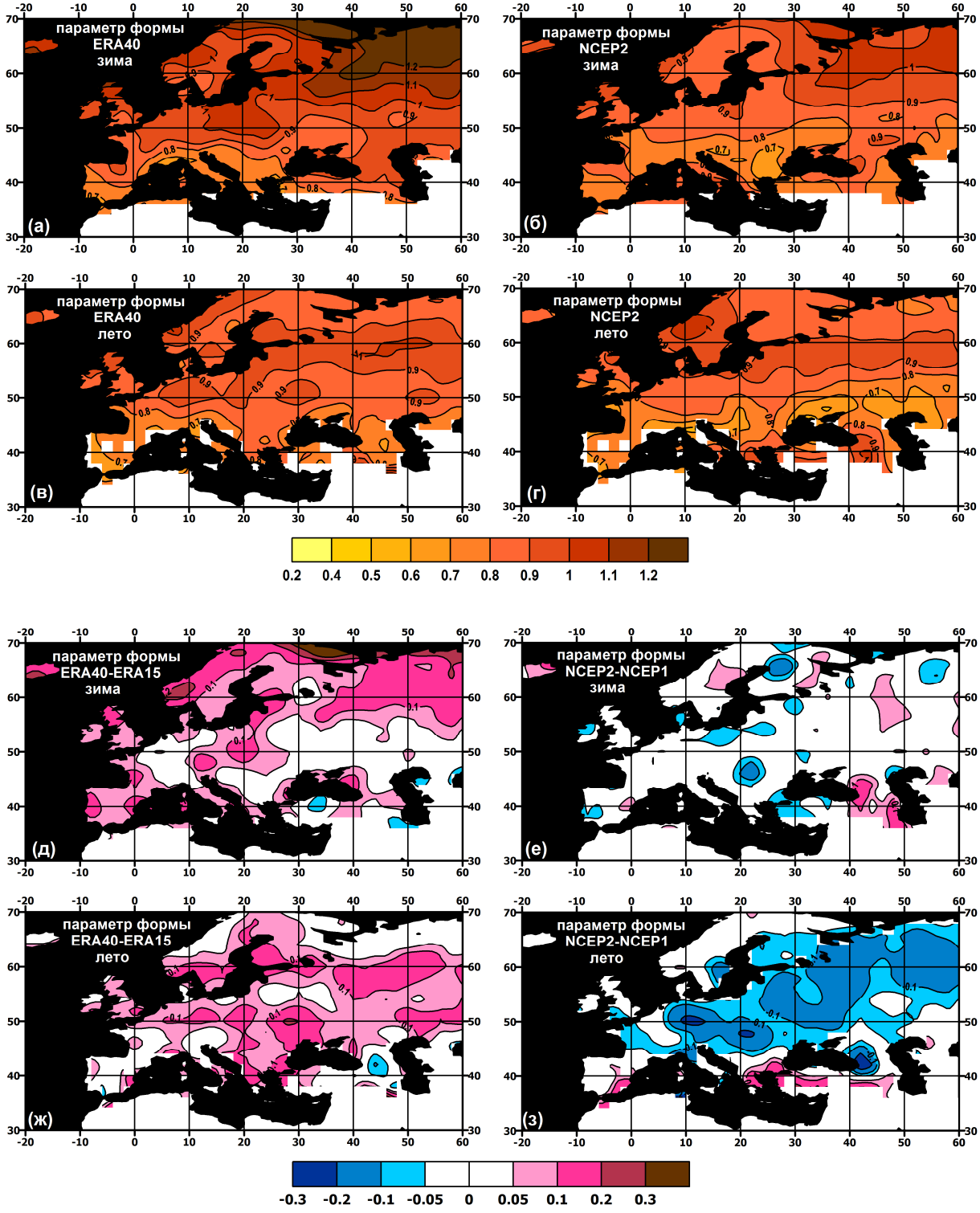


Рисунок 4.6. Пространственное распределение средних значений параметра формы гамма-распределения зимой (а, б) и летом (в, г) для ERA40 (а, в) и NCEP-R2 (б, г). Разницы между значениями параметра формы ERA40-ERA15 (д, ж) и NCEP-R2-NCEP-R1 (е, з) зимой (д, е) и летом (ж, з) за период 1979-1993 гг.

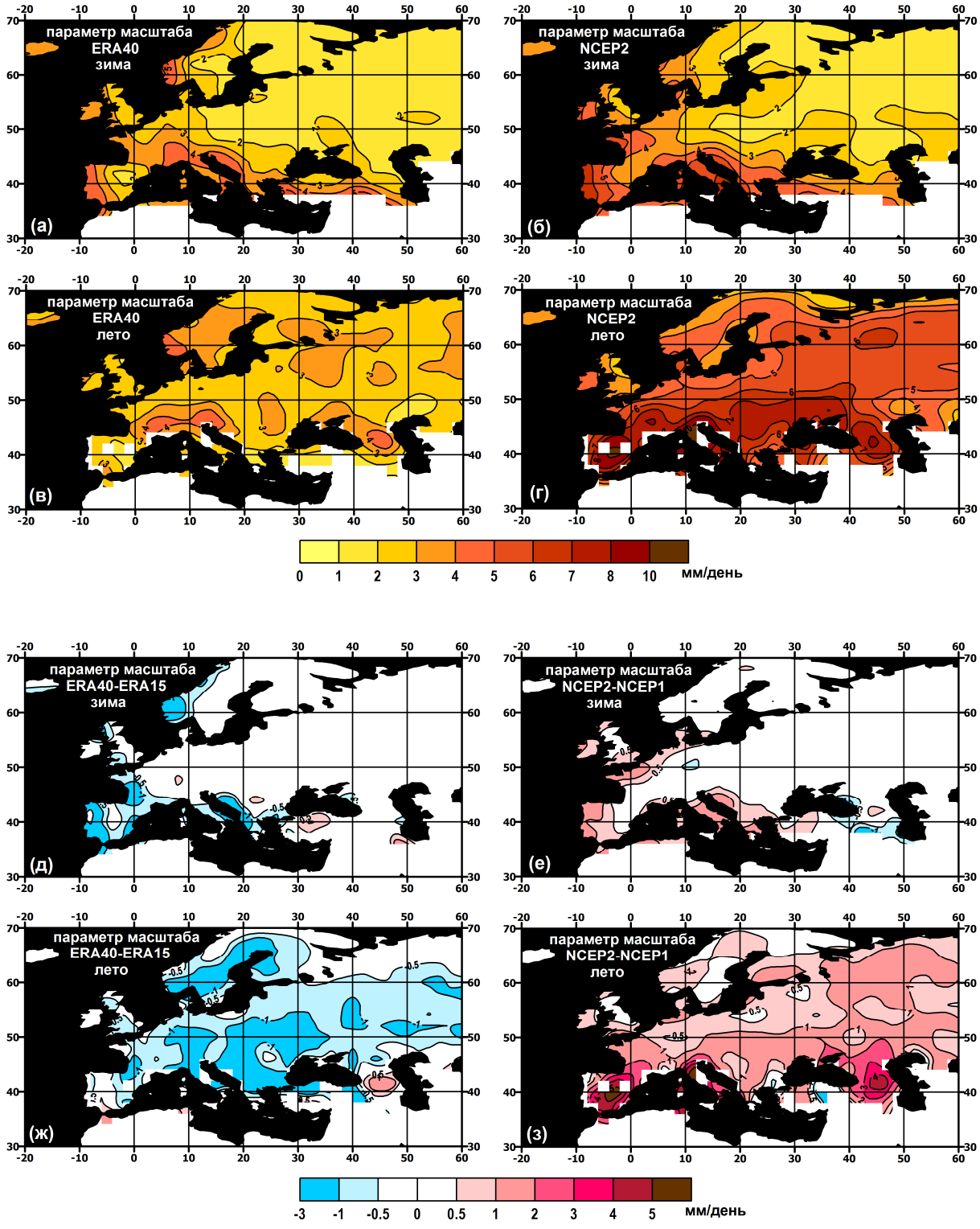


Рисунок 4.7. Пространственное распределение средних значений параметра масштаба гамма-распределения (мм/день) зимой (а, б) и летом (в, г) для ERA40 (а, в) и NCEP-R2 (б, г). Разницы между значениями параметра формы ERA40-ERA15 (д, ж) и NCEP-R2-NCEP-R1 (е, з) зимой (д, е) и летом (ж, з) за период 1979-1993 гг.

Самые высокие значения параметра масштаба отмечаются для реанализов NCEP летом, что соответствует самым высоким значениями интенсивности осадков для этих реанализов. Параметр масштаба убывает с запада на восток. Средние значения параметра масштаба

изменяются от 1 до 3 мм/день в центральной и восточной Европе зимой до 8-10 мм/день в районах с большим количество осадков (Пиренейский полуостров и горные районы) летом. Среди всех четырех реанализов наибольшие значения параметра масштаба наблюдаются в NCEP-R2 и зимой и летом, а наименьшие в ERA40. Следует заметить, что развитие системы краткосрочного прогноза NCEP (от NCEP-R1 к NCEP-R2) привело в общем случае к увеличению значений параметра масштаба (рис. 4.7е,з). При этом ERA40 показывает уменьшение этого параметра, особенно ярко выраженное летом в западной Европе, по отношению к ERA15 (рис. 4.7д,ж).

Вероятность появления экстремальных осадков, как было сказано выше, зависит как от значений параметра формы, так и от значений параметра масштаба. На рис. 4.8а-г показаны значения 99-го процентиля, полученного из гамма-распределения. В общем, экстремальные осадки изменяются в значительно большем диапазоне, чем средние осадки – от 5-25 мм/день зимой до 40 мм/день летом в NCEP-R2. Реанализы NCEP показывают немного б*о*льшие значения экстремальных осадков, чем реанализы ERA зимой (рис. 4.8а,б) и существенно большие значения летом (рис. 4.8в,г). На рис. 4.8д-з показаны разницы значений экстремальных осадков между реанализами ERA40 и ERA15, а также между NCEP-R2 и NCEP-R1. Зимой ERA15 дает большие значения, чем ERA40 для районов побережий западной и южной Европы. В то же время на западе Скандинавии и в некоторых районах южной Европы значения осадков 1% повторяемости (99-й процентиль) больше в ERA40. Летом значения 99-го процентиля в ERA15 (рис. 4.8ж) практически повсеместно больше, чем в ERA40. Самые большие разницы (8-10 мм/день) наблюдаются в Скандинавии на юге Европы. NCEP-R2 показывает б*о*льшие значения экстремальных осадков, чем NCEP-R1 как зимой, так и летом (рис. 4.8е,з). Самые большие разности наблюдаются летом на юге Европы (10-12 мм/день). Сравнение значений 99-го процентиля с другими характеристиками осадков показывает, что они, в основном, зависят от распределения параметра масштаба гамма-распределения (рис. 4.7в,г), особенно в летний период и в горных районах. В то же время, на севере и в центральной части России зимой параметр формы (рис. 4.6а,б) может также существенно влиять на наблюдающиеся различия в значениях экстремальных осадков между разными реанализами.

На рис. 4.9 показано сравнение интенсивности и величин экстремальных осадков в координатах параметров формы и масштаба гамма-распределения для разных реанализов в различных районах. Зимой различия между разными реанализами на севере и на востоке европейской части России связаны, в основном, с различиями в значениях параметра формы (точки вытянуты вдоль оси х). Летом же, в районе Альп и в центральной части России различия обеспечиваются разбросом значений параметра масштаба (точки вытянуты вдоль оси у).

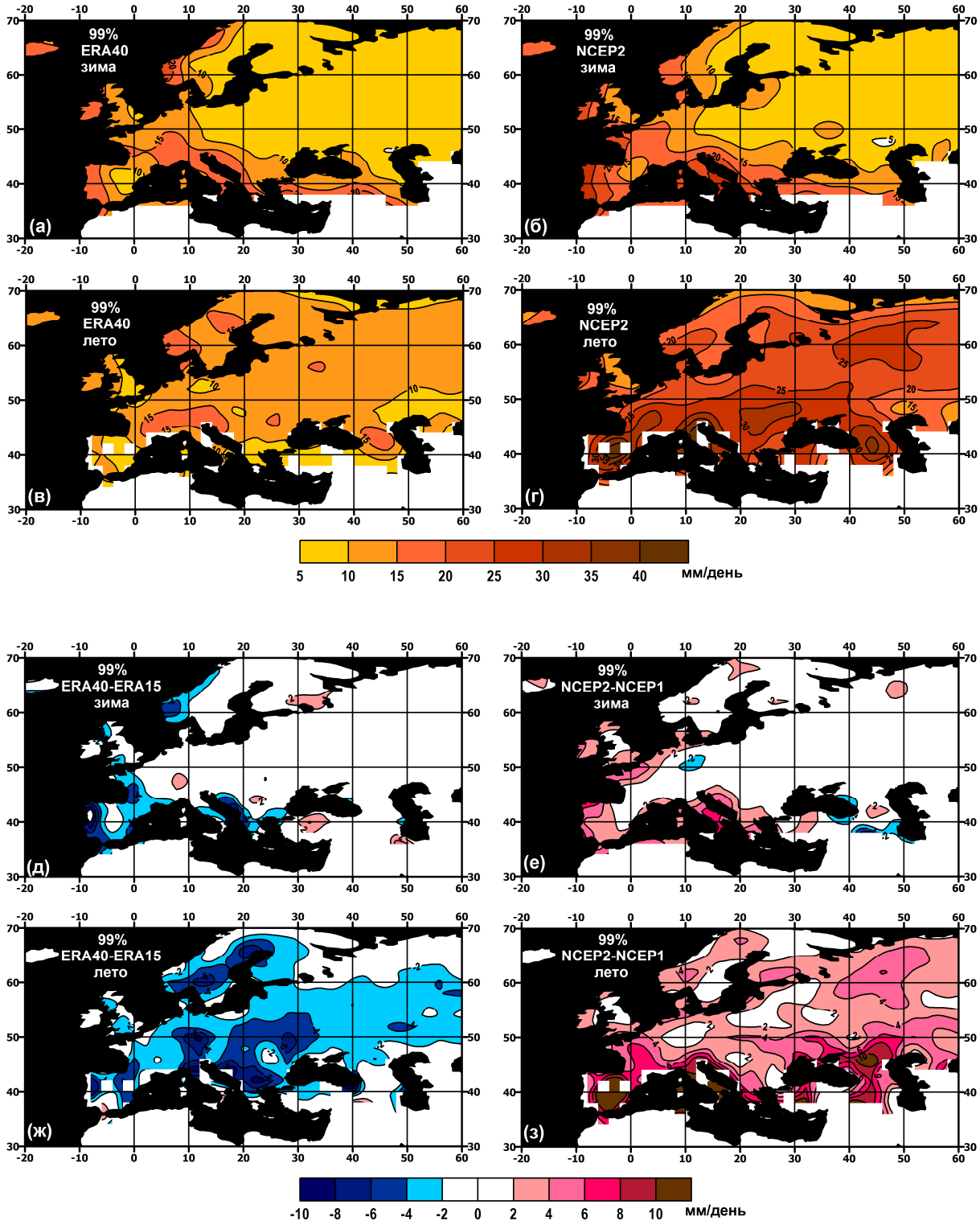


Рисунок 4.8. Пространственное распределение средних значений 99-го процентиля гамма-распределения (мм/день) зимой (а, б) и летом (в, г) для ERA40 (а, в) и NCEP-R2 (б, г). Разницы между значениями параметра формы ERA40-ERA15 (д, ж) и NCEP-R2-NCEP-R1 (е, з) зимой (д, е) и летом (ж, з) за период 1979-1993 гг.

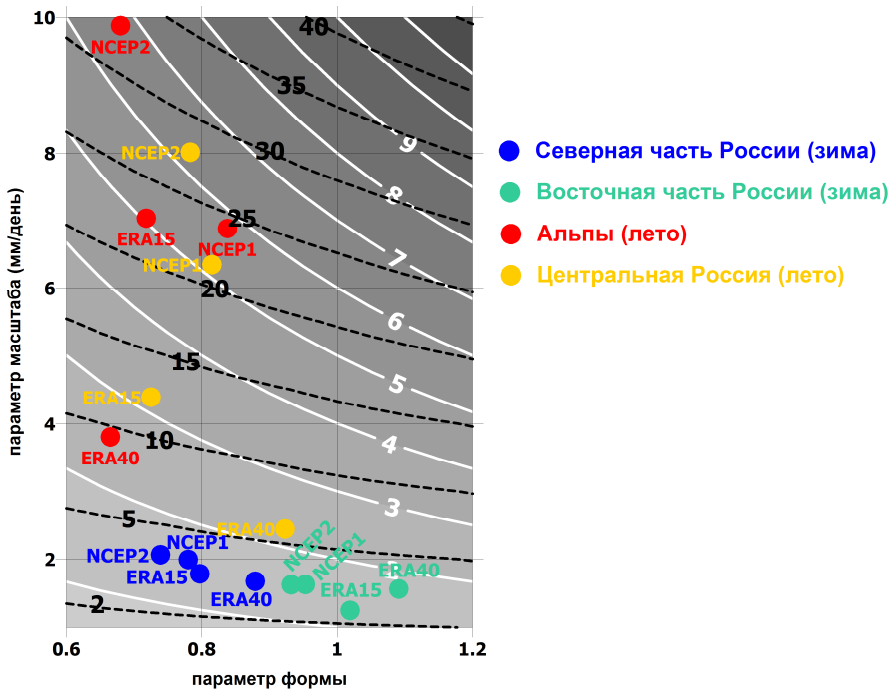


Рисунок 4.9. Диаграмма, показывающая интенсивность осадков (белые линии) и значения осадков, соответствующие 99-му процентилю гамма-распределения (мм/день) (черные пунктирные линии) в координатах параметра формы (ось x) и параметра масштаба (ось y). Точками показаны значения параметров формы и масштаба для разных реанализов в разных районах: синим – на севере России (47°в.д., 63°с.ш.), зеленым - на востоке европейской части России (51°в.д., 49°с.ш.), красным – в Альпах (11°в.д., 45°с.ш.) и желтым – в центральной части России (35°в.д., 53°с.ш.) за период с 1979 по 1993 гг.

На рис. 4.10а,б показаны разницы значений параметра формы гамма-распределения, полученных по данным станций и для реанализа NCEP-R2 за 15-летний период. Необходимо отметить, что NCEP-R2 показывает меньшие значения параметра формы, чем ERA40, а для многих районов демонстрирует наименьшие значения этого параметра среди всех рассматриваемых реанализов (рис. 4.6). Зимой в западной Европе станции показывают меньшие значения параметра формы, соответственно определяя и меньшую ассиметричность гамма-распределения. Самые большие разницы (0.4) наблюдаются на юге Европы. В восточной Европе и на европейской части России разницы, в основном, слабо положительны (0.05-0.15), и параметр формы, рассчитанный по станциям, немного больше, чем параметр формы, полученный по NCEP-R2. Летом (рис. 4.10б) разницы, практически повсеместно отрицательны, и их величины в среднем возрастают до 0.2-0.3. Сравнение значений параметра формы (рис. 4.10в,г) для станций и реанализа NCEP-R2, характеризующегося самыми большими значениями этого параметра среди всех реанализов, показывают, что зимой станции дают существенно более высокие значения параметра формы, чем NCEP-R2. Эти разницы возрастают с севера на юг от 1-2 мм/день до 5-10 мм/день. На европейской территории России значения разниц уменьшается до 1 мм/день. Однако при сравнении с другими реанализами значения параметра

масштаба, полученные по станциям значительно выше также и для этого района. Такая же пространственная структура разниц сохраняется и летом (рис. 4.10г). При этом абсолютные значения разниц существенно возрастают (на 20-30% по сравнению с зимними значениями). Пространственное распределение разниц для значений экстремальных осадков (рис. 4.10д,е) качественно похоже на структуру разниц для параметра формы. В центральной и восточной Европе станции показывают более сильные экстремальные осадки, чем NCEP-R2 на 2-5 мм/день и в южных районах Европы разницы достигают 20-50 мм/день.

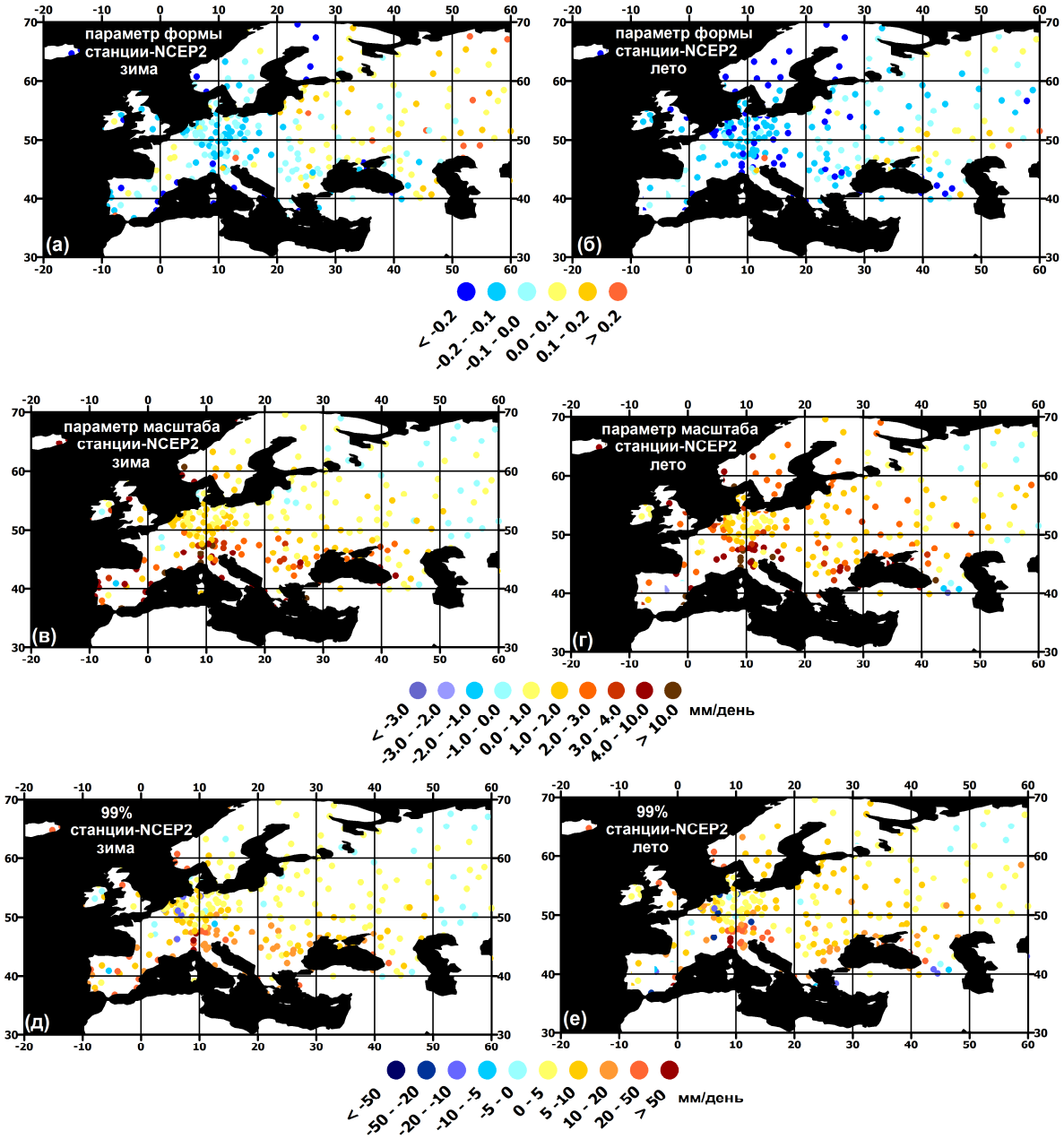


Рисунок 4.10. Разницы между значениями на станциях и реанализом NCEP-R2 параметра формы (а, б), параметра масштаба (мм/день) (в, г) и значений 99-го процентиля гамма-распределения (мм/день) (д, е) зимой (а, в, д) и летом (б, г, е) за период 1979-1993 гг.

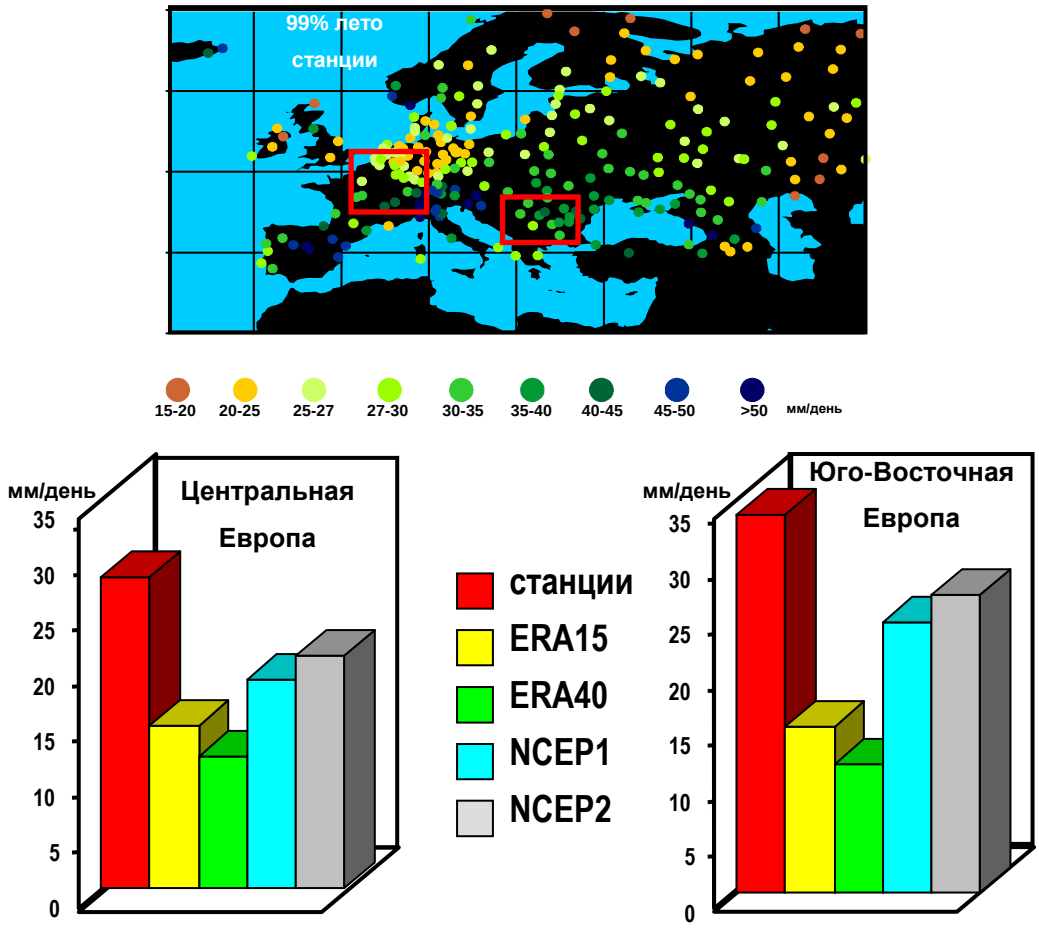


Рисунок 4.11. Пространственное распределение средних оценок осадков 99-го процентиля, полученных по гамма-распределению, для станций летом за период с 1979 по 1993 гг. (верхняя панель). Значения осадков 99-го процентиля для четырех реанализов и станций, осредненных для районов Центральной Европы (нижняя панель, слева) и для Юго-Восточной Европы (нижняя панель, справа). Районы, для которых было проведено осреднение, показаны прямоугольниками на верхней панели

Рис. 4.11 показывает, как пример, сравнение климатических значений 95-го процентиля для летних осадков, полученных по гамма-распределению для станций. На нижней панели рис. 4.11 показано сравнение осредненных значений 99-го процентиля для двух выделенных районов. Численные различия между оценками, полученными по реанализам и по данным наблюдений на станциях, составляют 10-50% с наибольшими разностями для реанализа ERA-40. Разницы в значениях экстремальных осадков между разными реанализами в некоторых районах могут достигать 30-50%. Анализируя диаграммы, приведенные на данном рисунке, можно сделать ошибочный вывод о том, что реанализы NCEP более реалистичны в части воспроизведения экстремальных осадков, чем реанализы ECMWF, что прозвучало в частности на 2-й Международной конференции по реанализам (Рединг, 1999) в докладе Евгении Калнай. Однако к этому выводу следует относиться критично. Из него не следует, что в целом описание гидрологического цикла в реанализах NCEP лучше, чем в реанализах Европейского Центра.

Реанализы NCEP традиционно показывают бо́льшее глобальное количество осадков, что является следствием проблем параметризаций в этих реанализах. Результатом этого является то, что осадки 5% повторяемости (95-й процентиль) также выше и лучше совпадают с измерениями на станциях.

В табл. 4.3 показаны результаты расчетов характеристик осадков по данным реанализов и измерений на станциях для четырех районов в Европе (Пиренейский полуостров, Центральная Европа, юго-восточная Европа и восток европейской части России (рис. 4.12)). Эти районы характеризуются относительно однородным покрытием станциями, хотя в районе Центральной и Юго-Восточной Европы плотность станций немного выше, чем в остальных районах. Необходимо отметить, что для этих оценок данные реанализов были проинтерполированы на местоположение станций в соответствующих районах с использованием алгоритма *Akima, (1970)*, поэтому данные оценки отнесены к одинаковым площадям и сопоставимы. Заметим, однако, что подобные оценки могут быть использованы лишь для сравнения характеристик реанализов со станциями, и их нельзя использовать, как проинтегрированные по площади оценки, полученные по реанализам. Зимой средние значения осадков, полученные по данным наблюдений на станциях, в основном выше, чем значения, полученные из реанализов, за исключением района востока европейской части России. Летом значения средних осадков по станциям лежат внутри диапазона значений средних осадков для реанализов. Станции показывают существенно меньшее количество дней с осадками, чем реанализы. Самые большие различия наблюдаются для районов Пиренейского полуострова и юго-восточной Европы, где реанализы показывают значения в 1.3-1.7 раз выше, чем станции зимой и в 2.1 раза выше летом. Интенсивность осадков значительно выше по данным станций. Наибольшие различия наблюдаются в юго-восточной Европе. Параметр масштаба и значения 99-го процентиля, полученные по данным станций, в 2-3 раза больше, чем значения, полученные по данным реанализов. Самые большие различия наблюдаются на Пиренейском полуострове и в юго-восточной Европе летом. Параметр формы, рассчитанный по станционным данным, в основном меньше оценок этого параметра, полученных по данным реанализов за исключением восточных районов европейской части России, где станции показывают большие значения этого параметра зимой.

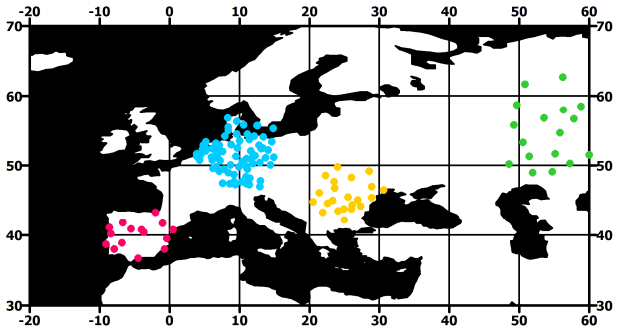


Рисунок 4.12. Станции, участвовавшие в осреднении для районов, рассматривающихся в таблице 4.3. Красным – район Пиренейского полуострова, синим – центральная Европа, желтым – юго-восточная Европа, зеленым – восток европейской части России

Таблица 4.3. Средние значения (верхнее число) и стандартные отклонения (нижнее число) статистических характеристик значений суточных осадков для разных районов Европы зимой и летом за период с 1979 по 1993 гг.

	Пиренейский полуостров		Центральная Европа		Юго-Восточная Европа		Восток Европейской части России	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
Средние осадки (мм/день)								
станции	2.0/1.13	0.9/0.71	1.8/0.91	2.3/1.01	1.2/0.27	1.6/0.49	0.9/0.31	1.8/0.85
ERA15	1.5/0.54	0.6/0.36	1.6/0.36	2.1/0.56	0.8/0.09	1.7/0.33	0.7/0.11	1.7/0.71
ERA40	1.3/0.45	0.5/0.21	1.8/0.30	1.7/0.38	1.2/0.08	1.5/0.39	1.1/0.13	1.5/0.62
NCEP1	1.5/0.41	1.0/0.55	1.6/0.52	2.7/0.64	1.2/0.18	2.9/0.51	0.9/0.22	2.3/1.19
NCEP2	1.5/0.49	1.4/0.73	1.4/0.35	2.6/0.48	0.9/0.15	3.0/0.41	0.9/0.17	2.6/0.90
Число дней с осадками (%)								
станции	33/10	16/11	52/9	45/8	36/9	27/8	45/14	37/17
ERA15	50/9	28/11	70/7	76/4	54/5	59/7	48/6	59/13
ERA40	53/8	33/9	73/4	68/4	64/6	64/8	68/6	62/14
NCEP1	46/6	28/11	66/8	66/7	61/7	60/7	61/10	56/18
NCEP2	43/5	28/9	59/4	61/3	48/5	57/6	55/9	61/15
Интенсивность (мм/день)								
станции	5.8/1.94	5.5/1.60	3.5/1.48	5.1/1.61	3.5/0.82	6.0/0.63	2.0/0.38	4.6/0.79
ERA15	2.9/1.02	2.1/0.40	2.3/0.48	2.9/0.62	1.5/0.23	2.8/0.28	1.5/0.14	2.7/0.49
ERA40	2.4/0.73	1.5/0.34	2.4/0.42	2.4/0.49	1.8/0.20	2.4/0.35	1.7/0.15	2.3/0.50
NCEP1	3.1/0.81	3.4/0.67	2.3/0.54	4.0/0.81	1.9/0.33	4.9/0.44	1.5/0.22	3.6/1.02
NCEP2	3.6/0.76	4.5/1.04	2.4/0.47	4.2/0.57	2.0/0.32	5.1/0.39	1.6/0.12	4.1/0.93
Значения 99% процентиля (мм/день)								
станции	34.2/12.2	35.8/12.7	18.1/8.2	28.1/8.9	19.1/6.1	34.0/4.3	9.3/2.4	23.9/4.5
ERA15	16.8/8.1	11.7/2.8	10.9/2.4	14.6/3.2	7.8/1.5	15.0/1.4	6.4/0.8	13.6/2.3
ERA40	12.6/4.1	7.9/2.0	11.5/2.1	11.9/2.7	9.3/1.4	11.6/1.7	7.6/0.9	11.2/2.0
NCEP1	16.2/4.4	19.1/3.7	11.2/2.5	18.8/3.9	10.2/2.1	24.4/2.7	7.1/1.1	17.1/4.1
NCEP2	18.9/5.1	25.5/8.1	12.1/2.4	21.0/3.2	10.8/2.5	26.8/3.5	8.0/0.8	20.6/3.7
Параметр формы								
станции	0.65/0.11	0.54/0.09	0.78/0.08	0.71/0.08	0.72/0.11	0.66/0.08	1.01/0.11	0.79/0.09
ERA15	0.69/0.08	0.68/0.09	0.92/0.05	0.84/0.05	0.82/0.08	0.76/0.05	0.96/0.06	0.83/0.05
ERA40	0.78/0.06	0.73/0.04	0.96/0.03	0.90/0.04	0.85/0.09	0.88/0.06	1.04/0.08	0.92/0.07
NCEP1	0.77/0.05	0.69/0.04	0.90/0.04	0.95/0.05	0.77/0.08	0.84/0.06	0.88/0.10	0.89/0.10
NCEP2	0.76/0.03	0.68/0.03	0.86/0.04	0.86/0.04	0.74/0.07	0.77/0.05	0.90/0.07	0.81/0.09
Параметр масштаба (мм/день)								
станции	9.1/3.51	10.2/4.2	4.4/2.1	7.1/2.30	4.8/1.42	8.8/0.96	2.0/0.55	5.8/1.16
ERA15	4.4/2.22	3.0/0.84	2.4/0.60	3.4/0.78	1.9/0.44	3.7/0.38	1.4/0.24	3.2/0.56
ERA40	3.1/1.1	2.0/0.51	2.5/0.52	2.7/0.70	2.2/0.41	2.7/0.40	1.6/0.27	2.5/0.44
NCEP1	3.9/1.3	4.9/0.95	2.5/0.56	4.1/0.81	2.5/0.59	5.7/0.56	1.6/0.30	3.9/0.84
NCEP2	4.6/1.2	6.5/2.0	2.8/0.60	4.8/0.77	2.7/0.70	6.5/0.72	1.8/0.26	4.9/0.67

Численные региональные различия между станциями и реанализами должны быть рассмотрены в контексте среднеквадратических отклонений, также приведенных в табл. 4.3. Для оценок экстремальных осадков, а также для параметров гамма-распределения и интенсивности осадков различия между станциями и реанализами являются статистически значимыми. Кроме того, среднеквадратические отклонения, приведенные в табл. 4.3, показывают, что в большинстве случаев станционные данные характеризуются более сильной пространственной изменчивостью, чем данные реанализов, показывая более высокие значения среднеквадратических отклонений. Это показывает, что при сравнении характеристик осадков, полученным по данным станций и по реанализам, большую роль играет мезомасштабная изменчивость. Интересно отметить, что на востоке европейской части России оценки среднеквадратических отклонений по данным станций и реанализов схожи, а также, что реанализы могут показывать даже большие среднеквадратические отклонения, чем станции. Такой эффект наблюдается только в этом районе, при этом абсолютные значения среднеквадратических отклонений здесь меньше, чем в других районах. Возможно, это связано с малой плотностью станций в этом районе. Кроме того, магнитуда пространственной мезомасштабной изменчивости в этом районе существенно меньше, чем в западноевропейских районах. Поэтому среднеквадратические отклонения для этого района в бо́льшей мере отражают характеристики крупномасштабной, чем мезомасштабной изменчивости.

4.3. АНАЛИЗ ХАРАКТЕРИСТИК ОСАДКОВ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ И ИХ СРАВНЕНИЕ С ДАННЫМИ СТАНЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ ЕВРОПЫ.

Ещё одним очень важным источником информации об осадках являются осадки, измеренные со спутников. Однако существует множество источников погрешностей спутниковых осадков. Для их практического использования необходима аккуратная и тщательная валидация спутниковых данных по отношению к данным измерений осадков на станциях. Отметим здесь, что осадки в их классическом понимании не измеряются спутниками (как и радарами). Микроволновое зондирование позволяет определять содержание жидкокапельной влаги в столбе атмосферы и характеристики частотного распределения размеров капель (которое также является гамма-распределением, что не удивительно, поскольку размер капли является элементарной мерой интенсивности осадков). Осадки, достигшие Земли, рассчитываются в микроволновых алгоритмах (как пассивных, так и активных) на основе этого распределения. Это приводит к завышению осадков в спутниковых данных, поскольку алгоритмы имеют тенденцию относить к выпавшим осадкам также жидкокапельную влагу облаков и капли, испарившиеся в течение падения на землю. Главной проблемой алгоритмов расчета осадков по результатам микроволновых зондирований (как со

спутников, так и с Земли при использовании радаров) является нахождение статистического функционала, связывающего размер капли с интенсивностью микроволнового излучения. Последнее определяется уравнением Планка, записанным ниже в двух формах – для волновых чисел (длин волн) и частот (периодов волн):

$$B_{\upsilon}(T) = \frac{2 \cdot h \cdot c^2 \cdot \upsilon^3}{e^{(h \cdot c \cdot \upsilon / k \cdot T)} - 1} \qquad B_{\lambda}(T) = \frac{2 \cdot h \cdot c^2}{\lambda^5 \cdot \left(e^{(h \cdot c / \lambda \cdot k \cdot T)} - 1\right)}, \tag{4.1}$$

где *B(T)* – энергия (в Джоулях), излучаемая в секунду на единицу длины волны λ на стерадиан с одного квадратного метра абсолютно черного тела при температуре *T*. *h* – постоянная Планка, *c* – скорость света, *k* – постоянная Больцмана.

Интегрирование (4.1) дает энергию излучения, связанную с длиной волны λ, а, следовательно, и с интегральным содержанием жидкокапельной влаги в столбе:

$$E = (\pi) \int_{\lambda_2}^{\lambda_1} \frac{2 \cdot h \cdot c^2 / \lambda^5}{e^{(h \cdot c / \lambda \cdot k \cdot T)} - 1} d\lambda \,. \tag{4.2}$$

Алгоритм обработки спутниковых микроволновых данных должен устанавливать статистическую связь длины волны излучения с размером капли, определяющей интенсивность дождя. В этом собственно и состоит неопределенность всех алгоритмов, вне зависимости от их сложности (линейные полосовые, многомерные нелинейные регрессии, нейронные сети). В любом случае интенсивность дождя пропорциональна третьей степени размера капли, а интенсивность излучения – пятой степени длины волны. Таким образом, неопределенность равна двум порядкам интенсивности осадков и эта неопределенность не может быть минимизирована никаким алгоритмом. Наиболее успешными являются алгоритмы, основанные на нейронных сетях [например, *Rossow et al., 1996; Karstens et al., 1994; Liu et al., 1996; Bauer et al., 2001; Schulz et al., 1993*]. Однако эти алгоритмы наиболее успешно применяются над океанами, где использование пассивной микроволновой локации не осложнено особенностями рельефа, а активной – присутствием примесей в воздухе, в первую очередь аэрозолей. В частности, пылевые аэрозоли в пустынях (воспринимаемые активной радиометрией, как осадки со сходными размерам песчинок размерами капель) приводят к существенным погрешностям:

прямое применение алгоритмов может давать осадки, похожие по интенствности на осадки в районах средних широт и даже тропиков, например при сильных пыльных бурях.

Нами проводилось сравнение для массива GPCP (Global Precipitation Climatology Project) [*Huffman et al., 2001*] и массива PERSIANN-CDR [*Ashouri et al., 2015*], представляющих собой комбинацию (*optimized blending*) спутниковых осадков, измеренных разными датчиками и в разных диапазонах, и осадков, измеренных на станциях. Эти данные сравнивались с суточными осадками по данным Росгидромета и с сеточным массивом осадков STAMMEX [*Zolina et al., 2014*], полученным из суточных измерений на станциях DWD. Кроме того, отдельно было проведено сравнение характеристик осадков GPCP и сеточного массива осадков E-OBS версия 5. Массив E-OBS был создан в Королевском Метеорологическом институте Нидерландов (KNMI) [*Haylock et al., 2008*]. В этом массиве представлены суточные значения осадков в Европе за период с 1950 по 2010 гг. на сетках с разрешением 0.25°и 0.5° для района 25-75° с.ш. и 40-75° з.д.. В данной работе использовалась версия 5 с разрешением 0.5°. Данные E-OBS были получены с использованием 4500 станций, местоположение которых показано на рис. 4.13. Пространственная интерполяция исходных данных (рис. 4.13) включала три этапа: 1) интерполяция среднемесячных сумм осадков с использованием алгоритма 3-мерных сплайнов; 2) объективная интерполяция суточных аномалий осадков с использованием весовых индикаторов и универсального кригинга; 3) комбинация результатов шага 1) и 2). Для каждой ячейки сетки авторы приводят стандартные ошибки.

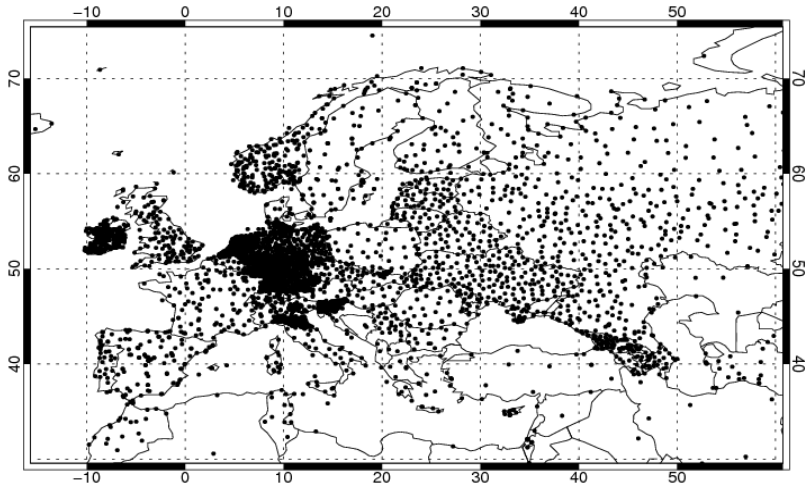


Рисунок 4.13. Местоположение станций, использовавшихся для получения массива E-OBS версия 5

Так как измерения на станциях производятся в период с 0900 до 0900 UTC, то существует 9-и часовой сдвиг между данными E-OBS и GPCP. Ещё одним важным различием

между E-OBS и GPCP является то, что спутниковые данные основаны на «квази-мгновенных» измерениях в конкретные сроки, в то время, как измерения на станциях дают аккумулированные значения осадков за сутки. Погрешности и ошибки в данных E-OBS происходят в основном из-за неаккуратности исходных измерений на станциях (описанных в Главе 1), неоднородности пространственного распределения станций, влияющих на количество станций, участвовавших в интерполяции в разных районах, и неточностей самой процедуры интерполяции.

Массив данных GPCP не имеет пропусков и поэтому для сравнения характеристик осадков с данными Росгидромета он был проинтерполирован в координаты станций. Для интерполяции использовался метод локальных процедур [*Akima, 1970*]. Сравнение проводилось для периода с 1998 по 2012 гг..

Массив данных PERSIANN также имеет суточное разрешение и представлен на сетке 0.25°. К сожалению, он покрывает район лишь от 60°с.ш. до 60°ю.ш., что накладывает определенные ограничения на его использование. Однако существенная часть территории России покрыта этими измерениями и поэтому он был также включен в исследование. Данные представлены за период с 1984 г. по настоящее время. Для сравнения был выбран промежуток времени с 1984 по 2012 гг.. Для сравнения этих данных со станциями необходимо осуществить совмещение спутниковых и станционных данных в пространстве и во времени (пространственно-временная коллокация). Из-за большого количества пропусков пространственная интерполяция для всего поля в данном случае невозможна, поэтому, учитывая высокое пространственное разрешение PERSIANN (0.25°) и низкое пространственное разрешение станций (случаев попадания в одну ячейку сетки двух и более станций нет), из сеточного массива PERSIANN были выбраны те ячейки сетки, в которых расположены станции и только за те сроки, когда имелись наблюдения на станциях.

При этом для регионального массива STAMMEX сравнение производилось напрямую без использования интерполяции, так как пространственное разрешение данных PERSIANN совпадает с пространственным разрешением данных STAMMEX и массив STAMMEX не имеет пропусков во времени. Для сравнения анализировался период перекрытия данных PERSIANN [*Ashouri et al., 2015*] и STAMMEX [*Zolina et al., 2014*] с 1984 по 2008 гг.. Для сравнения данных GPCP и E-OBS эти массивы были сведены к одинаковому пространственному разрешению. В качестве базового использовалось разрешение GPCP (1°×1°). Анализировался период перекрытия двух массивов с 1998 по 2008 гг..

На рис. 4.14 показаны разницы в процентах между средним количеством осадков по данным наблюдения на станциях и по данным GPCP за период с 1998 по 2012 гг.. В зимний

период с октября по март (рис. 4.14а) различия в количестве осадков очень большие. В большинстве районов GPCP существенно завышает средние значения осадков. Практически повсеместно разницы превышают 60% от средних значений осадков. Наиболее сильные различия наблюдаются в Европейской и Южной частях России. За Уралом величины разниц для ряда станций несколько уменьшаются до 20-30%.

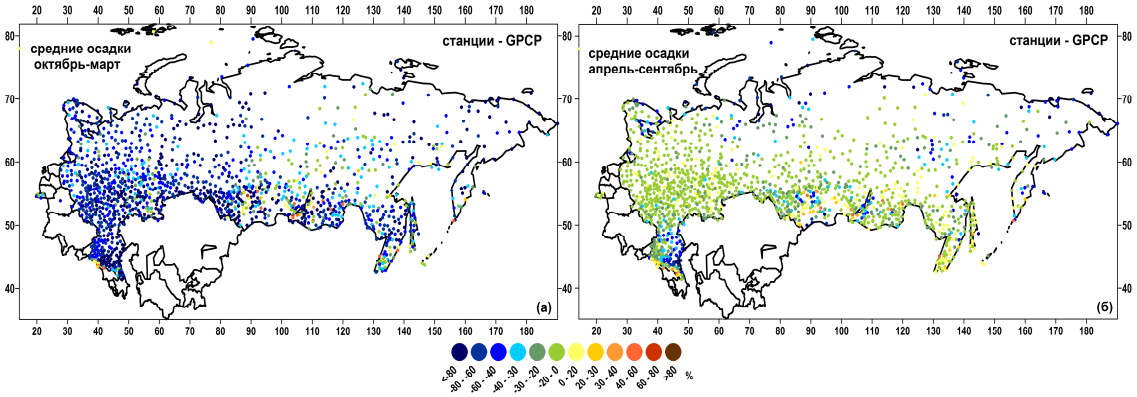


Рисунок 4.14. Разницы (%) между значениями средних осадков (станции минус GPCP) за период с 1998 по 2012 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

В летний период с апреля по сентябрь (рис. 4.14б) наблюдается совершенно другая картина. GPCP по-прежнему завышает среднее количество осадков, однако, разницы намного меньше, по сравнению с холодным периодом года. В среднем различия составляют 5-20%, за исключением Южного и Северо-Кавказского федеральных округов, где разницы достигают 80-90%, что связано с гористым рельефом местности и большой пространственной неоднородностью полей осадков. Обнаруженные особенности сезонного распределения разностей количества осадков связаны, помимо описанных выше неопределенностей алгоритмов, с проблемами измерений осадков твердой фаза (в виде снега) со спутников. Спутники в основном используют различные характеристики облаков и имеют тенденцию давать «потенциальное», а не реальное количество осадков (то есть количество, способное выпасть из конкретных облачных систем). При этом плохо или вовсе не учитывается таяние снега в процессе его выпадения и достижения им поверхности. С другой стороны, существуют также проблемы с точностью измерений снега на осадкомерных станциях. Выдувание снега из осадкомерных стаканов является серьезным фактором, занижающим измеренное количество снега, по сравнению с реально выпавшим. В зимнее время особенно важна коррекция осадков на ветер. В настоящее время в ГГО и ВНИИГМИ-МЦД ведется работа по введению таких поправок к значениям измеренных на станциях осадков [*Богданова и др., 2007; Bogdanova et al., 2002*]. Таким образом, занижение высоты снежного покрова, измеренного на станциях, с одной

стороны, и завышение количества выпавшего снега, измеренного со спутников, с другой приводит к огромным разницам в средних осадках за зимний период.

На рис. 4.15 показаны разницы в количестве средних осадков для станций и спутниковых данных из массива PERSIANN. В зимний период (рис. 4.15а) наблюдаются сильные региональные различия по сравнению с данными GPCP. В Центральном, Южном и Северо-Кавказском федеральных округах PERSIANN, так же как и GPCP, очень существенно завышает количество осадков. Разницы составляют 80-100%. Однако, в южной части Приволжского федерального округа станции показывают лишь немного большие значения средних осадков, чем данные со спутников (10-15%). Также положительные разницы (5-30%) наблюдаются в Забайкальском крае. Для остальных районов разницы преимущественно отрицательные и составляют от 70 до 100% в относительном выражении. В теплый период (рис. 4.15б) в целом пространственное распределение разниц похоже на GPCP, однако их магнитуды немого меньше и составляют 5-15%. В центральной части Центрального федерального округа станции показывают немного б*о*льшие значения по сравнению с данными PERSIANN (3-10%). В целом массив PERSIANN демонстрирует б*о*льшее сходство с данными станций, чем GPCP. Это может быть связано с использованием более подходящего для данной местности алгоритма усвоения данных и более «удачной» комбинацией спутников, участвующих в сборе информации.

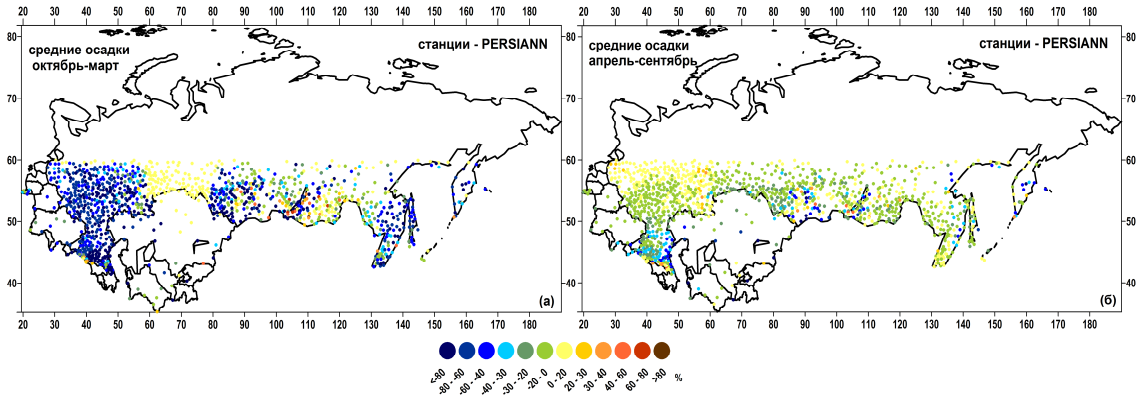


Рисунок 4.15. Разницы (%) между значениями средних осадков (станции минус PERCIANN) за период с 1984 по 2012 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

На рис. 4.16 показаны разницы между средними значениями осадков, полученными по массиву STAMMEX и спутниковым данным PERSIANN в холодное и теплое полугодия для территории Германии. В течение всего года PERSIANN показывает существенно большее количество осадков практически на всей территории Германии за исключением южных районов и небольших областей в центре земли Северный Рейн-Вестфалии и на юге Нижней Саксонии. Зимой разницы существенно (на 30-80%) выше, чем летом. Максимальные разницы зимой

превышают 100% и наблюдаются в восточной части Германии, характеризующейся относительно сухим климатом. Летом разницы по-прежнему остаются отрицательными для большей части территории Германии, составляя в среднем 10-50%. Максимальные разницы наблюдаются для земли Рейнланд-Пфальц на западе Германии (60%). Таким образом, PERSIANN завышает осадки в районах с относительно небольшим их количеством и занижает осадки там, где их выпадает много (район Альп на юге Германии и для Северного Рейн-Вестфалии).

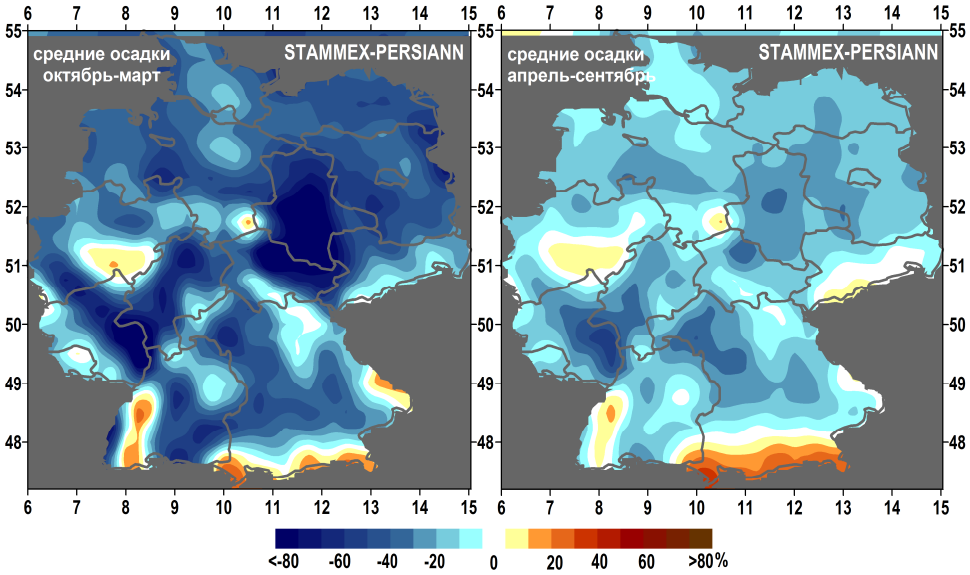


Рисунок 4.16. Разницы (%) между значениями средних осадков (STAMMEX минус PERCIANN) в Германии за период с 1984 по 2008 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

На рис. 4.17 показано пространственное распределение средних значений осадков по данным E-OBS и GPCP, а также отношения значений осадков из GPCP к осадками из массива E-OBS. Качественно пространственное распределение средних значений осадков и зимой и летом достаточно хорошо совпадают в этих массивах данных. Зимой (рис. 4.17а,б) спутниковые данные отражают общую тенденцию уменьшения количества осадков с севера на юг и с запада на восток. Однако, количественные различия очень существенны. На рис. 4.17в показано отношение значений осадков в данных GPCP к осадкам E-OBS. GPCP систематически существенно завышает среднее количество осадков. Максимальные различия наблюдаются в центральной Европе, где GPCP завышает количество осадков в 2-4 раза. Также существенное завышение количества осадков наблюдается на Пиренейском полуострове (1.5-2.0 раза). При этом в районах с интенсивными осадками (Скандинавия и Альпы) GPCP занижает количество осадков на 10-20%. Такие существенные различия в центральной Европе и в Испании, помимо чисто технических проблем измерения со спутников слабых осадков, могут быть также связаны с относительно малой плотностью станций в этих районах. Летом (рис. 4.17г,д,е) GPCP намного

лучше, чем зимой воспроизводит пространственное распределение осадков как качественно, так и количественно. GPCP по-прежнему повсеместно обнаруживает завышение количества осадков. Однако за исключением южной части Европы это завышение не превышает 10-15%. На юге Европы разницы увеличиваются и GPCP завышает осадки в 2-3 раза.

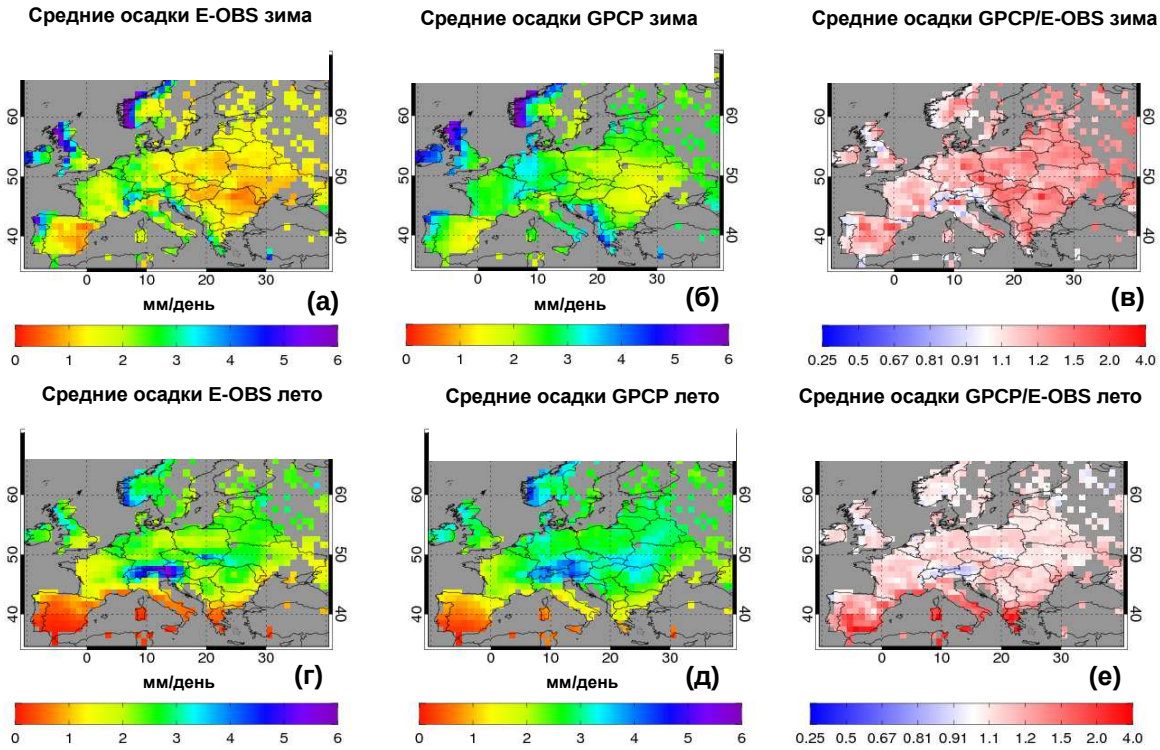


Рисунок 4.17. Средние значения осадков (мм/день) по данным E-OBS (а,г), GPCP (б,д) и отношение значения осадков GPCP и E-OBS (в,е) зимой (а,б,в) и летом (г,д,е) за период с 1998 по 2008 гг.

При валидации количества дней с осадками в данной работе значимыми считались осадки превышающие значение 1мм/день. На рис. 4.18 показаны разницы между числом дней с осадками для станций и массива GPCP. И в зимний, и в летний сезоны GPCP существенно завышает число дней с осадками. Зимой (рис. 4.18а) наблюдается четкая пространственная структура разниц между количеством влажных дней в GPCP и в данных станций. В южных и горных районах разницы очень велики и составляют от 80 до 100%. В центральных и северных районах разницы существенно меньше и составляют 15-30%. Летом (рис. 4.18б) разницы между количеством влажных дней очень большие (80-100%) на всей территории России. Такое существенное несоответствие в количестве дней с осадками связано с проблемами измерения со спутников конвективных осадков. Летом, особенно в южных районах, не все конвективные облака, имеющие достаточный запас влаги и идентифицируемый спутниковыми данными, как «потенциальный» дождь, реализуют эту влагу в виде осадков.

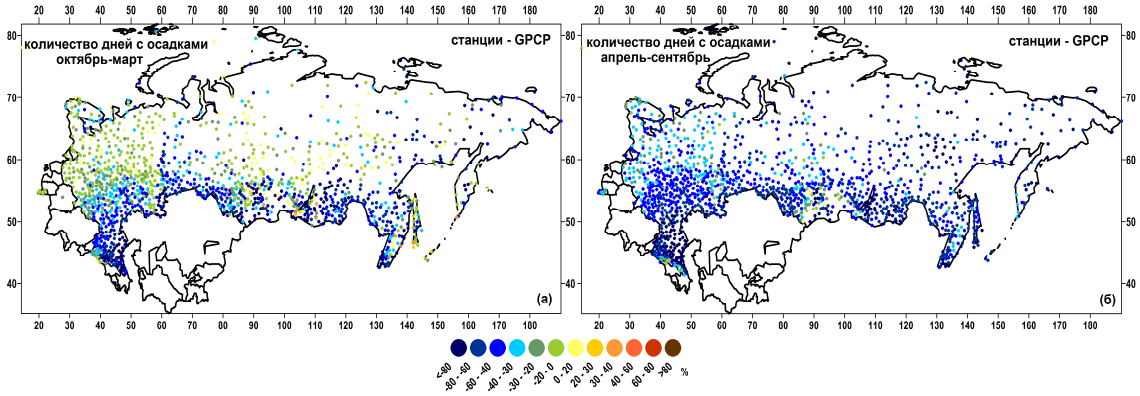


Рисунок 4.18. Разницы (%) между количеством влажных дней (станции минус GPCP) за период с 1998 по 2012 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

На рис. 4.19 показаны разницы между количеством влажных дней для массива PERSIANN. Зимой (рис. 4.19а) пространственная структура разниц похожа на распределение разниц для GPCP. В южных регионах и горных районах PERSIANN существенно завышает число дней с осадками (60-90%). Однако в центральных районах разницы в количестве дней с осадками меньше, чем для GPCP и составляют 5-15%. Интересно отметить, что в южной части Уральского федерального округа PERSIANN несколько занижает число влажных дней на 5-10%. Летом (рис. 4.19б) пространственная структура разниц существенно отличается от GPCP. Если на южной границе России разницы отрицательные и составляют 40-80% (что, примерно на 30-40% меньше, чем для GPCP), то в Центральном федеральном округе разницы положительны (10-35%), что говорит о занижении количества дней с осадками по спутниковым данным.

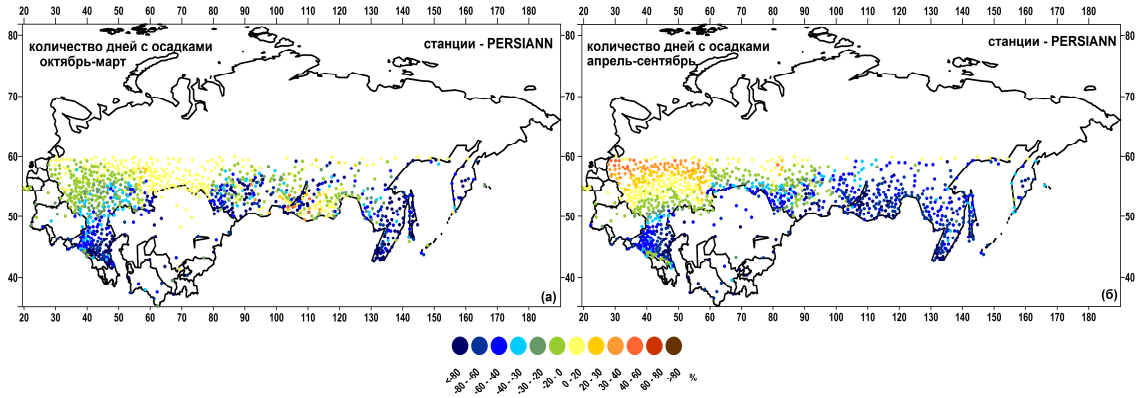


Рисунок 4.19. Разницы (%) между количеством влажных дней (станции минус PERSIANN) за период с 1984 по 2012 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

На рис. 4.20 показаны разницы в количестве дней с осадками для данных STAMMEX и PERSIANN на территории Германии. Зимой (рис. 4.20а) PERSIANN существенно завышает количество влажных дней по сравнению с данными станций. В среднем разницы составляют 20-60%. Максимальные разницы наблюдаются в восточной Германии (до 70%). Летом же (рис.

4.20б) картина совершенно меняется. Разницы в количестве влажных дней существенно уменьшаются до 20%. На севере Германии STAMMEX показывает немного большее число влажных дней (10-15%) а на западе Германии PERSIANN несколько завышает число дней с осадками (до 20%). Такое хорошее соответствие числа влажных дней для Германии свидетельствует о том, что локально спутники достаточно хорошо идентифицируют наличие или отсутствие осадков. При этом основные проблемы связаны с пересчетом отраженного сигнала от дождевых капель в абсолютные значения осадков.

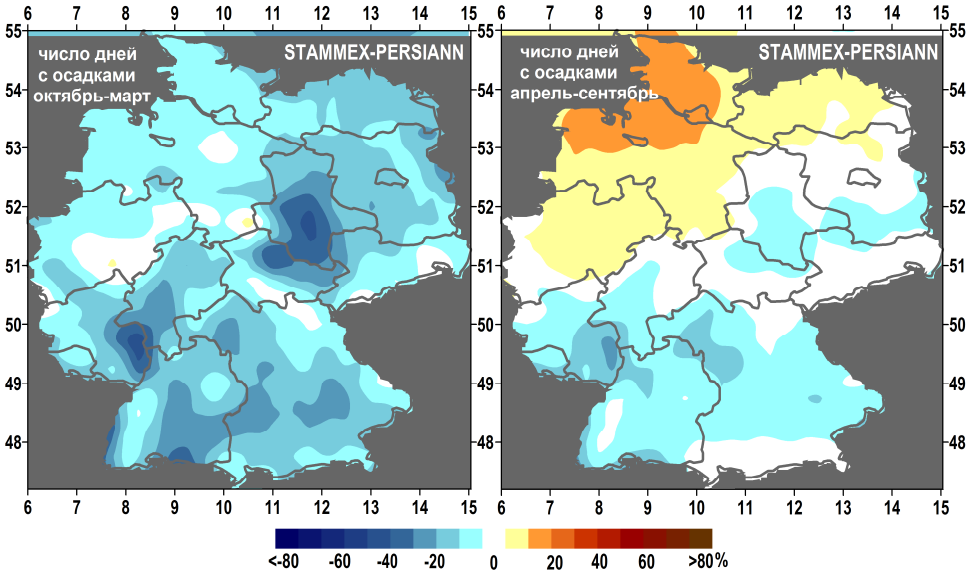


Рисунок 4.20. Разницы (%) между количеством влажных дней (STAMMEX минус PERCIANN) в Германии за период с 1984 по 2008 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

Так как соответствие дней, когда выпадали осадки в разных данных является крайне важным критерием для оценки достоверности спутниковой информации были также рассчитаны бинарные индексы сравнения [*Hofstra et al., 2008*], позволяющие оценить степень, до которой количество влажных и сухих дней в разных данных совпадает. Для этого были рассчитаны, так называемые, *percent correct* (PC) (4.3) индекс и *critical success index* (CSI) (4.4).

$$PC = \frac{a+b}{a+b+c+d} \tag{4.3}$$

$$CSI = \frac{a}{a+b+c}, \tag{4.4}$$

где a – доля совпадений дней, когда осадки были измерены и на станциях и в PERSIANN, b – доля случаев, когда на станции отмечалось выпадение дождя, а в данных PERSIANN дождя не

было, *c* – доля случаев, когда по данным станции дождя не было, но по данным PERSIANN дождь был, *d* – доля случаев, когда дождя не было ни по данным станции, ни по данным PERSIANN. Таки образом, индекс PC показывает, насколько хорошо совпадают влажные и сухие дни в разных данных, а индекс CSI показывает, насколько соответствуют друг другу только влажные дни. Если индексы равны нулю, то совпадений нет, если индексы равны единице, то данные идеально совпадают друг с другом. Расчет проводился для территории России.

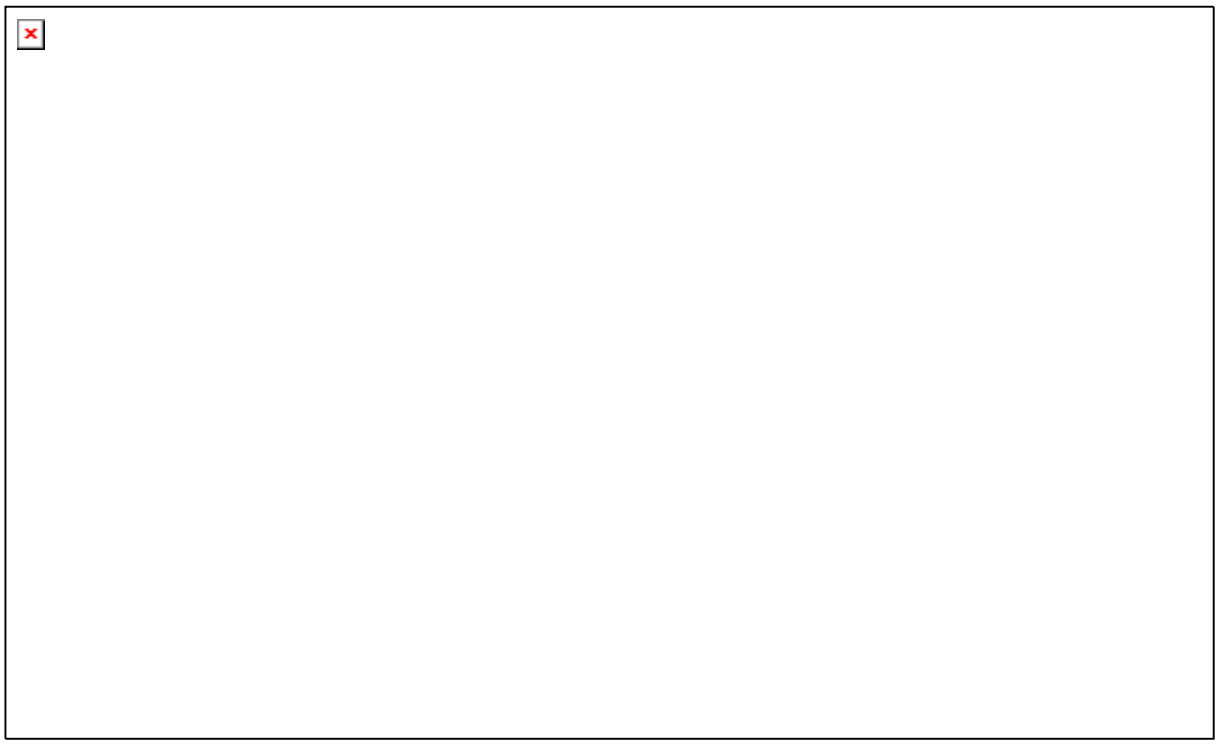


Рисунок 4.21. Индексы PC (а,б) и CSI (в,г) для станций и массива PERSIANN за период с 1984 по 2012 гг. с октября по март (а,в) и с апреля по сентябрь (б,г)

На рис. 4.21 показаны индексы PC и CSI, рассчитанные для Российских станций и массива PERSIANN. Индекс PC (рис. 4.21а,б) изменяется от 0.5 до 0.99, демонстрируя наилучшее совпадение зимой в Забайкальском крае. Самые низкие значения индекса PC наблюдаются на Дальнем Востоке и в южной части Уральского федерального округа летом. В центральной части России отмечается достаточно хорошее совпадение: индекс PC составляет здесь 0.7-0.8. Однако, если посмотреть на совпадения только для дней с осадками, исключив сухие дни (индекс SCI, рисунки 4.21в,г), то ситуация значительно изменяется. Значения этого индекса изменяются от 0.1 до 0.5, демонстрируя крайне низкую степень соответствия дней с осадками в этих данных. Самое плохое совпадение наблюдается в Забайкальском крае (при том, что индекс PC здесь самый высокий). Зимой в этом районе очень сухой климат и среднеклиматическое число дней с осадками составляет 6-8 дней в период с октября по март.

Именно эти зимние осадки очень плохо измеряются со спутников. Таким образом, можно сделать вывод, что распределение по времени дней с осадками очень сильно различается по данным измерений на станциях и со спутников.

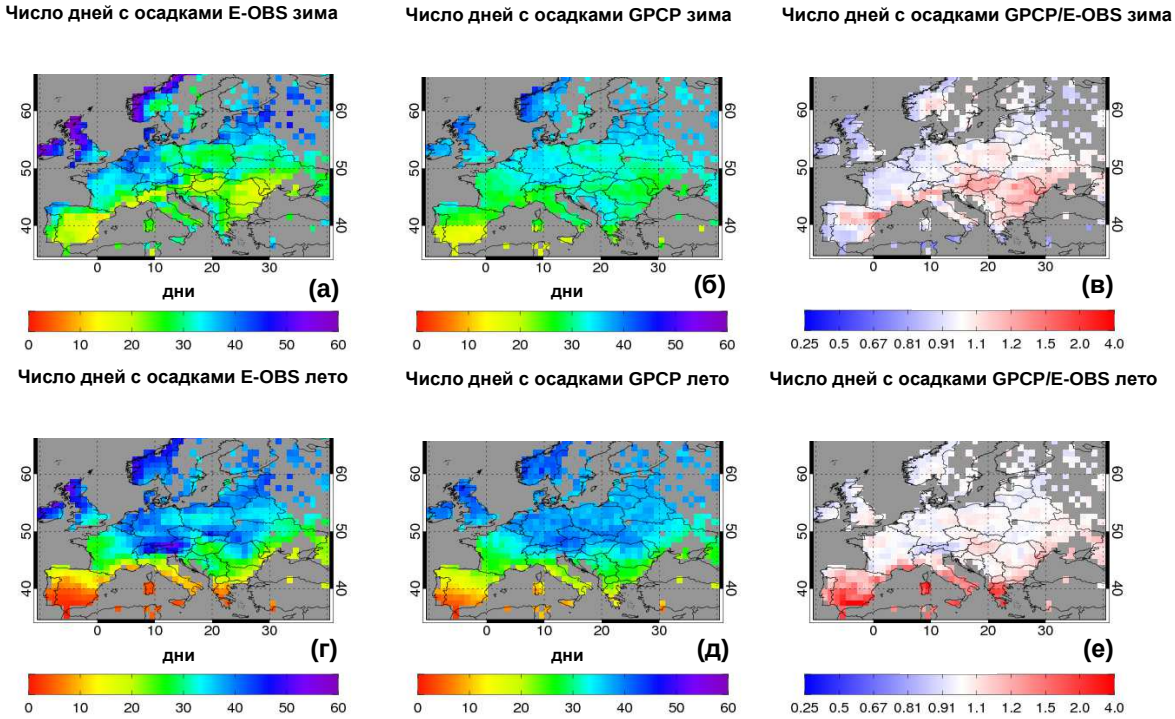


Рисунок 4.22. Количество дней с осадками (дни) по данным E-OBS (а,г), GPCP (б,д) и отношение значения осадков GPCP и E-OBS (в,е) зимой (а,б,в) и летом (г,д,е) за период с 1998 по 2008 гг.

На рис. 4.22 показано сравнение числа дней с осадками для данных GPCP и E-OBS. Так же как и для средних значений осадков, качественно пространственная структура распределения числа дней с осадками похожа для этих данных. Однако, количественные различия очень существенны. Зимой (рис. 4.22а,б,в) GPCP завышает число дней с осадками в центре Испании и на юге Европы (1.2-1.7 раза). При этом на остальной территории Европы данные наблюдения на станциях показывают большее число дней с осадками на 10-20%. Летом (рис. 4.22г,д,е) везде за исключением южный районов Европы соответствие между количеством влажных дней очень хорошее – разницы не превышают 10%. Максимальные различия наблюдаются на юге Европе, где GPCP завышает число дней с осадками в 2-5 раз.

Ещё одной важной характеристикой осадков является интенсивность, рассчитывающаяся как отношение суммарных осадков к числу дней, когда они выпадали. Как было показано выше, разницы в среднем количестве осадков и в количестве дней с осадками не пропорциональны друг другу, что хорошо видно для различий в интенсивности осадков (рис. 4.23). Зимой (рис. 4.23а) для массива GPCP разницы в интенсивности зеркально отражают разности в количестве

влажных дней. Максимальные разности (40-80%) наблюдаются в центральной части России и в Уральском федеральном округе. На южных границах России разницы существенно меньше (5-18%) и в Забайкальском крае даже достигают положительных значений (7-25%). Летом же (рис. 4.23б) повсеместно интенсивность осадков по станционным измерениям существенно выше, чем по спутниковым данным. Разницы имеют положительный знак и составляют 20-60%. Это связано с тем, что завышение количества дней с осадками в массиве GPCP намного выше, чем завышение среднего количества осадков. Как результат, интенсивность осадков существенно занижается в спутниковых данных. Так как интенсивность является косвенной метрикой экстремальности, то можно предположить, что и значения экстремальных осадков будут недооценены в спутниковых измерениях, что является критически важным для оценки локальных и региональных гидрологических режимов.

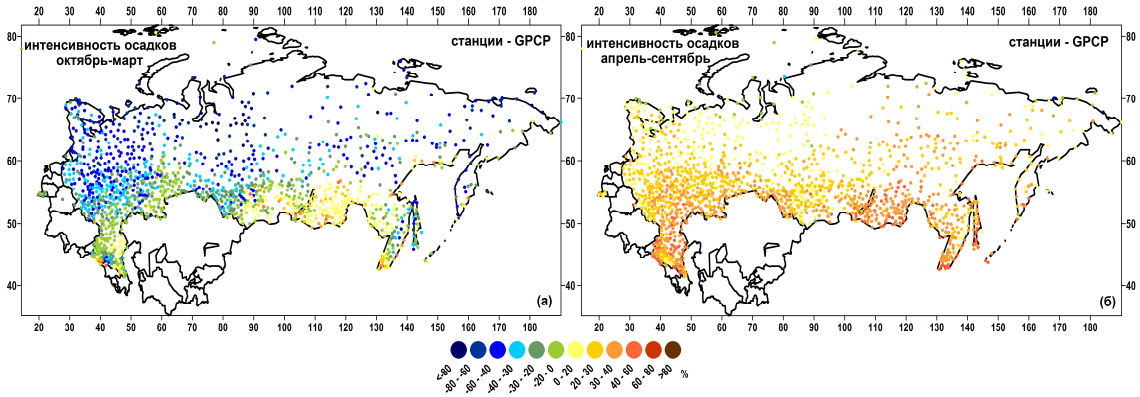


Рисунок 4.23. Разницы (%) между интенсивностью осадков (станции минус GPCP) за период с 1998 по 2012 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

Для массива PERSIANN (рис. 4.24) наблюдаются те же закономерности, что и для данных GPCP – пространственное распределение разниц интенсивности обратно пропорционально распределению разниц в количестве влажных дней. Зимой (рис. 4.24а) наибольшие различия наблюдаются в центральной России и составляют 70-90%, демонстрируя существенное завышение интенсивности осадков в спутниковых данных. В южных районах Сибирского и Дальневосточного федеральных округов разницы положительны (7-55%), что свидетельствует о заниженных значениях интенсивности осадков в этих районах. Летом (рис. 4.24б) распределение разниц интенсивности (как и распределение разниц количества влажных дней) существенно отличается от GPCP. В центральной части Центрального федерального округа PERSIANN завышает интенсивность осадков на 40-50%. В остальных районах разницы имеют положительный знак с максимальными значениями 55-65% в южных районах Сибирского и Дальневосточного федеральных округов.

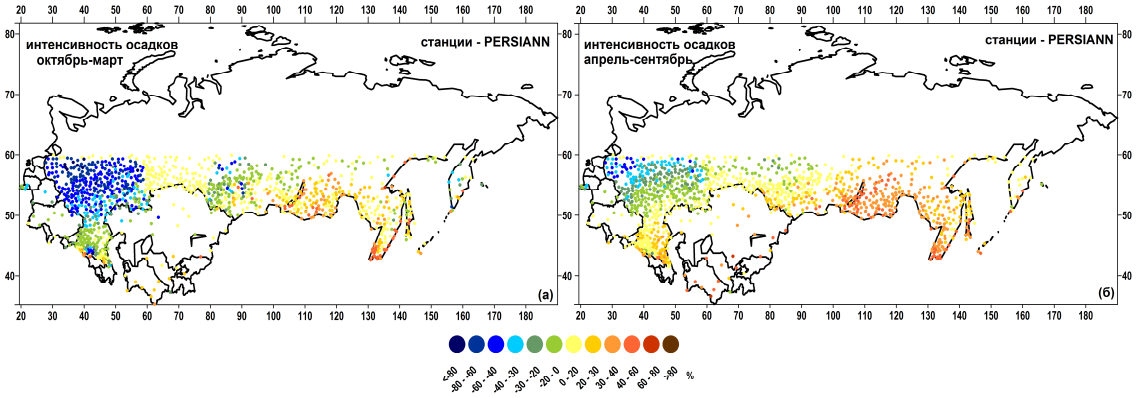


Рисунок 4.24. Разницы (%) между интенсивностью осадков (станции минус PERSIANN) за период с 1984 по 2012 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

На рис. 4.25 показаны разницы в интенсивность осадков для территории Германии. Зимой (рис. 4.25а) максимальные отрицательные разницы наблюдаются севернее 49°с.ш., где они достигают значений 80-90%. На юге Германии и в зимний, и в летний периоды STAMMEX показывает бо́льшую интенсивность осадков, чем PERSIANN примерно на 20-40%. Это связано со значительно большим количеством осадков, по данным спутниковых измерений в этих районах. Летом (рис. 4.25б) максимальные отрицательные разницы наблюдаются на севере Германии (до 70%). Учитывая то, что число влажных дней здесь очень мало различается для анализируемых массивов данных, основная причина различий состоит в ошибках пересчета спутникового сигнала в реальное количество осадков. В данном районе это может быть связано с большим количеством облаков, сигнал от которых часто ошибочно принимается за сигнал от дождевых капель.

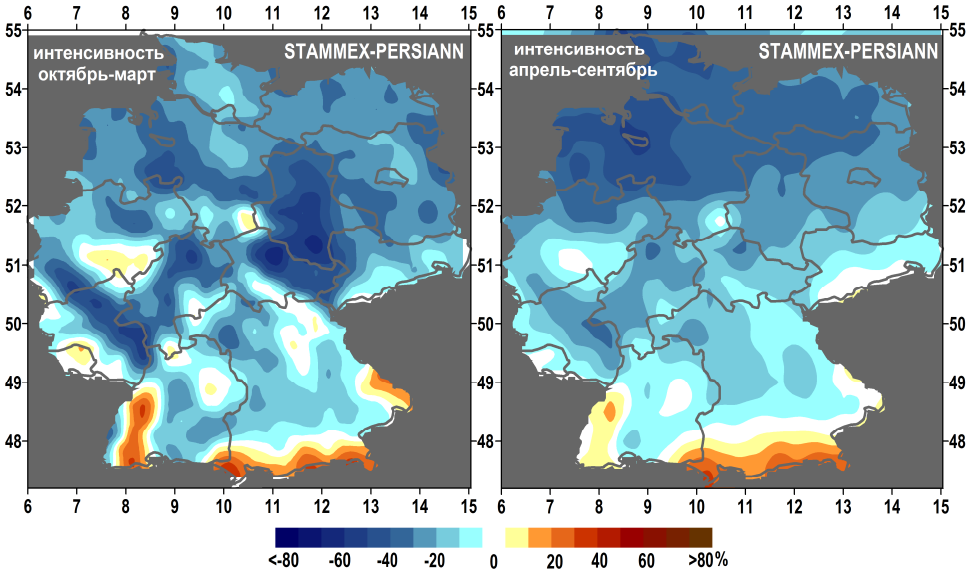


Рисунок 4.25. Разницы (%) между интенсивностью осадков (STAMMEX минус PERCIANN) в Германии за период с 1984 по 2008 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

На рис. 4.26 показана интенсивность осадков по данным GPCP и E-OBS. Зимой (рис. 4.26а,б,в) спутниковые данные очень существенно завышают интенсивность осадков практически повсеместно (в 1.5-4 раза). Только в районе Альп E-OBS показывает б*о*льшую интенсивность, чем спутники (на 10%). Летом (рис. 4.26г,д,е) различия существенно меньше и составляют в среднем 10-15%, показывая небольшое завышение интенсивности осадков данными GPCP. Несущественное занижение интенсивности осадков данными GPCP (на 5-7%) наблюдается лишь в Испании.

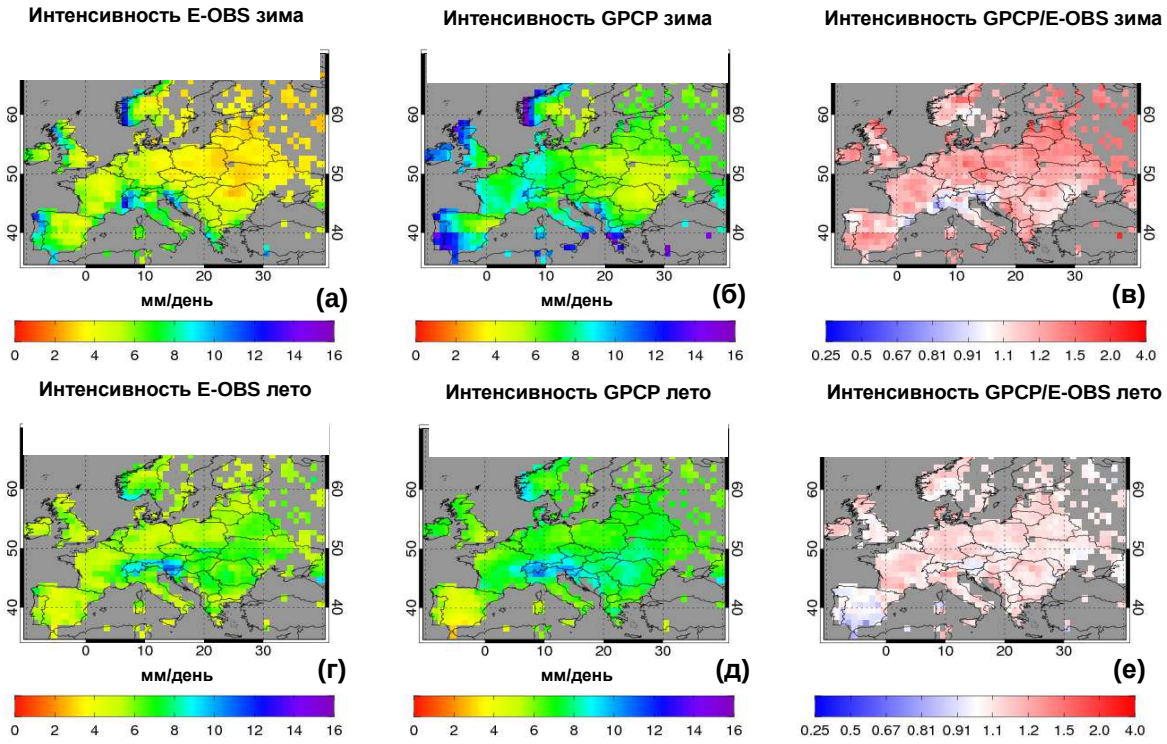


Рисунок 4.26. Интенсивность осадков (мм/день) по данным E-OBS (а,г), GPCP (б,д) и отношение значения осадков GPCP и E-OBS (в,е) зимой (а,б,в) и летом (г,д,е) за период с 1998 по 2008 гг.

Для полноценного анализа гидрологических режимов необходимо также оценить возможности спутниковых данных в идентификации экстремальных осадков. На рис. 4.27 показаны разницы абсолютных экстремальных осадков, определенных как значения 5% повторяемости (95-й процентиль), полученных на основе аппроксимации статистического распределения суточных сумм осадков гамма-распределением для данных GPCP и для данных станций. В целом данные GPCP зимой (рис. 4.27а) существенно завышают значения экстремальных осадков, по сравнению с измерениями на станциях, а летом (рис. 4.27б) существенно занижают их (40-70%). Учитывая то, что значения летних экстремальных осадков существенно выше зимних (что связано с выпадением мощных конвективных осадков в летний период), такое сильное занижение их значений может быть критичным для использования

данных GPCP для анализа экстремальных осадков и связанных с ними рисков экстремальных гидрологических событий.

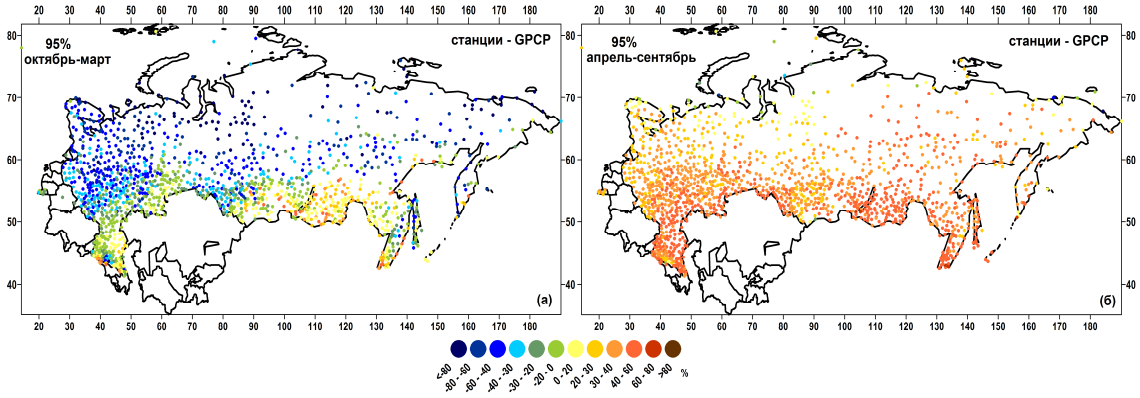


Рисунок 4.27. Разницы (%) между значениями экстремальных осадков (станции минус GPCP) за период с 1998 по 2012 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

Сравнение для данных PERSIANN показано на рис. 4.28. Тенденции, наблюдаемые для GPCP, в целом, сохраняются и для этого массива данных. Зимой (рис. 4.28а) в центральной части России PERSIANN очень сильно завышает значения экстремальных осадков, а в восточных районах России наоборот, сильно занижает. Однако летом (рис. 4.28б) в центральной России разницы между станциями и данными PERSIANN существенно меньше, чем для массива GPCP. Здесь наблюдаются как положительные, так и отрицательные значения разностей в пределах 3-20%. В восточных районах России, как и в данных GPCP, имеет место сильное занижение экстремальных значений осадков.

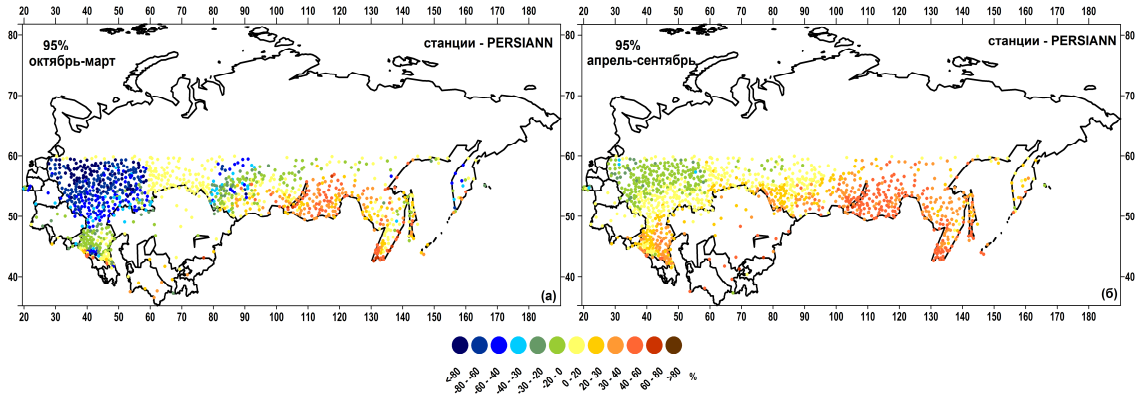


Рисунок 4.28. Разницы (%) между значениями экстремальных осадков (станции минус PERSIANN) за период с 1984 по 2012 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

На рис. 4.29 показаны разницы значений экстремальных осадков для территории Германии для массивов STAMMEX и PERSIANN. Разницы очень велики и превышают 100% для всех сезонов года. Пространственное распределение разниц экстремальных осадков повторяет распределение разниц в интенсивности осадков. В целом PERSIANN сильно

завышает значения экстремальных осадков. Зимой (рис. 4.29а) максимальные разности наблюдаются севернее 49° с.ш. При этом на юге Германии экстремальные осадки выше по данным наблюдений на станциях. Летом (рис. 4.29б) район максимальных разностей смещается на север. В целом разности летом немного (на 10-20%) ниже, чем зимой.

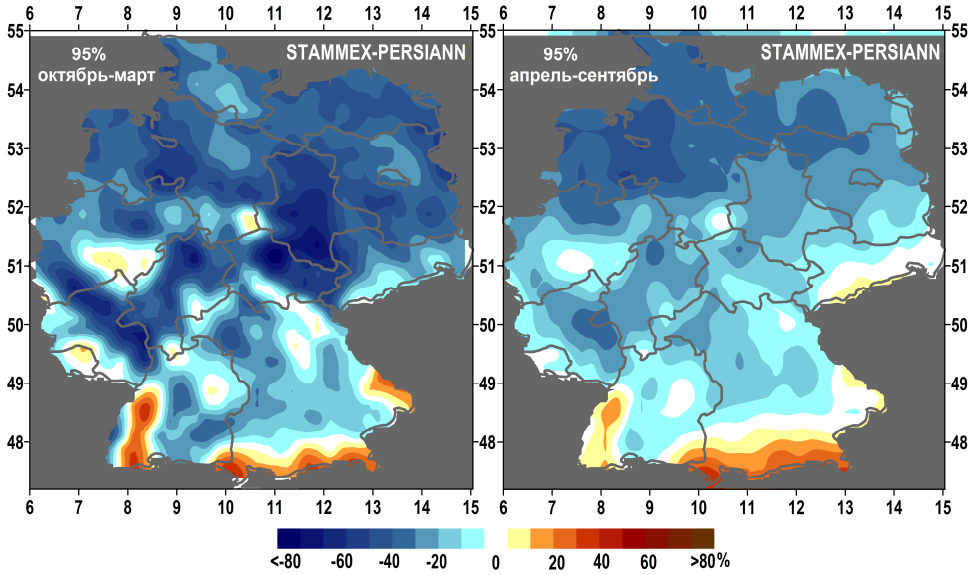


Рисунок 4.29. Разницы (%) между значениями экстремальных осадков (STAMMEX минус PERCIANN) в Германии за период с 1984 по 2008 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б)

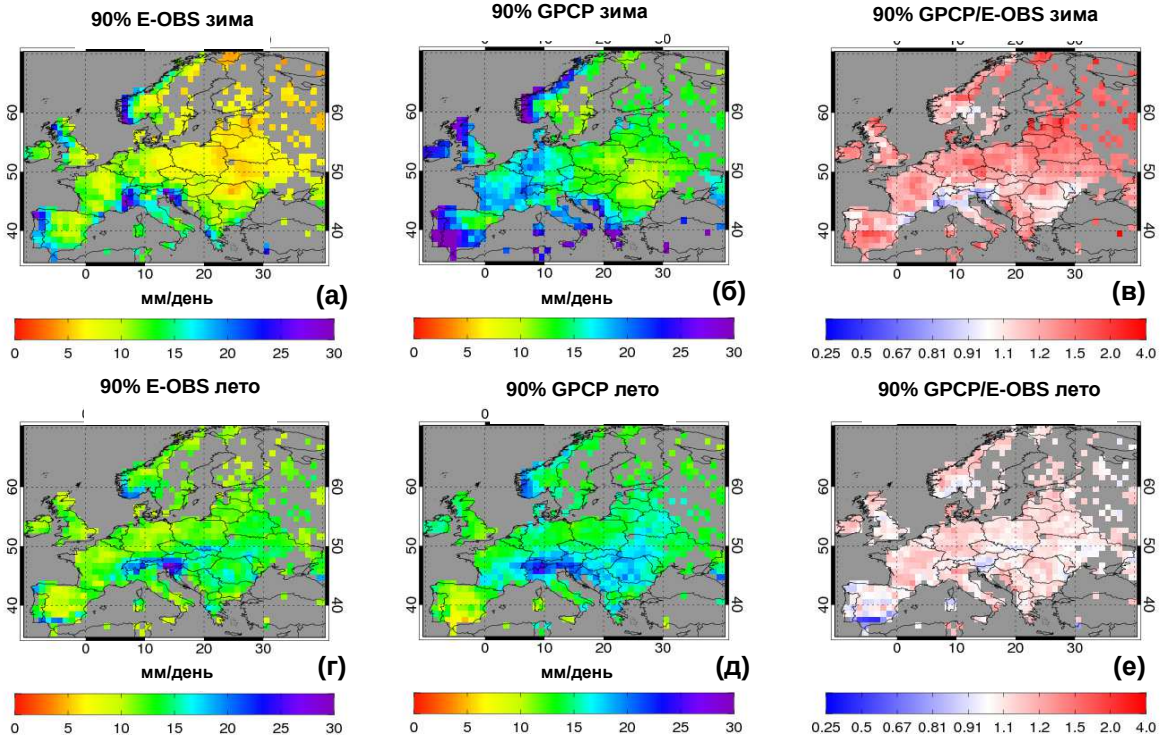


Рисунок 4.30. Значения 90-го процентиля, полученного из эмпирического распределения осадков, (мм/день) по данным E-OBS (а,г), GPCP (б,д) и отношение значения осадков GPCP и E-OBS (в,е) зимой (а,б,в) и летом (г,д,е) за период с 1998 по 2008 гг.

На рис. 4.30 показаны значения 90-го процентиля, полученного из эмпирического распределения осадков. Зимой (рис. 4.30а,б,в) различия между спутниковыми данными и данными наблюдений на станциях очень существенны. GPCP повсеместно (за исключением района Альп) завышает значения сильных осадков в 2-5 раз. Летом (рис. 4.30г,д,е) картина совершенно иная и разницы составляют лишь 5-10%. В целом, как уже было упомянуто выше, распределение интенсивных осадков очень похоже на распределение интенсивности, что хорошо видно и в данном случае. Таким образом, использование спутниковых данных для оценки интенсивных осадков возможно лишь в летний период. Зимой различия очень велики и оценки, основанные на спутниковых данных, могут быть ошибочными.

В связи с такими большими разностями для значений экстремальных осадков необходимо также оценить возможности спутниковых данных для оценивания не только экстремальных осадков, но и для всего континуума распределения, включающего осадки разной интенсивности. На рис. 4.31 показан график квантиль-квантиль для разных квантилей осадков по данным GPCP и E-OBS. Зимой (рис. 4.31а) GPCP существенно завышает все осадки (как слабые, так и сильные). Различия существенно возрастают, начиная с интенсивности 5 мм/день. Летом (рис. 4.31б) соответствие между спутниковыми данными и данными измерений на станциях значительно лучше: максимальные разности наблюдаются для осадков в диапазоне 10-25 мм/день.

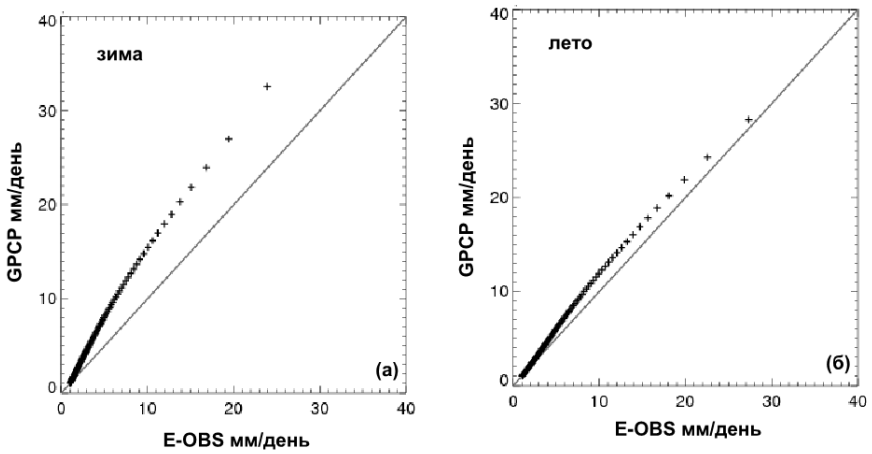


Рисунок 4.31. График квантиль-квантиль (*Q-Q plot*) для квантилей осадков из GPCP (вертикальная шкала) и E-OBS (горизонтальная шкала) зимой (а) и летом (б). Точки соответствуют 1-му, 2-му,....., 99 квантилям за период с 1998 по 2008 гг.

Также нами было произведено региональное сопоставление для 6 районов (рис. 4.32) в разных частях России для которых были построены распределения осадков по данным GPCP и по данным измерения на станциях Росгидромета.

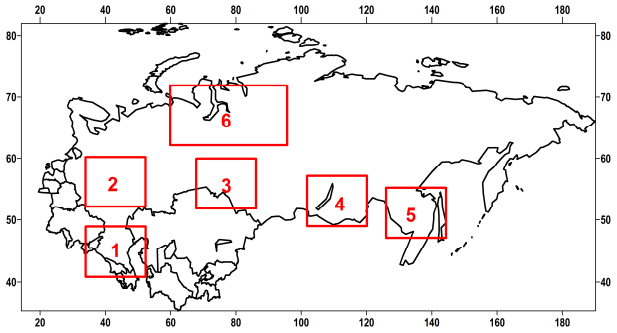


Рисунок 4.32. Географическое положение районов, для которых были построены распределения, показанные на рис. 4.33 и 4.34

Примеры частотных распределений для районов 2, 5 и 6 показаны на рис. 4.33. На первый взгляд распределения неплохо совпадают между собой. Для осадков малой интенсивности можно отметить некоторое занижение их количества данными GPCP для районов 2 и 6 зимой и завышение для районов 2 и 5 летом. Для остальных классов осадков совпадение, на первый взгляд, неплохое.

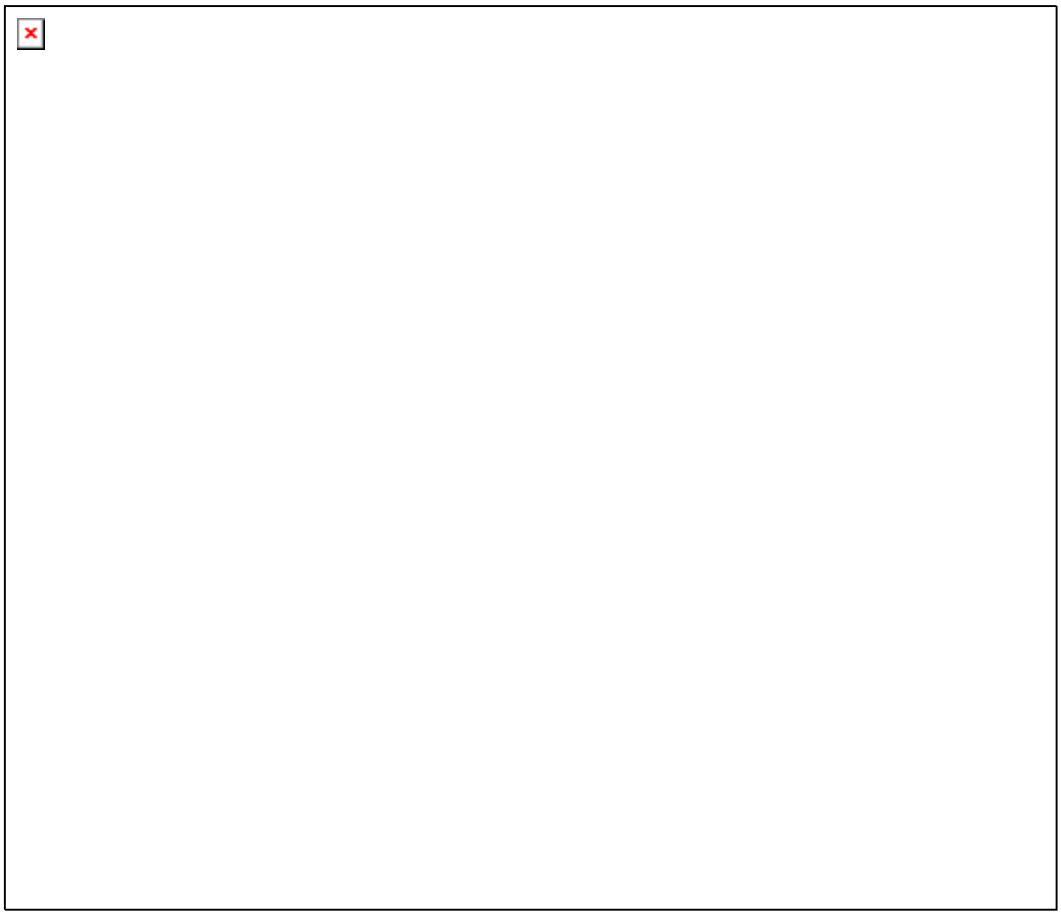


Рисунок 4.33. Гистограммы распределения суточных значений осадков по данным станций (красным) и по данным GPCP (синим) для районов 2 (а,б), 5 (в,г) и 6 (д,е) в период с октября по март (а,в,д) и с апреля по сентябрь (б,г,д) с 1998 по 2012 гг.

Рассмотрение распределения в хвостовых частях, соответствующих сильным осадкам в логарифмическом масштабе (рис. 4.34), позволяет детализировать оценки малой повторяемости осадков. Этот анализ показывает, что для всех районов GPCP весьма существенно занижает значения сильных и экстремальных осадков летом. Зимой осадки в разных классах интенсивности значительно лучше соответствуют друг другу за исключением района 6 (рис. 4.34д), для которого наблюдается очень сильное завышение значений средних, сильных и экстремальных осадков в спутниковых данных.

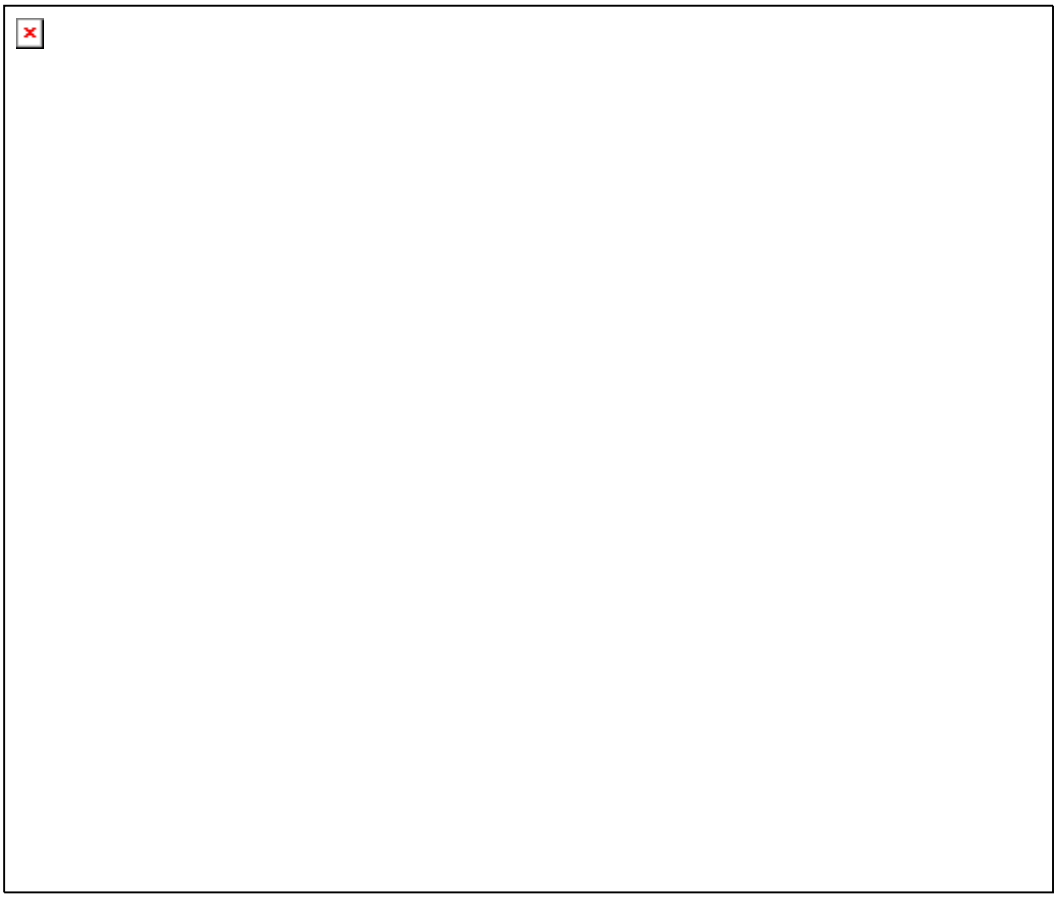


Рисунок 4.34. Гистограммы распределения суточных значений осадков по данным станций (красным) и по данным GPCP (синим) для районов 2 (а,б), 5 (в,г) и 6 (д,е) в период с октября по март (а,в,д) и с апреля по сентябрь (б,г,д) с 1998 по 2012 гг.. Вертикальная ось показана в логарифмическом масштабе

Таким образом, по данным GPCP абсолютные значения осадков и их характеристики (среднее количество осадков, количество дней с осадками, интенсивность и значения экстремальных осадков) очень сильно отличаются от станционных данных. Что касается массива PERSIANN, то совпадение со станционными измерениями для климатических значений характеристик осадков несколько выше.

4.4. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗОВ И СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ГЛОБАЛЬНЫМ МИРОВЫМ ОКЕАНОМ

4.4.1. Проблемы анализа осадков над Мировым океаном

Осадки над океаном играют очень важную роль во многих океанических процессах. Осадки и испарение с поверхности океана, а также сток рек и таяние льда определяют баланс пресной воды в океане [*Добровольский и др., 2007*]. Определяя во многом трансформацию водных масс на поверхности [*Speer and Tziperman, 1992; Gulev et al., 2003*], эти компоненты водного баланса участвуют в формировании региональной изменчивости характеристик океана [*Curry et al., 2003; Durack et al., 2012*]. Сильные изменения в количестве осадков могут вызвать изменение солености, что в свою очередь, может сильно повлиять на многие характеристики океана в поверхностном слое и на функционирование морских экосистем [например, *Wright and Purcell, 1997*]. В экспериментах с моделями общей циркуляции океана осадки используются в качестве граничных условий на поверхности. Кроме огромной важности для динамики океана и морской биологии, точные оценки осадков над океаном важны для количественных оценок глобального баланса влаги, переносов влаги в атмосфере, включая переносы с океана на сушу [*Trenberth et al., 2011; Trenberth and Fasullo, 2013*]. Осадки, выпадающие на поверхности океана, также являются важным индикатором реакции атмосферы на климатические сигналы океана. Например, *Minobe et al., (2008)* продемонстрировали чувствительность летних конвективных осадков к неадиабатическим сигналам над течением Гольфстрим. Недавно, *Hand et al., (2014)* исследовали механизмы связи долгопериодной изменчивости температуры поверхности океана (ТПО) в районе Гольфстрима и атмосферных осадков в экспериментах с глобальными климатическими моделями. Кроме того, отклик атмосферной циркуляции на океанские неадиабатические сигналы на синоптическом масштабе также сильно модулируется осадками, связанными с прохождением внетропических циклонов. Например, *Dacre and Grey, (2009)* продемонстрировали, что значительная часть фронтальных осадков, выпадает именно над океаном, а не над сушей.

Таким образом, осадки являются очень важным параметром, сильно влияющим на характеристики океана, особенно в его поверхностном слое. Однако прямых изменений осадков над океанами практически нет. Существует лишь несколько станций, расположенных на островах, которые, безусловно, не могут обеспечить исследователей необходимой информацией о характеристиках осадков над океанами. Поэтому для анализа осадков на океанами используются долгопериодные глобальные ряды осадков с высоким разрешением, полученные из атмосферных реанализов [*Dee et al., 2011; Kalnay et al., 1996; Kanamitsu et al.,*

2002; Kistler et al., 2001; Rienecker et al., 2011; Saha et al., 2010] со всеми проблемами, присущими этим данным и описанным в Главе 1.

Реанализы объединяют доступные наблюдения с современными оперативными моделями для получения характеристик атмосферы и поверхности суши. В некоторых современных реанализах (например, NCEP-CFSR) используются объединенные модели атмосферы, океана и морского льда [*Saha et al., 2010; Xue et al., 2011; Zhang et al., 2007*]. Основные преимущества данных, полученных из реанализов – это глобальное покрытие, большое количество диагностических и прогностических параметров и относительная однородность во времени, которая обеспечивается неизменной конфигурацией модели и «замороженной» схемой ассимиляции данных в течение нескольких десятилетий. При этом для большинства реанализов существует проблема изменения во времени количества усваиваемых данных, в частности спутниковых наблюдений для последних десятилетий, что может приводить к временным неоднородностям даже при замороженной конфигурации модели и алгоритма усвоения. Таким образом, реанализы обеспечивают оптимальный способ интегрировать миллионы наблюдений. Так как в течение последних лет пространственно-временное разрешение моделей значительно увеличилось, а также были исправлены многие ошибки в конфигурациях моделей и в основных параметризациях, современные реанализы потенциально все лучше и лучше описывают большое количество климатических процессов над океаном. Однако, осадки, полученные из реанализов, являются одной из самых неопределенных переменных. Над сушей их значения, как было описано выше, существенно отличаются от осадков, измеренных на станциях. Большой разброс значений осадков, полученных из разных реанализов, показывает, что ни один из них не может рассматриваться как репрезентативный для описания реальных осадков. Неопределенности в параметризациях приводят к систематическим ошибкам в расчете осадков, как над сушей, так и над океаном [*Dirmeyer, 2013; Chaudhuri et al., 2014; Bastola and Misra, 2014*]. Кроме того, алгоритмы ассимиляции данных во многих реанализах приводят к ошибкам, связанным с, так называемым, эффектом инициализации моделей (*spin-up effect)* [*Arpe and Roeckner, 1999*], что особенно критично над океаном в реанализах первого поколения. Рассматривая долгопериодную изменчивость, одной из ключевых проблем для осадков, полученных по данным реанализов, является смешение разных типов наблюдений (спутниковых и наземных), что приводит к возникновению артефактов в оценках долгопериодной изменчивости, включая также долгопериодные тренды. Достоверность осадков, полученных из реанализов, существенно изменяется в пространстве и во времени и сильно зависит от ограничений, связанных с усвоением моделями данных наблюдений. Даже глобально осредненные осадки над океанами могут различаться на 15-20% в разных реанализах [*Trenberth et al., 2011*]. Несмотря на большое

количество проблем, осадки над океаном, полученные из реанализов, широко используются для разных задач. Так как они имеют глобальное покрытие и относительно высокое временное разрешение (минимум 6 часов для большинства продуктов) и покрывают период в несколько десятилетий (с 1979 по настоящее время, в современных реанализах), осадки над океаном часто используются как компонент пресноводного форсинга в численных моделях циркуляции океана [*Dussin and Barnier, 2013; Molines et al., 2014*] или для оперативного анализа динамики океана в реальном времени [например, *Ferry et al., 2012; Haines et al., 2012*].

В связи с этим сравнение осадков, полученных из реанализов, с данными наблюдений и оценка качества осадков из реанализов над океанами чрезвычайно важна. Так как реанализы развиваются очень быстро (появляются новые продукты с более высоким разрешением, улучшаются параметризации и появляются более развитые системы усвоения данных), то очень важно регулярно оценивать согласованность/достоверность этих продуктов, с другими данными, имеющими сравнимое пространственное покрытие (спутниковые наблюдения). Это позволит дать рекомендации по оптимальному использованию того или иного продукта для решения конкретных задач как для пользователей, так и для производителей этих данных.

Важным является то, что если мы заинтересованы в достоверности глобальных данных и их долгопериодоной изменчивости (например, для использования осадков в экспериментах с океанскими моделями), то прямое сравнение осадков из реанализов с данными измерений *in-situ* практически невозможно. Непосредственные измерения осадков над океаном [*Clemens and Bumke, 2002; Bumke et al., 2012; Klepp et al., 2010; Klepp, 2013*], особенно произведенных высокоточными оптическими инструментами (лазерными диздрометрами), а не обычными осадкомерами, помещенными на судах, доступны всего для нескольких районов и эти измерения имеют очень ограниченный период по времени – от нескольких месяцев до 2-3 лет. Глобальные массивы данных по осадкам, основанные на наблюдениях коммерческих судов (Voluntary Observing Ship, VOS) [UWM, *da Silva et al., 1994*; NOC-1, *Josey et al., 1999;* NOC-2, *Berry and Kent, 2009*] полученные с использованием параметризаций, базирующихся на расшифровке кода погоды [*Tucker, 1961; Dorman and Bourke, 1978; Elliot and Reed, 1979*] очень не точны. Во-первых, эти параметризации были разработаны для очень ограниченного массива данных и во многих работах были признаны слишком грубыми для достоверного восстановления осадков [*Rutgersson et al., 2001*]. Во-вторых, поля осадков, полученные из наблюдений коммерческих судов (VOS) имеют лишь месячное и сезонное разрешение. Они демонстрируют также большие ошибки репрезентативности (*sampling errors*) в пространстве и во времени [*Gulev et al., 2007*]. Таким образом, наиболее эффективным для валидации осадков из реанализов является использование осадков, измеренных со спутников.

Помимо описанного выше массива GPCP другим массивом осадков, измеренных со спутника, является массив Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Это специальный проект NASA, в котором производится мониторинг и изучение тропических осадков. С 1998 TRMM непрерывно измеряет осадки в области от 50°с.ш. до 50°ю.ш. с использованием различных сенсоров с очень высоким пространственным разрешением [*Bauer, 2001; Chambon et al., 2013*].

Над сушей осадки, полученные по спутниковым данным, были многократно валидированы с прямыми измерениями осадков на осадкомерных стациях. Большее внимание было уделено при этом средним и высоким широтам, являющимися очень проблематичными для измерений осадков со спутников, так как здесь приходится измерять не только дождь, но и снег. Кроме того, в отличие от тропиков здесь часто выпадают осадки малой интенсивности, которые плохо регистрируются спутниковой аппаратурой и наземными наблюдениями. Также много проблем возникает из-за замерзшей подстилающей поверхности. Это отмечалось в работе *Bolvin et al., (2009),* которые сравнивали месячные и суточные осадки из GPCP с измерениями на станциях в Финляндии. *Kidd et al., (2012)* изучали высокоразрешающие спутниковые данные в северо-западной Европе и сравнивали их с измерениями наземных радаров и измерениями на осадкомерных станциях. В обоих работах было отмечено, что алгоритмы пересчета отраженного сигнала, получаемого со спутников, в количество осадков работают по-разному в разные сезоны года и, следовательно, имеют разные погрешности. Наименее достоверные результаты наблюдаются зимой.

В течение последних лет было сделано много работ по сравнению осадков из реанализов на глобальном и региональном масштабах [например, *Beranger et al., 2006; Bosilovich et al., 2008; Trenberth et al., 2011; Cullather and Bosilovich, 2011; Andersson et al., 2011; Kim et al., 2013; Iwasaki et al., 2014; Dufour et al., 2016*]. В большей части этих работ было отмечено, что качественно данные реанализов достаточно хорошо совпадают со спутниковыми измерениями осадков, однако количественные различия могут быть очень существенными, как для среднеклиматических характеристик, так и для характеристик сезонной и межгодовой изменчивости. Магнитуды этих разностей сильно изменяются в зависимости от региона и зависят от исходного разрешения продукта. Большие проблемы возникают при сравнении слабых осадков. Расхождения возникают из-за различных методов ассимиляции данных в реанализах и изменений наблюдательных систем в разных спутниках.

Однако все вышеупомянутые работы по валидации осадков базировались на данных месячных значений осадков и не учитывали короткопериодную и мезомасштабную структуру осадков. Это сильно отличается от концепции, использующейся для валидации осадков над

сушей, где основной акцент делается на сравнении статистик осадков, полученных по суточным данным [*Zolina et al., 2004; Lockhoff et al., 2014*]. Одним из аргументов может быть то, что влияние короткопериодной изменчивости осадков над океаном на океанскую циркуляцию меньше зависит от синоптической изменчивости осадков, так как динамика океана существенно интегрирует короткопериодные флуктуации в поверхностном пресноводном форсинге. Однако многие процессы в океане могут сильно зависеть от короткопериодной изменчивости осадков. Эти процессы включают короткопериодные изменения солености, особенно в тропиках [*Reverdin et al., 2012*]. В частности, интенсивность и структура конвекции в субполярных районах (море Лабрадор и северной части Атлантики), возникающая на относительно коротких временных масштабах, может быть существенно подвержена влиянию синоптической изменчивости, как в осадках, так и в испарении. Недавно *Boening et al., (2016)* показал, что кроссшельфовый перенос пресных вод в море Лабрадор (в значительной степени модулируемый осадками на коротких масштабах) может приводить к существенному изменению режимов океанской конвекции в этом районе, а, следовательно, и к изменениям продукции промежуточных вод, определяющих интенсивность Атлантической термохалинной циркуляции. Кроме того, в океане наблюдаются отклики на локальные очень сильные осадки в прибрежных районах, связанные с мощными переносами атмосферной влаги в, например, атмосферных реках [*Lavers et al., 2012*] и с большим количеством других процессов. Кроме того, интегрирование короткопериодных изменений осадков медленно эволюционирующим океаном может давать существенный вклад в развитие внутренних мод океанской изменчивости на долгих временных масштабах и, как результат, способствовать лучшему пониманию происхождения этих мод, в частности, таких как Североатлантическая осцилляция (Atlantic Multidecadal Variability, AMV, *Latif et al., 2006; Gulev et al., 2013*]. Наконец, в связи с быстро увеличивающимся пространственным разрешением в современных глобальных моделях океана (что также позволяет получать лучшие оценки короткопериодной изменчивости) мы ожидаем существенный рост интереса модельеров океана к данным об осадках высокого разрешения для их использования в качестве форсинга моделей океана следующих поколений.

Для атмосферных процессов, связанных с откликом осадков на океанские сигналы, упомянутых выше, короткопериодная изменчивость осадков крайне важна. Например, отклик тропосферы на изменчивость в Гольфстриме [*Minobe et al., 2008; Kuwano-Yoshida et al., 2010; Hand et al., 2014*] связан с конвективными осадками, выпадающими на временных масштабах от нескольких часов до нескольких дней. Наконец, мы очень мало знаем о короткопериодной изменчивости осадков над океаном, при этом большое количество исследований конкретных случаев, как по данным наблюдений, так и по модельным данным [например, *Yau and Jean*

1989; Giordani and Caniaux, 2001] ясно показывают, что эта изменчивость имеет большую магнитуду на суточном масштабе.

Важным моментом при анализе осадков над сушей является репрезентативность экстремальных осадков и их статистик. Во многих районах над сушей экстремальные осадки демонстрируют изменчивость, существенно отличную от изменчивости средних значений осадков [*Zolina et al., 2004, 2008; Groisman et al. 2005*]. Более того, сравнения осадков над сушей показывают, что разницы в общем количестве осадков между разными реанализами могут иметь знаки, противоположные разницам, полученным для экстремальных осадков, соответствующих высоким процентилям распределений [*Zolina et al., 2004*]. Над океаном выпадение экстремальных осадков менее вероятно, чем над сушей, однако методологическая концепция, развитая для анализа осадков над сушей (базирующаяся на рассмотрении общего количества осадков, интенсивности, повторяемости дней с осадками и функции распределения для суточных осадков) может быть применена и в данном случае. Это позволит лучше понять причины наблюдающихся различий между разными данными и получить их количественные оценки.

Приведенный ниже анализ показывает степень сопоставимости и согласованности осадков на поверхности океана по данным пяти реанализов и двух основных спутниковых массивов данных GPCP и TRMM, из которых GPCP является смешанным продуктом спутниковых и станционных наблюдений. Этот анализ был проведен для данных с суточным разрешением и охватывает диапазон изменчивости от суточной до межгодовой. Это позволяет улучшить оценки глобального баланса влаги, изучить глобальное климатологическое распределение осадков и их сезонный цикл, межгодовую изменчивость и долгопериодные тренды. Таким образом, в отличие от предыдущих работ, наша методология, кроме традиционного анализа месячных и сезонных сумм осадков, также распространяется на анализ суточных статистик осадков, полученных с использованием разных подходов, примененных к данным суточного разрешения [*Zolina et al., 2004, 2009; Groisman et al., 2005; Leander et al., 2014*].

Сравнение проводилось для пяти реанализов, основные свойства которых представлены в табл. 4.4. В связи с разной продолжительностью GPCP и TRMM нами анализировались два периода: с 1979 по 2010 гг. для сравнения с GPCP и с 1998 по 2010 гг. для сравнения с TRMM. Так как все данные имеют разное пространственное разрешение, то все суточные поля были проинтерполированны на сетку 0.5°×0.5°, что соответствует самому высокому пространственному разрешению для реанализа CFSR. Для интерполяции использовался метод локальных процедур [*Akima, 1970*], описанный выше. Для всех данных использовалась единая

маска суши из реанализа CFSR. Необходимо отметить, что пространственная интерполяция, примененная к данным более грубого разрешения, например реанализам NCEP-R1 и NCEP-R2, может вызвать погрешности в значениях осадков. Эти погрешности связаны не с алгоритмическими свойствами метода [*Akima, 1970*], а с физическими особенностями полей осадков, являющихся сильно кластеризованным процессом. В частности, при интерполяции осадков над сушей погрешности могут быть очень большими, если исходное разрешение достаточно грубое [*Zolina et al., 2014*]. Однако мы считаем, что для осадков над океанами эта проблема не стоит так остро как для осадков над сушей, так как океанские осадки имеют более сглаженное пространственное распределение и более высокую пространственную корреляцию.

Таблица 4.4. Характеристики реанализов, участвовавших в сравнении осадков над океанами

Название	Ассимиляция данных	Период	Доступное разрешение по времени	Пространственное разрешение модели (спектральное и доступное разрешение в градусах) и количество вертикальных уровней
ERA-Interim (ECMWF)	4DVAR 2006	1979/01-2013/08	6 часов	T255 0.75°×0.75° 60 уровней
MERRA (NASA)	GEOS IAU 2009	1979/01-2013/01	6 часов	0.5°×0.667° 72 уровня
CFSR (NCEP)	3DVAR 2009	1979/01-2010/12	6 часов	T328 0.5°×0.5° 2.5°×2.5° 64 уровня
NCEP-R1 (NCEP NCAR)	3DVAR 1995	1948/01-2013/01	6 часов	T62 2.5°×2.5° 28 уровней
NCEP-R2 (NCEP DOE)	3DVAR 2001	1979/01-2012/12	6 часов	T62 2.5°×2.5° 28 уровней

При анализе осадков из реанализов необходимо минимизировать, так называемый, эффект инициализации моделей, выражающийся в большом количестве очень слабых осадков (0.01-0.1 мм/день), выпадающих практически ежедневно [*spin-up effect, Arpe et al., 1999*]. Эти осадки, являющиеся модельным артефактом, сильно влияют на общее количество осадков и могут существенно изменять «тонкие» характеристики структуры осадков, такие как число дней с осадками, интенсивность и магнитуды экстремальных осадков. Для минимизации этого эффекта мы применяли разные пороговые значения для отсечения дней с очень слабыми

осадками. В экспериментах на чувствительность, проведенных нами, значимыми считались осадки, превышающие 0.01 мм/день, 0.1 мм/день, 1 мм/день и 2 мм/день. Для большинства сравнений было выбрано единое пороговое значений 0.1 мм/день, поскольку мы проводим глобальный анализ для разных климатических зон (включая области с засушливым климатом), однако для отдельных районов применялись и региональные пороговые значения (более высокие) для идентификации значимых осадков.

4.4.2. Сравнение средних величин осадков над океанами

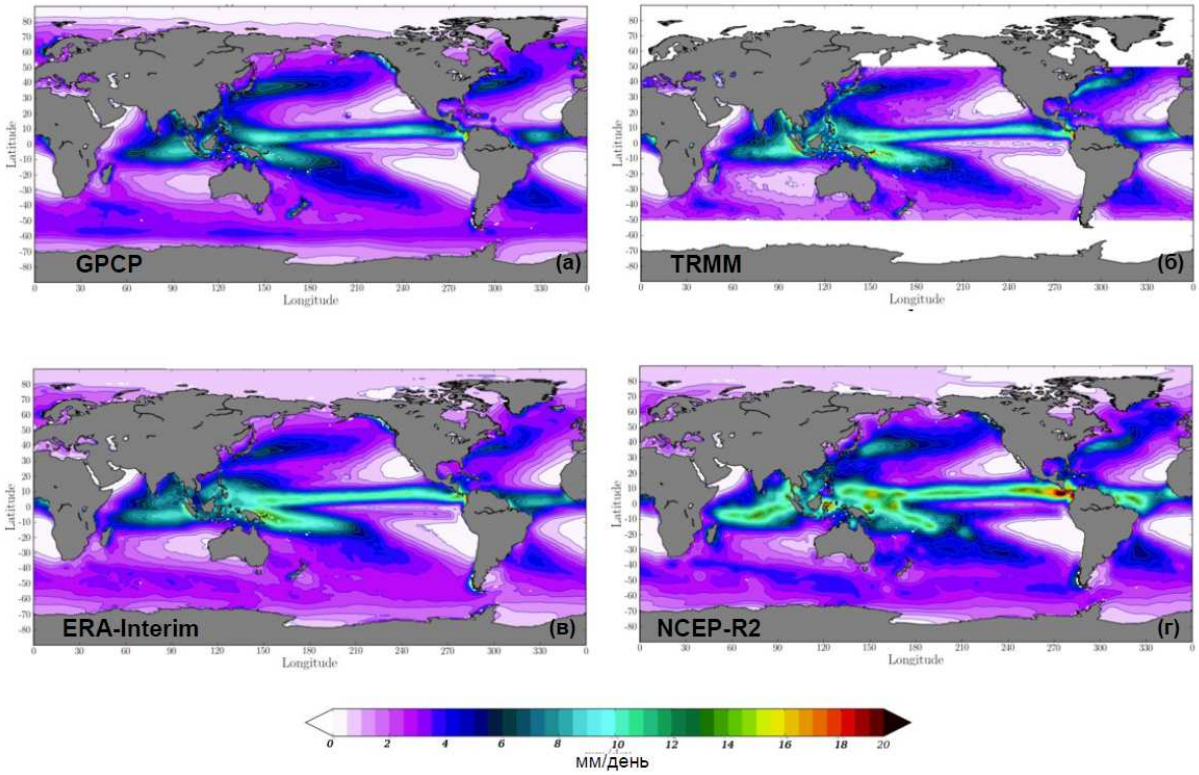


Рисунок 4.35. Пространственное распределение средних годовых значений осадков (мм/день) по данным GPCP(а), TRMM (б), ERA-Interim (в) и NCEP-R2 (г) за период с 1998 по 2010 гг.

На рис. 4.35 показана климатология среднегодовых значений осадков за период с 1998 по 2010 гг. по спутниковым данным GPCP и TRMM (выбранных, как базовые для сравнения) и реанализов ERA-Interim и NCEP-R2. Анализ общего количества осадков над океанами ранее проводился в работах *Bernager et al., (2006) и Bosilovich et al., (2008)*. Как и в перечисленных работах, мы получили неплохое качественное соответствие пространственного распределения количества осадков над океанами по разным данным. Общие закономерности пространственного распределения осадков хорошо воспроизводятся всеми данными. Самые большие значения осадков наблюдаются в районе Внутритропической Зоны Конвергенции (ВЗК) с локальным максимумом в области Южно-Тихоокеанской зоны конвергенции (13-18

мм/день). Наименьшее количество осадков наблюдается у западных побережий материков в субтропических зонах Северного и Южного полушарий (менее 1 мм/день). В средних широтах локальные максимумы расположены в областях течений Гольфстрим, Куросио и Бразильского течения (6-8 мм/день). Пространственная корреляция между реанализами и спутниковыми данными составляет 0.9-0.96 для разных данных.

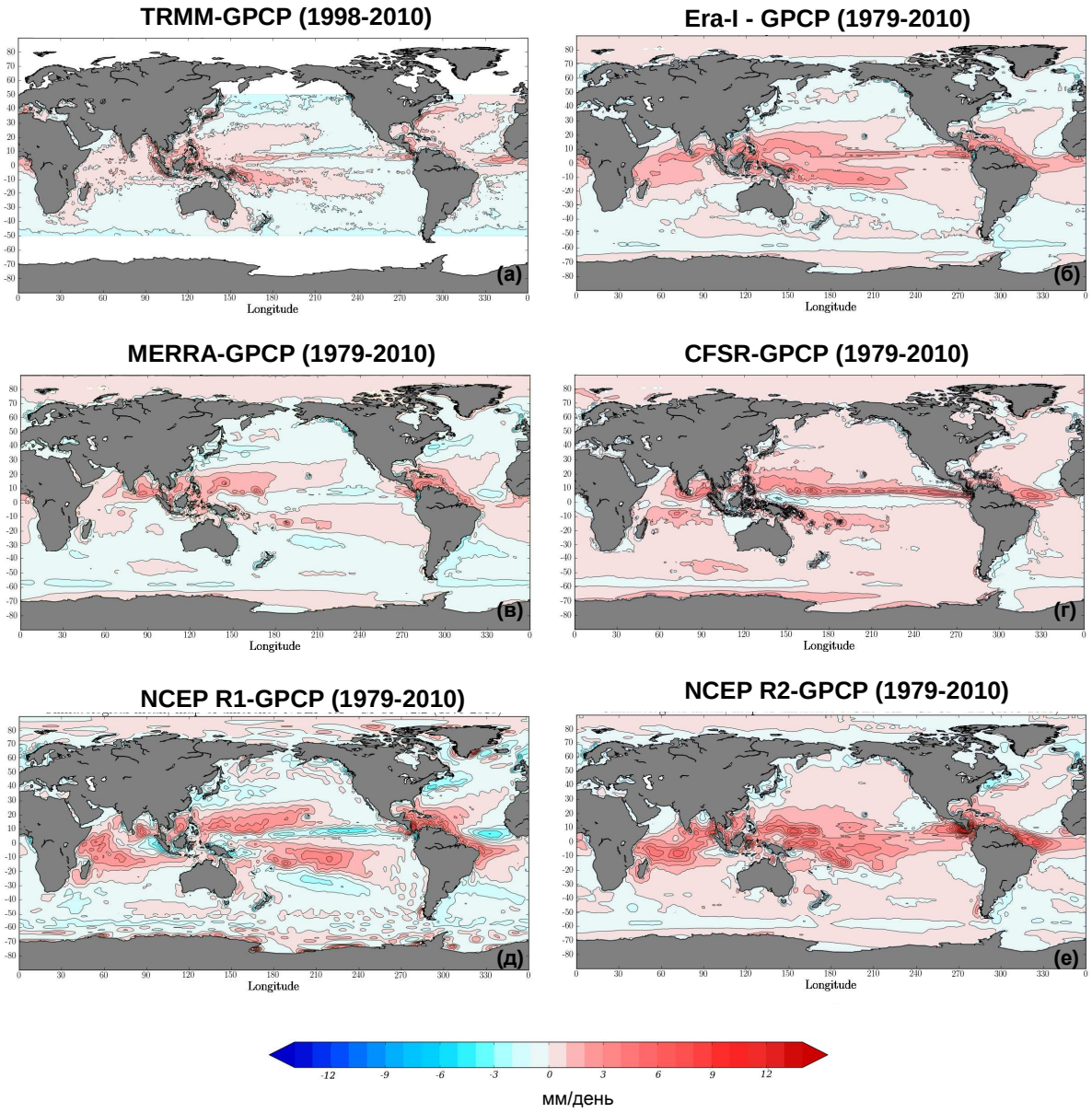


Рисунок 4.36. Разницы между значениями среднегодовых осадков (мм/день): (а) TRMM минус GPCP за период с 1998 по 2010 гг., (б) ERA-Interim минус GPCP, (в) MERRA минус GPCP, (г) CFSR минус GPCP, (д) NCEP-R1 минус GPCP, (е) NCEP-R2 минус GPCP за период с 1979 по 2010 гг.

Однако, несмотря на качественную схожесть пространственной структуры, количественные различия между разными данными весьма существенны. На рис. 4.36а показаны разницы в среднегодовых значениях осадков для спутниковых данных TRMM и

GPCP, которые используются в качестве референтных для оценок осадков в реанализах, за период их перекрытия с 1998 по 2010 гг.. Максимальные абсолютные значения разниц наблюдаются в районах с самыми сильными осадками в приэкваториальных областях и в районах наиболее сильных течений. Здесь TRMM показывает бо́льшие значения осадков, чем GPCP на 6-8 мм/день, что составляет 60-70% от значений осадков. Так как наблюдения TRMM ограничены 40°, то сравнение значений осадков в умеренных широтах не выполнялось. В субтропических районах Северного и Южного полушарий TRMM занижает значения осадков, по сравнению с GPCP на 2-4 мм/день, что составляет 60-80% от средних значений осадков в этих районах. На рис. 4.36б-е показаны разницы среднегодовых значений осадков для реанализов и массива GPCP за период с 1979 по 2010 гг.. Все реанализы имеют тенденцию завышать осадки в районе ВЗК. Самые большие различия среди всех реанализов наблюдаются для реанализов NCEP-R1, NCEP-R2 (рис. 4.36д,е) и составляют 3-9 мм/день. Самое лучшее количественное соответствие среднегодовых значений осадков наблюдается для реанализа MERRA (рис. 4.36в). В умеренных широтах часть реанализов (ERA-Interim, MERRA и NCEP-R1) показывают меньшее количество осадков, чем GPCP, остальные реанализы показывают положительные разницы.

Таблица 4.5. Глобально осредненные значения суммарных осадков (мм/день), числа дней с осадками (%) и интенсивности (мм/день) для разных пороговых значений

данные	Суммарные осадки (мм/день)			% дней с осадками/ интенсивность (мм/день) в тропиках (1998-2010)				
	1979-2010 (глобаль-ные)	1979-1997 (тропи-ки)	1998-2010 (тропи-ки)	Без порого-вого значения	0.01 мм/день	0.1 мм/день	0.5 мм/день	1 мм/день
GPCP	2.89	3.03	3.04	39.54/3.72	38.25/3.85	34.07/4.33	28.17/5.25	24.62/6
TRMM	---	---	3.02	41.03/3.69	38.74/3.88	31.39/4.68	23.09/6.23	19.13/7.47
ERA-I	3.16	3.48	3.37	62.15/2.86	61.38/2.89	56.35/3.1	41.82/3.89	33.14/4.72
MERRA	2.81	2.86	3.23	73.3/2.39	67.35/2.56	61.66/2.75	46.69/3.42	34.51/4.27
CFSR	3.44	3.56	3.75	57.27/3.5	57.27/3.5	52.67/3.79	42.75/4.55	34.51/5.38
NCEP-R1	2.97	3.16	3.27	64.67/2.65	56.4/2.93	49.21/3.29	40.27/3.97	35.12/4.55
NCEP-R2	3.49	3.72	4.01	48.15/4.25	43.05/4.68	37.44/5.35	30.25/6.49	26.55/7.36

В табл. 4.5 во второй колонке показаны оценки глобально осредненных значений осадков для разных массивов данных. В целом, реанализы показывают более высокие осадки, чем спутниковые данные. Самые большие разницы отмечаются для NCEP-R2 и CFSR (около 20%). Реанализ MERRA показывает немного меньшее значение глобально осредненных

осадков, чем GPCP. В 3-й и 4-й колонках табл. 4.5 показаны значения осадков, осредненных только для района тропиков и субтропиков (40°с.ш. - 40°ю.ш.), где GPCP и TRMM полностью совпадают (3.04 мм/день и 3.02 мм/день, соответственно). Самые большие разницы по-прежнему отмечаются для NCEP-R2 (32%). Реанализ MERRA также показывает немного меньшее количество осадков по отношению к GPCP (около 6%).

На рис. 4.37а показаны зонально-осредненные значения среднегодовых осадков, полученных по разным данным, демонстрирующие очень похожие меридиональные распределения. В районе экватора наблюдается максимум осадков, ещё один, меньший по интенсивности максимум, обнаруживается в умеренных широтах. Минимальные значения осадков наблюдаются в субтропических районах обоих полушарий. Из графика видно, что наибольшие различия наблюдаются в районе экватора, однако пространственная локализация области ВЗК очень хорошо воспроизводится всеми данными. В этом районе максимальные значения осадков наблюдаются в реанализах NCEP-R2 (~10 мм/день) и CFSR (~9 мм/день). Минимальные (и наиболее близкие к значениям спутниковых данных) осадки наблюдаются в реанализе NCEP-R1 (~6 мм/день). ERA-Interim и MERRA показывают очень близкие к спутниковым данным зонально-осредненные значения (особенно к TRMM) по сравнению с CFSR, NCEP-R1 и NCEP-R2. В средних широтах Северного полушария NCEP-R2 очень близок к GPCP. В Южном полушарии наблюдается небольшое увеличение осадков в данных GPCP в районе 55^{o}ю.ш.-60^{o}ю.ш., которое не отражается в данных реанализов. Это локальное увеличение количества осадков может быть связано с проблемами обработки сигналов со спутника на границах появления морских льдов и, что приводит к локальному увеличению количества осадков в спутниковых данных [*Adler et al., 2003*]. В средних широтах самые большие значения осадков получены для реанализа CFSR, остальные реанализы показывают разницы со спутниковыми данными в пределах 1-2 мм/день. В средних и высоких широтах Северного полушария наблюдается сильный пространственный шум в значениях осадков, связанный с влиянием берегов и проблемами решений моделей реанализов в прибрежных районах.

На рис. 4.37б,в показаны зонально-осредненные распределения осадков зимой и летом. Летом Северного полушария (июнь-июль-август) (рис. 4.37в) все реанализы, за исключением NCEP-R1, показывают большие значений осадков по сравнению с GPCP и TRMM. Самые большие разницы наблюдаются для NCEP-R2 (около 4 мм/день), а наименьшие – для ERA-Interim (около 0.5 мм/день). В Южном полушарии реанализы показывают более высокие значения суммарных осадков, чем спутниковые данные. Самые большие различия наблюдаются для CFSR и NCEP-R2 (около 0.5-0.7 мм/день). В средних широтах Северного полушария CFSR

дает немного бо́льшие значения осадков по отношению к спутниковым данным, а остальные реанализы показывают немного заниженные значения осадков (0.4-1 мм/день). В целом, самое близкое зональное распределение осадков к спутниковым данным показывает MERRA.

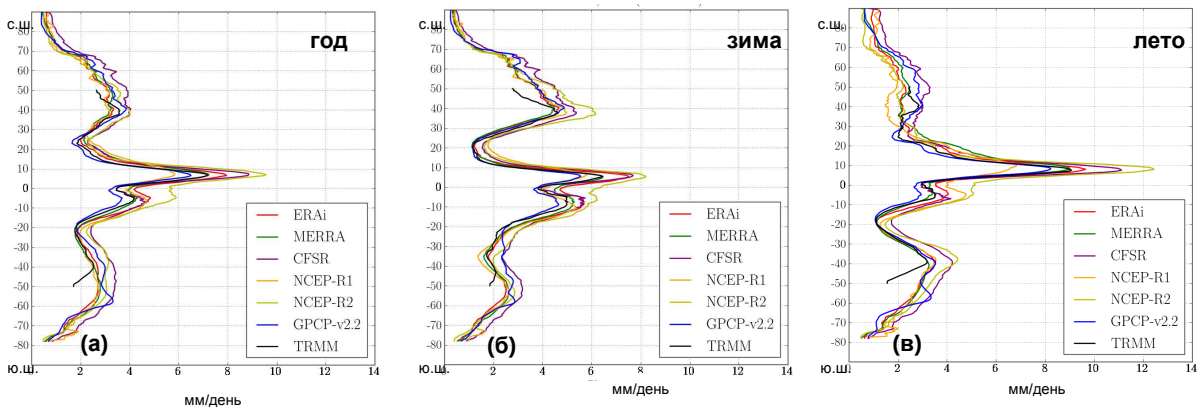


Рисунок 4.37. Зонально-осредненные значения осадков (мм/день) по разным данным: (а) за весь год, (б) – зимой и (в) – летом за период с 1998 по 2010 гг.

Зимой Северного полушария (декабрь-январь-февраль) (рис. 4.37б) различия между значениями осадков для разных реанализов в районе экватора составляют 1.0-1.8 мм/день. Среди всех реанализов NCEP-R1 показывает наиболее близкие значения к спутниковым данным. В умеренных широтах Северного полушария CFSR и NCEP-R2 существенно завышают значения осадков, по сравнению со спутниковыми данными, на 1.5-2.0 и 0.5-0.8 мм/день, соответственно. Весной и осенью (рис. не показан) распределение зонально-осредненных осадков близко к летнему и зимнему распределениям, соответственно.

В целом, разброс значений осадков по разным данным составляет ±20% для максимальных значений осадков. Все реанализы имеют тенденцию завышать значения осадков по сравнению со спутниковыми данными, особенно в районах с сильными осадками. NCEP-R2 показывает самые большие значения осадков среди всех реанализов, превышая спутниковые данные на 4-5 мм/день (летом для зонально-осредненных осадков в районе ВЗК). Региональные разницы для NCEP-R2 могут достигать 13-15 мм/день. Среди всех реанализов MERRA показывает самые маленькие разницы со спутниковыми данными. Для зонально-осредненных осадков разницы составляют ±0.5 мм/день. ERA-Interim качественно показывает наилучшее пространственное совпадение локализации максимумов и минимумов осадков со спутниковыми данными, однако количественно ERA-Interim завышает осадки по отношению к GPCP и TRMM, примерно на 10%.

Наши выводы в целом совпадают с выводами, сделанными в работах *Beranger et al., (2006), Bosilovich et al., (2008), Andesson et al., (2011)* и других, анализировавших распределение

осадков из разных источников данных (измерения на станциях, спутники, реанализы и т.д.). Общее заключение состоит в том, что для всех типов данных пространственное распределение полей осадков очень похоже, однако количественные оценки очень различны и максимальные различия наблюдаются в районах с большим количеством осадков (ВЗК и районы траекторий среднеширотных циклонов).

4.4.3. Сравнение количества дней с осадками и интенсивности осадков

Приведенный выше традиционный анализ, проводившийся ранее в ряде работ, перечисленных выше, теперь будет дополнен не проводившимися ранее для осадков над океанами оценками статистической структуры океанских осадков по данным с суточным разрешением. Это позволит впервые проанализировать возможности реанализов в части достоверного воспроизведения числа дней с осадками и интенсивности осадков над океанами. Для этого мы анализировали период с 1998 по 2010 гг., для которого есть данные, как спутниковых наблюдений, так и реанализов. Количество дней с осадками в разных данных было оценено для разных пороговых значений, фильтрующих очень слабые осадки: 0.01, 0.1, 0.5 и 1 мм/день. С одной стороны при слишком высоком пороговом значении можно потерять много слабых, но реально выпадающих осадков. С другой стороны, если не использовать фильтрацию очень слабых осадков, то в расчетах будут учитываться артефактные значения осадков, возникающие как результат проблемы инициализации моделей, описанной в Главе 1. Для осадков над сушей традиционно используется пороговое значения 1 мм/день. Однако для осадков над океанами это значение слишком велико. Пороговые значения 0.5 и 1 мм/день существенно уменьшают число дней с осадками и, соответственно, увеличивают интенсивность осадков (табл. 4.5). Для порогового значения 0.5 мм/день в данных GPCP интенсивность увеличивается на 41% и число дней с осадками уменьшается на 28% по сравнению со значениями, полученными для всех осадков, без применения фильтрации. Похожие различия наблюдаются и для данных TRMM – 43% и 68% для интенсивности и количества влажных дней. Таким образом, фильтруя осадки ниже 0.5 мм/день, мы рискуем «потерять» существенную часть реально выпадающих слабых осадков, что может быть критически важным для некоторых районов (например, районов субтропиков, а, следовательно, и областей вентиляции океанских вод в субтропиках). С другой стороны пороговое значение 0.01 мм/день выглядит слишком низким: количество дней с осадками и интенсивность, полученные для этого порогового значения, очень мало отличатся от этих же характеристик, рассчитанных по всем данным без фильтрации. Таким образом, пороговое значение 0.1 мм/день представляется оптимальным: интенсивность увеличивается на 13% для GPCP и 23% для TRMM, а количество

влажных дней уменьшается на 16% и 26% соответственно. Это же пороговое значение использовалось для сравнения данных реанализов и станций в Европе, описанное выше [*Zolina et al., 2004*].

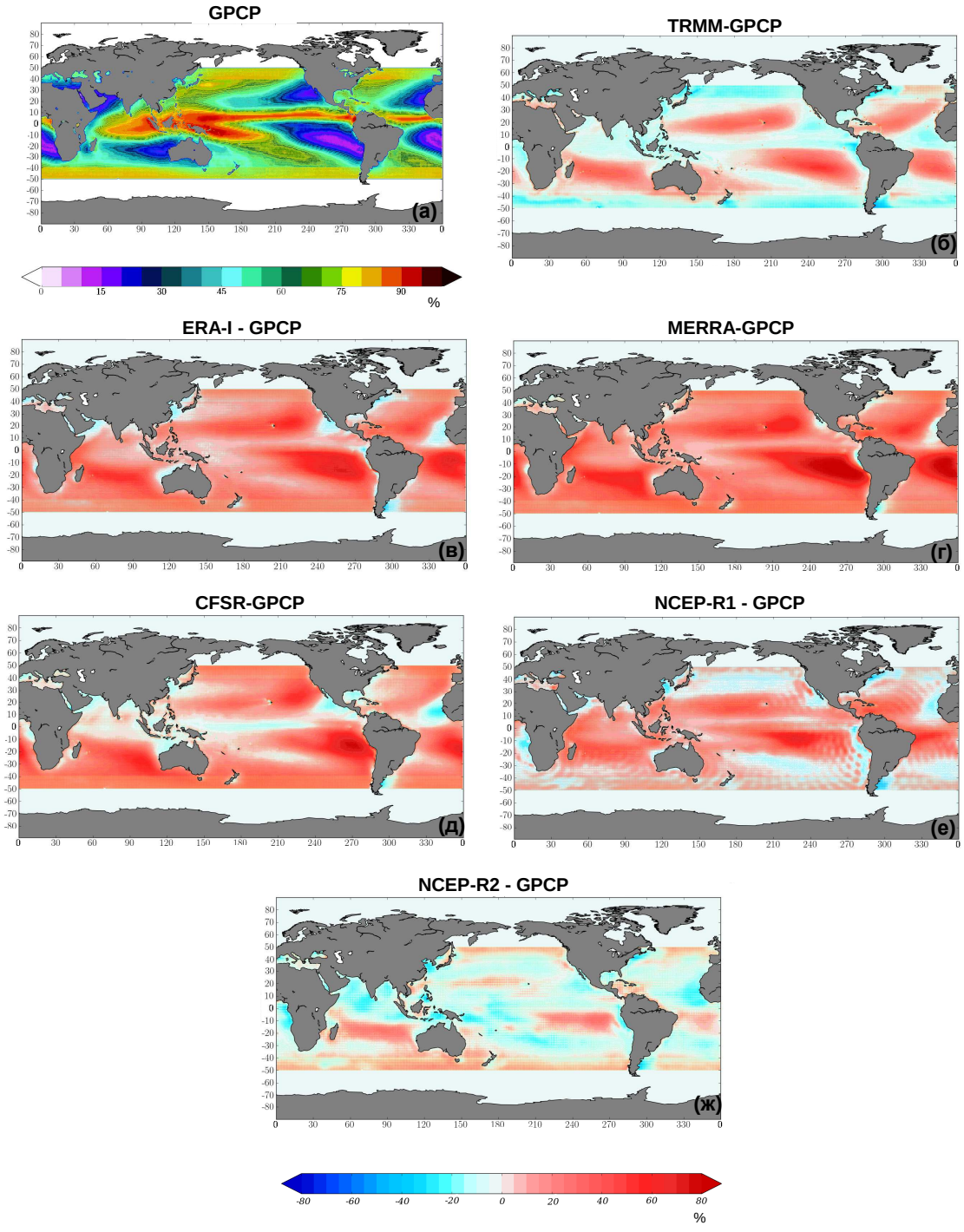


Рисунок 4.38. (а) Количество дней с осадками (%) по годовым данным в массиве GPCP за период с 1979 по 2010 гг., разницы между количеством дней с осадками (%) (б) TRMM минус GPCP за период с 1998 по 2010 гг., (в) ERA-Interim минус GPCP, (г) MERRA минус GPCP, (д) CFSR минус GPCP, (е) NCEP-R1 минус GPCP, (ж) NCEP-R2 минус GPCP за период с 1979 по 2010 гг.

На рис. 4.38а показано количество дней с осадками для данных GPCP. Максимальное число дней с осадками наблюдается в экваториальных районах (около 90%), а минимальное – у западных побережий материков в районах субтропических антициклонов (5-10%). В сравнении с TRMM (рис. 4.38б) GPCP показывает б*о*льшее число дней с осадками в относительно «сухих» районах с малым количеством осадков и меньшее число дней с осадками в районах интенсивных дождей. Разности составляют 15-50%. ERA-Interim и MERRA (рис. 4.38в,г), характеризующиеся наилучшим совпадением со спутниковыми данными в общем количестве осадков, сильно завышают число влажных дней (на 10-80%). В этих реанализах осадки выпадают практически каждый день над большей частью Мирового океана. Самые большие относительные различия в количестве дней с осадками (60-80%) наблюдаются в районах со слабыми осадками. Возможно, более высокое пороговое значение для ERA-Interim и MERRA в этих районах было бы более эффективно. Реанализ CFSR показывает меньшие разницы (по сравнению с ERA-Interim и MERRA) с GPCP. Максимальные положительные разницы (40-70%) наблюдаются в районах западных побережий в субтропических зонах, а минимальные (3-10%) в экваториальных районах и в районах восточных побережий субтропических зон.

Реанализы NCEP-R1 и NCEP-R2, демонстрировавшие самые большие разницы со спутниковыми данными для средних значений осадков, показывают минимальные разницы среди всех реанализов в количестве влажных дней (±20%) (рис. 4.38е,ж). Реанализ NCEP-R2, характеризующийся максимальными отличиями в средних осадках со спутниковыми данными, показывает самое лучшее совпадение по числу влажных дней с GPCP (рис. 4.38ж). В Северном полушарии для GPCP и NCEP-R2 наблюдаются отрицательные разницы с магнитудами до 20%, а в субтропиках и умеренных широтах Южного полушария разницы слабоположительные с магнитудами до 15%.

Описанные выше различия в количестве дней с осадками оказывают существенное влияние на различия в интенсивности осадков (рис. 4.39). Сравнение GPCP и TRMM (рис. 4.39б) показывает меньшую интенсивность осадков в GPCP в центральных и восточных областях субтропиков Атлантического и Тихого океанов, а так же в средних широтах, что соответствует пространственному распределению разниц в средних значениях осадков. В западных районах средних широт TRMM демонстрирует б*о*льшие значения интенсивности осадков, чем GPCP, что не согласуется с результатами сравнения суммарных значений осадков, показанных выше. В тропических районах, где интенсивность в TRMM выше, чем в GPCP разницы для интенсивности существенно меньше, по сравнению с аналогичными разницами в суммарных осадках.

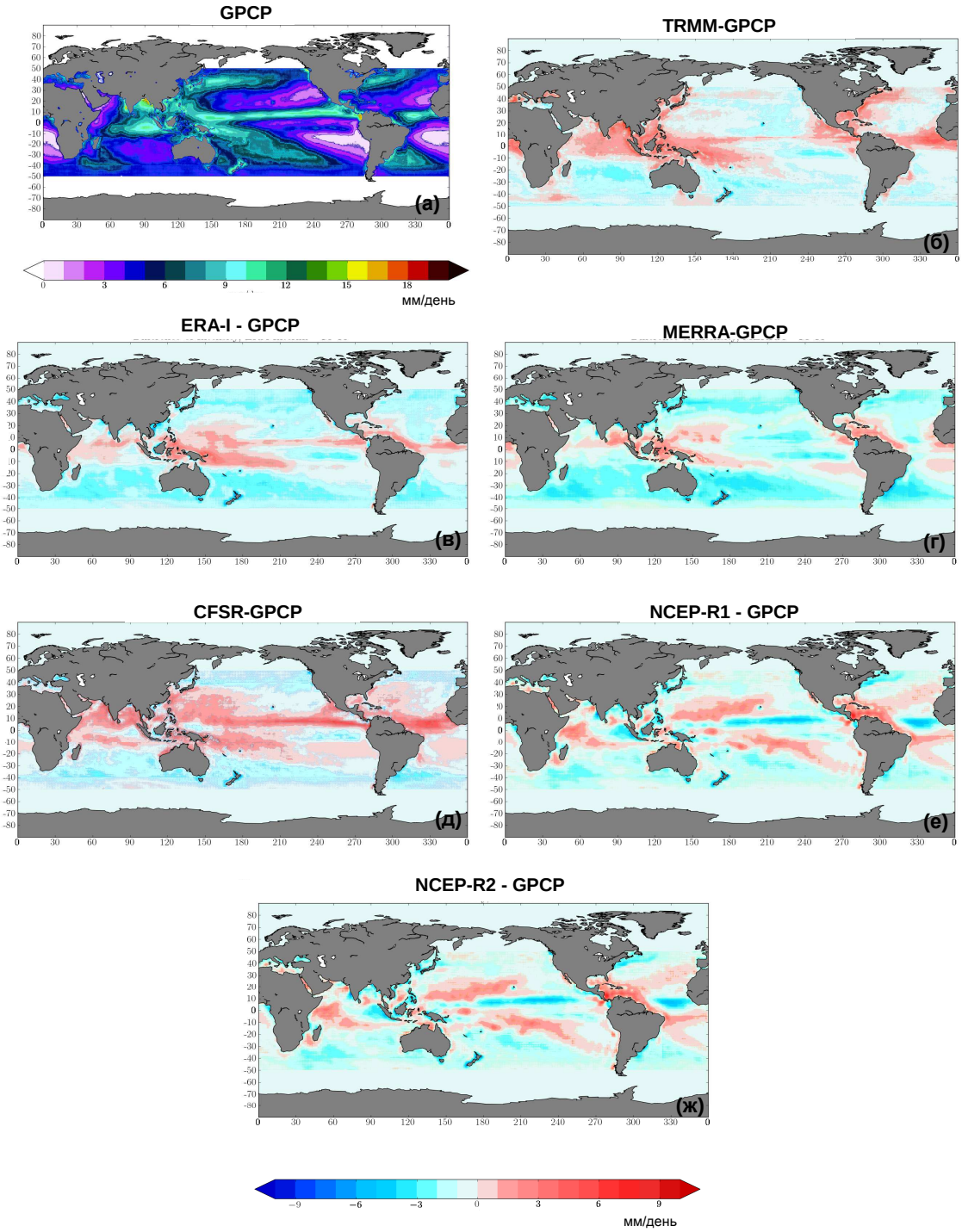


Рисунок 4.39. (а) Интенсивность осадков (мм/день) по годовым данным в массиве GPCP за период с 1979 по 2010 гг., разницы между количеством дней с осадками (%) (б) TRMM минус GPCP за период с 1998 по 2010 гг., (в) ERA-Interim минус GPCP, (г) MERRA минус GPCP, (д) CFSR минус GPCP, (е) NCEP-R1 минус GPCP, (ж) NCEP-R2 минус GPCP за период с 1979 по 2010 гг.

Среди всех реанализов ERA-Interim и MERRA (рис. 4.39в,г) демонстрируют меньшую интенсивность осадков, чем GPCP в средних широтах с разницами, например, для MERRA превышающими 4 мм/день. Реанализ CFSR, для которого суммарные осадки в средних широтах

существенно превышают значения из GPCP, систематически показывает меньшие значения для интенсивностей осадков в средних широтах и в экваториальных областях. Разницы интенсивностей для реанализа NCEP-R1, в целом, повторяют картины разниц для средних значений осадков (рис. 4.39е). При этом NCEP-R2 (рис. 4.39ж) показывает существенно бо*л*ьшие значения интенсивности, чем GPCP, особенно в районе тропиков, где разности достигают значений 9 мм/день, и в средних широтах, где разницы составляют 2-3 мм/день.

Из всего вышесказанного можно заключить, что относительно небольшие различия в средних значениях осадков сопровождаются очень существенными разницами в количестве влажных дней и интенсивности осадков. NCEP-R2, характеризующийся малым числом влажных дней, демонстрирует намного более сильную интенсивность осадков, чем ERA-Interim и MERRA, характеризующиеся большим числом влажных дней, что приводит к относительно низким значениями интенсивности осадков по сравнению со спутниковыми данными. Это показывает огромную роль очень малых значений осадков, возникающих в реанализах, как результат инициализации моделей краткосрочного прогноза. Результатом этого является то, что все реанализы показывают более высокие значения интенсивности осадков в восточных субтропиках, по сравнению с GPCP.

Примечательно то, что даже два массива спутниковых данных показывают большие разницы в количестве влажных дней и интенсивности в районах с малым количеством осадков. Увеличение порогового значения для TRMM до 0.5 мм/день минимизирует это эффект, однако, в результате этого усиливаются градиент разностей противоположного знака между западными районами в средних широтах и тропиках. Подобное увеличение порогового значения для ERA-Interim, MERRA и CFSR приводит к усилению интенсивности (табл. 4.5), что свидетельствует о существенном завышении слабых осадков в этих реанализах.

Рассмотрение числа влажных дней и интенсивности осадков дает новое видение структуры осадков над океанами из реанализов и позволяет оценить их пригодность для разных задач. Например, более высокие средние осадки в CFSR и NCEP-R2, по сравнению с GPCP и TRMM, получаются разными способами. В реанализе NCEP-R2, несмотря на сильно завышенные средние значения, количество дней с осадками воспроизводится очень точно. Это, возможно, связано с улучшением параметризацией осадков и более реалистичной схемы выхолаживания высоких облаков, а также с исправлением многих ошибок в предыдущей версии этого же реанализа (NCEP-R1), таких как неправильная параметризация диффузии горизонтальной влажности и нереалистично высоким альбедо над океанами [*Kanamitsu et al., 2000, 2002*].

4.4.4 Характеристики статистической структуры осадков над океанами

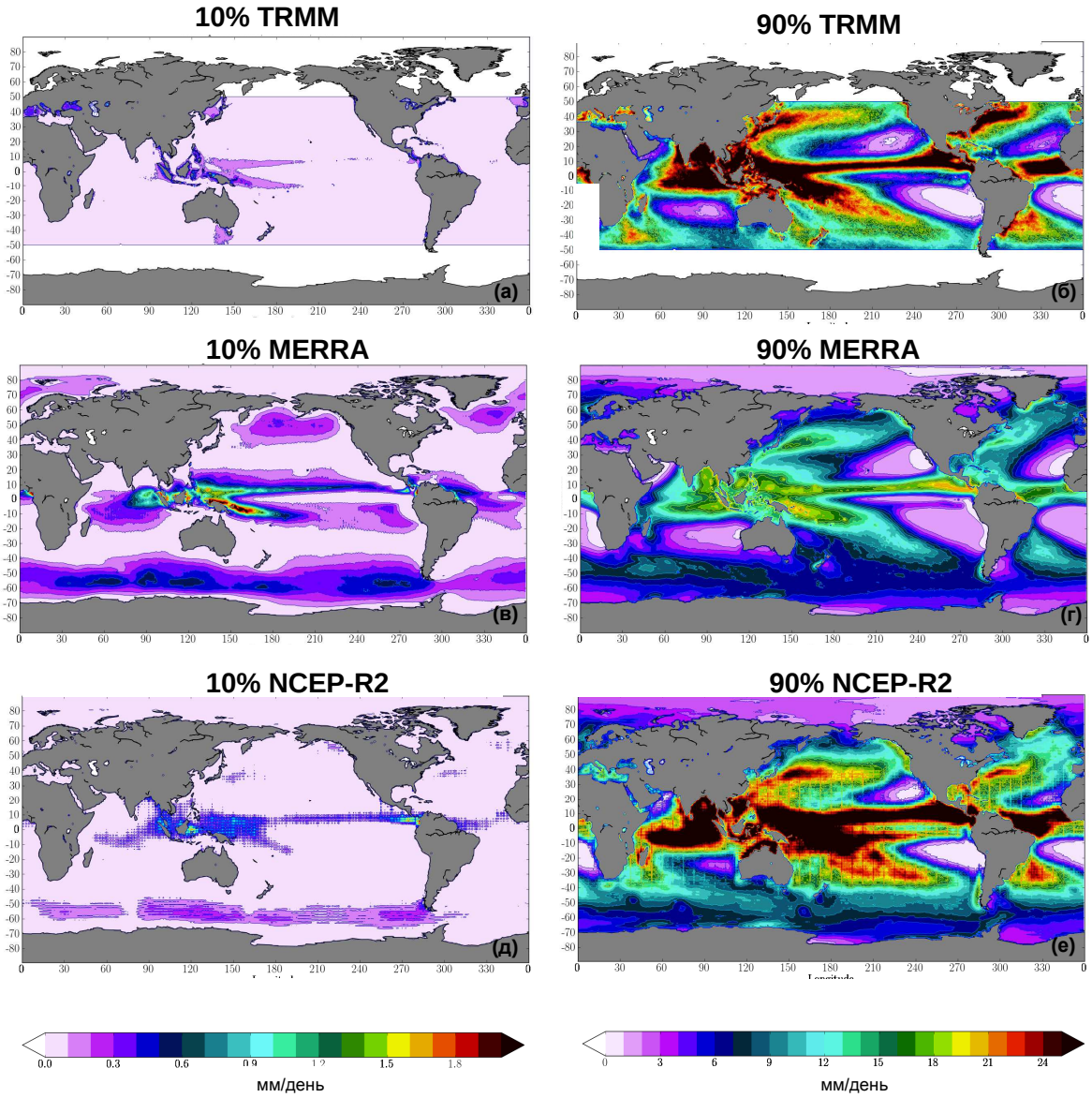


Рисунок 4.40. Значения осадков 10-го (а,в,д) и 90-го (б,г,е) процентилей (мм/день) по данным TRMM (а,б), MERRA (в,г) и NCEP-R2 (д,е) за период с 1998 по 2010 гг.

Осадки над океанами характеризуются более сглаженными изменениями в пространстве и времени из-за отсутствия влияния орографии. Анализ характеристик статистической структуры осадков (разные процентили осадков, полученные из ФПР) крайне важен для понимания механизмов, приводящим к формированию разных типов осадков. На рис. 4.40 показаны оценки 10-го и 90-го процентилей суточных осадков по данным TRMM, MERRA и NCEP-R2. Эти оценки были получены без аппроксимации теоретическими распределениями и без применения пороговых значений. 10-й процентиль характеризует распределение очень слабых осадков. Значения 10-го процентиля для TRMM (рис. 4.40а) не превышает 0.6 мм/день

даже для районов ВЗК. Оценки 10-го процентиля для реанализов очень сильно отличаются от спутниковых данных не только количественно, но и пространственным распределением. MERRA (рис. 4.40в) существенно завышает значения слабых осадков: в районе ВЗК различия могут достигать 2 мм/день. Ещё один максимум слабых осадков наблюдается в районе течения Западных Ветров в Южном полушарии. ERA-Interim и CFSR характеризуются значениями слабых осадков близкими к значениям в MERRA (рис. не показан). Реанализ NCEP-R2 (рис. 4.40д) характеризуется минимальными значениями 10-го процентиля (до 0.4 мм/день) и наиболее близок к данным TRMM. Значения 90-го процентиля, характеризующие пространственное распределения сильных осадков, показывают совершенно отличные тенденции от тех, что описаны выше для слабых осадков. TRMM (рис. 4.40б) показывает максимальные значения 90-го процентиля в районах течений у восточных побережий и в районе пояса тропических осадков (ВЗК), где значения превышают 30 мм/день. MERRA (рис. 4.40г), также как и ERA-Interim и CFSR (рис. не показаны) существенно занижает значения сильных осадков. Максимальные значения 90-го процентиля достигают лишь 20-25 мм/день. При этом локализация максимумов в MERRA хорошо соответствует TRMM. NCEP-R2 (рис. 4.40е) незначительно занижает значения сильных осадков по сравнению с TRMM с средних широтах и завышает значения 90-го процентиля в тропиках, где максимальные значения могут достигать 45 мм/день. Несмотря на это, распределение сильных осадков вNCEP-R2 наиболее близко к распределению по спутниковым данным.

Для более детального анализа характеристик осадков разной интенсивности на рис. 4.41б-л показаны диаграммы квантиль-квантиль для среднего количества осадков для 10 географических районов с разными режимами осадков. Местоположение районов показано на карте 4.41а. Все диаграммы показывают сравнение разных данных с TRMM. В районах западных пограничных струйных течений (точки 1 и 2) TRMM показывает б*о*льшие значения средних и сильных осадков, чем другие данные. Особенно четко это видно для района Гольфстрима (рис. 4.41б). Для района Куросио (точка 2) диаграмма похожа на распределение в районе Гольфстрима, однако NCEP-R2 и GPCP демонстрируют очень хорошее соответствие с данными TRMM для слабых и средних по интенсивности осадков (примерно до значений 95-го процентиля). GPCP в районе Куросио хорошо совпадает со значениями осадков в TRMM для слабых и средних по интенсивности осадков (до значений 50-60-х процентилей). В районе ВЗК (точки 4, 5 и 6) ERA-Interim, MERRA и NCEP-R1 показывают значительно более слабые осадки для всего их диапазона. Расхождения с TRMM увеличиваются при увеличении значений осадков. Для этих районов NCEP-R1 демонстрирует самые большие разницы с TRMM. Реанализ CFSR показывает существенно меньшие различия с TRMM, незначительно превышающие значения для слабых осадков и занижающие значения для сильных осадков.

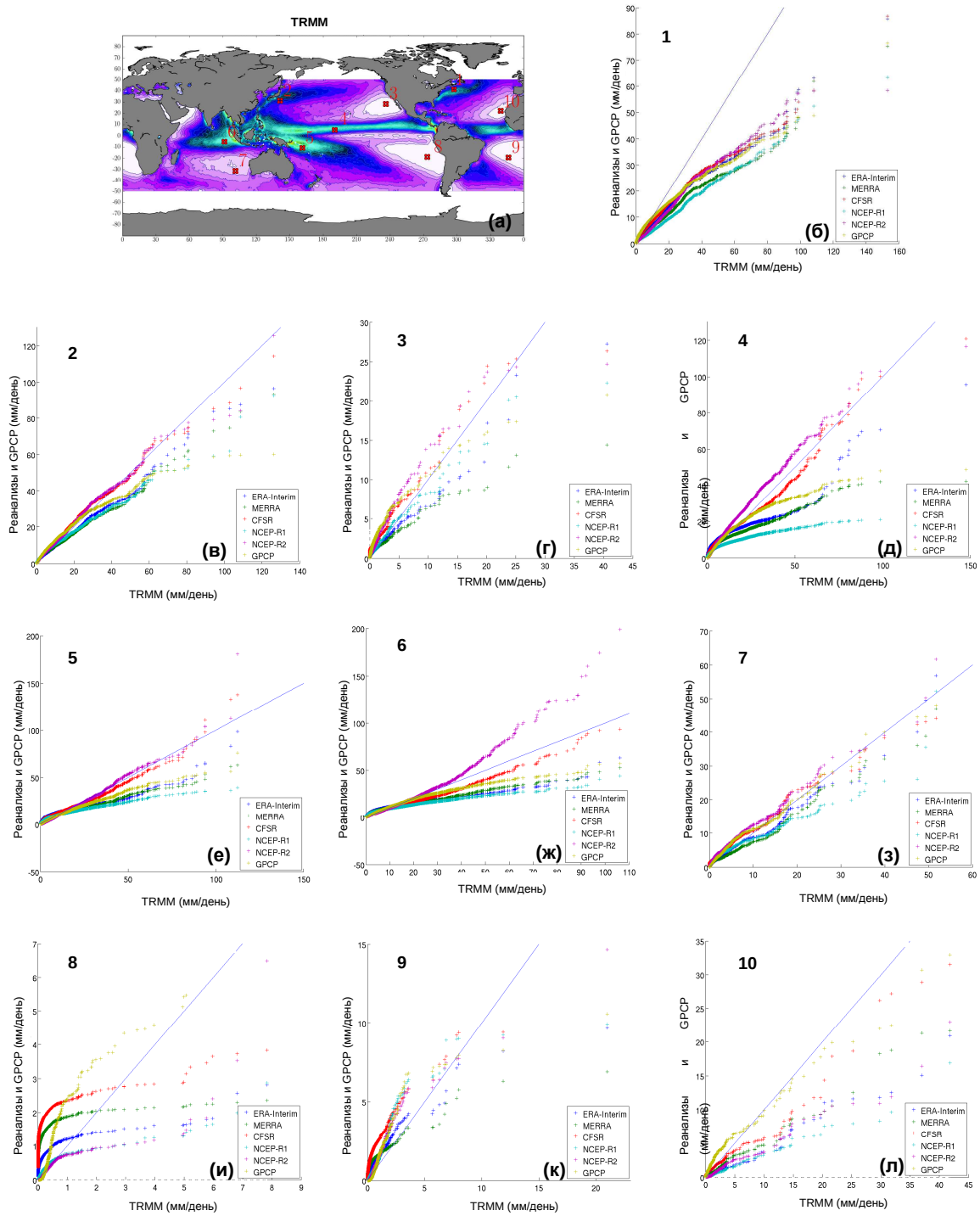


Рисунок 4.41. (а) Географическое положение 10 точек, графики для которых приведены на данном рисунке. Основа – среднегодовые значения осадков по данным TRMM за период 1998-2010 гг.. (б-л) Диаграммы рассеивания средних значений осадков мм/день для разных данных. На горизонтальных осях показаны значения TRMM, на вертикальных осях показаны значения осадков в реанализах и GPCP

NCEP-R2 показывает для всех тропических районов сильное завышение средних и сильных осадков по сравнению с TRMM, что особенно четко видно в тропиках Индийского океана (район 6) и Тихого океана (район 5). Интересно отметить, что в тропиках распределение

осадков в GPCP намного ближе к распределению осадков в реанализах, чем к осадкам в TRMM. В субтропических районах с малым количеством осадков (районы 3, 7, 8, 9 и 10), где GPCP показывает б*о*льшее количество осадков, чем TRMM для всех категорий осадков, квантильные диаграммы показывают самый большой разброс значений для реанализов и спутниковых данных. В субтропиках Тихого океана в Северном полушарии (точка 3) и Индийского океана в Южном полушарии (точка 7) MERRA, ERA-Interim и NCEP-R1 занижают значения осадков по отношению к TRMM, а NCEP-R2 и CFSR их завышают для всех классов осадков. В субтропических районах южной Атлантики (точка 9) и южной части Тихого океана (точка 8) все реанализы существенно завышают значения слабых осадков и занижают значения сильных осадков. В субтропической зоне Атлантики в Северном полушарии (точка 10) все реанализы показывают меньшие значения осадков, чем TRMM для всех классов осадков. Самые большие различия наблюдаются для слабых и умеренных осадков. Такое несоответствие в распределении интенсивности осадков для разных районов может быть связано с разным количество ассимилируемых в моделях данных и со значительно меньшим их количеством для Южного полушария.

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 4

Разработанная методология анализа характеристик экстремальных осадков использована для оценки возможностей разных реанализов воспроизводить экстремальные осадки. Показано, что реанализы существенно занижают значения абсолютных экстремальных осадков. Реанализ NCEP-R2 показывает наиболее близкие значения экстремальных осадков по отношению к данным станций, что, однако, связано с существенным завышением средних значений осадков в данном реанализе. Зимой согласованность между данными реанализов и наблюдениями на станциях существенно лучше, чем летом, что связано с недостаточно точным описанием конвективных процессов в моделях, преобладающих в осадкообразовании в летний период.

Проведено сравнение характеристик экстремальных осадков по спутниковым массивам данных с характеристиками, рассчитанными по данным наблюдений на станциях. Анализ показал, что зимой спутниковые данные существенно завышают значения экстремальных осадков, а летом – очень сильно занижают. Из двух анализируемых массивов спутниковых данных PERSIAN-CDR показывает лучшее совпадение с данными станций, чем GPCP.

Выполнен анализ статистической структуры осадков над Мировым океаном, включающий рассмотрение числа дней с осадками и интенсивность осадков, по спутниковым данным и реанализам. По данным пяти реанализов и двух массивов спутниковых данных установлено, что различия в числе дней с осадками и интенсивности осадков существенно больше, чем в среднем количестве осадков. Показано, что межгодовая изменчивость средних осадков в реанализах сильно зависит от однородности объема и типов ассимилируемых данных.

Основные результаты, изложенный в Главе 4, были опубликованы в статьях *Zolina and Gulev (2003), Zolina et al. (2004), Zolina et al. (2008), Zolina et al. (2009), Zolina et al. (2014), Lockhoff et al. (2014), Dolant et al. (2018),* и в работе *Sommer et al. (2018),* принятой к печати.

ГЛАВА 5. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

5.1. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОПУСКОВ В ДАННЫХ С ПОМОЩЬЮ ГЕНЕРАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОПУСКОВ МЕТОДОМ МОНТЕ-КАРЛО.

Как было описано в Главе 1, наличие пропусков в рядах наблюдений за осадками на станциях является одной из наиболее существенных проблем в анализе осадков и, особенно, их изменчивости. Неравномерное распределение пропущенных значений в рядах измерений осадков может являться причиной искусственных, и, что важно, меняющихся во времени, ошибок и влиять на расчеты межгодовой изменчивости, как на масштабе десятилетий, так и на масштабе столетий. Для того, что бы количественно оценить этот эффект был проведен анализ чувствительности трендов к количеству пропусков в рядах данных, основанный на методе Монте-Карло, когда в ряды без пропусков случайным образом вставляются пропуски в соответствии с разными моделями выборки [*Zolina et al., 2005*]. Общая постановка задачи ре-самплинга (*re-sampling*) и его генерации методом Монте-Карло формулируется следующим образом. Предположим, что нам надо найти среднее $h(x)$ для величины x, распределенной в соответствии с распределением $\pi(x)$, известным с точностью до безразмерной константы. Подход в рамках стандартного метода Монте-Карло будет заключаться в формировании выборки случайных переменных $x^{(1)},.....,x^{(m)}$, принадлежащих $\pi(x)$, формирующих распределение $q(x)$ таким образом, что математическое ожидание $E_\pi[h(x)]$ может быть оценено как:

$$\hat{\mu} = \frac{w^{(1)}h\left(x^{(1)}\right)+\cdots+w^{(m)}h\left(x^{(m)}\right)}{w^{(1)}+\ldots+w^{(m)}}, \tag{5.1}$$

где

$$w^{(i)} = \pi\left(x^{(i)}\right)/q\left(x^{(i)}\right), i=1,\ldots,m\,. \tag{5.2}$$

Главная задача формирования новой выборки – это удовлетворение распределению, для которого с достаточно высокой вероятностью функция

$h(x)\ \pi(x)$

принимает большие значения. Поскольку трудно предсказать заранее все свойства распределения $q(x)$, метод Монте-Карло формирует новую выборку $x^{(1)},.....,x^{(m)}$ так называемым методом последовательной выборки (Sequential Importance Sampling, SIS). Мы, таким образом, формируем выборку

$$x_t = (x_1, \ldots, x_t), 1 \le t \le d\ , \tag{5.3}$$

называемую цензурированной (*sub-sample* или *partial sample*). При этом требуемое распределение $q(x)$ формируется, как

$$q(x) = q_1(x_1) q_2(x_2 \mid x_1) \ldots q_d(x_d \mid x_{d-1}), \tag{5.4}$$

а весовые коэффициенты

$$w(x) = \frac{\pi(x)}{q(x)} = \frac{\pi(x_1)\pi(x_2 \mid x_1)\ldots\pi(x_d \mid x_{d-1})}{q_1(x_1) q_2(x_2 \mid x_1) \ldots q_d(x_d \mid x_{d-1})} \tag{5.5}$$

определяются рекурсивно в соответствии с

$$w_t(x_t) = w_{t-1}(x_{t-1}) u_t(x_t), \tag{5.6}$$

где

$$u_t(x_t) = \frac{\pi_t(x_t)}{\pi_{t-1}(x_{t-1}) q_t(x_t \mid x_{t-1})}. \tag{5.7}$$

На практике это позволяет сгенерировать пропущенные значения в рядах осадков в соответствии с временной структурой пропусков, описанной ниже и показанной на рис. 5.1. Симуляция пропусков проводилась для 10, 20, 30 и 40 пропущенных дней за сезон. Реализация описанного алгоритма для среднего, как правило, достаточно устойчива, что не обязательно должно выполняться для оценки трендов. Чтобы удовлетворить требованию устойчивости метода последовательной выборки для трендов нами для каждого календарного сезона случайная генерация пропусков конкретной продолжительности была повторена 10 раз. Месячные пропуски были симулированы троекратным повторением исключения случайно выбранного месяца из календарного сезона. Таким образом, были получены ряды без пропусков (RS) и искусственно сгенерированные ряды с определенным количеством пропущенных дней (US*n*, где n – это количество сгенерированных пропусков). По этим рядам были получены разные характеристики экстремальных осадков и для них были рассчитаны тренды, которые сравнивались между собой.

Аналогичная процедура генерации дней с осадками была использована при анализе динамики влажных и сухих периодов (см. раздел 5.4.3.1). Для этого также методом Монте-Карло генерировались сухие и влажные дни в соответствии с распределениями длин влажных и сухих периодов, представленных в Главах 2 и 3 и распределением пропусков в рядах наблюдений. Кроме того, процедура Монте-Карло использовалась в данной Главе для оценки влияния увеличения или уменьшения количества влажных дней на оценки трендов в длительности влажных периодов (см. раздел 5.4.3.1).

5.2. ОЦЕНИВАНИЕ ЛИНЕЙНЫХ ТРЕНДОВ И РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ ИХ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ЗНАЧИМОСТИ.

Оценивание значимости трендов имеет важное значение для всех результатов, представленных в данной главе. В работе использовалось несколько параметрических и непараметрических тестов и критериев для оценивания значимости трендов. В качестве параметрического теста нами использовался *t*-тест Стьюдента, традиционно применяемый для оценивания значимости трендов. Будучи достаточно эффективным, *t*-тест, основанный на распределении Стьюдента с функцией плотности вероятности:

$$y = f(x \mid \nu) = \Gamma\left(\frac{\nu+1}{2}\right)\left[\Gamma\left(\frac{\nu+1}{2}\right)\right]^{-1}(\nu\pi)^{-\frac{1}{2}}\left(1+\frac{x^2}{\nu}\right)^{-\frac{\nu+1}{2}}, \qquad (5.8)$$

где ν – количество степеней свободы в смысле формальной независимости по метрике *n-2*, Γ – гамма-функция, дающей оценку вероятности у обнаружения значения *x*, принадлежащего распределению Стьюдента с ν степенями свободы и соответствующей функцией распределения

$$p = F(x \mid \nu) = \int_{-\infty}^{x} \frac{\Gamma\left(\frac{\nu+1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{\nu}{2}\right)} (\nu\pi)^{-\frac{1}{2}} \left(1+\frac{t^2}{\nu}\right)^{-\frac{\nu+1}{2}} dt, \tag{5.9}$$

дающей вероятность того, что значение из распределения *t* с ν степенями свободы попадает в интервал [-∞, *x*], тем не менее, обладает рядом ограничений, основными из которых являются требование независимости анализируемых характеристик в выборке и требование гауссовости распределения совокупности, причем с необходимостью устойчивости оценки дисперсии σ^2 для всей выборки. Поскольку, часто такие условия для анализируемых выборок не выполняются, дополнительно для оценивания значимости трендов использовались непараметрические тесты Вилксона [*Wilcoxon, 1945; Pearson and Hartley, 1976*] и Манн-Кендала [*Mann, 1945*]. Эти тесты основаны на ранговых статистиках и позволяют оценивать статистическую значимость без использования предположения о характере распределения исходной выборки.

Помимо тестирования собственно нулевой гипотезы (наличие или отсутствие тренда в выборке), важным элементом оценивания значимости трендовых изменений является оценка доверительных интервалов для коэффициентов тренда. Необходимость этого следует из классической парадигмы математической статистики о статистических ошибках первого и второго рода. Допустим, нулевая гипотеза о наличии тренда подтверждена тем или иным тестом на заданном уровне значимости (ошибка первого рода). Тем не менее, это не гарантирует возможной ошибочности принятия гипотезы (ошибка второго рода), которая может оказаться больше, чем погрешность ее отвергания. Таким образом, тестирование нулевой гипотезы, само по себе, часто оказывается недостаточным. Для учета этого использовался коэффициент значимости Хайаши (*reliability ratio*) [*Hayashi, 1982*], позволяющий ввести доверительные интервалы на коэффициенты тренда. Соотношение Хайаши, будучи значимо больше 1, гарантирует, что истинное значение оцениваемого коэффициента тренда близко к его оценке и, следовательно, оценка может обсуждаться не только качественно, но и количественно.

Наконец, важным элементом анализа статистической значимости трендов является оценивание групповой значимости оценок трендов. Это крайне принципиально для нашего

анализа, поскольку нами анализируются изменения в характеристиках осадков, происходящие не в точке, а в достаточно больших районах. *Livezey and Chen, (1983)* первыми предложили оценивать так называемую групповую значимость (*field significance*) для того, чтобы делать заключение об устойчивости обнаруженной тенденции для того или иного района. Идея оценивания групповой значимости состоит в предположении, что вероятность того, что r индивидуальных оценок значимости в каждом испытании (например, в ряде наблюдений на одной станции) из n испытаний распределена биномиально в соответствии с функцией распределения:

$$P(X \le x) = \sum_{r-0}^{x} \binom{n}{r} p^r (1-p)^{n-r}, \qquad (5.10)$$

где p – вероятность успешности индивидуального испытания. Другими словами, совокупная значимость зависит не только от значимости оценок на отдельных станциях, но и от доли станций в общей совокупности, имеющих заданную значимость. В частности, если мы имеем 100 индивидуальных оценок трендов в рассматриваемой совокупности точек, и 50 из них значимы на уровне 80%, то групповая значимость будет выше, чем в случае, когда оценки в 10 точках значимы на уровне 99%. В то же время оценки групповой значимости также должны рассматриваться в контексте погрешностей первого и второго родов. В последние десятилетия в статистике имела место большая дискуссия по этому поводу [*Wilks 2006, 2016; Perneger, 1998; Morgan, 2007*]. Эта дискуссия восходит к так называемой коррекции Бунферони-Сидак [*Bonferroni, 1936*], учитывающей погрешность второго рода при тестировании групповой значимости. Однако, прямое приложение этой коррекции к оценкам трендов (и других статистик) по метеорологическим данным (включая осадки) достаточно проблематично, во-первых, в силу скоррелированности данных (то есть их взаимозависимости), и, во-вторых, в силу того, что, например, для 2000 точек (типичное количество станций на территории Германии) поправка Бунферони-Сидак приводит к уменьшению граничной вероятности (*p*-value) до 0.000024. Однако реальное уменьшение ошибки второго рода связано не со значимостью индивидуальных оценок, а с количеством этих оценок, прошедших тест. Более детальное обсуждение этой проблемы для медицинской статистики приводится, например, в работах *Perneger, (1998), Morgan, (2007)* и других.

5.3. ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ПОЛНОТЫ ДАННЫХ НА ОЦЕНИВАНИЕ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ТРЕНДОВ ХАРАКТЕРИСТИК ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ОСАДКОВ НА ОСНОВЕ СТАНЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ.

Для исследования влияния пропусков на оценки трендов в характеристиках осадков мы использовали массив данных ECA&Dataset [*Klein Tank et al., 2002*] по версии 2004 г.. Этот массив состоял из 295 станций с данными по осадками суточного разрешения, покрывающим период с 1804 по 2003 гг.. На 96 станциях наблюдения проводились в течение более 100 лет. На первом этапе работы для всех 96 станций была проанализирована временная структура пропусков и построены статистические модели их распределения. Нами было найдено два типа пропусков. В первом случае были пропущены целиком месяцы или сезоны. Этот вид пропусков составляет 80% от общей длины всех пропусков. Наибольшее количество таких длинных пропусков наблюдалось в первой половине 20-го столетия. Второй тип пропусков – это, так называемые, условно «короткие» пропуски с продолжительностью от 1 до 20-30 дней.

Рис. 5.1 показывает частотные распределения количества пропущенных дней по отношению к общему числу дней в осредненном сезоне для различной длительности пропусков, исключая случаи, когда были целиком пропущены месяцы или сезонны для всех станций, имеющих 100-летний ряд наблюдений. В 45% случаев отсутствовало 1-2 дня в сезон и в 8% – 3-4 дня. Оставшиеся 47% характеризуются пропусками от 5 до более чем 40 дней в сезон с их относительно равномерным распределением. Длительность этих пропусков изменяется от 1 дня (60% всех случаев) до 10-14 дней (менее 1%).

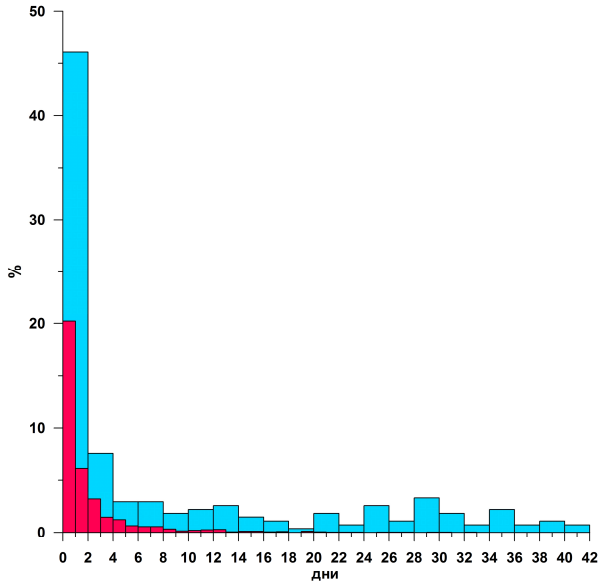


Рисунок 5.1. Статистическое распределение количества пропущенных дней по отношению к общему числу дней в сезоне (голубой цвет) и длительности пропусков (без учета целиком пропущенные месяцев и сезонов) (розовый цвет) для всех Европейских станций, имеющих 100-летний ряд наблюдений

Затем из 96 столетних станций было выбрано 22 станции, не имеющие пропусков. Эти ряды использовались для процедуры генерации пропусков методом Монте-Карло (*bootstrpping*), как описано в разделе 5.1. Анализировались осадки, превышающие пороговые значения 95-го и 99-го процентилей, определенные из функции распределения осадков (*G95*, *G99*), процент вклада дней с очень сильными осадками (>95%) в их общее количество (*R95pTOT*) (относительная экстремальность) и значения 95-го (p_{95}) и 99-го (p_{99}) процентилей, полученных по гамма-распределению.

Рис. 5.2 показывает значимость разностей между трендами, рассчитанными по RS и US*40* суточным рядам. Оценки трендов в p_{95}, полученные из RS и US рядов показывают лучшее соответствие между собой, чем индексы *R95* и *P95*. Значимость разностей для p_{99} (рис. не показан) больше, чем для p_{95}, но меньше, чем для *R95* и *P95*. Для всех индексов влияние попусков более сильно выражено для горных районов и прибрежных станций, где конвективные осадки играют существенную роль. Летом влияние пропусков на оценки трендов для *R95* и *P95* сильнее, чем для p_{95}. Осредненные оценки трендов для всех 22 станций показывают, что p_{95} и p_{99} менее чувствительны к наличию пропусков, чем *R95* и *G95*. Величины *G95* показывает самые большие среднеквадратичные ошибки между значениями трендов и самые большие стандартные отклонения разностей.

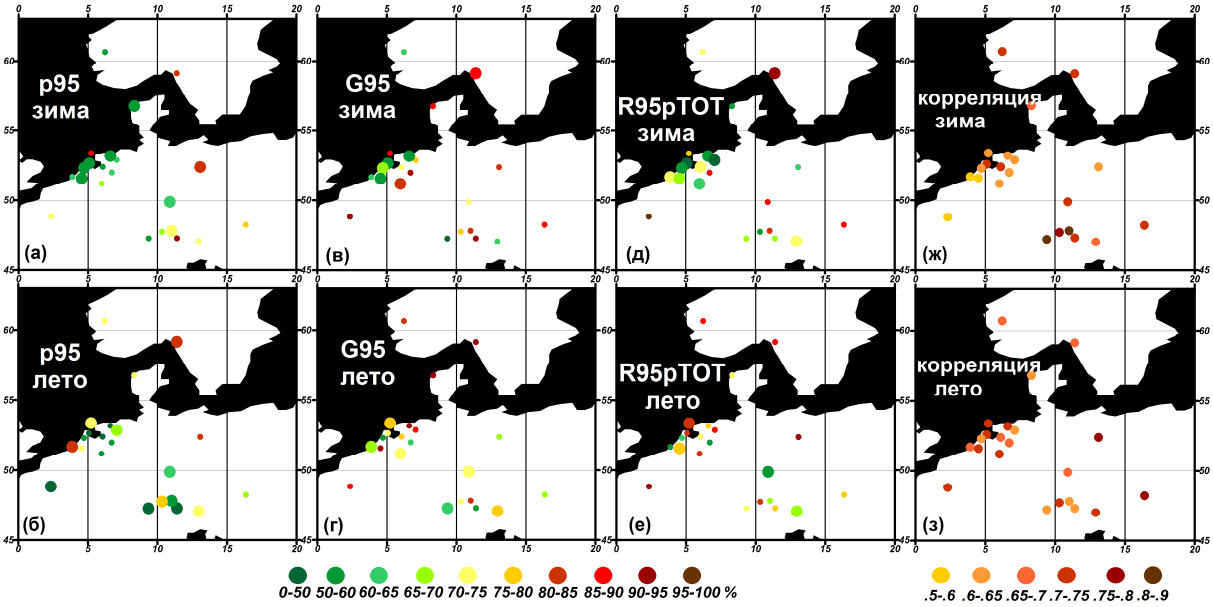


Рисунок 5.2. Значимость (в %, *t*-тест Стьюдента) разностей между трендами, рассчитанными по RS и US40 суточных значений осадков для p_{95} (а,б), *G95* (в,г) и *R95pTOT* (д,е) зимой (а,в,д) и летом (б,г,е). Коэффициенты корреляции между рядами с убранным трендом *R95pTOT*, рассчитанных из RS и US*40* суточных данных для зимы (ж) и лета (з). Большие кружки показывают станции, для которых исходные тренды были значимы по *t*-тесту, соотношению *Hayashi*, (1982) и тесту Вилксона

Влияние пропусков на межгодовую изменчивость анализировалось путем расчета коэффициентов корреляции между рядами с убранным трендом для данных RS и US за период с 1900 по 2002 гг.. За исключением высоких корреляций, обнаруженных для рядов с 20 и менее пропусками в сезон, коэффициент корреляции падает до 0.5-0.6 для n=40 с наименьшими значениями для p_{95}, и p_{99}. Значения коэффициента корреляции для *G95* и *R95* значительно выше. В среднем для всех 22 станций коэффициент корреляции показывает наибольшие значения для p_{95} и *G95*. Значения коэффициента корреляции для *R95* (рис. 5.2ж) зимой минимальны в северной части континентальной Европы (0.53), а летом (рис. 5.2з) в Швейцарских Альпах (0.62). Таким образом, в определенных местах пропуски могут привносить от 10% до 50% межгодовой изменчивости, которая не наблюдается в рядах без пропусков для *R95*. Для других индексов эти оценки составляют от 5 до 30%.

В табл. 5.1 сведены основные характеристики оценок трендов для всех сезонов. Осредненные для 22 станций значения трендов показывают, что индекс p_{95} менее чувствителен к наличию пропусков в рядах, чем индексы R95 и G95. Индекс G95 демонстрирует самые большие значения среднеквадратичных отклонений и самые большие значения стандартных отклонений разниц между RS и US40. Значения осредненного для всех станций квадрата коэффициента корреляции показывают самые большие значения для p_{95} и G95.

Таблица 5.1. Среднеквадратичные разницы значений линейных трендов по данным RS и US40 (δ(a), %), их стандартные отклонения (σ(δ)), осредненные значения значимости (%) разниц между оценками трендов по данным RS и US*40* (χ, %) и осредненные квадраты значений коэффициентов корреляции для RS и US данных (r^2, %) для разных сезонов

индекс	сезон	δ(a), %	σ(δ)	χ, %	r, %
p95	зима	0.35	0.28	68.3	84
	весна	0.27	0.25	64.8	85
	лето	0.31	0.23	69.6	81
	осень	0.25	0.22	66.1	84
G95	зима	1.38	0.97	75.1	83
	весна	1.15	0.86	79.5	81
	лето	1.12	0.98	77.2	80
	осень	1.32	1.18	80.3	81
R95	зима	0.57	0.43	71.3	81
	весна	0.52	0.47	69.4	79
	лето	0.64	0.46	77.1	77
	осень	0.48	0.38	72.6	81

Будучи вооруженными оценками потенциального влияния пропусков на величины трендов в экстремальных осадках, мы рассчитали значения трендов в разных индексах

экстремальности для всех 96 станций, покрывающих период с 1900 по 2002 гг.. Для того, что бы использовать как можно больше станций и включить в расчеты также станции, имеющие очень длинные пропуски (целиком пропущенные годы), которые составляют 39% от всех станций, из расчетов были исключены периоды с 1917 по 1921 гг. и с 1942 по 1945 гг., когда массово были пропущено большое количество сроков. Для оставшихся лет мы применили метод Монте-Карло для симуляции 40 пропусков в сезон для каждой станции. Затем по этим данным были рассчитаны линейные тренды для всех экстремальных индексов.

На рис. 5.3а,б,в,г показаны оценки трендов для p95 и R95 зимой и летом. Тренды достаточно сильно различаются не только по магнитуде, но и по знаку. Значения трендов для G95 (рис. не показан) очень похожи на оценки трендов для p95. Зимой тренды в величинах p95и R95 преимущественно положительны в центральной и восточной Европе (2-7% и 3-10% в десятилетие, соответственно). Для 43 станций значения трендов существенно различаются и только для 19 станций значения трендов для всех трех индексов похожи, статистически значимы и имеют одинаковый знак. В западной части Европы летом оба индекса показывают отрицательные тренды в Нидерландах, северной Германии и Дании и положительные тренды в районе Альп и северной Италии. Летом тренды в восточной Европе менее согласованы, чем в западной. Статистически значимые тренды одного знака наблюдаются лишь для 12 станций. В отличие от оценок долгопериодной изменчивости, межгодовая изменчивость, оцененная с использованием коэффициента корреляции (рис. 5.3д,е) согласована намного лучше летом, чем зимой. Количество станций с коэффициентами корреляции меньше 0.71 – 51 зимой и 32 летом.

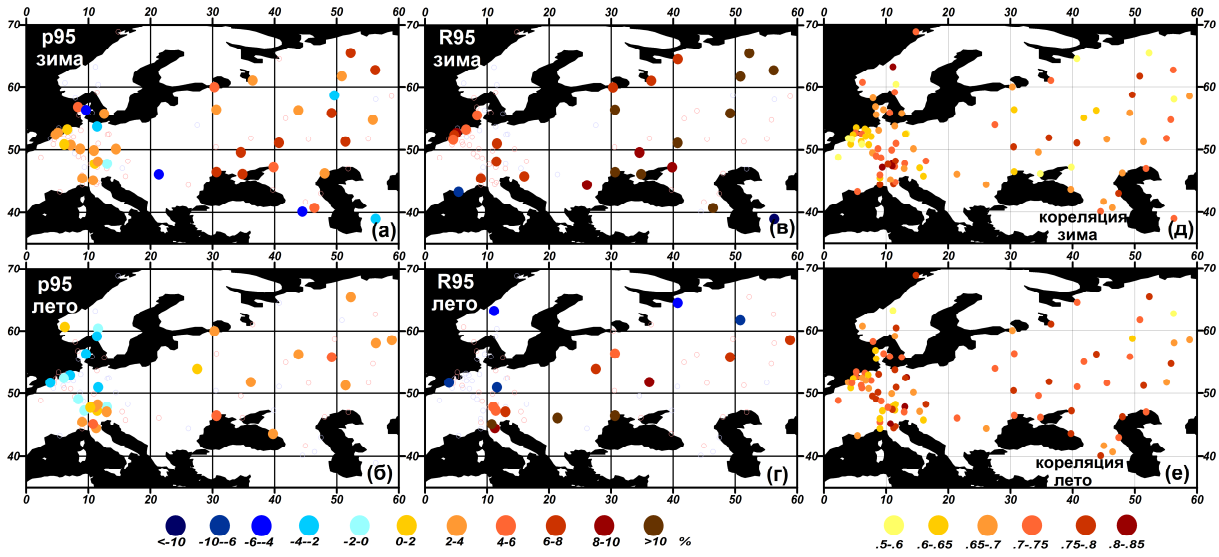


Рисунок 5.3. Значения линейных трендов (% в десятилетие) для индексов p95 (а,б) и R95 (в,г) для 40 сгенерированных попусков в сезон зимой (а,в) и летом (б,г) за период с 1900 по 2002 гг., значения коэффициентов корреляции между p95 и R95 зимой (д) и летом (е). Большие заполненные кружки показывают тренды, значимые на уровне 95% по *t*-тесту, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона. Маленькие кружки показывают станции, для которых тренды были не значимые

На рис. 5.4а показаны оценки трендов индекса p95 для 21 станции, где все три индекса (p95, R95 и G95), оценки которых показаны на рис. 5.2, статистически значимы в соответствии с описанными выше критериями, что говорит о том, что значения трендов для данных станций не зависит от выбора индекса и устойчиво к разному количеству пропусков (до 40 в сезон). Тренды для большинства этих станций положительные в восточной части Европы. Максимальные тренды достигают 3-5 % в декаду. В западной части Европы пространственная изменчивость трендов больше (от -1 до +4 % в десятилетие). Пространственная групповая значимость этих трендов, рассчитанная по *Livezey and Chen, (1983)* больше 95%, что говорит о статистической значимости наблюдаемой пространственной структуры трендов. Значения трендов для индекса p99, характеризующего осадки 99-го процентиля статистически значимы в 12 станциях и показывают увеличение (за исключением одной станции) значений экстремальных осадков с максимальным ростом 3-4% в десятилетие на севере Европейской части России. Для этого поля пространственная групповая значимость составляет 90%. Также была оценена репрезентативность этих стаций. Для этого анализировались тренды, полученные по разным индексам и осредненные в квадратах 8°×8°. Эти расчеты показали, что 3 станции для индекса p95 и одна станция для индекса p99 не являются репрезентативными.

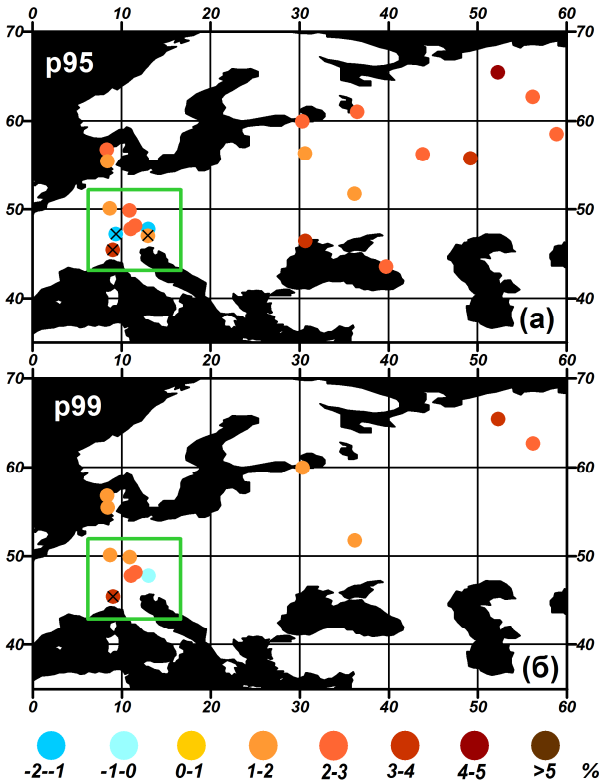


Рисунок 5.4. Значения линейных трендов для годовых рядов (% в десятилетие) для индексов p95 (а) и p99 (б), рассчитанных для стаций в которых все три индекса (p95, R95 и G95) статистически значимы за период с 1900 по 2002 гг.. Зеленый прямоугольник показывает район, для которого оценивалась репрезентативность. Станции, оцененные как не репрезентативные, отмечены крестом

5.4. АНАЛИЗ ДОЛГОВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК ОСАДКОВ В ЕВРАЗИИ ПО ДАННЫМ СТАНЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

На основании анализа максимально возможного числа пропусков в рядах данных для статистически обоснованного расчета трендов, описанного выше, из всех используемых массивов измерений на станциях (данные ECA&D, данные DWD и Росгидромета) были выбраны только те ряды, где количество пропусков в сезон (три месяца) не превышает 40. Оценки значимости трендов проводились с использованием *t*-теста Стьюдента, коэффициента значимости Хайаши (*reliability ration*) [*Hayashi, 1982*] и теста Вилксона (*Wilcoxon test*). Значимыми считались лишь тренды, удовлетворяющие все трем критериям значимости на уровне 90%. Пространственная значимость трендов оценивалась с использованием критерия, предложенного *Livezey and Chen, (1983)* и *Wilks, (2006).*

5.4.1. Изменчивость базовых характеристик осадков

5.4.1.1. Изменчивость среднего количества осадков

На рис. 5.5 показаны статистически значимые тренды среднего количества осадков для Европы за период с 1960 по 2009 гг.. Зимой (рис. 5.5а) на большей части территории Европы наблюдается увеличение среднего количества осадков на 6-10% в десятилетие, что соответствует увеличению количества осадков на 0.9-1.5 мм/день за 60 лет. Максимальные изменения наблюдаются на западе Скандинавии (10-12% в десятилетие) и в Европейской части России (более 10% в десятилетие). В южной Европе тренды отрицательны и составляют 4-10% в десятилетие. Летом (рис. 5.5б) количество станций со статистически значимыми оценками трендов существенно меньше, чем зимой (126 и 407 станций, соответственно). Это связано с увеличением роли сильно меняющихся в пространстве и времени конвективных осадков. Однако пространственная групповая значимость летних трендов составляет более 95%, что позволяет рассматривать пространственную картину трендов как статистически значимую. Пространственная структура трендов летом более неоднородна, чем зимой. В целом магнитуды летних трендов ниже, чем зимних. Положительные тренды наблюдаются на юге Европейской части России (6-9% в десятилетие). В центральной части Европы происходит существенное уменьшение количества осадков (4-8% в десятилетие). Разнонаправленные тренды зимой и летом в этом районе показывают наличие сильной сезонности, которая является характерной особенностью климата этого региона. Сезонность в изменениях характеристик осадков будет подробно проанализирована для территории Германии, где имеется очень густая сеть станций, в разделе 5.5.

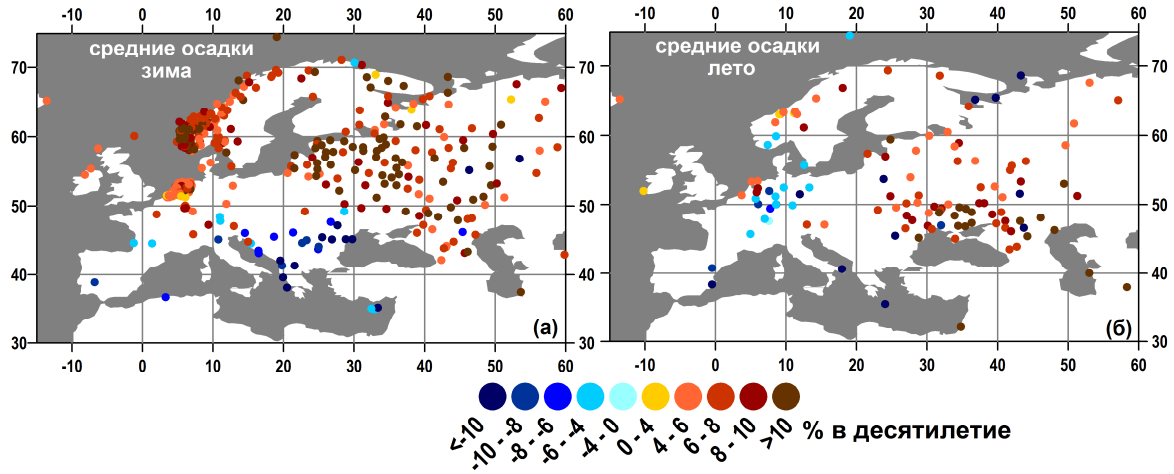


Рисунок 5.5. Линейные тренды (% в десятилетие) среднего количества осадков за период с 1960 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) по данным ECA&D. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

На рис. 5.6 показаны статистически значимые трендовые изменения, наблюдающиеся в среднем количестве осадков за период с 1966 по 2012 гг. на территории России. Зимой (рис. 5.6а) происходит существенное увеличение количества осадков в Европейской части России и южной частях Сибирского федерального округа до 9% в десятилетие. Это соответствует увеличению среднего количества осадков примерно на 1 мм/день за 50 лет. В то же время в восточных регионах России происходит уменьшение количества осадков до 9% в десятилетие.

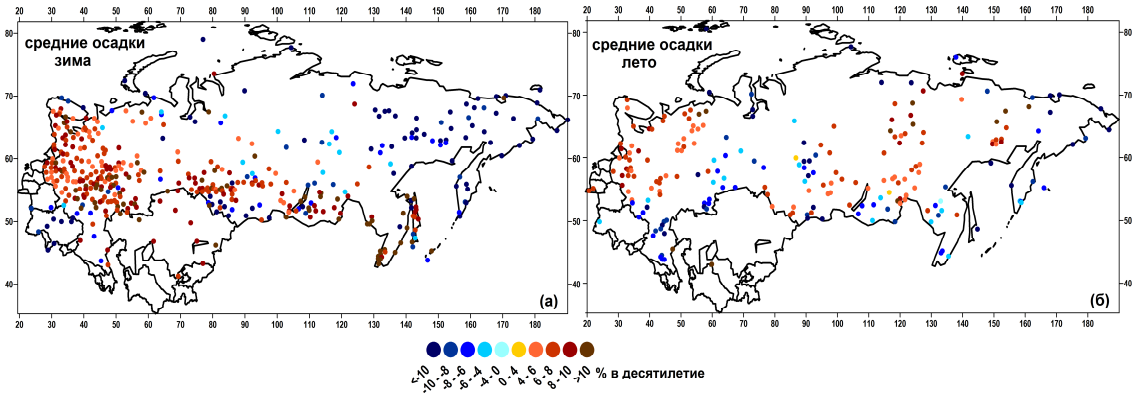


Рисунок 5.6. Линейные тренды (% в десятилетие) среднего количества осадков за период с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) по данным Росгидромета. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

Летом, так же как и для Европы, распределение трендов характеризуется большей пространственной неоднородностью, и количество станций со статистически значимым трендом уменьшается. Это связано с тем, что летние осадки имеют преимущественно конвективную природу, следствием которой является сильная пространственная изменчивость.

Как результат, характеристики поведения летних осадков во времени существенно более вариативны по сравнению с характеристиками фронтальных осадков, которые наблюдаются преимущественно зимой. Тем не менее, в целом в Европейской части России летом также происходит увеличение среднего количества осадков. Осадки увеличиваются и в восточной части России, демонстрируя ярко выраженную сезонность, то есть разное направление трендов в разные сезоны года.

5.4.1.2. Изменчивость числа дней с осадками

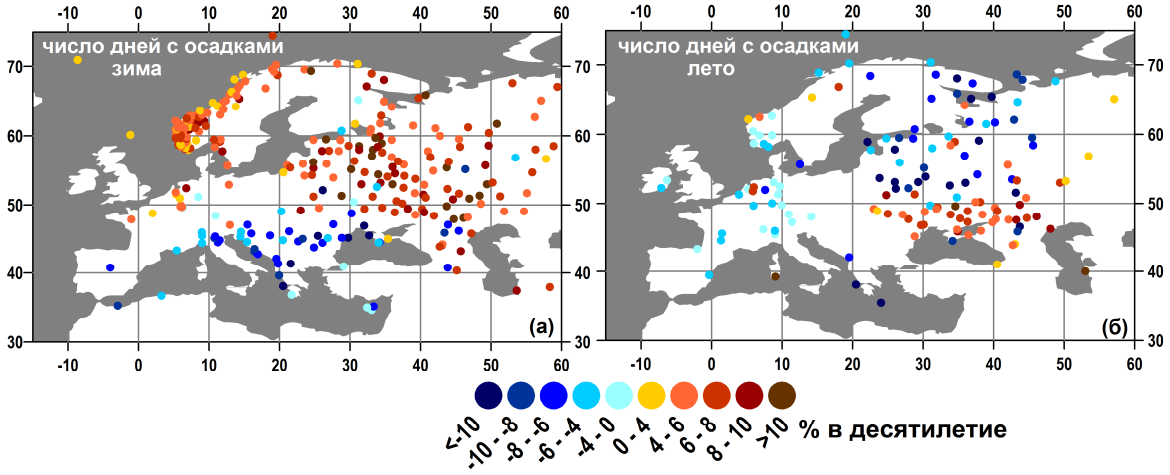


Рисунок 5.7. Линейные тренды (% в десятилетие) в количестве дней с осадками за период с 1960 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) по данным ECA&D. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

На рис. 5.7 показаны изменения количества дней с осадками (% в десятилетие) на территории Европы. Зимой (рис. 5.7а) наблюдается существенное увеличение числа дней с осадками в тех же районах, где происходит увеличение среднего количества осадков. Максимальные тренды (более 10% в десятилетие) наблюдаются в центральной части России. Также сильное увеличение числа дней с осадками происходит в Скандинавии (6-10% в десятилетие). Это связано с усилением циклонической активности в зимний период. В южных районах происходит уменьшение числа дней с осадками на 4-8% в десятилетие. Летом (рис. 5.7б), наоборот, на большей части Европы наблюдается уменьшение числа дней с осадками на 4-10% в десятилетие. Лишь в южных районах Европейской части России наблюдается увеличение количества влажных дней на 6-8% в десятилетие. Интересно отметить, что изменения числа дней с осадками происходит непропорционально изменению среднего количества осадков. На большей части территории Европы наблюдается сильная сезонность в изменениях числа дней с осадками, при этом для среднего количества осадков ярко выраженная

сезонность наблюдается лишь в центральной Европе. В северных районах Центральной части России количество осадков летом растет при уменьшении числа дней, когда они выпадают, что свидетельствует о сильном увеличении экстремальности режима выпадения осадков в этих районах.

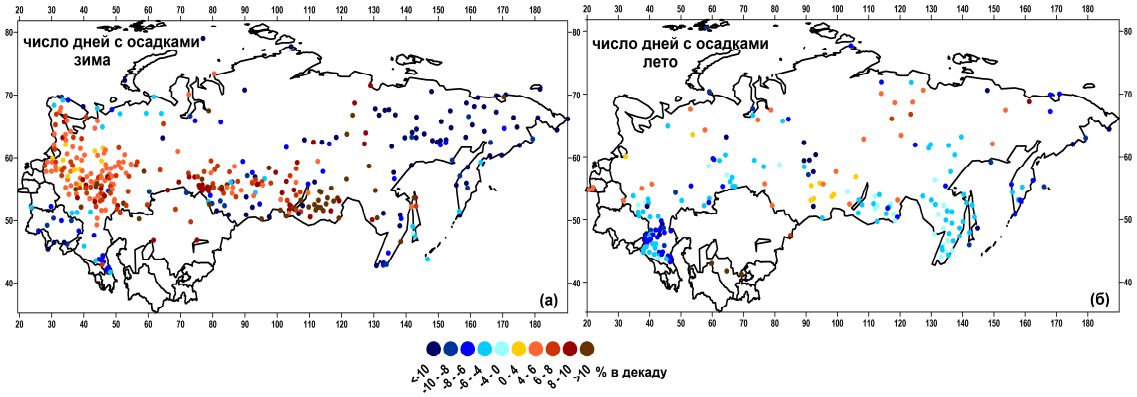


Рисунок 5.8. Линейные тренды (% в десятилетие) количества дней с осадками за период с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) по данным Росгидромета. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

Изменение количества дней с осадками на территории России в зимнее время (рис. 5.8а) качественно похоже на трендовые изменения в величинах средних осадков: в Европейской части России и южной части Сибири наблюдается увеличение количества дождливых дней (до 8% в десятилетие в Центральной части России и более 9% в десятилетие в Забайкалье). В восточных регионах России происходит уменьшение числа дней с осадками зимой. Однако изменения в среднем количестве осадков и в количестве дней с осадками здесь, также как и в Европе, происходят не пропорционально друг другу. Летом (рис. 5.8б) повсеместно наблюдается уменьшение числа дней с осадками на 3-9% в десятилетие. Самые сильные изменения (9-11% в десятилетие) наблюдаются в горных районах (Кавказ и Уральские горы).

5.4.1.3. Изменчивость интенсивности осадков

На рис. 5.9 показано изменение интенсивности осадков в Европе за период с 1960 по 2009 гг.. Зимой (рис. 5.9а) линейные тренды достаточно однородно распределены в пространстве, что согласуется с тесной скоррелированностью пространственного распределения трендов количества осадков и числа влажных дней. В целом наблюдается увеличение интенсивности осадков на 4-9% в десятилетие, что соответствует увеличению интенсивности на 1.4-2.0 мм/день за 60 лет. Максимальное увеличение интенсивности наблюдается в центральных районах Европейской части России, в центральной Европе и в Скандинавии. Летом (рис. 5.9б)

пространственное распределение изменчивости интенсивности более неоднородно. В Скандинавии и в Нидерландах происходит усиление интенсивности осадков на 4-5% в десятилетие. В Центральных районах Европы наблюдается небольшое уменьшение интенсивности на 3-5% в десятилетие. Однако количество точек со статистически значимыми трендами здесь мало. В центральной России в основном преобладает увеличение интенсивности осадков с разной магнитудой (от 4 до 12 % в десятилетие). При этом здесь также наблюдаются сильные отрицательные тренды (до 10% в десятилетие). Такое пространственно неоднородное распределение трендов интенсивности связано с большим влиянием сильно меняющихся в пространстве и времени конвективных осадков.

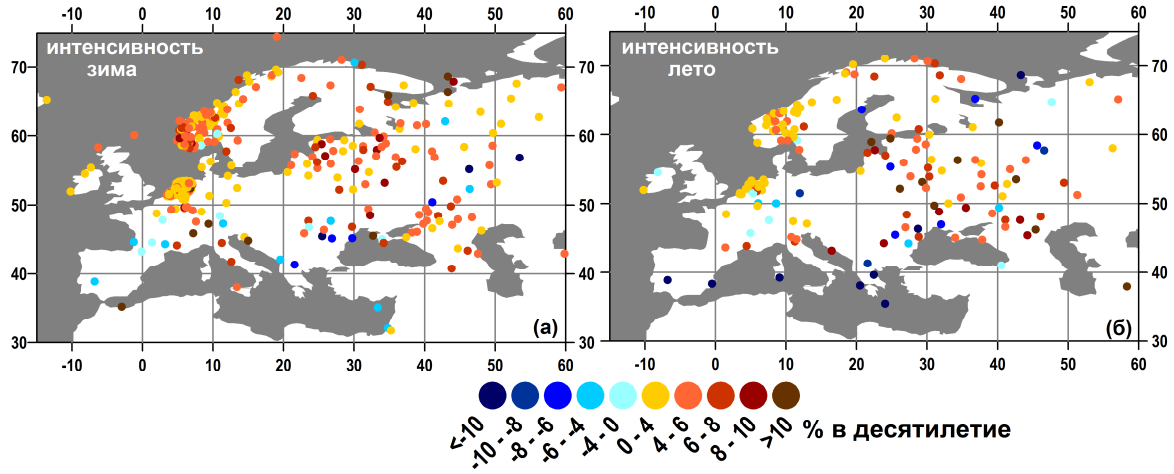


Рисунок 5.9. Линейные тренды (% в десятилетие) интенсивности осадков за период с 1960 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) по данным ECA&D. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

На рис. 5.10 показаны тренды интенсивности осадков для России. В зимний период (рис. 5.10а) повсеместно наблюдаются положительные тренды интенсивности (6-8% в десятилетие), пространственное распределение которых хорошо согласуется с пространственным распределением среднего количества осадков и числа влажных дней. Летом (рис. 5.10б), несмотря на более неоднородное распределение среднего количества осадков и числа влажных дней, интенсивность, в целом, увеличивается на 4-8% в десятилетие. Летом распределение трендов более неоднородное и число станций со статистически значимыми трендами существенно меньше, чем зимой.

В целом анализ изменений осадков за последние десятилетия, показывает рост, как средних величин осадков, так и их интенсивностей на большей части Европы и России. Потенциально это может увеличить вероятность наводнений, связанных с осадками. Однако, связь между средними характеристиками осадков и наводнениями очень сложна из-за

нелинейных обратных связей между осадками и гидрологическими процессами. Для понимания механизмов возникновения наводнений, связанных с выпадением осадков, наиболее важно количественно оценить изменения, происходящие с характеристиками экстремальных осадков, которые могут оказывать более существенное влияние на локальные уровни поверхностных вод, чем изменения средних характеристик.

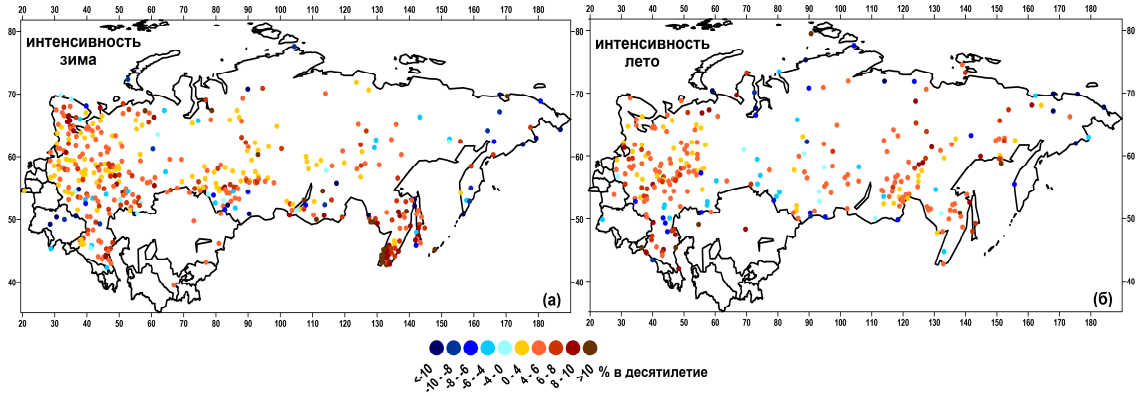


Рисунок 5.10. Линейные тренды (% в десятилетие) интенсивности за период с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) по данным Росгидромета. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

5.4.2. Изменчивость характеристик экстремальных осадков

5.4.2.1. Тренды абсолютных величин экстремальных осадков

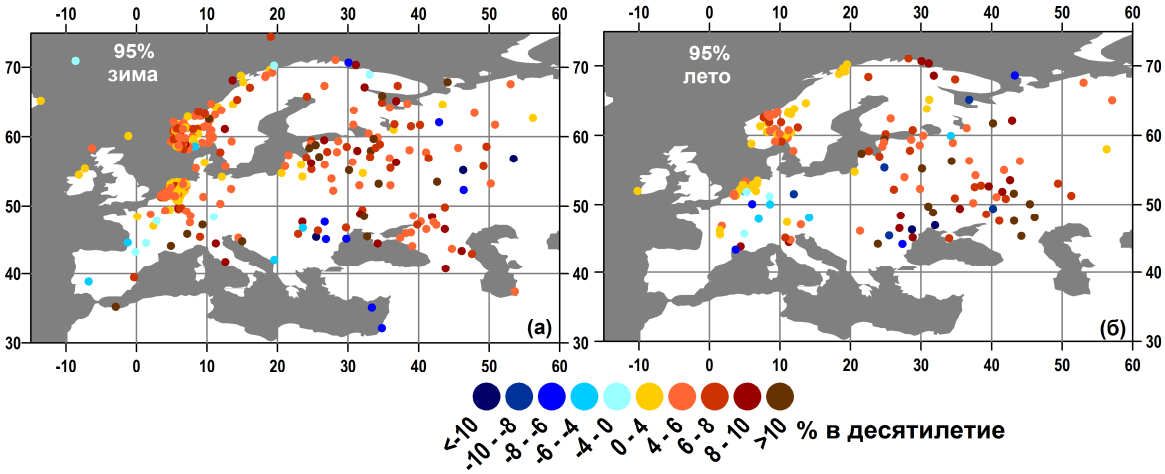


Рисунок 5.11. Линейные тренды (% в десятилетие) абсолютных значений экстремальных осадков за период с 1960 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) по данным ECA&D. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

На рис. 5.11 показаны тренды абсолютных величин экстремальных осадков, определенных, как значения 95-го процентиля гамма-распределения. Зимой (рис. 5.11а) тренды,

в основном, положительные с магнитудами 4-9% в десятилетие, что соответствует увеличению значений экстремальных осадков на 3-7 мм/день за 60 лет. Максимальные изменения (более 10% в десятилетие) наблюдаются в районе Альп и в северных районах европейской части России. Уменьшение значений абсолютных экстремальных осадков зимой (4-6% в десятилетие) происходит в Испании и Португалии и в южных районах восточной Европы. Летом (рис. 5.11б) на бо́льшей части территории Европы также наблюдается увеличение значений абсолютных экстремальных осадков на 5-10% в десятилетие. При этом в центральной Европе четко прослеживается сезонность. Здесь наблюдаются отрицательные тренды с магнитудами 4-7% в десятилетие.

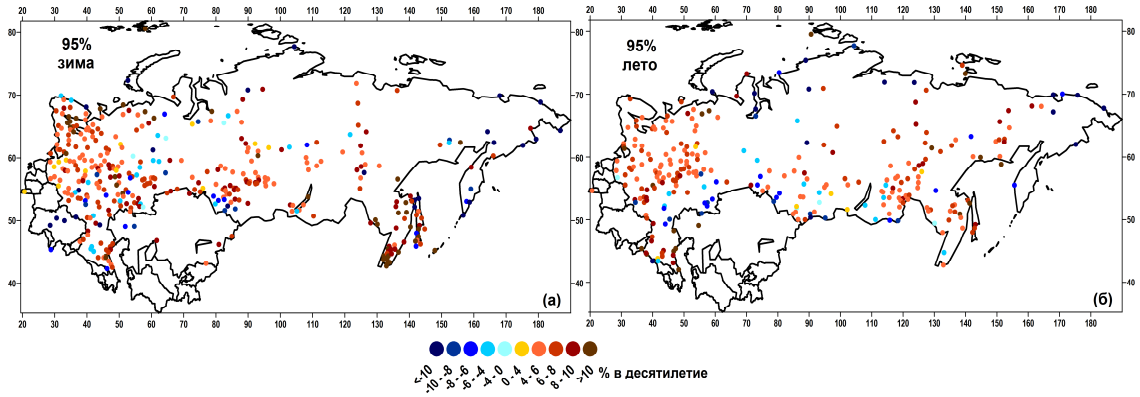


Рисунок 5.12. Линейные тренды (% в десятилетие) абсолютных значений экстремальных осадков за период с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) по данным Росгидромета. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

На рис. 5.12 показаны тренды в величинах абсолютных экстремальных осадков для территории России. Для всех сезонов года практически повсеместно наблюдается устойчивая тенденция увеличения значений экстремальных осадков до 8% в десятилетие, что соответствует увеличению абсолютных значений экстремальных осадков примерно на 4 мм/день за последние 50 лет зимой и около 7 мм/день летом. В частности, очень сильные положительные тренды (более 9% в десятилетие зимой и 7-9% в десятилетие летом) наблюдаются в южной части Дальневосточного округа в бассейне реки Амур. В терминах средних климатических значений это очень существенный рост экстремальных осадков, который потенциально может привести к увеличению количества и интенсивности наводнений, хотя реальная вероятность возникновения последних в значительной степени определяется также гидрологическими процессами в речной сети и в почве. В целом, анализ групповой значимости позволяет говорить, что в зимний период наблюдается рост экстремальных осадков на всей территории на уровне значимости, превышающем 98%.

5.4.2.2. Изменчивость относительной экстремальности осадков

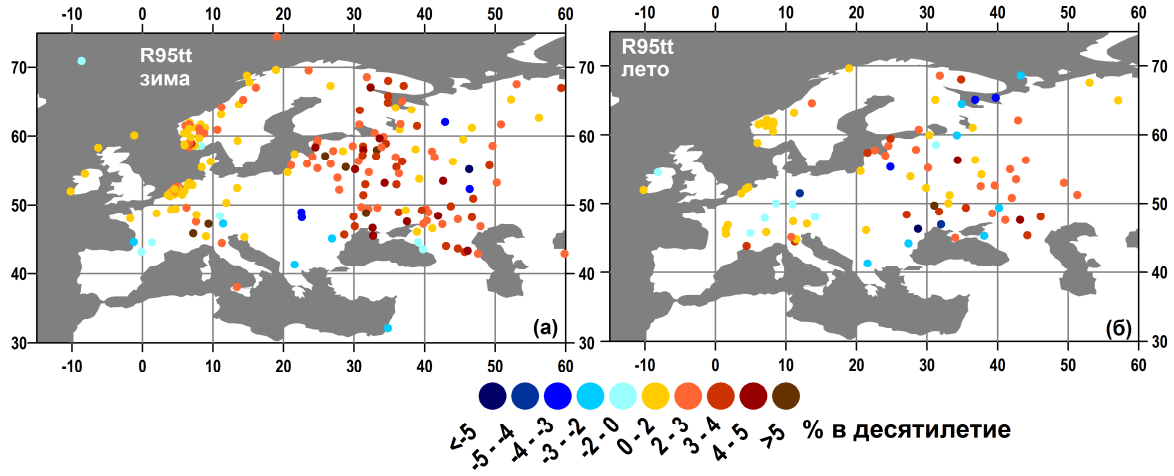


Рисунок 5.13. Линейные тренды абсолютных изменений индекса *R95tt* в десятилетие, рассчитанных в % за период с 1960 по 2009 гг. зимой (а) и летом (б) по данным ECA&D. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

На рис. 5.13 показаны изменения предложенного и обоснованного нами в Главе 2 индекса *R95tt*, характеризующего относительную экстремальность осадков. Значения трендов показаны в абсолютных величинах значения *R95tt* (%) в десятилетие. Пространственная структура трендов *R95tt* в целом похожа на распределение трендов абсолютной экстремальности. Зимой (рис. 5.13а) тренды, в основном, положительные с максимальными значениями 5-6% в десятилетие. Самые большие изменения *R95tt* наблюдаются в центральной и северной частях Европейской территории России. В Скандинавии и в центральной Европе магнитуда трендов составляет 2-4% в десятилетие. Летом (рис. 5.13б) пространственное распределение трендов более неоднородное: наблюдаются как положительные, так и отрицательные тренды с магнитудами ±2-5% в десятилетие. В центральной Европе значения индекса *R95tt* уменьшаются, а в центральной части Европейской территории России – растут. В целом климатический сигнал для индекса *R95tt* менее устойчив, чем для абсолютных значений экстремальных осадков [*Zolina et al., 2009*].

На рис. 5.14 показаны тренды в относительной экстремальности (индекса *R95tt*) для российских станций. Пространственная структура трендов характеризуется сильной изменчивостью и выделение устойчивых взаимосогласованных кластеров положительных или отрицательных тенденций достаточно затруднительно. Так, на рис. 5.14 количество станций, показывающих уменьшение относительной экстремальности со временем значительно меньше по сравнению с числом точек, где наблюдаются отрицательные тренды абсолютных значений экстремальных осадков (рис. 5.12). В целом, и зимой, и летом наблюдаются в основном

положительные тренды в относительной экстремальности осадков до 6% в десятилетие. При этом зимой в Южном и Северо-Кавказском федеральных округах большое количество станций показывает уменьшение вклада сильных осадков в суммарные. Летом же отрицательные тренды относительной экстремальности наблюдаются вдоль южной границы России. Климатический сигнал для оценок относительных экстремальных осадков также как и для Европы в целом менее устойчив, чем для абсолютных экстремальных осадков.

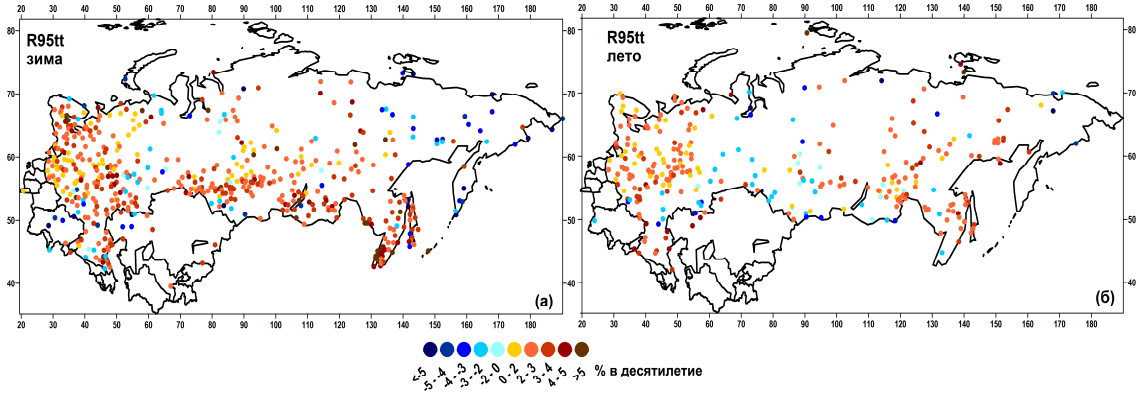


Рисунок 5.14. Линейные тренды абсолютных изменений индекса *R95tt* в десятилетие, рассчитанные в % за период с 1966 по 2012 гг. зимой (а) и летом (б) по данным Росгидромета. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

5.4.3. Изменчивость характеристик временной структуры осадков

5.4.3.1. Изменчивость длительности периодов с осадками (влажных периодов)

Как уже отмечалось выше, для оценки увеличений риска возникновения наводнений, анализ изменчивости традиционных характеристик экстремальности осадков часто бывает недостаточен. Необходимо рассмотреть также, что происходит с характеристиками временной структуры осадков. Длительность периодов с осадками является очень важной характеристикой, которая может быть связана с частотой и интенсивностью наводнений.

На рис. 5.15а показаны аномалии доли количества дней с осадками для периодов разной продолжительности по отношению к общему количеству влажных дней, нормализованные на общее количество дней с осадками с 1950 по 2008 гг. для Европы. Эти аномалии (так называемые *occurrence anomalies*, предложенные для разных характеристик в *Zolina et al., (2004, 2010*) рассчитывались как

$$P'(x) = \left[P(x) - \overline{P}(x)\right] / \sigma\left[P(x)\right], \qquad (5.11)$$

где x – анализируемый параметр (длина периода с осадками), $P(x)$ – вероятностное распределение x для конкретного года, $\sigma[P(x)]$ – среднеквадратичное отклонение повторяемости заданной продолжительности периодов осадков, $P'(x)$ – нормализованная на стандартное отклонение аномалия вероятностного распределения для данного года. Черта сверху означает оператор осреднения. За период с 1950 по 2008 гг. наблюдается значительный рост количества дней, сгруппированных в длинные периоды (длительность более четырех дней). В то же время, для коротких периодов (с продолжительностью менее четырех дней) наблюдаются, отрицательные аномалии. Особенно сильно эти различия видны в последние десятилетия, начиная, примерно, с 1990-х гг.. На рис. 5.15б показаны тренды нормализованных аномалий, представленных на рис. 5.15а вместе с оценками их значимости на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента). Практически все оценки трендов (за исключение трендов для периодов с продолжительностью в четыре дня) статистически значимы. Для повторяемости периодов с продолжительностью менее четырех дней наблюдаются статистически значимые отрицательные тренды, а для длинных периодов – положительные. Таким образом, происходит изменение временной структуры осадков – дни с осадками консолидируются в более продолжительные периоды.

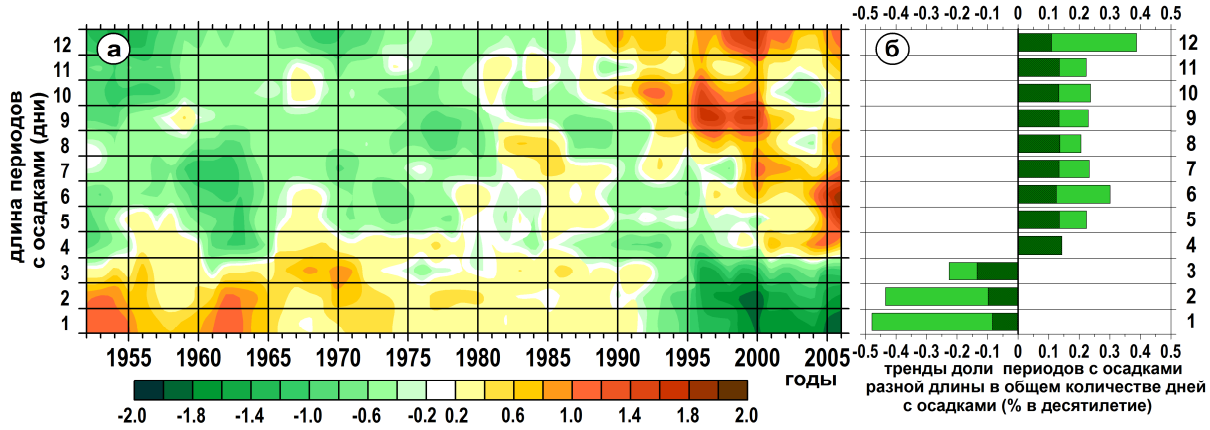


Рисунок 5.15. (а) Нормализованные аномалии доли количества дней с осадками для периодов разной продолжительности по отношению к общему количеству влажных дней по данным ECA&D, (б) тренды нормализованных аномалий длительности периодов с осадками (светло зеленый цвет) вместе с оценками их значимости (темно зеленый цвет) на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента)

На первый взгляд, может показаться, что данный эффект увеличения длительности периодов с осадками может быть связан с общим увеличением количества влажных дней. На рис. 5.7 показаны тренды для числа влажных дней в процентах по отношению к общему количеству дней: тренд положителен и составляет 3.6% в десятилетие. Для того, что бы проверить как это могло повлиять на наш вывод об удлинении дождевых периодов за счет исключительно перегруппировки дней с осадками нами была проведена серия экспериментов, в

которых методом Монте-Карло (см раздел 5.1) искусственно генерировались дополнительные дни с осадками в рядах наблюдений, для того что бы получить тренды эквивалентные 1%, 2% и 3% в десятилетие для количества влажных дней. Затем по этим искусственно сгенерированным рядам рассчитывались тренды изменений длительности периодов осадков. Всего было проведено три серии экспериментов (табл. 5.2). Сначала проводилась случайная равномерно распределенная генерация дополнительных влажных дней. Этот эксперимент показал, что увеличение количества дней с осадками может приводить даже к уменьшению длительности периодов осадков, так как случайным образом может увеличиваться количество однодневных осадков. Затем, в исходные ряды вставлялись дополнительные влажные дни в соответствии с «квази-реальным» распределением дней с осадками для периодов разной длины. И наконец, был проведен «экстремальный» эксперимент, когда количество влажных дней увеличивалось за счет одного длинного дождевого периода. Из табл. 5.2 видно, что максимально возможное увеличение длины периодов с осадками, даже в случае нереалистичного эксперимента для тренда 3% в десятилетие составляет лишь 0.471±0.254 %, что описывает лишь 10% наблюдаемых изменений длины дождевых периодов.

Таблица 5.2. Оценки возможных трендов (% в десятилетие) изменения продолжительности периодов осадков за счет эффекта увеличения количества дождливых дней в 3-х экспериментах, описанных в тексте для генерации трендов 1%, 2%, 3% в десятилетие за период с 1950 по 2008 гг. для всех Европейских станций. Реальные положительные тренды в количестве дней с осадками изменяются от 0.3 до 3.6% в декаду

Эксперимент	Анализируемые тренды в количестве дней с осадками (% в десятилетие)		
	1%	2%	3%
Случайное равномерно распределенное увеличение дней с осадками	0.004±0.006	0.009±0.017	0.013±0.022
Увеличение дней с осадками в соответствии со смоделированным «квази-реальным» распределением дней с осадками по периодам	0.084±0.051	0.131±0.089	0.197±0.114
«Экстремальный» нереалистичный эксперимент (увеличение дней с осадками представлено одним консолидированным периодом)	0.171±0.102	0.314±0.193	0.471±0.254

Увеличение продолжительности периодов осадков проявляется по-разному в разных географических районах. На рис. 5.16 приведено географическое распределение линейных

трендов в длительности периодов с осадками за период с 1950 по 2008 гг. по годовым данным. В Центральной Западной Европе, в большей части Скандинавии и на севере Европейской части России тренды преимущественно положительные и составляют от 2 до 4-5% в десятилетие. Таким образом, длина периодов осадков увеличивается в Западной Европе на 0.6-0.7 дня за 60 лет и на 0.5 дня в Европейской части России. Линейные тренды количества и интенсивности осадков в Европе также положительные для большинства станций и составляют 1.5-2.5% в десятилетие в Северной континентальной Западной Европе, 2-3% в десятилетие в Скандинавии и до 4% в десятилетие в Восточной Европе.

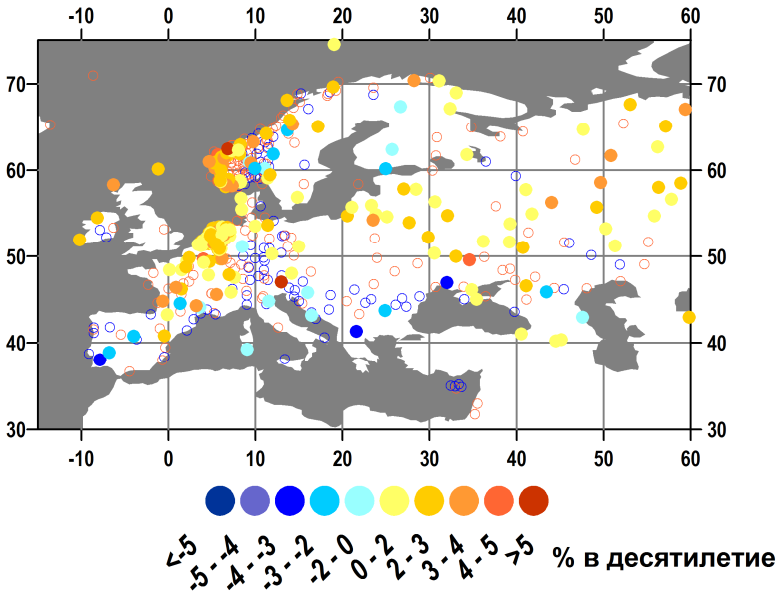


Рисунок 5.16. Географическое распределение оценок линейных трендов в длительности периодов с осадками (% в десятилетие) по годовым данным за период с 1950 по 2008 гг.. Заполненными кружками показаны тренды, значимые на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента), незаполненными кружками показаны незначимые тренды

На рис. 5.17 показаны линейные тренды количества коротких (а), определенных как значения 50-го процентиля из эмпирического распределения, периодов и длинных, полученных как значения 90-го процентиля из эмпирического распределения периодов с осадками. Количество коротких периодов существенно уменьшается на 2-4% в десятилетие практически повсеместно, за исключением восточных районов Скандинавии, где наблюдаются положительные тренды до 4% в десятилетие. Для длинных периодов повсеместно наблюдаются положительные тренды 4-8% в десятилетие, что говорит о существенном увеличении количества длинных периодов с осадками.

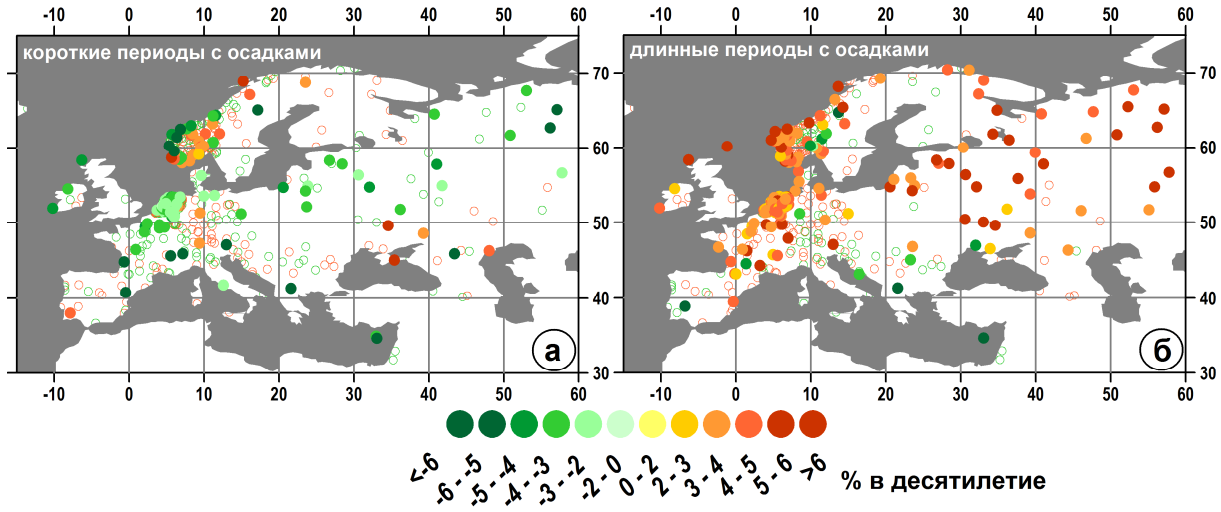


Рисунок 5.17. Линейные тренды количества коротких, соответствующих значению 50-го процентиля эмпирического распределения, (а) и длинных, соответствующих значению 90-го процентиля эмпирического распределения, (б) периодов с осадками (% в десятилетие) по годовым данным за период с 1950 по 2009 гг.. Заполненными кружками показаны тренды, значимые на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента), незаполненными кружками показаны незначимые тренды

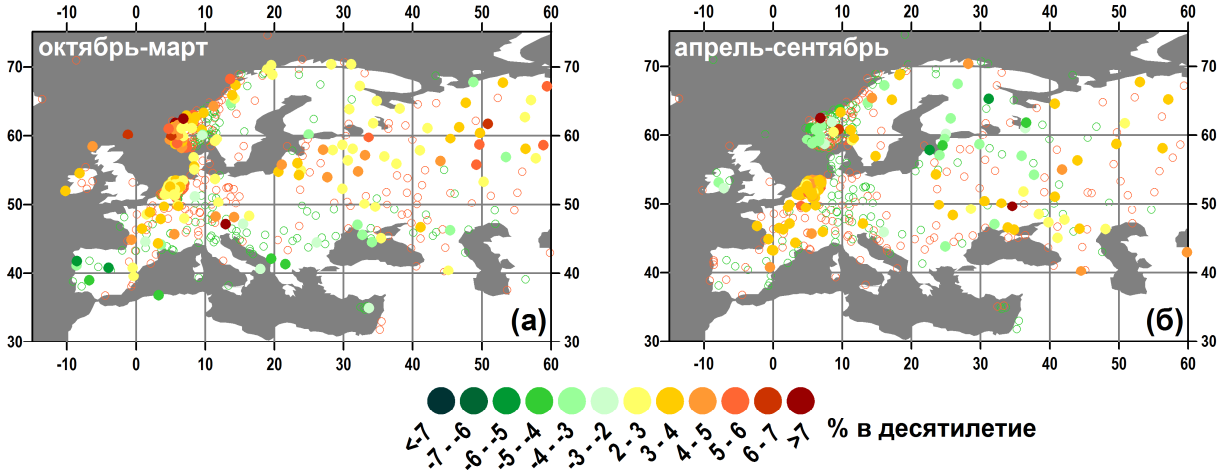


Рисунок 5.18. Линейные тренды длительности периодов с осадками (% в десятилетие) в зимнее (а) и летнее (б) полугодия за период с 1950 по 2009 гг.. Заполненными кружками показаны тренды, значимые на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента), незаполненными кружками показаны незначимые тренды

На рис. 5.18 показаны сезонные тренды длительности влажных периодов в Европе. Зимой (рис. 5.18а) (в качестве «зимнего» рассматривается сезон с октября по март) средняя продолжительность дождливых периодов увеличивается над большей частью территории Европы. Самые большие тренды (более 6% в десятилетие) наблюдаются на Атлантическом побережье Скандинавии и в северной части Европейской территории России. Это соответствует удлинению дождливых периодов от одного до двух дней за последние 60 лет. Статистически

значимые отрицательные тренды с магнитудой 4-5% в десятилетие наблюдаются на юге Европы. Самое сильное уменьшение продолжительности влажных периодов отмечается на Пиренейском полуострове и составляет 0.7 дня за 60 лет. В летний период (с апреля по сентябрь) (рис. 5.18б) в центральной и северо-восточной части Европы наблюдаются тенденции, похожие на зимние (увеличение продолжительности дождливых периодов на 3-4% в десятилетие). В то же время, в Скандинавии и на северо-западе России происходит уменьшение продолжительности периодов с осадками, показывая четко выраженную сезонность. Также на юге Европы летом тренды продолжительности периодов с осадками слабо положительные, в отличие от зимних отрицательных тенденций в этом районе.

На рис. 5.19 показаны тренды длительности экстремально длинных периодов с осадками, определенных как значения 95-го процентиля из Усеченного Геометрического Распределения (УГР), описанного в Главе 2. Пространственное распределение трендов очень длинных периодов с осадками похоже на распределение трендов средней продолжительности дождливых периодов (рис. 5.18). Так же как и для средних значений продолжительности дождливых периодов хорошо видны районы с сильной сезонностью – Атлантическое побережье Скандинавии и северные районы Европейской части России, где продолжительность экстремально длинных периодов с осадками увеличивается на 5-7% в десятилетие зимой (рис. 5.19а), что соответствует удлинению таких периодов на 2.0-2.5 дня за 60 лет и отрицательные тренды в длительности экстремально долгих периодов с осадками с магнитудами 2-4% в десятилетие (1.5-2.0 дня за 60 лет).

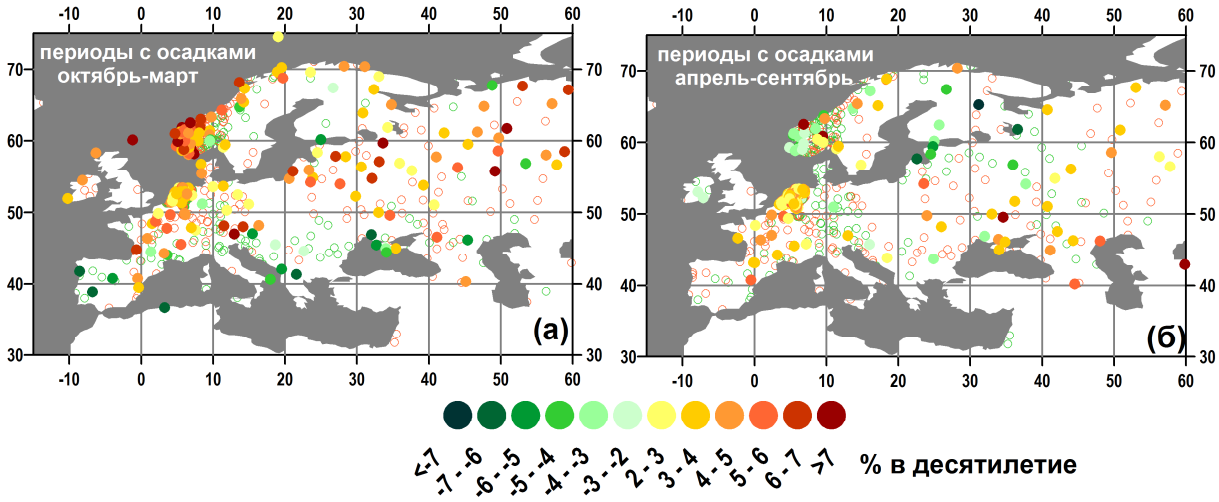


Рисунок 5.19. Линейные тренды продолжительности очень длинных периодов с осадками, определенных как значения 95-го процентиля из УГР, (% в десятилетие) в зимнее (а) и летнее (б) полугодия за период с 1950 по 2009 гг.. Заполненными кружками показаны тренды, значимые на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента), незаполненными кружками показаны незначимые тренды

Также были проанализированы региональные особенности межгодовой динамики длительности периодов с осадками на территории Германии, где существует очень плотная сеть станций (рис. 1.2б). На рис. 5.20а,б показаны изменения продолжительности влажных периодов в Германии, за период с 1951 по 2008 гг.. Зимой (рис. 5.20а) средняя продолжительность периодов с осадками повсеместно увеличивается от 2 до 6% в десятилетие, что эквивалентно 0.3-1.1 дня за 60 лет. Самые большие изменения наблюдаются в северной части Германии в землях Шлезвиг-Гольштейн, Нижней Саксонии и Баварии, где наблюдаются максимальные тренды (более 6% в десятилетие) и более 85% стаций показывают статистически значимые положительные тренды, что соответствует 99% групповой пространственной значимости (раздел 5.2). Оценки групповой пространственной значимости показывают, что для всей Германии устойчивые положительные тренды зимой подтверждаются на уровне 95% и являются пространственно устойчивым климатическим сигналом. Летом (рис. 5.0б) тренды средней продолжительности влажных периодов очень неоднородны и не формируют устойчивого пространственного распределения. Станции, демонстрирующие увеличение длины влажных периодов, перемешаны со станциями, показывающими уменьшение длин периодов с осадками. Магнитуды положительных и отрицательных трендов примерно в два раза ниже летом, по сравнению с зимой. Самые сильные тренды в летний период составляют 3% в десятилетие. Проверка пространственной статистической значимости этого поля, как для всей территории Германии, так и для отдельных районов, показывает, что статистически значимых полей нет.

На рис. 5.20 (в,г) показаны тренды очень длинных периодов с осадками, определенных как значения 95-го процентиля из УГР. Зимой (рис. 5.20в) на всей территории Германии наблюдается сильное увеличение продолжительности экстремально длинных периодов с осадками. Групповая пространственная значимость этого сигнала составляет 98%. Самые сильные изменения с магнитудами более 6% в десятилетие (что соответствует 3.0-4.5 дням за 60 лет), наблюдаются в районе побережья Северного моря и в землях Гессен, Тюрингия и на юге Баварии, где максимальное увеличение длительности долгих периодов с осадками составляет более 10% в десятилетие (около 7 дней за 60 лет). Летом (рис. 5.20г), так же как и для средней продолжительности периодов с осадками, устойчивых сигналов в изменении длительности экстремально долгих дождливых периодов не наблюдается. Регионально уменьшение длины наиболее долгих периодов с осадками происходит на юге Баварии (-2- -5% в десятилетие), а увеличение длительности таких периодов наблюдается на юге земли Баден-Вюртемберг, на востоке Северного Рейн-Вестфалии и в земле Райнланд- Пфальц. Однако тест для групповой пространственной значимости этих трендов показывает, что они статистически не значимые.

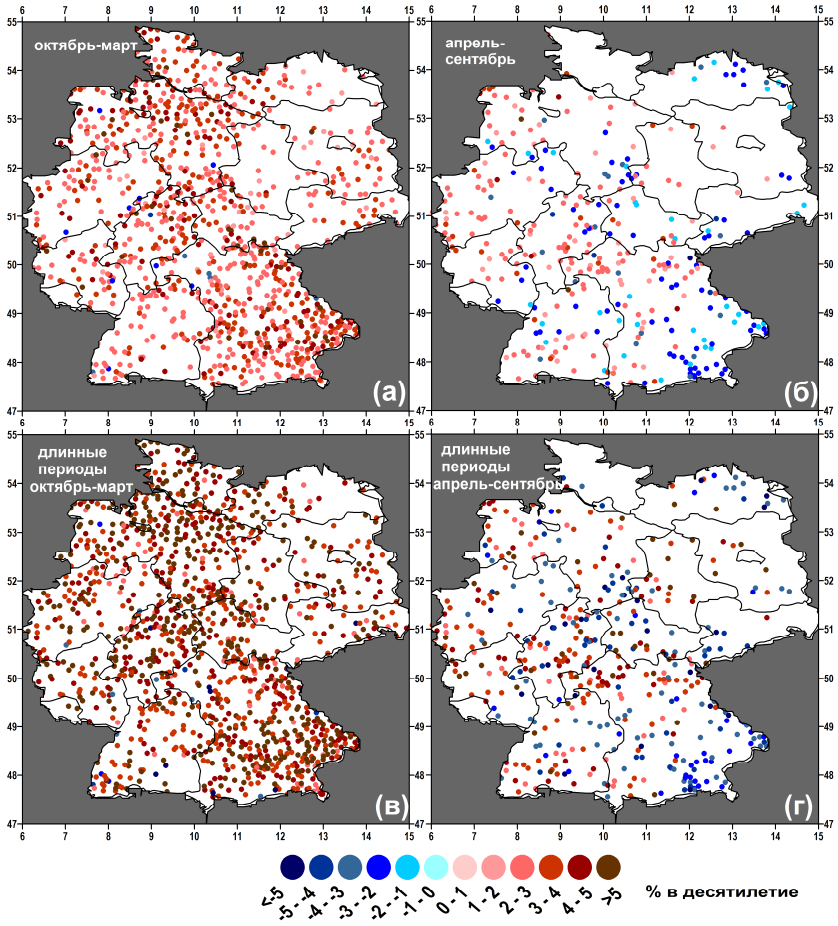


Рисунок 5.20. Линейные тренды (% в десятилетие) длительности средних (а,б) и экстремально долгих, определенных как значения 95-го процентиля из УГР, (в,г) периодов с осадками зимой (а,в) и летом (б,г) по данным DWD за период с 1951 по 2008 гг.. Показаны только тренды, значимые на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента)

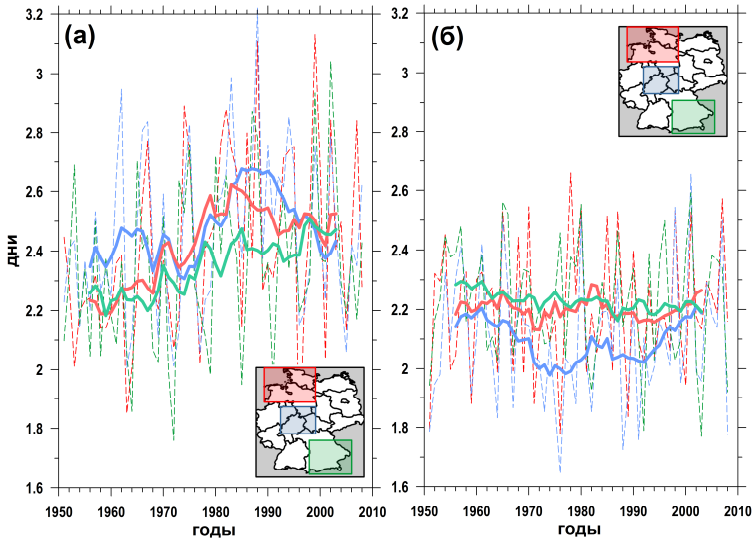


Рисунок 5.21. Временные ряды длительности периодов с осадками осредненных для станций, расположенных в районе северо-восточной Германии (красный), центральной части западной Германии (синий) и южной части Баварии (зеленый) зимой (а) и летом (б). Районы показаны на врезках. Пунктирные линии показывают ежегодные значения, а толстые линии показывают значения 11-летнего скользящего осреднения

Долгопериодные изменения продолжительности дождливых периодов, показанные на рис. 5.20а,б, могут быть наложены на декадные и мультидекадные изменения. На рис. 5.21 показаны ряды длительности периодов с осадками для трех районов Германии. Зимой (рис. 5.21а) наблюдающееся в течение 60-и лет увеличение длительности периодов с осадками происходит только в южной Баварии. В северо-восточной и центральной частях западной Германии положительный тренд наблюдается лишь до 1990-х годов, сменяясь затем слабым уменьшением длительности влажных периодов. Летом (рис. 5.21б) межгодовая и декадная изменчивость доминирует над долгопериодоной изменчивостью в центральной части западной Германии, показывая уменьшения длины влажных периодов с 1950-х до 1980-х гг. и их удлинение в период с 1980-х до 2000-х гг..

На рис. 5.22 показаны линейные тренды длительности периодов с осадками за последние 50 лет в России. Очевидно, что и в холодное и в теплое полугодия наблюдается существенное увеличение продолжительности периодов с осадками на 6% за десятилетие зимой и на 5% за десятилетие летом. Наиболее сильное увеличение длительности периодов с осадками происходит зимой в Центральной России и в Сибирском федеральном округе. В теплый период года эти тенденции сохраняются, однако, магнитуда трендов существенно уменьшается. Это связано с тем, что в летний период преобладают конвективные осадки, которые имеют обычно меньшую продолжительность по сравнению с фронтальными осадками, преобладающими зимой.

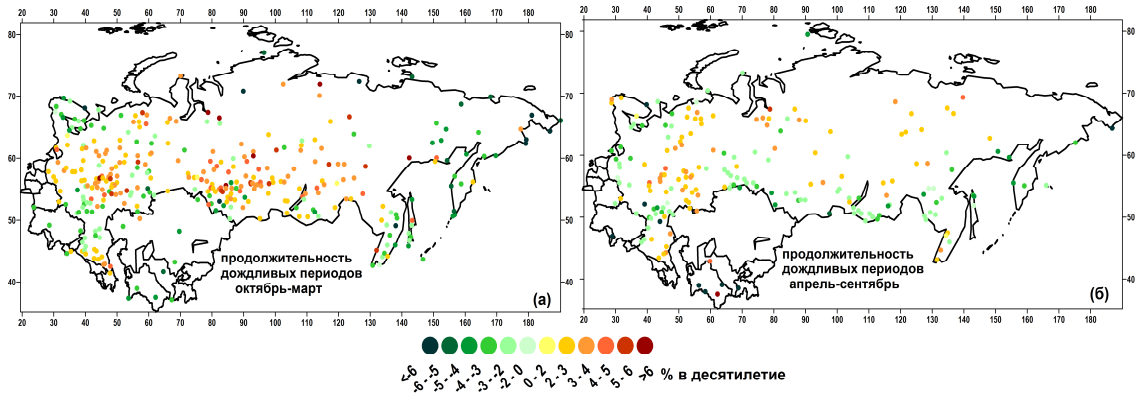


Рисунок 5.22. Линейные тренды (% в десятилетие) продолжительности дождливых периодов с 1966 по 2012 г. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б) по данным Росгидромета. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента)

На рис. 5.23 показано изменение количества дождливых периодов на территории России. Зимой (рис. 5.23а) наблюдается сильное (4-6% в десятилетие) увеличение количества влажных периодов в центральных и южных районах России, что согласуется с положительными трендами длительности периодов с осадками и ростом числа влажных дней. На севере России и

на востоке Дальневосточного федерального округа наблюдается уменьшение числа влажных периодов до 6% в десятилетие. Летом (рис. 5.23б) происходит, в основном, уменьшение числа периодов с осадками на 2-4% в десятилетие. Рост числа влажных периодов наблюдается лишь на юге Сибирского федерального округа.

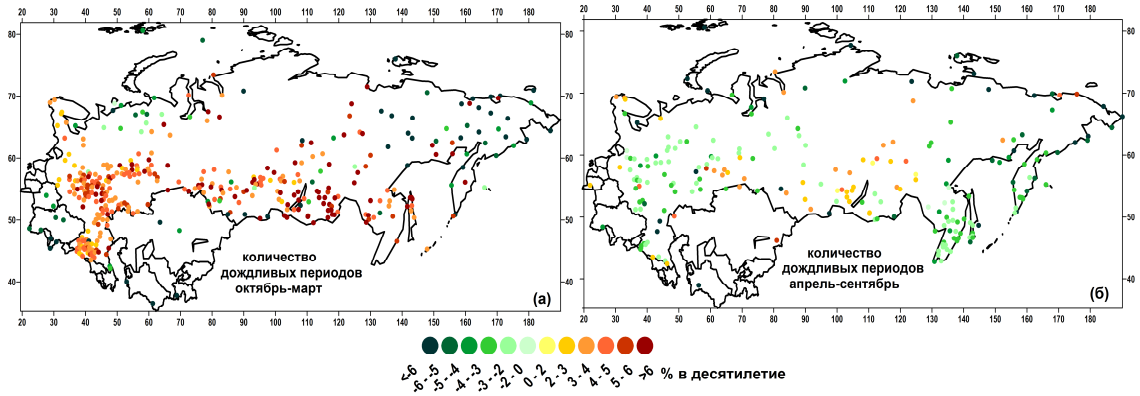


Рисунок 5.23. Линейные тренды (% в десятилетие) количества дождливых периодов с 1966 по 2012 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б) по данным Росгидромета. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента)

5.4.3.2. Изменчивость длительности периодов без осадков (сухих периодов)

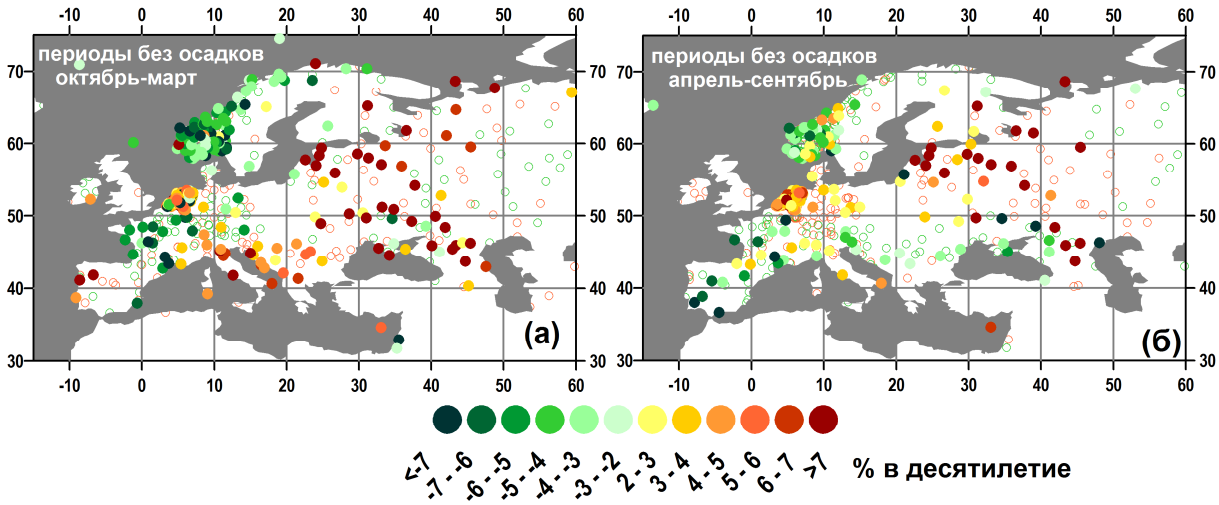


Рисунок 5.24. Линейные тренды длительности периодов без осадков (% в десятилетие) в зимнее (а) и летнее (б) полугодия за период с 1950 по 2009 гг.. Заполненными кружками показаны тренды, значимые на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента), незаполненными кружками показаны незначимые тренды

Крайне интересным представляется также рассмотреть изменения в длительности периодов без осадков или сухих периодов. Если длительное выпадение осадков может привести к возникновению наводнений, то длительные бездождевые периоды могут способствовать возникновению засух, и маловодий, которые являются опасными экстремальными

гидрометеорологическими явлениями. Для оценивания характеристик длительности сухих периодов был использован формализм, развитый в Главе 2 и включающий предложенные распределения УГР и УГРЧ.

На рис. 5.24 показаны тренды длительности периодов без осадков в Европе. Тренды в зимний и летний сезоны очень похожи в большинстве районов. Сухие периоды становятся короче в Скандинавии и северной части Франции на 6-8% в десятилетие (более 2-х дней за 60 лет) и становятся длиннее на 1.5-2.5 дня за 60 лет в центральной части западной Европы и на севере Европейской части России. На юге Европы четко прослеживается сезонность с увеличение длительности сухих периодов зимой и уменьшением их длины летом.

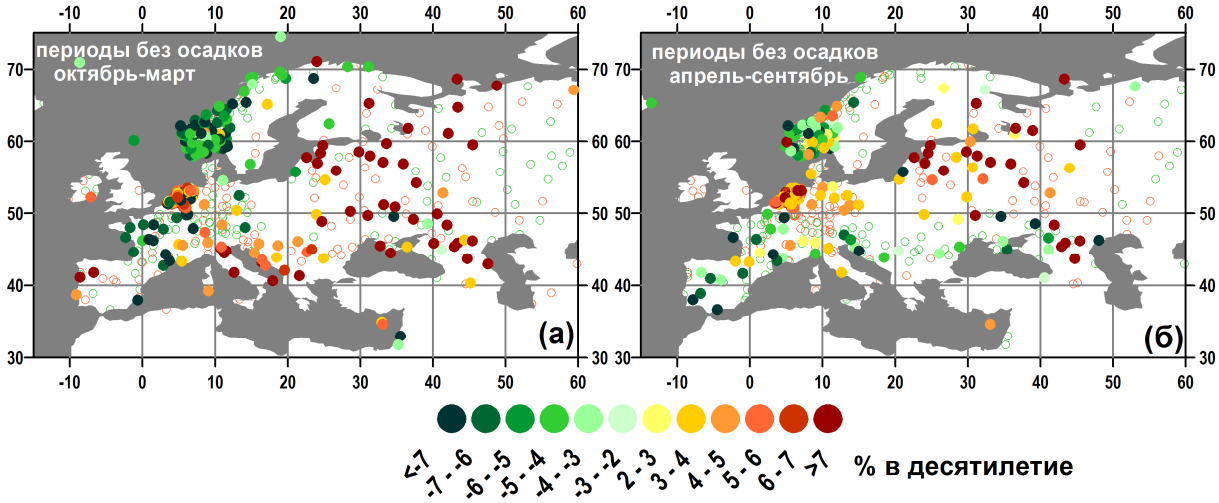


Рисунок 5.25. Линейные тренды продолжительности очень длинных периодов без осадков, определенных как значения 95-го процентиля из УГР, (% в десятилетие) в зимнее (а) и летнее (б) полугодия за период с 1950 по 2009 гг.. Заполненными кружками показаны тренды, значимые на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента), незаполненными кружками показаны незначимые тренды

Увеличение длительности периодов без осадков во многих районах Европы потенциально может увеличить риск возникновения засух. В связи с этим важно рассмотреть изменения, происходящие в длительности экстремально длинных периодов без осадков. На рис. 5.25 показаны тренды продолжительности очень длинных периодов без осадков, определенных как значения 95-го процентиля из УГР. Интересно отметить, что во многих районах Европы четко прослеживается сезонность изменений длинных экстремально длинных периодов без осадков. На юге центральной и восточной Европы зимой (рис. 5.25а) происходит увеличение длины сухих периодов на 4-8% в десятилетие. Летом (рис. 5.25б) в этих районах наблюдается уменьшение продолжительности сухих периодов на 4-6% в десятилетие. Более слабая сезонность также наблюдается на севере Германии и на Пиренейском полуострове. В остальных районах сезонные изменения длительности экстремально длинных сухих периодов

происходят достаточно согласованно. Статистически значимое уменьшение длин сухих периодов для всех сезонов наблюдается в Скандинавии и Франции. Сильное увеличение длин сухих периодов происходит в восточной части Европы.

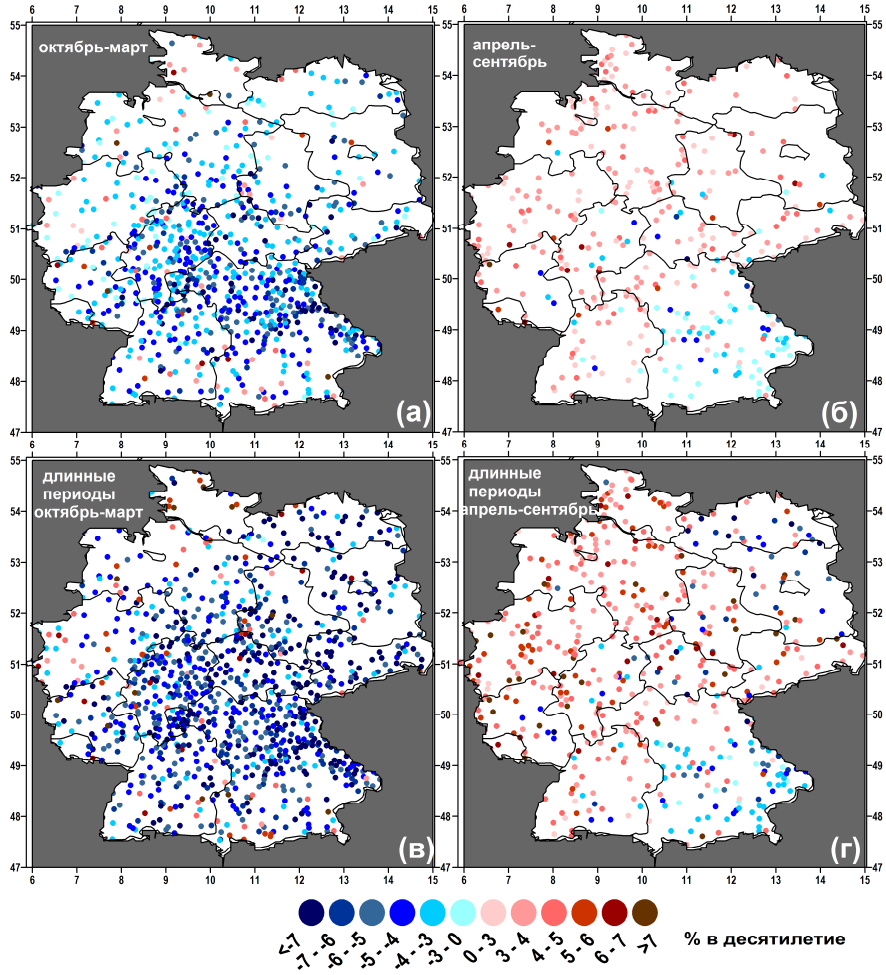


Рисунок 5.26. Линейные тренды (% в десятилетие) длительности средних (а,б) и экстремально долгих, определенных как значения 95-го процентиля из УГР, (в,г) периодов без осадков зимой (а,в) и летом (б,г) по данным DWD за период с 1951 по 2008 гг.. Показаны только тренды, значимые на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента)

Интересные региональные особенности изменений длительности сухих периодов наблюдаются в Германии (рис. 5.26). Средняя продолжительность сухих периодов зимой (рис. 5.26а) уменьшается на 6-8% в десятилетие, что соответствует укорочению сухих периодов на 1.5-2.0 дня за 60 лет на всей территории Германии. Летом (рис. 5.26б) происходит незначительное (3-4% в десятилетие) увеличение длин сухих периодов. На рис. 5.26в,г показаны тренды изменения длин экстремально долгих сухих периодов, оцененных по значениям 95-го процентиля из УГР. Тенденции похожи на изменения в средней продолжительности. Зимой (рис. 5.26в) происходит сильное уменьшение длин экстремально долгих периодов без осадков на 6-9% в десятилетие. А летом (рис. 5.26г) наблюдается более сильное, чем для средних значений, увеличение продолжительности сухих периодов на 4-7% в

десятилетие в центральной и северной частях Германии. На юге и на северо-востоке Германии происходит уменьшение длительности сухих периодов на 3-5% в десятилетие.

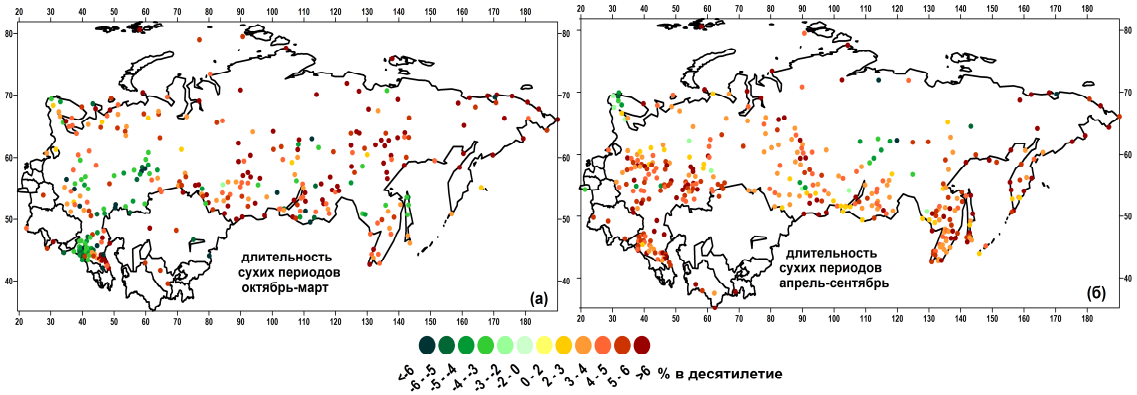


Рисунок 5.27. Линейные тренды (% в десятилетие) продолжительности сухих периодов с 1966 по 2012 гг. с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б) по данным Росгидромета. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента)

На рис. 5.27 показаны линейные тренды длительности сухих периодов в холодное и теплое время года в России. В холодное полугодие (рис. 5.27а) в Центральной и Южной частях России наблюдается уменьшение длительности периодов без осадков. В то же время на всей остальной территории происходит увеличение длительности таких периодов на 8-9% в десятилетие, что эквивалентно среднеклиматическому увеличению длительности сухих периодов зимой на 1.5-2.0 дня. Летом же (рис. 5.27б) повсеместно происходит удлинение периодов без осадков на 9-10% в десятилетие. Это соответствует увеличению средней длительности сухих периодов примерно на 2.0-2.5 дня. Такое сильное увеличение продолжительности периодов без осадков существенно увеличивает риск засух на территории России.

5.4.3.3. Совместный анализ изменений длительность влажных и сухих периодов

Крайне интересно рассмотреть совместное изменение длительности влажных и сухих периодов. На рис. 5.28 показаны станции, для которых изменения средней продолжительности влажных и сухих периодов демонстрируют одинаковый знак (положительный или отрицательный). Для всех сезонов четко выделяется два района, где наблюдается одновременное увеличение длительности как влажных, так и сухих периодов – это Нидерланды и большой район в европейской части России. Одновременное уменьшение длительности влажных и сухих периодов наблюдается летом (рис. 5.28б) на юге Норвегии.

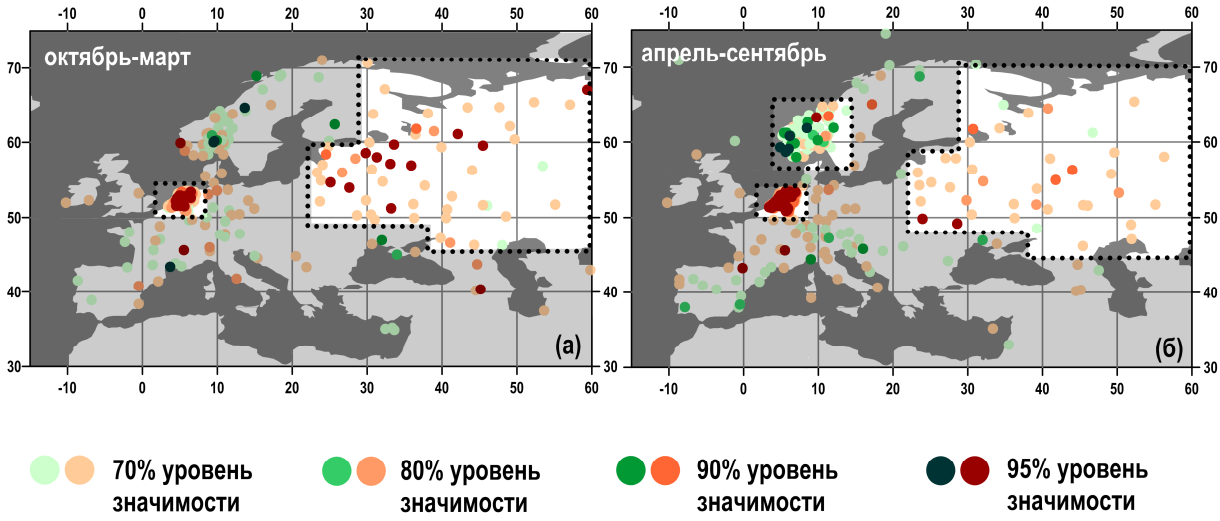


Рисунок 5.28. Станции, для которых линейные тренды продолжительности влажных и сухих периодов, показывают одинаковый знак в зимний (а) и летний (б) сезоны за период с 1950 по 2009 гг.. Уровень значимости трендов (по *t*-тесту Стьюдента) показан кружками разных цветов. Красным показаны положительные тренды, зеленым – отрицательные. Разные уровни значимости трендов показаны разной интенсивностью цвета. Отмеченные пунктиром полигоны показывают районы одновременного увеличения или уменьшения длительности влажных и сухих периодов (см. табл. 5.3)

Этот результат требует объяснения и интерпретации. Для простой интерпретации обнаруженного феномена можно представить нитку с бусами (рис. 5.29), где количество бусинок (дней с осадками) фиксировано. Расстояние между группами бусин является аналогом сухих периодов. Перегруппировка бусинок в более длинные серии, без изменения их количества, приводит к одновременному увеличению длительности как влажных, так и засушливых периодов. Аналогично, перегруппировка бусинок в более короткие ряды сопровождается уменьшением расстояний между сериями бусинок, что является аналогом одновременного уменьшения длительности влажных и сухих периодов. Естественно, в случае одновременного увеличения длины влажных и сухих периодов уменьшается их количество и, наоборот, при уменьшении их длительности количество периодов возрастает.

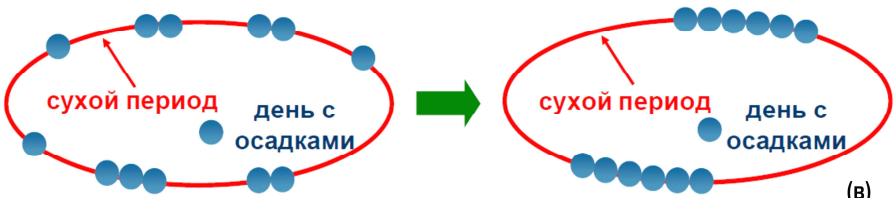


Рисунок 5.29. Схематический механизм одновременного изменения длительности сухих и влажных периодов на примере бус с фиксированным количеством бусинок. (По результатам *Zolina et al., (2013)*)

Как было упомянуто выше, плотность станций очень важна для аккуратного анализа пространственной изменчивости. Из двух районов одновременного увеличения длительности влажных и сухих периодов, показанных на рис. 5.28, плотность станций в европейской части России очень мала, что может вызвать вопросы о пространственной значимости полученного сигнала.

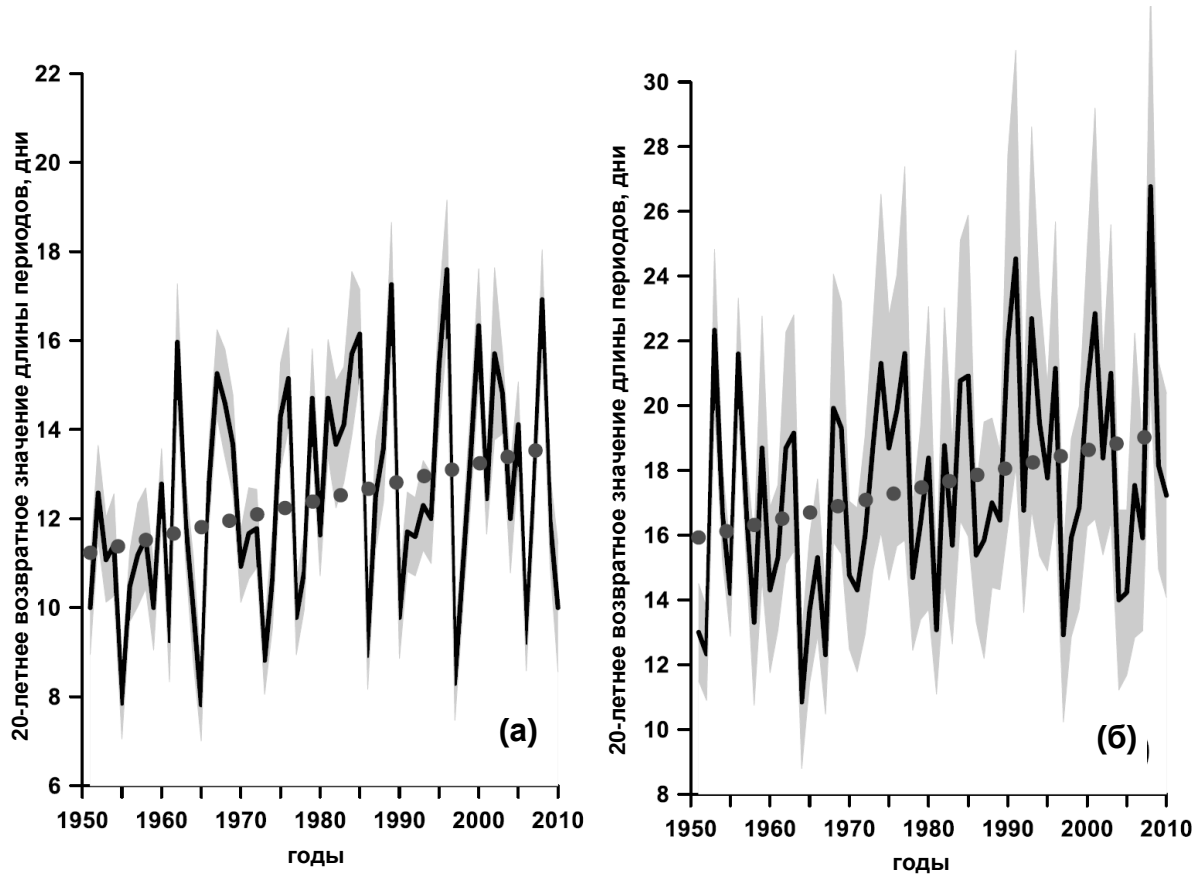


Рисунок 5.30. Временные ряды 20-летних возвратных значений длин влажных периодов (а) и сухих периодов (б) для района Нидерландов в зимний сезон. Серым цветом показаны значения стандартных отклонений, рассчитанные для станций, участвовавших в осреднении

На рис. 5.30 показаны временные ряды 20-летних возвратных значений длительности влажных и сухих периодов в Нидерландах и районе Атлантического побережья Скандинавии, где плотность станций максимальна в анализируемом массиве данных. Возвратные значения были рассчитаны за каждый год по процентилям УГР с использованием реального количества влажных и сухих периодов для всех станций в этих районах. Анализ возвратных значений очень важен для практических приложений анализа экстремальных осадков, так как именно в терминах возвратных значений (то есть максимально возможные значения длительности периодов за 20 лет) оценивается риск при постройке гидротехнических сооружений. В Нидерландах экстремально длинные влажные и сухие периоды увеличиваются в течение 60 лет

и за это время 20-летнее возвратное значение увеличивается на 3 дня. 20-летнее возвратное значений для продолжительности сухих периодов в этом районе увеличивается на 4 дня.

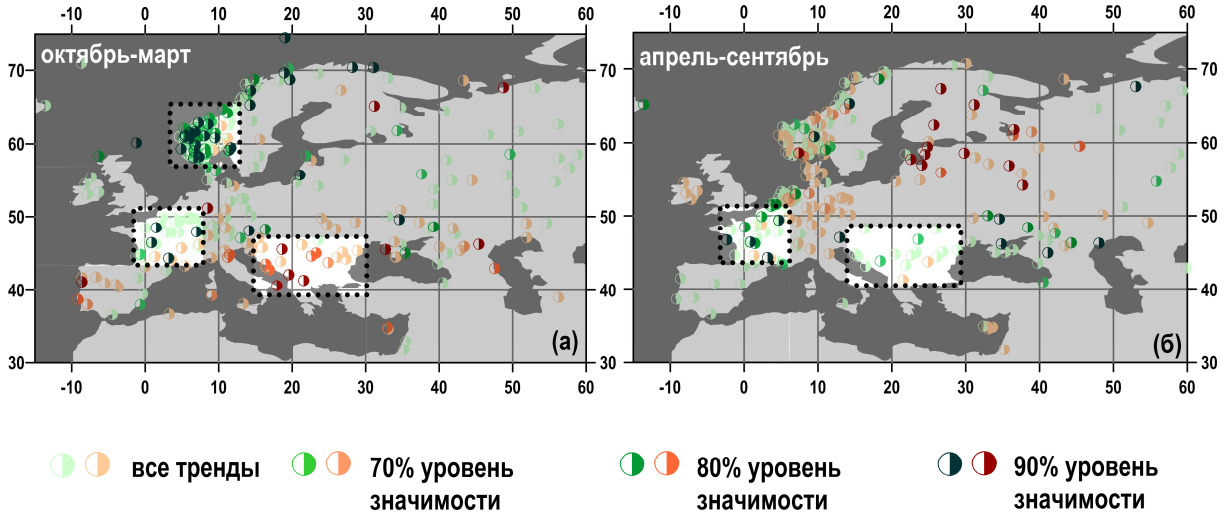


Рисунок 5.31. Станции, для которых линейные тренды продолжительности влажных и сухих периодов, показывают противоположный знак в зимний (а) и летний (б) сезоны за период с 1950 по 2009 гг.. Уровень значимости трендов (по *t*-тесту Стьюдента) показан кружками разных цветов. Красным показаны станции, для которых наблюдается одновременное увеличение длины сухих периодов и уменьшение длины влажных периодов, зеленым – уменьшение длины сухих периодов и увеличение длины влажных периодов. Разные уровни значимости трендов показаны разной интенсивностью цвета. Отмеченные пунктиром полигоны показывают районы разнонаправленных изменений длительности влажных и сухих периодов (см. таблицу 5.3)

На рис. 5.31 показаны районы, для которых наблюдаются разнонаправленные тенденции в изменении длительности влажных и сухих периодов. Зимой (рис. 5.31а) увеличение длин влажных периодов, сопровождаемое уменьшением длительности сухих периодов, наблюдается в южных районах Скандинавии и в северной части Франции. Уменьшение длительности влажных периодов и одновременное увеличение длин сухих периодов происходит в Балканских странах, в Румынии и Болгарии. Летом (рис. 5.31б) во Франции наблюдаются тенденции аналогичные зимним – уменьшение длин сухих периодов, сопровождаемое увеличением длин влажных передов. В районе юго-восточной Европы тенденции меняются на противоположные по сравнению с зимними – так же как и во Франции происходит уменьшение длин сухих периодов и увеличение длительности периодов с осадками.

На рис. 5.32 показаны временные ряды 20-летних возвратных значений длительности влажных и сухих периодов для района Атлантического побережья Скандинавии зимой, где наблюдается одновременное увеличение длительности влажных и уменьшение длительности сухих периодов (рис. 5.31). Для влажных периодов (рис. 5.32а) наблюдается устойчивый рост их продолжительности за 60-летний период на 3 дня. Сухие периоды демонстрируют тенденцию к уменьшению длительности на, примерно, 3 дня за 60 лет.

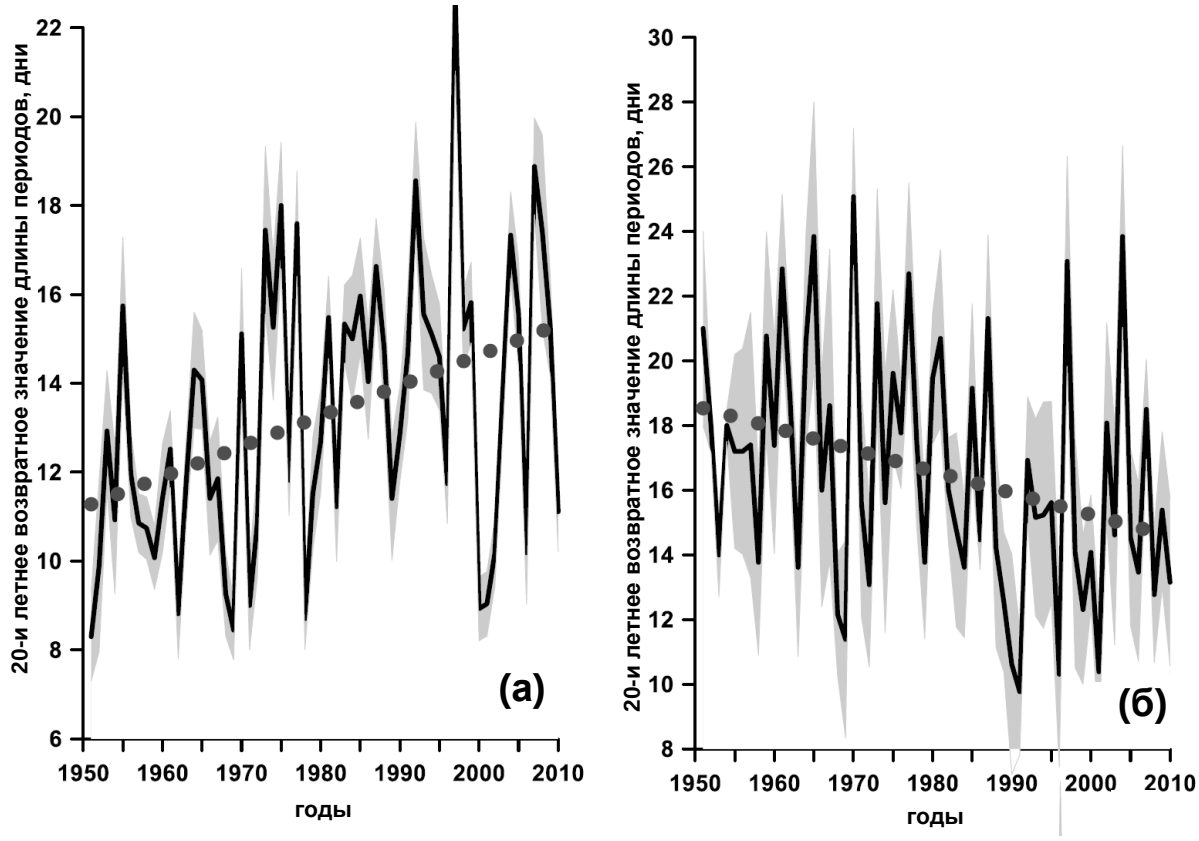


Рисунок 5.32. Временные ряды 20-и летних возвратных значений длин влажных периодов (а) и сухих периодов (б) для района Атлантического побережья Скандинавии в зимний сезон. Серым цветом показаны значения стандартных отклонений, рассчитанные для станций, участвовавших в осреднении

В табл. 5.3 показаны результаты расчета групповой пространственной значимости трендов для пяти районов, имеющих относительно однородное пространственное распределение станций, и демонстрирующих однонаправленные или разнонаправленные тренды в длительности влажных и сухих периодов, представленных на рис. 5.28 и 5.31. В Нидерландах и восточной Европе, где влажные и сухие периоды демонстрируют одновременное увеличение длительности и зимой и летом, пространственная значимость, оцененная по биноминальному распределению, всегда выше 95% и достигает 99% зимой и летом только для Нидерландов. Тест Валкера [*Wilks, 2006*] показывает уровень групповой пространственной значимости 95%. В Норвегии зимой наблюдается увеличение длительности влажных периодов, сопровождаемое уменьшением длин сухих периодов, а летом здесь происходит уменьшение длительности как влажных, так и сухих периодов. Оценки групповой пространственной значимости для Норвегии показывают 99% значимость по биноминальному распределению и 95% значимость по тесту Валкера. Для Франции и южной Европы групповая пространственная значимость противоположных тенденций в изменение длительностей влажных и сухих периодов подтверждается на уровне значимости 99% зимой и 95% летом.

Таблица 5.3. Оценки пространственной значимости (FS), полученной из биноминального распределения и оценки значимости по тесту Валкера (W) для гипотез, что продолжительность влажных (WP) и сухих (DP) периодов показывает одинаковые/разные линейные тренды (увеличение или уменьшение) для разных районов. Обозначения WP+DP+ и WP-DP- показывают одновременное увеличение и уменьшение длительности влажных и сухих периодов. Обозначения WP+DP- (WP-DP+) показывают увеличение (уменьшение) длин влажных периодов с одновременным уменьшение (увеличением) длительности сухих периодов

Район	сезон	**(1) Норвегия**	**(2) Нидерланды**	**(3) Франция**	**(4) Южная Европа**	**(5) Восточная Европа**
Средняя длина влажных и сухих периодов	зима	**WP+ DP-** FS*** W**	**WP+ DP+** FS*** W**	**WP+ DP-** FS*** W**	**WP- DP+** FS*** W**	**WP+ DP+** FS*** W**
	лето	**WP- DP-** FS** W**	**WP+ DP+** FS*** W**	**WP+ DP-** FS** W*	**WP+ DP-** FS** W*	**WP+ DP+** FS** W*
Значения 90% процентиля длины влажных и сухих периодов, полученные из УГР	зима	**WP+ DP-** FS*** W***	**WP+ DP+** FS*** W***	**WP+ DP-** FS*** W**	**WP- DP+** FS*** W***	**WP+ DP+** FS** W**
	лето	**WP- DP-** FS*** W**	**WP+ DP+** FS** W**	**WP+ DP-** FS** W*	**WP+ DP-** FS** W*	**WP+ DP+** FS** W**
Значения 90% вклада длин влажных и сухих периодов в общее число влажных (сухих) дней, полученное из ЧУГР	зима	**WP+ DP-** FS** W**	**WP+ DP+** FS*** W***	**WP+ DP-** FS*** W**	**WP- DP+** FS*** W***	**WP+ DP+** FS*** W**
	лето	**WP- DP-** FS*** W***	**WP+ DP+** FS*** W**	**WP+ DP-** FS* W*	**WP- DP+** FS** W*	**WP+ DP+** FS** W**

*** – значимы на 99% уровне

** – значимы на 95% уровне

* – значимы на 90% уровне

На рис. 5.33 показаны нормализованные аномалии вклада влажных и сухих периодов разной длительности в общее количество влажных/сухих дней, полученных с использованием ЧУГР, для разных районов. Нормализованные аномалии рассчитывались по формуле (5.11). В Нидерландах и на европейской территории России за 60 лет наблюдается увеличение вклада в общее число дней с осадками длинных периодов и уменьшение вклада, связанное с короткими периодами с осадками. Особенно сильный вклад длинных влажных и сухих периодов в общее число дней с осадками и без них наблюдался в период 1980-2000 гг.. Противоположные

тенденции (увеличение вклада коротких периодов и уменьшение вклада, связанного с длинными периодами) наблюдается в южных районах Норвегии.

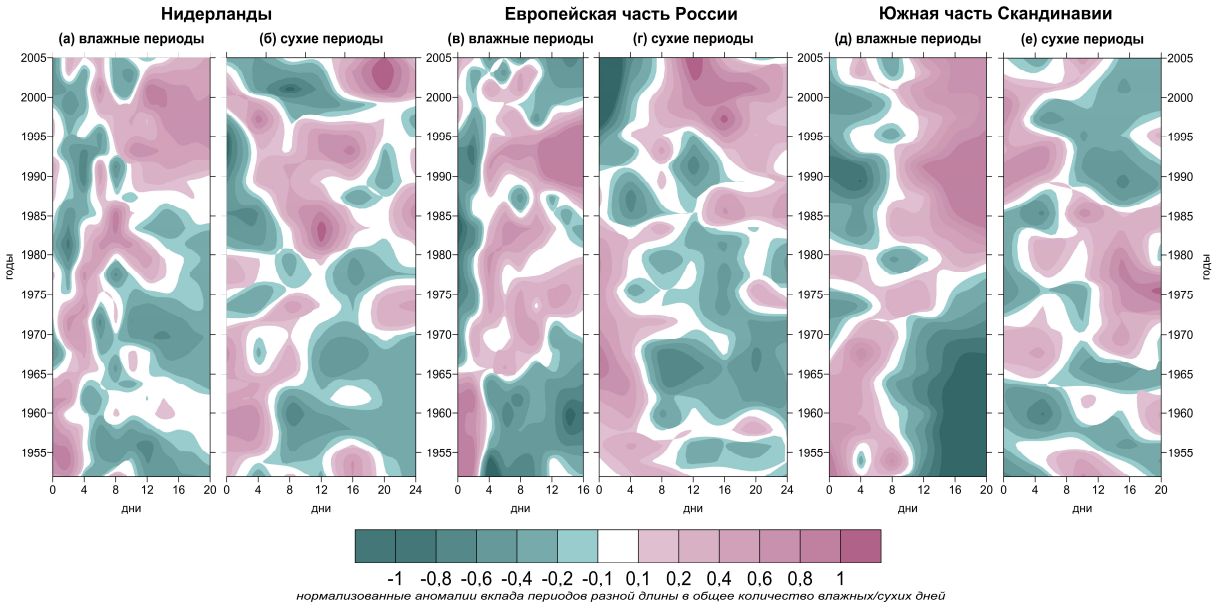


Рисунок 5.33. Нормализованные аномалии вклада влажных (а,в,д) и сухих (б,г,е) периодов разной длительности в общее число влажных/сухих дней для Нидерландов (а,б), Европейской части России (в,г) и южной части Скандинавии (д,е), сглаженные 5-летним скользящим средним

5.4.3.4. Связь изменения длительности влажных периодов с интенсивностью осадков

Наблюдающаяся перегруппировка дней с осадками из коротких в более длинные периоды показывает, что увеличение общего количества осадков за последние 60 лет происходило, в основном, за счет осадков, выпавших в течение более длинных периодов. Очень важным является вопрос, как такая перегруппировка отражается на интенсивности осадков. Нами были рассчитаны линейные тренды вклада осадков, выпадавших в течение относительно коротких периодов (менее 50% от максимальной длины, обычно 1-2-дневные периоды), и относительно длинных периодов (более 50% от максимальной длины (обычно имеющих продолжительность три дня и больше) в суммарные осадки (рис. 5.34). Для коротких периодов (рис. 5.34а) наблюдается уменьшение их вклада в общее количество осадков на 3-5% в десятилетие. Самые большие тренды отмечаются в восточной части Европейской России (более 6% в десятилетие). В то же время доля в общем количестве осадков длиннопериодных эпизодов увеличивается почти повсеместно от 1-3% в десятилетие в Западной Европе и до 5-6% в десятилетие на востоке Европейской части России. Таким образом, вклад коротких периодов с осадками в общее количество осадков уменьшается в течение последних 60 лет с 46-48% до 28-33%, в то время как вклад длинных периодов увеличивается от, примерно, 50% в 1950-х гг. до 70% в 2000-х гг..

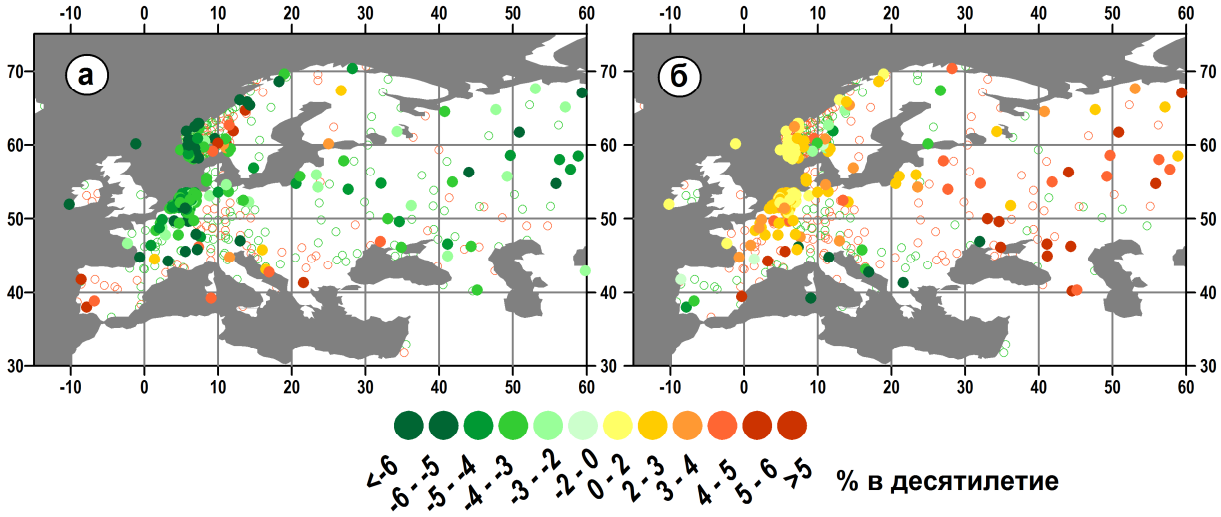


Рисунок 5.34. Линейные тренды (% в десятилетие) вклада в общее количество осадков коротких (а) и длинных (б) дождливых периодов, рассчитанных по годовым данным за период с1950 по 2009 гг.. Заполненными кружками показаны тренды, значимые на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента), незаполненными кружками показаны незначимые тренды

Важен также вопрос о связи экстремальных осадков с длительностью дождевых периодов, поскольку для оценки влияния изменений в структуре Европейских осадков на опасные природные явления, такие как ливневые паводки и наводнения, очень важно знать, как увеличение длительности периодов с осадками будет отражаться в величинах экстремальных осадков. Не менее важным в климатическом аспекте является вопрос, как изменялась длина периодов, с которыми было связано выпадение экстремальных осадков. Экстремальные осадки были определены как величины, соответствующие 95-му процентилю суточных осадков из гамма-распределения.

Анализ статистического распределения длин влажных периодов, с которыми связаны экстремальные осадки, показывает, что в среднем для Европы, экстремальные осадки наиболее часто выпадают в периоды с продолжительностью 2-3 дня. Для района Скандинавии экстремальные осадки связаны в основном с периодами длиной 3-4 дня. Это отражает доминирующее влияние атмосферных циклонических систем при образовании осадков в этом районе. В Европейской части России экстремальные осадки связаны, по большей части, с 1-2-дневными дождливыми периодами, так как климат в этом районе отличается бо́льшей континентальностью и, роль конвективных (кратковременных) осадков здесь существенно возрастает по отношению к фронтальными осадками. Исследование временной эволюции аномалий количества эпизодов экстремальных осадков, выпадавших в дождевые периоды разной длительности для всех Европейских станций, показывает, что в течение 1950-2009 гг. экстремальные осадки, связанные с более длинными периодами стали наблюдаться значительно чаще (тренд составляет 3-4% в десятилетие). В то же время экстремальных осадков, связанных

с короткими периодами наблюдалось значительно меньше (тренд до 3% в десятилетие). В частности, повторяемость экстремальных осадков, связанных с периодами короче трех дней, уменьшилась с более чем 60% в 1950-1960-х гг. до 45% в 1990-2000-х гг., при этом, количество эпизодов экстремальных осадков, связанных с длинными дождливыми периодами увеличилось с 40% до 55%. На рис. 5.35 показаны линейные тренды доли количества экстремальных осадков, выпадавших в течение коротких и длинных периодов, в общем количестве осадков. Очевидно, что экстремальные осадки, связанные с длинными периодами стали обеспечивать существенно большую часть от суммарного количества годовых осадков за последние 60 лет. Положительные тренды составляют от 2-3 % до более чем 5% в десятилетие для разных регионов. В то же время, экстремальные осадки, связанные с короткими периодами (рис. 5.35а) не показывают какой-либо четкой пространственной структуры временной изменчивости – поля трендов очень шумные. В частности, в центральной Западной Европе можно лишь отметить уменьшение вклада на 2-4% в десятилетие.

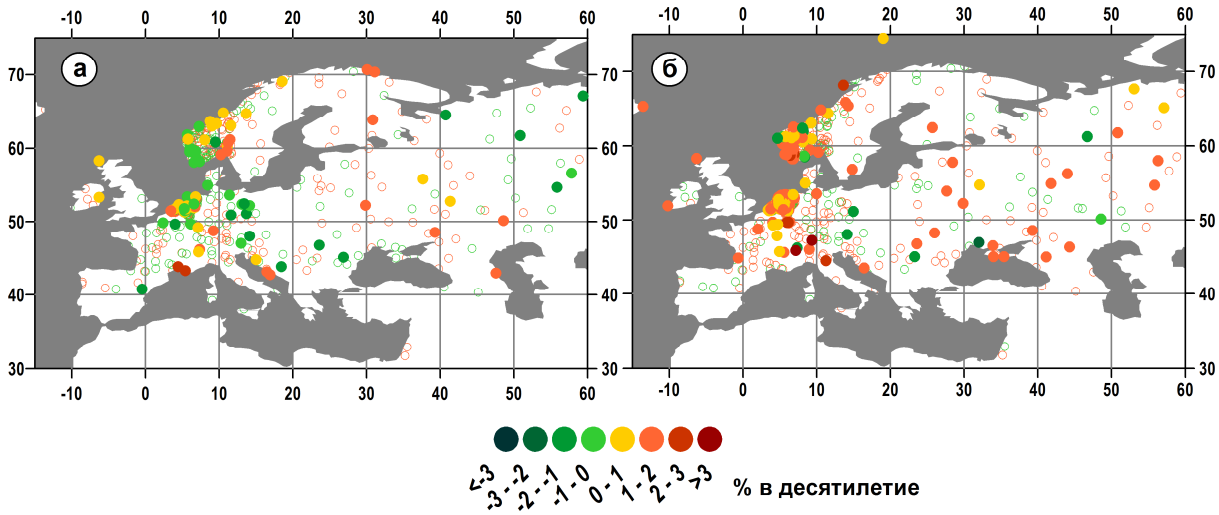


Рисунок 5.35. Линейные тренды (% в десятилетие) вклада в общее количество осадков экстремальных осадков, определенных как осадки 95-го процентиля из гамма-распределения, выпавших в течение коротких (а) и длинных (б) дождевых периодов, рассчитанных по годовым данным за период с1950 по 2009 гг.. Заполненными кружками показаны тренды, значимые на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента), незаполненными кружками показаны незначимые тренды

Рис. 5.36 обобщает результаты, показывающие увеличения длительности дождливых периодов и усиление интенсивности осадков, выпадающих в течение более долгих периодов, в Европе за последние 60 лет. На этом рис. показаны линейные тренды повторяемости периодов с разными длинами и разной интенсивностью для всех осадков (а) и для экстремальных осадков (б), определенных, как значения 95-го процентиля из гамма-распределения. Очевидно, что повторяемость дождливых периодов с продолжительностью более четырех дней и относительно высокой интенсивностью увеличивается, а повторяемость коротких периодов с

интенсивностью менее 4мм/день уменьшается. Для экстремальных осадков (рис. 5.36б) наблюдаются аналогичные тенденции – увеличение длинных периодов с интенсивными осадками на 6-8% в десятилетие и уменьшение повторяемости коротких периодов с относительно слабыми осадками на 4-6% в десятилетие.

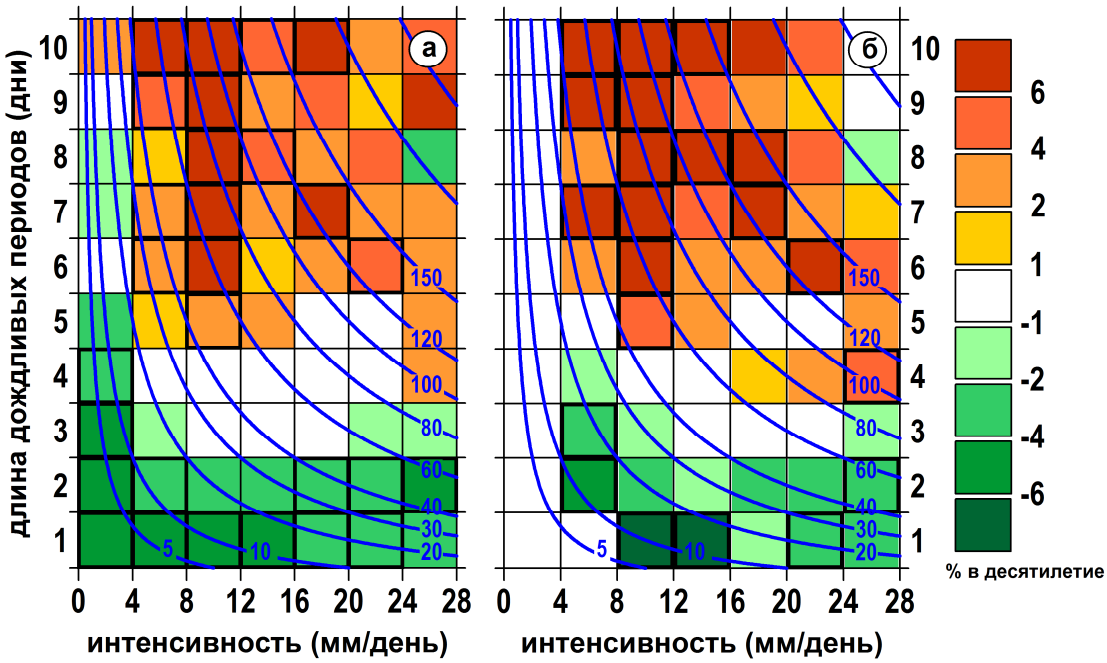


Рисунок 5.36. Линейные тренды (% в десятилетие) повторяемости периодов с осадками разной длины и интенсивности для всех осадков (а) и для экстремальных осадков (б) для всех Европейских станций за период с 1950 по 2009 гг.. Толстыми линиями обведены квадраты со статистически значимыми трендами на уровне 95% по *t*-тесту Стьюдента. Синими линиями показаны значения суммарных осадков для разных интенсивностей и длин периодов с осадками

На рис. 5.37а-в показаны зимние линейные тренды вклада в суммарные осадки, осадков выпавших за дождливые периоды разной длительности для территории Германии. Очевидно, что вклад осадков, выпавших в течение коротких и средних периодов с длительностью до пяти дней, уменьшается на 2-5% в десятилетие, при этом вклад относительно длинных периодов (длительностью более пяти дней) существенно увеличивается на 6-8% в десятилетие с максимальными трендами, наблюдающимися в северо-западной части Германии. Летом (рис. 5.37г-е) пространственное распределение трендов более шумное, чем зимой. Можно выделить лишь положительные тренды (2-4% в десятилетие) для вклада длинных периодов на севере и юге Германии и отрицательные тренды в центральной и восточной Германии (1.5-2.5 % в десятилетие).

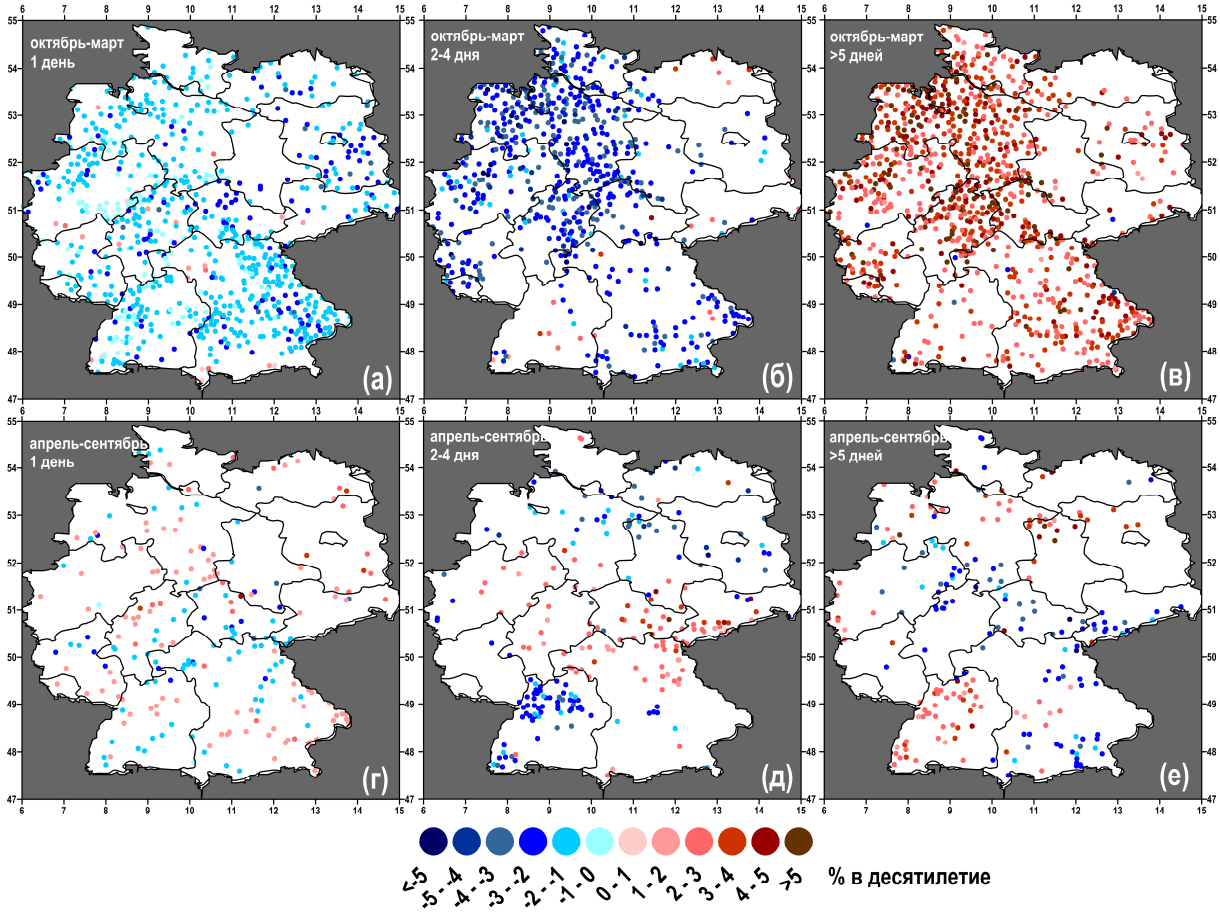


Рисунок 5.37. Линейные тренды (% в десятилетие) вклада осадков, выпавших за периоды продолжительностью один день (а,г), 2-4 дня (б,д) и более пяти дней (в,е) в общее количество осадков зимой (а,б,в) и летом (г,д,е) по данным DWD за период с 1951 по 2008 гг.. Показаны только статистически значимые на уровне 95% тренды (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

На рис. 5.38а показаны линейные тренды в интенсивности осадков, выпавших в течение относительно долгих периодов в зимний период. Увеличение интенсивности таких осадков хорошо совпадает с трендами, показанными на рис. 5.37в. Повсеместно в Германии происходит усиление осадков, связанных с длинными влажными периодами на более чем 4% в десятилетие, что соответствует увеличению интенсивности на 2.9-3.6 мм/день за 60 лет. Интересно отметить, что самое сильное увеличение интенсивности осадков, связанных с длинными влажными периодами, наблюдается в восточной части Германии, где при этом тренды повторяемости очень длинных периодов положительные, но существенно слабее, чем тренды в западных районах Германии. Таким образом, увеличение вклада осадков, выпавших в течение длинных влажных периодов, в общее количество осадков зимой в восточной части Германии происходит в основном зачет увеличения интенсивности осадков, а не за счет удлинения влажных периодов.

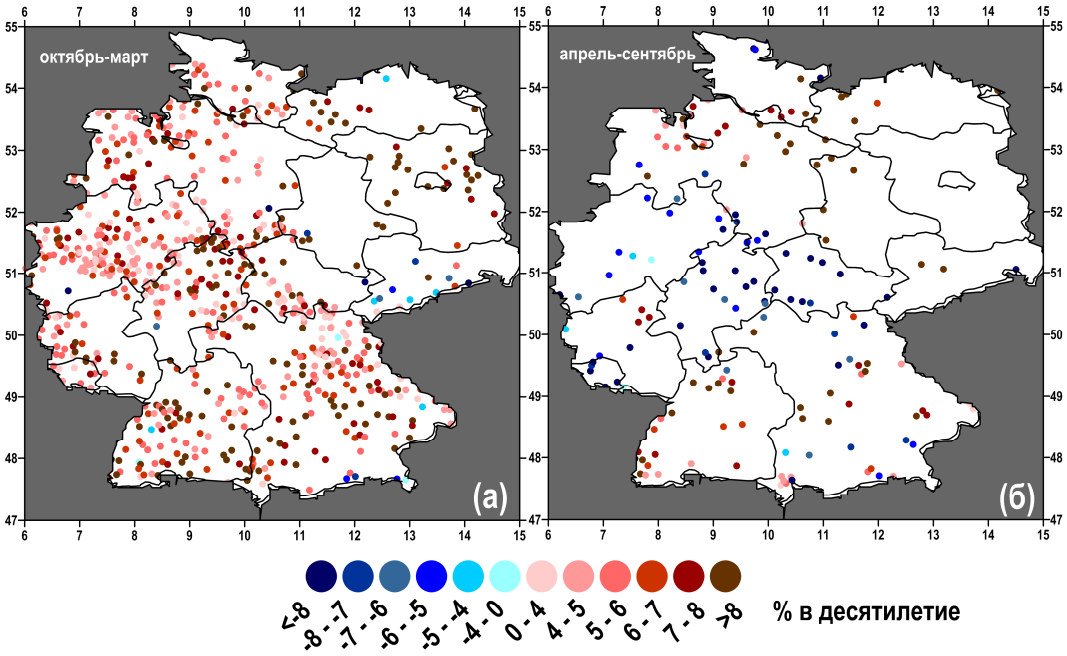


Рисунок 5.38. Линейные тренды (% в десятилетие) средней интенсивности осадков, выпавших в течение периодов длительностью более пяти дней зимой (а) и летом (б) по данным DWD за период с 1951 по 2008 гг.. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 95% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

На рис. 5.39 показаны тренды повторяемости периодов с осадками разной длины и интенсивности для отдельных районов Германии – северо-запада (а), центра (б) и южной части Баварии (в). Тренды показаны только для зимнего сезона, когда наблюдалась устойчивая интенсификация средней интенсивности осадков для длинных влажных периодов. Для всех представленных районов четко прослеживается тенденция увеличения интенсивности осадков для периодов с длительностью более пяти дней и уменьшение интенсивности для коротких периодов. Очевидно, что для всех трех районов повторяемость сильных осадков с интенсивностью 16-20 мм/день уменьшается для коротких периодов с длительностью менее трех дней на более чем 10% за десятилетие. Положительные тренды в интенсивности осадков, выпавших в течение длинных периодов, составляют более 15% в десятилетие. Анализ, проведенный для интенсивности экстремальных осадков (рис. не показан) показывает аналогичное поведение трендов с более высокими значениями трендов обоих знаков. Анализ летних трендов в координатах интенсивность-продолжительность (рис. не показан) не показывает каких-либо существенных и регулярных изменений, что было видно из анализа рис. 5.37г-е.

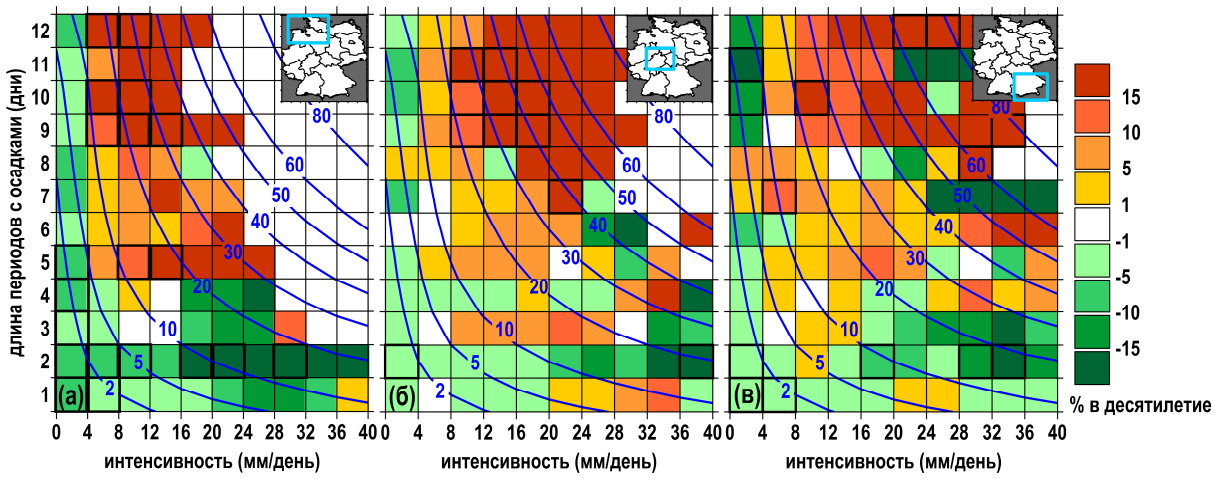


Рисунок 5.39. Линейные тренды (% в десятилетие) повторяемости периодов с осадками разной длины и интенсивности для трех районов Германии (показанных во врезках) зимой по данным DWD за период с 1951 по 2008 г.. Обведенные толстыми линиями квадраты показывают статистически значимые тренды на уровне 95% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона). Синие линии – суммарное количество осадков для дождливых периодов разной длины и интенсивности

5.5. Анализ сезонности в долгопериодных изменениях характеристик осадков на примере Германии

Сезонность, то есть разнонаправленные изменения метеорологических параметров в разные сезоны года, является крайне важной характеристикой Европейского климата. В большом количестве работ [*Datsenko et al., 2001; Shabalova and Weber, 1999; Zveryaev, 2004, 2006* и др.] проводится анализ изменчивости характеристик осадков в Европе, основанный на рассмотрении годовых рядов данных. Однако при таком анализе маскируются реальные изменения, имеющие разные знаки в разные сезоны и, как результат, авторы получают неустойчивые, а зачастую и статистически не значимые пространственные распределения трендов. Анализ сезонности и ее важности для изучения изменчивости осадков приводится для территории Германии, где доступна очень густая сеть наблюдений за осадками. Станции, расположенные на территории восточной Германии, были исключены из анализа из-за того, что программа наблюдений в бывших ФРГ и ГДР до их объединения была разной. Результатом этого явилась неоднородность данных наблюдений, которые не могут быть объединены в единый массив. Результаты, приведенные ниже, были опубликованы в 2008 году и в это время в DWD еще не была проведена работа по объединению этих данных в единый массив. В настоящее время все данные обработаны и проверены на однородность и могут быть использованы вместе без разделения восточной и западной частей Германии.

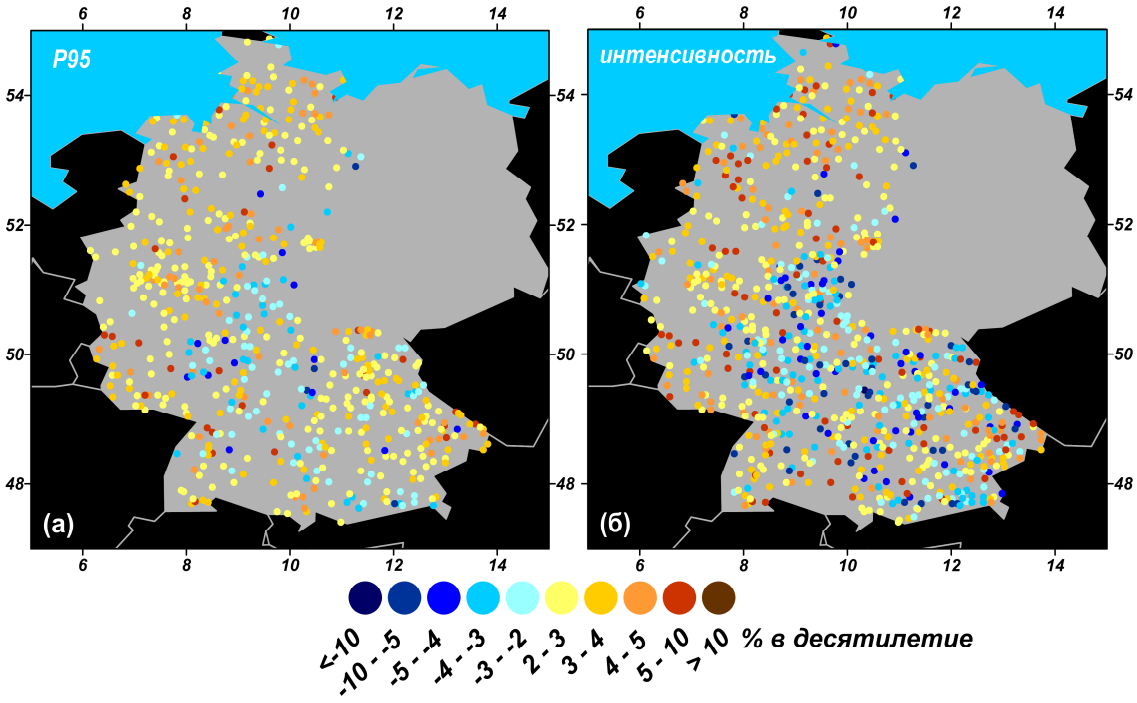


Рисунок 5.40. Линейные тренды (% в десятилетие) значений 95-го процентиля из гамма-распределения (а) и интенсивности осадков (б), рассчитанных по годовым данным за период с 1950 по 2004 гг.. Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 95% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона)

На рис. 5.40 показаны линейные тренды абсолютных значений экстремальных осадков (P95) и интенсивности, рассчитанные по годовым данным. Пространственное распределение трендов очень неоднородное. Можно выделить лишь небольшой район с преимущественно отрицательными трендами для P95 (от -1 до -5% в десятилетие) и интенсивности (от -1 до -8% в десятилетие) в центральной части Западной Германии. В северо-западной части Германии тренды преимущественно положительные (до 8% в десятилетие). Очевидно, что значения экстремальных осадков и интенсивности, рассчитанные по годовым значениям, не показывают четкого пространственного сигнала для всей анализируемой территории. Такой же результат был получен в работе *Klein Tank and Koennen, (2003)*, где рассматривались линейные тренды годовых значений осадков и количество дней, когда осадки превышали значения 95-го процентиля, и значения индекса *R95pTOT* за период с 1946 по 1999 гг. по данным ECA&D. Эти характеристики не могут быть напрямую сравнены с характеристиками, показанными на рис. 5.40, однако *Klein Tank* и *Koennen* также не обнаружили устойчивых пространственных сигналов в линейных трендах.

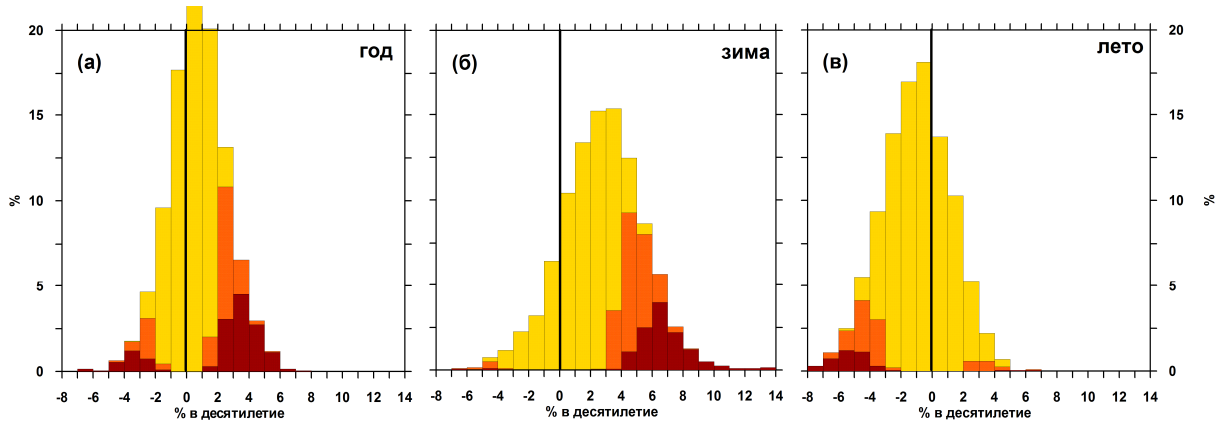


Рисунок 5.41. Гистограммы оценок линейных трендов P95 (% в десятилетие) по годовым данным (а), для зимы (б) и лета (в) по всем 2125 станциям, отобранных для анализа в Западной Германии. Все тренды показаны желтым, тренды, значимые на уровне 95%, показаны оранжевым, тренды, статистически значимые для 25 периодов (см. текст и табл. 5.4) показаны темно-красным. Оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона

На рис. 5.41а показана гистограмма распределения линейных трендов, обобщающая оценки линейных трендов для P95, полученных по годовым значениям для разных станций (рис. 5.40а). Несмотря на то, что на данную оценку влияет плотность пространственного распределения станций, которая немного выше в центральной и южной Германии по сравнению с северными районами, такая гистограмма дает хорошее обобщение статистик трендов. Пик гистограммы, полученной для всех трендов (желтым цветом), немного смещен в сторону положительных значений (0-2% в десятилетие). Количество станций со статистически значимыми положительными трендами – 20%, а с отрицательными – 9%.

На рис. 5.42 показаны оценки линейных трендов величины P95 для разных сезонов. Зимой (рис. 5.42а) значения трендов положительные на всей территории северной и западной Германии. Более 1800 станций показывают положительные тренды и лишь для 90 станций были зафиксированы отрицательные изменения. Положительные тренды, значимые на 95% уровне, были получены для 666 из 2125 станций. Только 17 станций демонстрируют статистически значимое на уровне 95% уменьшение P95. Эти станции расположены в южной и юго-восточной частях Германии и не образуют замкнутого кластера на региональном масштабе. Максимальные положительные тренды, более чем 11% в десятилетие, что соответствует усилению экстремальных осадков на 3-4 мм/день в десятилетие, наблюдаются в центральной части западной Германии и в юго-восточных горных районах. В северной Германии магнитуда положительных трендов изменяется от 5.0 до 8.5% в десятилетие, что соответствует изменениям от 1 до 3 мм/день в десятилетие. Весной (рис. 5.42б) для 264 станций наблюдается статистически значимое увеличение интенсивности экстремальных осадков. Магнитуда

трендов весной меньше, чем зимой и составляет 8-10% в десятилетие. Самые большие положительные тренды весной наблюдаются в горных районах южной Германии и на западной границе. Летом (рис. 5.42в) тренды P95 показывают противоположный знак по сравнению с зимой и весной. Наблюдается сильное уменьшение значений экстремальных осадков с магнитудами трендов более 7% в десятилетие, что соответствует уменьшению значений P95 на 2-4 мм/день в десятилетие в центральной части западной Германии. Около 1800 станций летом показывают отрицательные тренды и только для 300 станций были получены положительные тренды. Статистически значимые положительные тренды с магнитудами 2-4% в десятилетие летом сконцентрированы в южной части Германии. Осенью (рис. 5.42г) для 496 станций были получены положительные тренды, значимые на уровне 95%. Самые сильные тренды с магнитудами 8-10% в десятилетие (2.5-4.5 мм/день в десятилетие) наблюдаются осенью на юго-западе Германии. Сильно локализованный кластер станций с отрицательными трендами осенью расположен в центральной части западной Германии в Баварии. Магнитуды этих отрицательных трендов сравнима с магнитудами трендов, наблюдающихся летом, и составляет 4-9% в десятилетие, что соответствует уменьшению P95 на 3 мм/день в десятилетие.

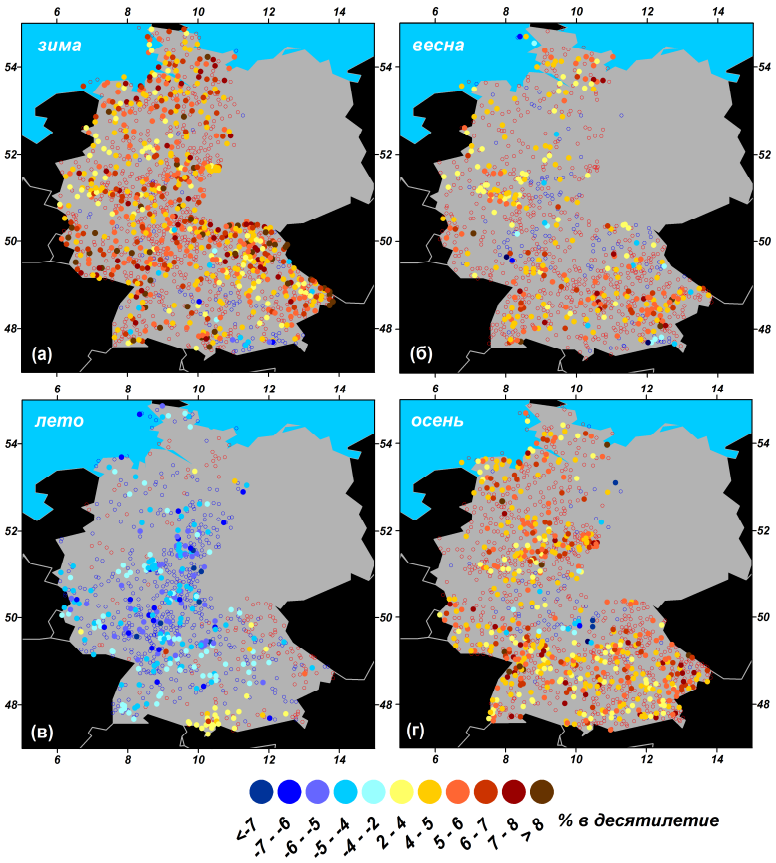


Рисунок 5.42. Линейные тренды (% в десятилетие) абсолютных значений экстремальных осадков, определенных как 95-й процентиль из гамма-распределения зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г). Маленькие кружки показывают все тренды, большие кружки – тренды статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона) за период с 1950 по 2004 гг.

На рис. 5.41б,в показаны гистограммы повторяемости оценок линейных трендов зимой и летом. По сравнению с гистограммой, рассчитанной по годовым данным (рис. 5.41а), зимнее распределение трендов (рис. 5.41б) четко показывает смещение моды распределения в область положительных значений, а летнее (рис. 5.41в) – в область отрицательных значений. В зимнее время наиболее часто наблюдающиеся оценки трендов составляют 3-4% в десятилетие, при этом 98% статистически значимых трендов положительные. Гистограммы для весны и осени (рис. не показаны) очень похожи на зимнее распределение. Летом (рис. 5.41в) модальные значение распределения оценок трендов смещены в область отрицательных величин с наиболее частыми оценками трендов 1-2% в десятилетие и, примерно, 90% всех статистически значимых трендов отрицательные.

Таблица 5.4. Количество станций, для которых получены статистически значимые на уровне 95% тренды для значений осадков 95% повторяемости для разных периодов, начинающихся между 1950 и 1954 гг. и заканчивающихся между 2000 и 2004 гг.[a]

		2000		2001		2002		2003		2004	
1950	зима	**478*****	*20*	**415*****	*20*	**503*****	*20*	**581*****	*18*	**666*****	*17*
	весна	**195*****	*29*	**198*****	*27*	**284*****	*12*	**261*****	*18*	**264*****	*19*
	лето	**20**	*245****	**26**	*284****	**45**	*188***	**33**	*230****	**32**	*235****
	осень	**345*****	*25*	**373*****	*20*	**478*****	*15*	**496*****	*17*	**496*****	*17*
1951	зима	**581*****	*13*	**515*****	*15*	**625*****	*13*	**709*****	*12*	**800*****	*11*
	весна	**199*****	*26*	**210*****	*26*	**295*****	*14*	**270*****	*17*	**271*****	*18*
	лето	**25**	*201****	**26**	*233****	**41**	*146***	**30**	*185***	**30**	*188***
	осень	**335*****	*24*	**379*****	*18*	**477*****	*16*	**499*****	*16*	**499*****	*16*
1952	зима	**609*****	*12*	**529*****	*15*	**641*****	*12*	**731*****	*10*	**811*****	*7*
	весна	**232*****	*36*	**239*****	*33*	**326*****	*16*	**301*****	*23*	**301*****	*24*
	лето	**28**	*205****	**35**	*236****	**48**	*145*	**39**	*182***	**39**	*185***
	осень	**365*****	*20*	**401*****	*18*	**498*****	*12*	**519*****	*12*	**519*****	*12*
1953	зима	**544*****	*12*	**457*****	*15*	**585*****	*13*	**672*****	*13*	**761*****	*8*
	весна	**233*****	*27*	**245*****	*27*	**333*****	*13*	**317*****	*19*	**316*****	*19*
	лето	**14**	*277****	**12**	*329****	**26**	*214****	**25**	*264****	**25**	*269****
	осень	**412*****	*20*	**445*****	*15*	**557*****	*10*	**563*****	*12*	**563*****	*12*
1954	зима	**429*****	*18*	**340*****	*22*	**480*****	*22*	**544*****	*15*	**635*****	*14*
	весна	**246*****	*33*	**269*****	*34*	**366*****	*12*	**313*****	*25*	**316*****	*26*
	лето	**12**	*289****	**15**	*328****	**31**	*207****	**21**	*252****	**21**	*261****
	осень	**273*****	*28*	**311*****	*26*	**394*****	*15*	**422*****	*18*	**422*****	*18*

[a]Так как на момент написания статьи данные заканчивались в июле 2004 гг., то оценки трендов летом и осенью для периодов, заканчивающихся в 2003 и 2004 гг. идентичны. Жирным шрифтом показаны значения положительных трендов, наклонным шрифтом показаны значения отрицательных трендов. Звездочки показывают уровень групповой значимости трендов: (***) – 99%, (**) – 95% и (*) – 90%.

Для достоверной оценки трендов необходимо также оценить является ли полученный тренд устойчивым для всего периода наблюдений. Для этого необходимо проанализировать

влияние изменений начала и конца периода, использующегося для расчетов, на оценки трендов. Для того, что бы оценить влияние этого эффекта на значения трендов были рассчитаны тренды для параметра P95 для более коротких рядов, начинающихся и заканчивающихся в первые и последние пять лет периода с 1950 по 2004 гг.. Количество станций со статистически значимыми трендами одного знака для разных периодов приведено в табл. 5.4. Станции, для которых были получены статистически значимые оценки положительных или отрицательных трендов для всех возможных 25 комбинаций начала и конца периодов показаны на рис. 5.43а,б для зимы и лета.

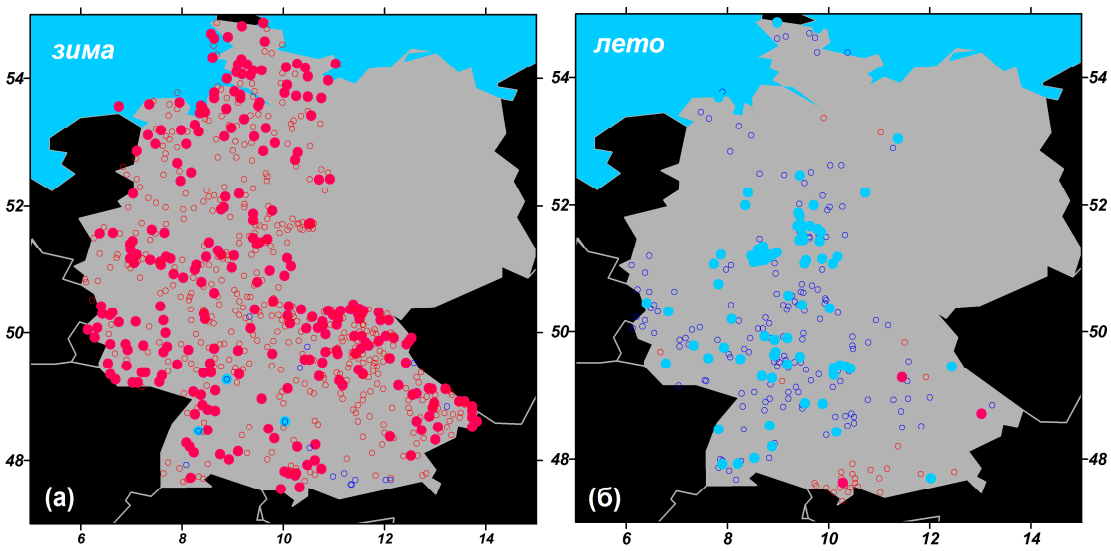


Рисунок 5.43. Станции, для которых были идентифицированы статистически значимые тренды на уровне значимости 95% для P95 за период с 1950 по 2004 гг. (маленькие незаполненные кружки) и станции, для которых были получены статистически значимые тренды на уровне значимости 95% для всех возможных 25-и комбинаций периодов, начиная с 1950-1954 гг. и заканчивая 2000-2004 гг. (большие кружки) зимой (а) и летом (б)

В табл. 5.4 показаны оценки групповой значимости трендов (см. раздел 5.2). Эта оценка показывает насколько сдвиги начала и конца периода, для которого производились расчеты трендов, могут влиять на устойчивость сезонных оценок трендов. Число станций, для которых статистически значимые на уровне 95% тренды имеют один знак, может существенно изменяться от периода к периоду (например, от 21% до 40% станций зимой). Однако, в соответствии с результатами, показанными в табл. 5.4, зимой, весной и осенью групповая значимость статистически значима на уровне более 95% для положительных трендов, а летом для отрицательных по бинарному тесту *Livezey and Chen, (1983)*. Тест Валкера [*Wilks, 2006*] показывает уровень групповой значимости не менее 95% для всех возможных комбинаций периодов. В табл. 5.4 также показано количество станций, демонстрирующих противоположные (по отношению к доминирующим трендам для данного сезона) знаки, то есть отрицательные зимой, весной и осенью и положительные летом. Для

каждого сезона количество таких станций со статистически значимыми трендами очень мало и не было найдено ни одного периода, когда такие станции показывали бы статистически значимую групповую значимость. Интересно отметить, что на рис. 5.43б станции, демонстрирующие положительные тренды летом, не образуют кластера в южной Германии. Результаты, показанные в табл. 5.4 и на рис. 5.43, также показаны на рис. 5.41б,в, где хорошо видна доля станций, для которых были идентифицированы положительные и отрицательные тренды для всех 25 комбинаций периодов. При этом для годовых рядов данных (рис. 5.41а) выделяется два пика – для положительных и отрицательных трендов. Эти оценки четко показывают сильно выраженную сезонность в изменчивости экстремальных осадков в центральной Европе с усилением в зимний период и ослаблением летом.

Очень важным является вопрос о том, как сезонность экстремальных осадков связана с изменчивостью традиционных характеристик осадков и как такая ярко выраженная сезонность отражается на характеристиках годового цикла осадков. На рис. 5.44 показаны оценки зимних и летних линейных трендов для средних осадков, числа дней с осадками и интенсивности для территории Германии за период с 1950 по 2004 гг.. Сезонные изменения этих характеристик осадков очень похожи на изменения, происходящие с экстремальными осадками (рис. 5.42). Так для интенсивности зимой 638 станций показывают статистически значимые на уровне 95% положительные тренды, а летом для 408 станций были идентифицированы статистически значимые отрицательные тренды. Максимальные положительные тренды для интенсивности зимой (рис. 5.44д) (10-13 % в десятилетие) наблюдаются в северной Германии. Самое сильной уменьшение интенсивности осадков летом (рис. 5.44е) (8-11% в десятилетие) наблюдается в центральной части Германии. Для средних значений осадков количество станций со статистически значимыми положительными трендами зимой (рис. 5.44а) составляет 510, а с отрицательными летом (рис. 5.44б) – 397. Самые сильные положительные и отрицательные тренды в средних осадках имеют магнитуду около 10% в десятилетие и наблюдаются в северной и центральной Германии. Групповая значимость для положительных трендов в средних осадках и интенсивности зимой и для отрицательных трендов летом составляет 95%. Анализ линейных трендов для количества влажных дней (рис. 5.44в,г) показывает положительные тренды с магнитудами 5-10% в десятилетие (примерно, 2-7 дней в сезон в десятилетие) зимой и отрицательные тренды с магнитудами 3-10% в десятилетие летом. Таким образом, сильная сезонность присуща всем характеристикам осадков в Германии.

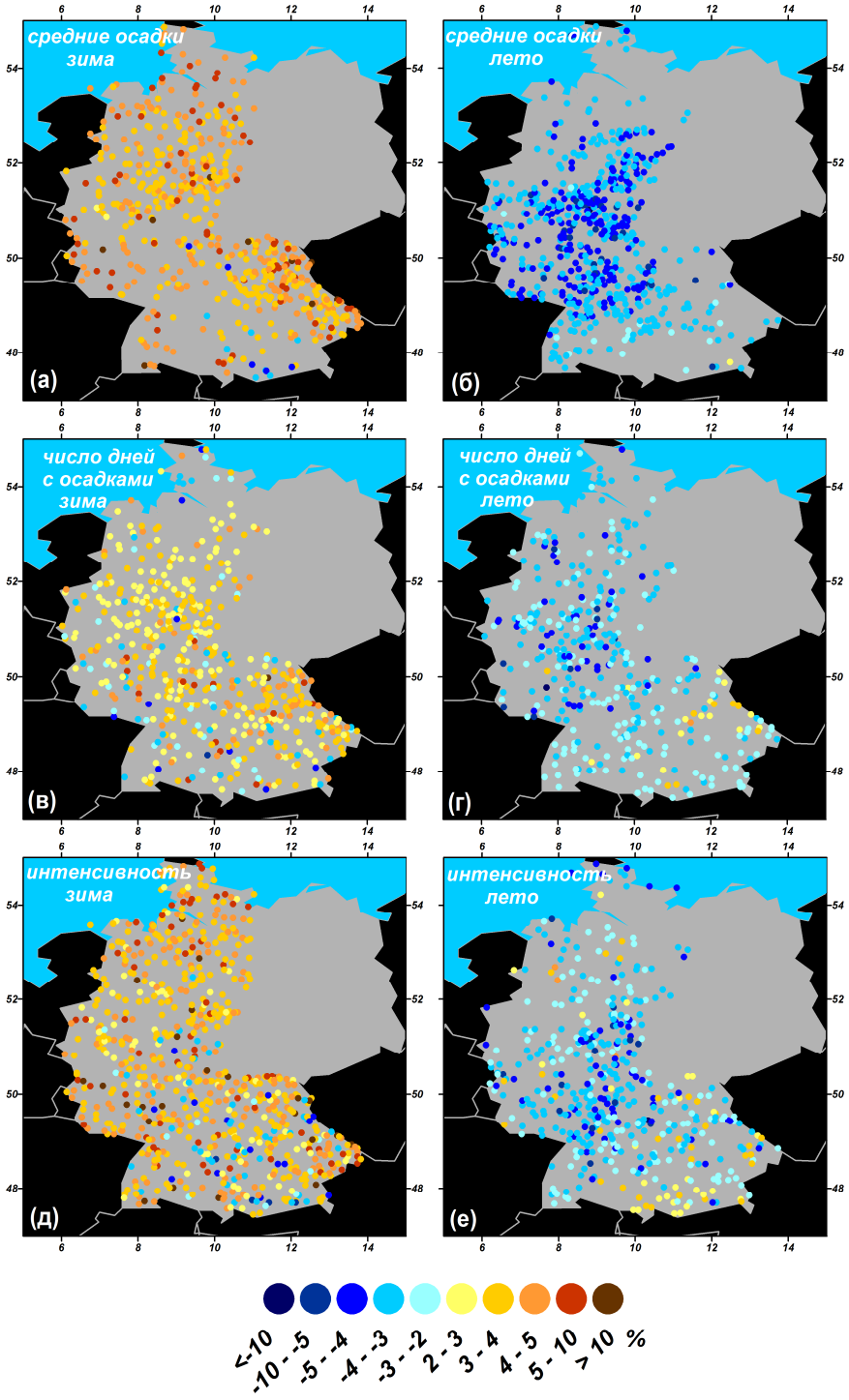


Рисунок 5.44. Линейные тренды (% в десятилетие) средних осадков (а,б), числа дней с осадками (в,г) и интенсивности (д,е) зимой (а,в,д) и летом (б,г,е). Показаны статистически значимые на уровне 90% тренды (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона) за период с 1950 по 2004 гг.

Помимо экстремальных осадков также крайне интересно также рассмотреть изменчивость слабых и средних по интенсивности осадков. Для этого были рассчитаны тренды для каждого из 10 процентилей осадков, определенных по гамма-распределению. Малые значения процентилей (от 10-го до 40-го) характеризуют слабые осадки, средние (от 50-го до

80-го) – умеренные, а процентили выше 90-го – сильные и экстремальные осадки. Анализ вклада осадков разной интенсивности в общую изменчивость позволяет рассмотреть, так называемые, непропорциональные изменения экстремальных осадков [*Easterling et al., 2000; Groisman et al., 2005*]. С некоторыми методологическими модификациями этот подход был использован в работах *Gershunov, (1998)* и *Karl and Knight, (1998)* для осадков в Северной Америке, *Brunetti et al., (2004)* для итальянских станций и *Zolina et al., (2004)* для сравнения данных реанализов со станционными наблюдениями. На рис. 5.45 показано распределение линейных трендов, рассчитанных для осадков разной интенсивности и осредненных для всех анализируемых станций зимой и летом. Несмотря на то, что в пространственном распределении станций по территории Германии присутствует неоднородность, данная оценка может считаться репрезентативной для всей анализируемой территории. Для проверки пространственной репрезентативности такого осреднения подобные гистограммы были рассчитаны для нескольких районов (рис. не показан) и полученные результаты были очень похожи. Зимой (рис. 5.45а) осадки для классов 70-го процентиля и выше характеризуются статистически значимыми положительными трендами с магнитудами 2-3% в десятилетие. При этом для слабых осадков (в классе менее 20-го процентиля) наблюдается статистически значимый отрицательный тренд зимой с магнитудой около 2% в десятилетие. Летом (рис. 5.45б) статистически значимые отрицательные тренды наблюдаются для всех классов осадков. Магнитуда этих трендов меняется от 1.5% в десятилетие (для слабых осадков) до 3.5% в десятилетие (для сильных осадков). Таким образом, рост экстремальных осадков зимой происходит параллельно с уменьшением интенсивности слабых осадков и происходит модификация функции распределения. Летом же, отрицательные тенденции наблюдаются для всех классов осадков и уменьшение экстремальных осадков связано с общим уменьшением среднего количество осадков.

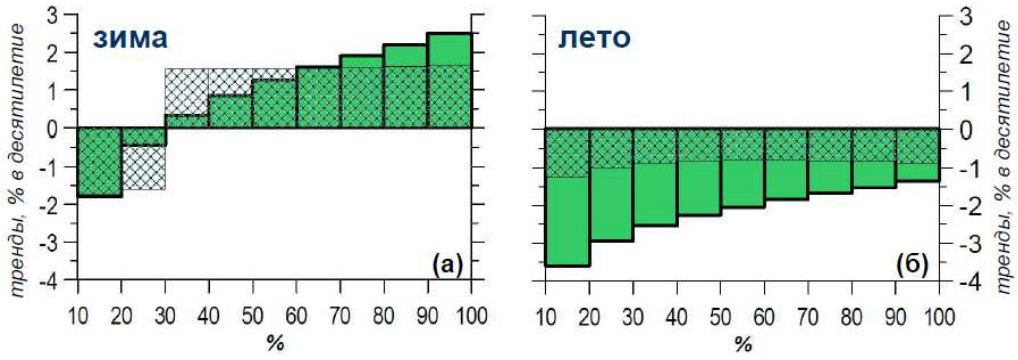


Рисунок 5.45. Линейные тренды (% в десятилетие) для осадков разной интенсивности, осредненных для всех станций зимой (а) и летом (б). Заштрихованные столбики показывают 95% уровень значимости по *t*-тесту Стьюдента

Такая ярко выраженная сезонность должна влиять также на сезонный цикл осадков – годовая амплитуда сильных и экстремальных осадков должна уменьшаться. Мы рассчитали разницы между зимними и летними значениями осадков для разных классов интенсивности, что грубо характеризует амплитуду сезонного цикла осадков.

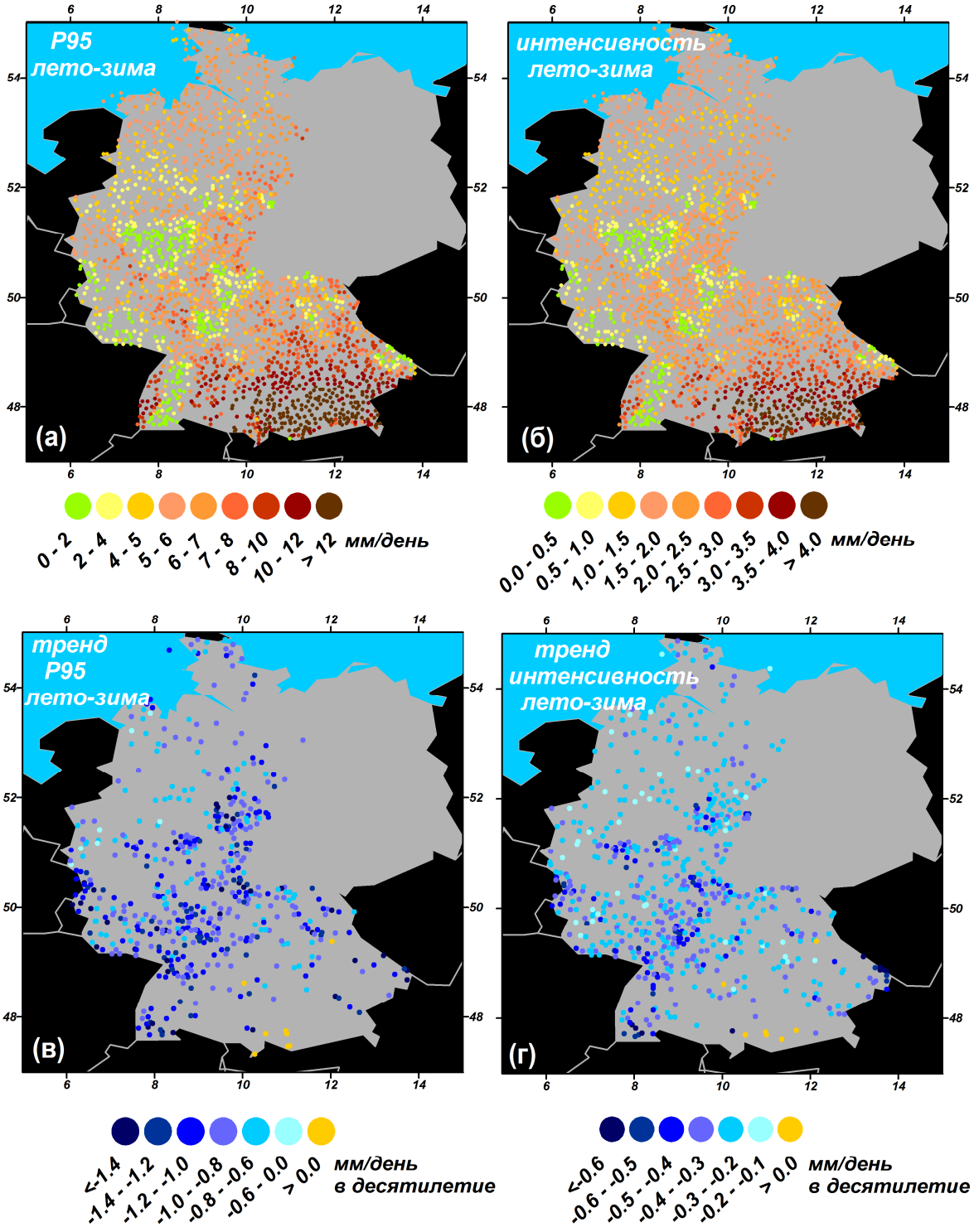


Рисунок 5.46. Пространственное распределение разниц «лето минус зима» для P95 (мм/день) (а) и интенсивности (мм/день) (б), линейные тренды (мм/день в десятилетие) разниц летних и зимних значений P95 (в) и интенсивности (г). На (в,г) показаны только статистически значимые на уровне 90% тренды (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона) за период с 1950 по 2004 гг.

На рис. 5.46а,б показаны средние разницы между летними и зимними значениями P95 и.интенсивности. Самые большие значения разниц между летними и зимними значениями интенсивности осадков (рис. 5.46б) (5-6 мм/день, около 60% от средних значений) наблюдаются на юге Германии. Самые маленькие сезонные разницы интенсивности со значениями менее 1 мм/день наблюдаются в западной части центральной Германии. Пространственное распределение сезонных разниц для значений экстремальных осадков (рис. 5.46а) очень похоже на распределение разниц для интенсивности осадков с самыми большими значениями в южных горных районах (более 20 мм/день) и самыми маленькими (2-5 мм/день) в центральной части Германии. Пространственное распределение сезонных разниц для значений P99 (рис. не показан) качественно похоже на распределение P95, однако значения примерно на 30-50% выше. Линейные тренды сезонных разниц показаны на рис. 5.46в,г за период 1950-2004 гг.. В западной Германии сезонные различия значений экстремальных осадков уменьшаются примерно на 30-60% за 55 лет. Самые большие тренды (2-3 мм/день за десятилетие) наблюдаются в юго-западной и на востоке центральной части Германии

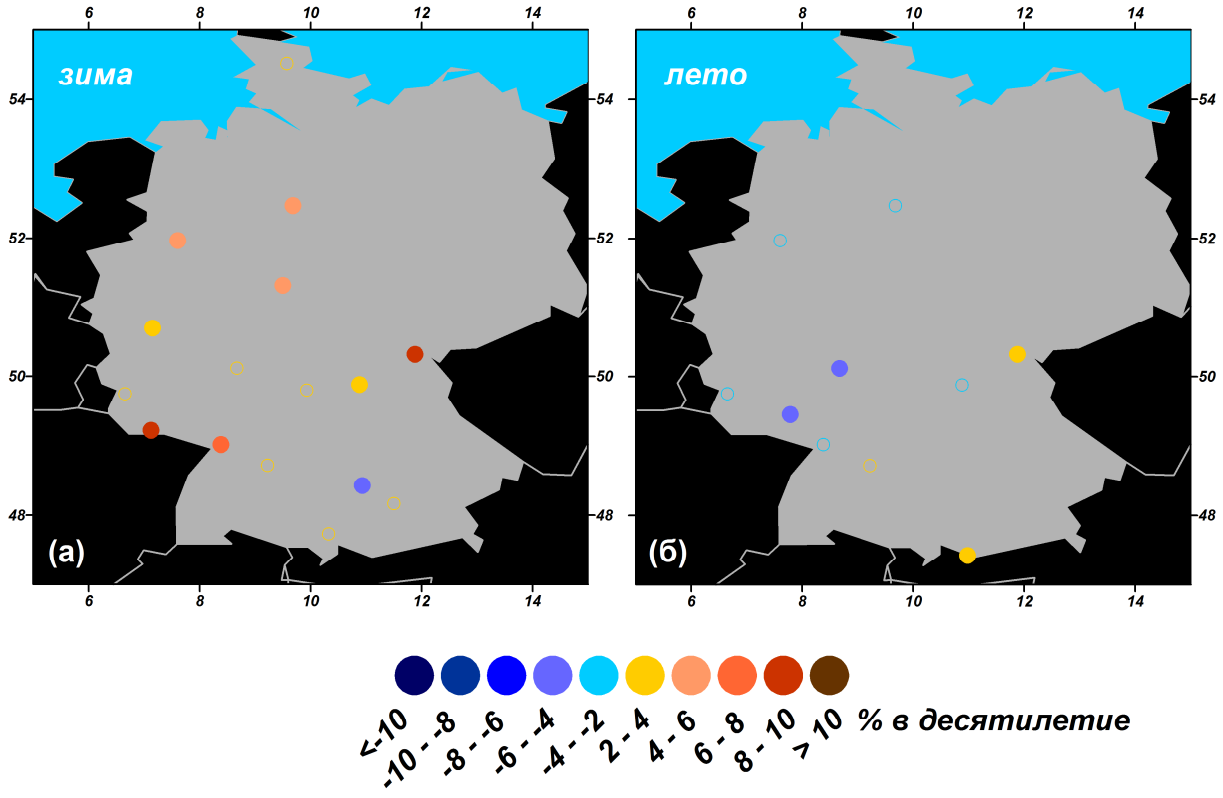


Рисунок 5.47. Линейные тренды (% в десятилетие) абсолютных значений экстремальных осадков, определенных как осадки 95-го процентиля из гамма-распределения зимой (а) и летом (в) по данным ECA&D. Закрашенные кружки показывают тренды статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента, соотношению *Hayashi, (1982)* и тесту Вилксона) за период с 1950 по 2004 гг.

В заключении это раздела хотелось бы на примере исследования сезонности на территории Германии подчеркнуть важность плотной наблюдательной сети и доступности данных. На рис. 5.47 показаны тренды экстремальных осадков, полученные по данным общедоступной коллекции станций ECA&D, из которой были выбраны станции, расположенные в Германии, то есть малая часть существующих в Германии станций, открытых для общего пользования. В целом эти станции также показывают преимущественно положительные изменения зимой и отрицательные летом, однако групповая значимость этих трендов не позволяет делать выводов об устойчивых сильных сигналах, которые в действительности существуют.

5.6. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОСАДКОВ В ЕВРАЗИИ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗОВ И ДАННЫХ СТАНЦИЙ

Как было описано в предыдущих Главах, осадки, полученные из реанализов, являясь продуктом моделирования, требуют тщательной проверки не только абсолютных значений осадков и их характеристик, но и их изменчивости во времени. Для сравнительного анализа изменчивости характеристик осадков в Евразии были рассчитаны линейные тренды за период 1958-2001 гг. по данным реанализов ERA40 и NCEP-R1. На рис. 5.48 показаны линейные тренды параметров формы и масштаба гамма-распределения по данным реанализов ERA40 и NCEP-R1 зимой и летом. Зимой (рис. 5.48а,б) оба реанализа демонстрируют статистически значимый положительный тренд для параметра формы в западной Скандинавии и в центральном и южном регионах России. Статистически значимый отрицательный тренд наблюдается на юго-западе Европы, при этом магнитуда тренда существенно выше для NCEP-R1. В целом зимой для параметра формы наблюдается достаточно хорошая согласованность между направлениями трендов для анализируемых реанализов. При этом магнитуда отрицательных трендов существенно выше в NCEP-R1. Необходимо отметить, что оценки трендов для параметра формы очень чувствительны к выбору порогового значения для выделения «значимых» осадков. В данном анализе как пороговое использовалось значение 0.1 мм/день и очень слабые осадки были исключены из анализа. Однако, как было указано в Главе 1, в реанализах первого поколения, к которым относятся ERA40 и NCEP-R1 присутствует очень много слабых осадков, выпадающих практически каждый день в количествах сотен долей миллиметра. Тренды, рассчитанные по всем данным, включая очень слабые осадки (рис. не показан), очень сильно отличаются от трендов, показанных на рис. 5.48а,б. В центральной и восточной Европе ERA40 показывает статистически значимые положительные тренды, а NCEP-R1 демонстрирует статистически значимое уменьшение значений параметра формы. Летом

(рис. 5.48в,г) пространственное распределение трендов параметра формы очень сильно различается для ERA40 и NCEP-R1. В ERA40 наблюдаются, в основном, положительные тренды с максимальными значениями на юге и в центральных районах Европы. NCEP-R1 повсеместно демонстрирует сильные статистически значимые отрицательные тренды.

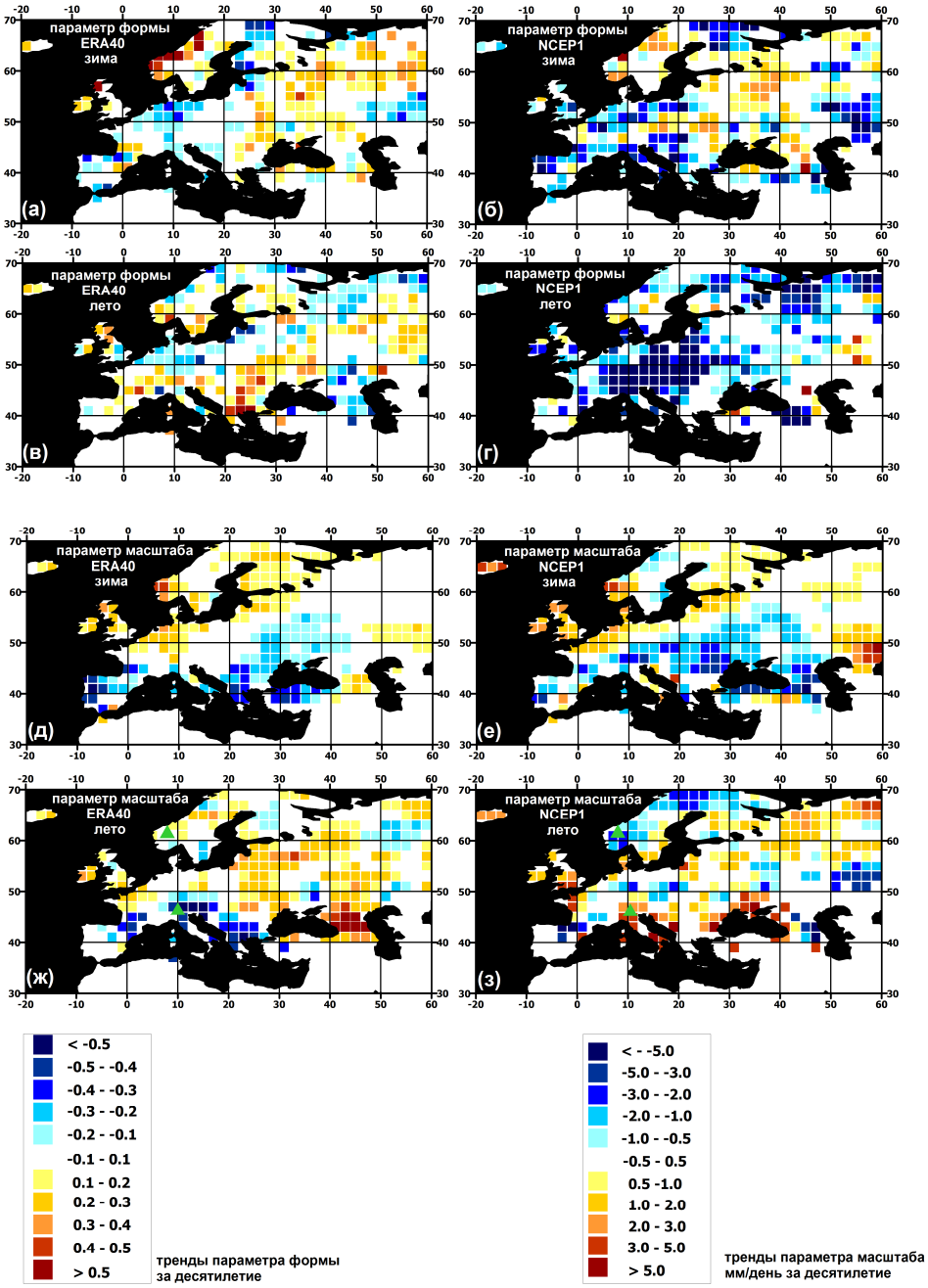


Рисунок 5.48. Линейные тренды параметра формы (за столетие) (а,б,в,г) и параметра масштаба (мм/день за столетие) (д,е,ж,з) гамма-распределения по данным ERA40 (а,в,д,ж) и NCEP-R1 (б,г,е,з) зимой (а,б,д,е) и летом (в,г,ж,з) за период с 1958 по 2001 гг.. Районы, где статистическая значимость трендов ниже 95% (по *t*-тесту Стьюдента и соотношению *Hayashi, (1982)*) забланкованы белым

На рис. 5.48д,е показаны зимние тренды параметра масштаба гамма-распределения для реанализов ERA40 и NCEP-R1. Наблюдается достаточно хорошая согласованность

пространственного распределения знаков трендов и их магнитуды. Хорошо прослеживается дипольная структура изменчивости с увеличением значении параметра масштаба в северных районах Европы и уменьшением на юге. В целом магнитуда как положительных, так и отрицательных трендов немного выше в NCEP-R1. Летом (рис. 5.48ж,з) пространственное распределение трендов параметра масштаба очень сильно отличается для данных реанализов. Так, в южных районах Европы ERA40 показывает сильные отрицательные тренды, а NCEP-R1 демонстрирует сильные положительные тенденции. Рассогласованность также наблюдается в районе Скандинавии, где тренды слабо положительные для ERA40 и сильно отрицательные для NCEP-R1. Большие различия наблюдаются и в районе Альп (сильные отрицательные тренды в ERA и статистически значимые положительные тренды в NCEP). Структура пространственного распределения летних трендов намного более шумная, чем зимних, что связано с влиянием мелкомасштабных конвективных осадков. Наблюдающиеся различия в оценках линейных трендов могут быть вызваны разными причинами. Так как наибольшие различия наблюдаются летом, то это, несомненно, связано с параметризацией конвекции и расчетом конвективных осадков в разных реанализах. Некоторая рассогласованность также может быть частично объяснена различиями в системах усвоения данных в моделях ECMWF и NCEP.

Semenov and Bengtsson, (2002), анализируя глобальные данные модели ECHAM4, отметили статистически значимую отрицательную корреляцию (-0.5) между трендами параметров формы и масштаба. Они объясняют это тем, что данные параметры скоррелированны уже изначально, исходя из способа их расчета. Однако относительно высокая корреляция между трендами параметров гамма-распределения наблюдается лишь для крупномасштабных полей. Наши результаты для относительно небольшого района Европы и Европейской части России менее подвержены этому артефакту. Для реанализа ERA40 корреляции между полями трендов параметров гамма-распределения составляют -0.26 зимой и -0.36 летом и для реанализа NCEP-R1 -0.39 зимой и 0.33 летом.

На рис. 5.49 показано два примера рядов параметра масштаба в точках с сильной рассогласованностью оценок трендов в летний период по данным разных реанализов. Временные ряды параметра масштаба в Скандинавии показывают статистически значимые тренды разных знаков в ERA40 (слабые положительные изменения с магнитудой 0.5 мм/день за 40 лет) и в NCEP-R1 (уменьшение на 1.2 мм/день за 40 лет). Интересно отметить также заметную рассогласованность в короткопериодной и междекадной изменчивости для этих реанализов. Коэффициент корреляции после удаления тренда составляет всего 0.39, будучи при этом статистически значимым. Для района Альп (рис. 5.49б) наблюдается положительный тренд для NCEP-R1 (1.4 мм/день за 43 года) и сильный отрицательный тренд (2.8 мм/день за 43

года) для ERA40. Однако, для этих рядов наблюдается намного лучшая согласованность в межгодовой и декадной изменчивости, чем для района в Скандинавии, начиная с 1970-х годов.

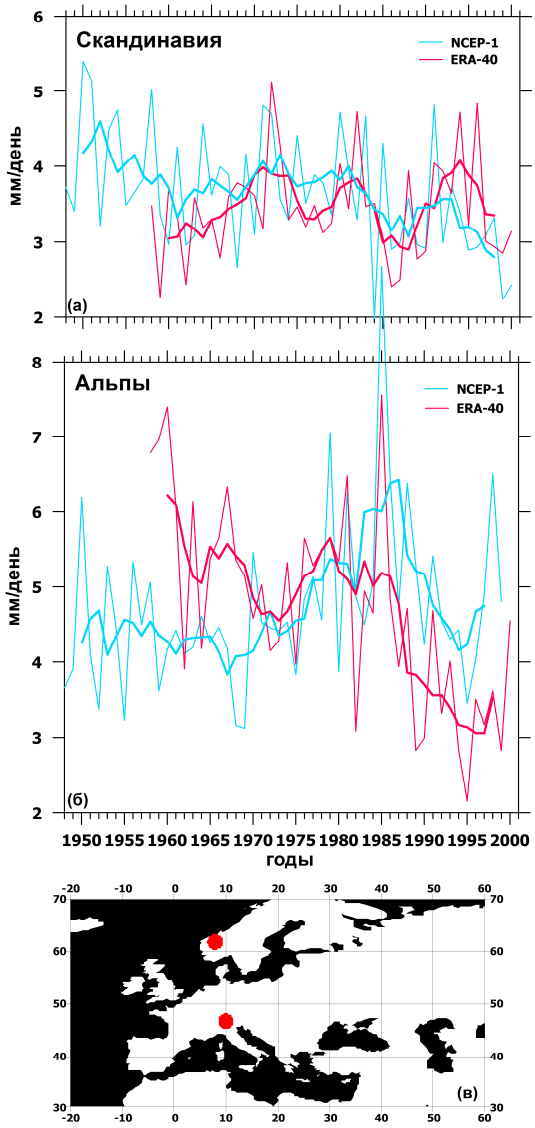


Рисунок 5.49. Временные ряды параметра масштаба летом в Скандинавии (а) и в Альпах (б) по данным NCEP-R1 (синим) и ERA40 (красным). Тонкие линии показывают сезонные значения, толстые – сглаживание 5-летним средним. (в) – местоположение станций

На рис. 5.50 показаны корреляции между аномалиями параметров формы и масштаба с убранными трендами по данным реанализов NCEP-R1 и ERA40 за период с 1958 по 2001 гг.. Зимой (рис. 5.50а) для параметра формы корреляции выше 0.5 наблюдаются на северо-западе Европы вдоль главных путей прохождения Атлантических циклонов вглубь континента. На северо-востоке и в южных районах Европы значения коэффициентов корреляции существенно уменьшаются и во многих районах становятся статистически не значимыми (95% уровень значимости составляет 0.3 для анализируемых рядов). Летом (рис. 5.50в) значения

коэффициентов корреляции повсеместно существенно меньше, чем зимой. Особенно сильное уменьшение коэффициентов корреляции наблюдается в центральной и Южной Европе.

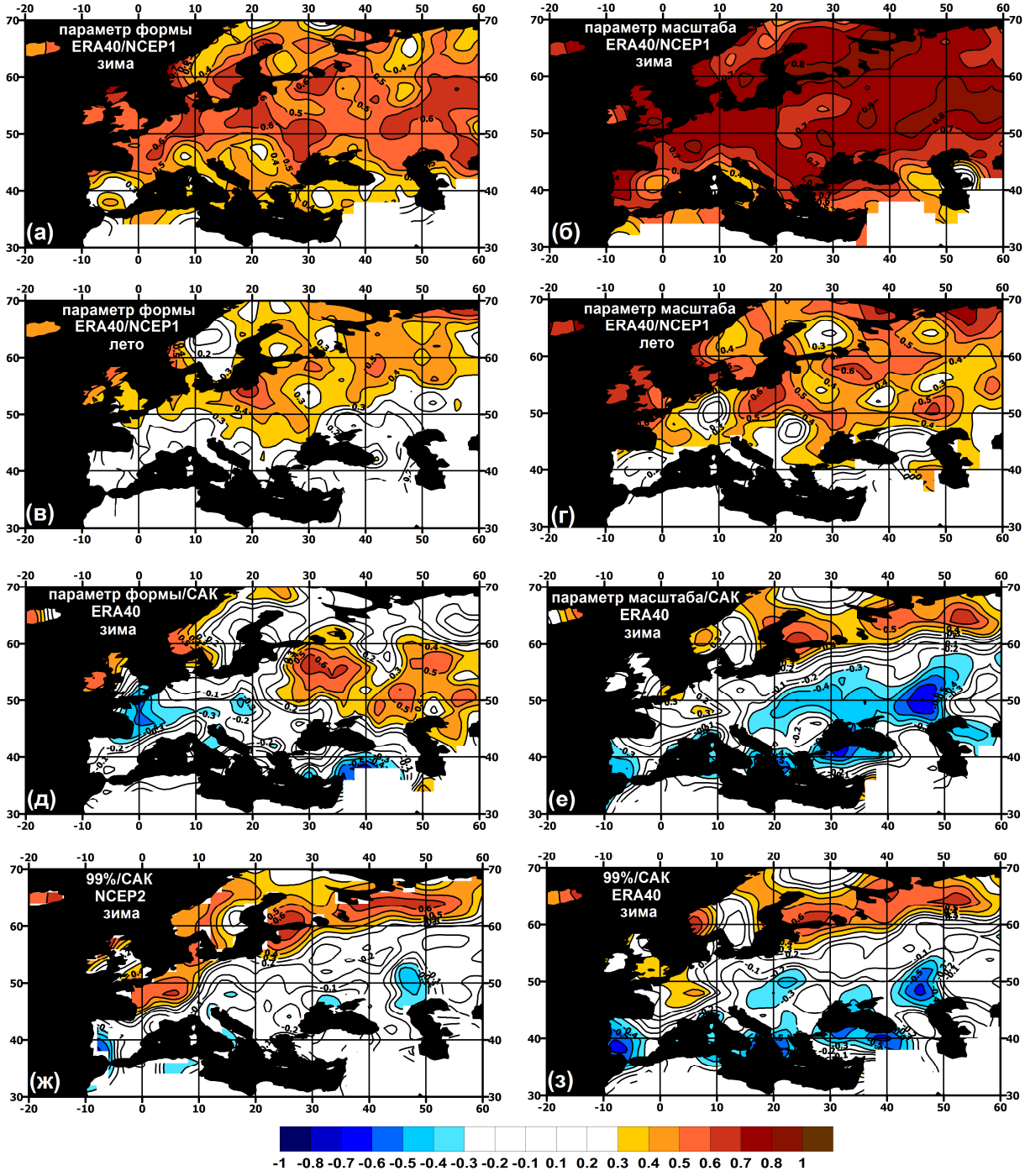


Рисунок 5.50. Корреляции между аномалиями параметров формы (а,в) и масштаба (б,г) с убранными трендами, полученными по данным NCEP-R1 и ERA40 за период с 1958 по 2001 гг. зимой (а,б) и летом (в,г). Корреляции между индексом Северо-Атлантического Колебания (САК) и параметром формы (д) и индексом САК и параметром масштаба (е) зимой за период с 1979 по 1993 гг. по данным реанализа ERA40. Корреляции между индексом САК и экстремальными осадками, определенными как осадки 99-го процентиля из гамма-распределения, зимой по данным NCEP-R2 (ж) и ERA40 (з). Серым цветом показаны районы корреляций значимых на уровне 95%

Для параметра масштаба зимой (рис. 5.50б) наблюдаются высокие значения корреляции (выше 0.7) практически повсеместно за исключением района Средиземноморского побережья. Летом (рис. 5.50г) корреляции со значениями выше 0.5 наблюдаются лишь в Скандинавии, в Великобритании и на северо-востоке Европы. Таким образом, можно заключить, что зимой, когда осадки определяются, в основном, процессами крупномасштабной циркуляции, реанализы показывают наилучшую согласованность, особенно для параметра масштаба. Существенное рассогласование между реанализами происходит летом, когда в осадкообразовании преобладают мезомасштабные конвективные процессы, недостаточно точно описывающиеся схемами параметризацией, использующихся в моделях.

Для более детального анализа пространственной структуры межгодовой изменчивости было проведено разложение полей аномалий параметров формы и масштаба для реанализов ERA15, ERA40, NCEP-R1 и NCEP-R2 за период их перекрытия (1979-1993 гг.) с убранным трендом на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) (рис. не показан). Как и следовало ожидать, результаты, полученные за зимний период, показывают большее соответствие между разными реанализами, чем за летний период. Это совпадает с результатами анализа корреляций (рис. 5.50) и ещё раз подчеркивает то, что статистические характеристики осадков летом очень сильно зависят от условий местности и характеристик мезомасшабных процессов осадкообразования. Для параметра формы первые ЭОФ зимой хорошо разделяются и описывают от 44 до 55% общей изменчивости, из которых 29-40% приходится на первый ЭОФ и 12-17% на второй. Для параметра масштаба зимой первые ЭОФ в разных реанализах описывают 26-34% общей изменчивости, а на вторые моды приходится 11-15%. Пространственная структура ЭОФ для осадков 99-го процентиля очень похожа на пространственное распределение изменчивости параметра масштаба.

Для выделения общей структуры пространственной изменчивости осадков, совпадающей в разных реанализах, и для более эффективного ее анализа были рассчитаны, так называемые, совместные эмпирические ортогональные функции [*Barnett, 1999*]. Этот подход используется для того чтобы выявить моды изменчивости присутствующие во всех массивах данных и количественно охарактеризовать степень присутствия этих совместных мод в каждом из массивов. Для этого пространственно-временные массивы характеристик осадков $N(\boldsymbol{x},t)$ объединяются в единый массив:

$$N'(\vec{x},t') = \left\{ \begin{array}{c} N_1(\vec{x},t), \quad t'=1,2,.....t_1' \\ ..... \\ N_k(\vec{x},t), \quad t'=t_{k-1}'+1,....t_k' \end{array} \right\}, \qquad (5.12)$$

где $\boldsymbol{x}$ представляет пространственную координату, а t' – виртуальный временной счетчик, соответствующий порядку объединения. Разложение в ЭОФ ковариационной матрицы этого объединенного массива и представляет процедуру оценки совместных ЭОФ. Собственные вектора такого разложения идентифицируют моду изменчивости, присутствующую во всех анализируемых массивах, а частные собственные значения количественно характеризуют относительный вклад каждого массива в дисперсию собственных мод:

$$S_{in} = \frac{1}{t_1'} \sum_k a_n^2(t_k'), \tag{5.13}$$

где i соответствует счетчику массивов, n – порядку моды, а суммирование производится по реальной временной координате. Для совместных ЭОФ частные собственные значения показывают относительный вклад каждого массива данных в общую структуру поля. Процентный вклад частного собственного значения конкретного массива данных показывает, насколько поле изменчивости данного массива совпадает с пространственным распределением изменчивости в других данных.

На рис. 5.51 показано пространственное распределение первых двух совместных ЭОФ по данным реанализов ERA15, ERA40, NCEP-R1 и NCEP-R2 для значений осадков 99-го процентиля (а,б), а также первый совместный ЭОФ для параметров формы (в) и масштаба (г) зимой, когда наблюдается наибольшее соответствие между изменчивостью в разных реанализах. В табл. 5.5 показаны частные собственные значения этих ЭОФ.

На рис. 5.52 показаны временные ряды нормализованных главных компонентов (ГК), характеризующие изменения во времени пространственной структуры изменчивости в разных реанализах. Первый совместный ЭОФ для экстремальных осадков, описывающий 29% общей изменчивости, показан на рис. 5.51а. Хорошо видна четкая зональная дипольная структура с аномалиями разных знаков в Скандинавии и северной части Европы и в центральной и южной части Европы. Пространственное распределение изменчивости, описываемое вторым ЭОФ (12% общей изменчивости) (рис. 5.51б) более сложное и имеет меридиональную структуру с локальными максимумами разных знаков в западной Европе, в южных районах восточной Европы и в центральной России. Отдельно выделяется зональный диполь в Скандинавии. Пространственная структура первого совместного ЭОФ определяется, в основном, реанализами ERA15 и NCEP-R2, вкладывающими около 70% в это пространственное распределение (табл.

5.5). Для второго ЭОФа вклады разных реанализов распределены более равномерно, с немного большим вкладом реанализа ERA15 и немного меньшим вкладом ERA40. Изменение во времени нормализованных ГК (рис. 5.52а,б), в общем, совпадают для всех реанализов как для первого, так и для второго ЭОФ. Можно лишь отметить некоторую рассогласованность по отношению к другим реанализам ERA15в начале и середине 1980-х гг..

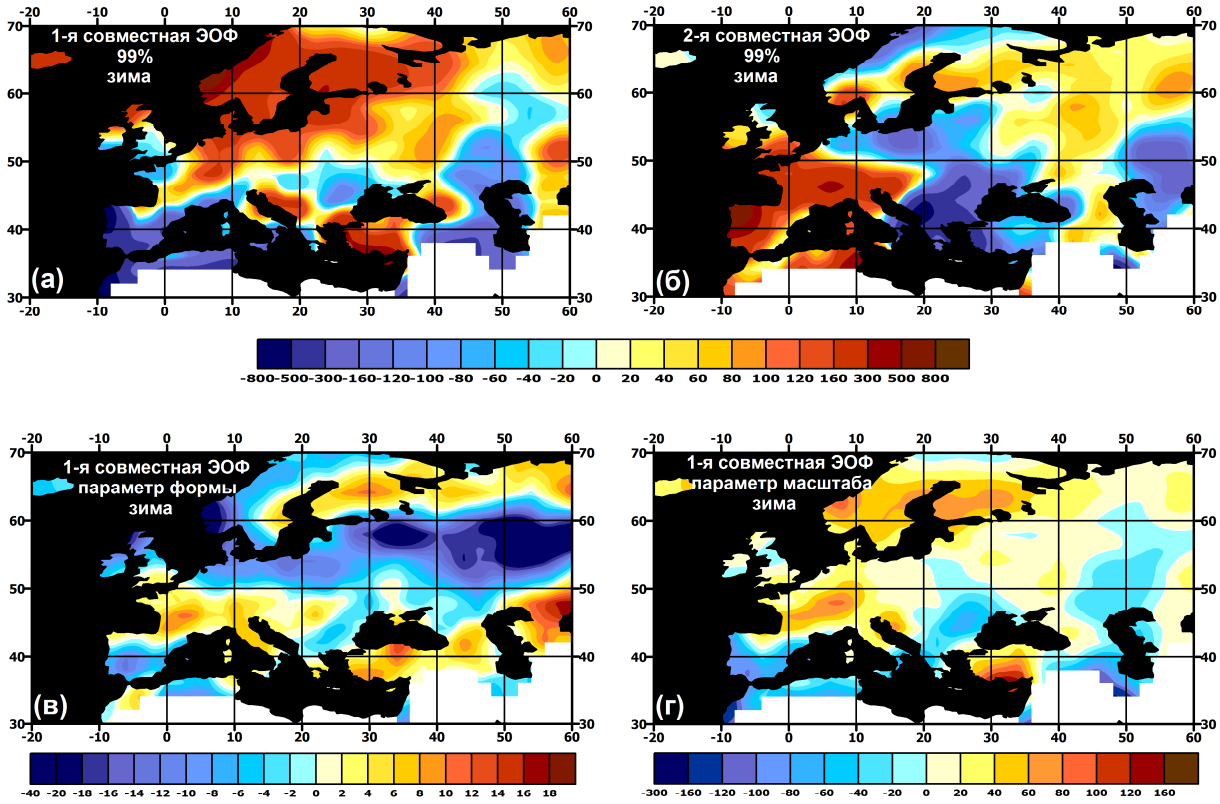


Рисунок 5.51. Первая (а) и вторая (б) совместная эмпирическая ортогональная функция для значений осадков 99-го процентиля зимой за период с 1979 по 1993 гг.. Первая совместная эмпирическая ортогональная функция для параметров формы (в) и масштаба (г) зимой за период с 1979 по 1993 гг.

Таблица 5.5. Частные собственные значения (%) для главных совместных ЭОФ осадков 99-го процентиля, параметров формы и масштаба для четырех реанализов зимой и летом

реанализы	Собственные значения первой совместной ЭОФ			Собственные значения второй совместной ЭОФ
	99%	Параметр формы	Параметр масштаба	99%
ERA-15	**32.9**	**24.5**	**23.8**	**28.9**
ERA-40	**12.0**	**33.6**	**14.4**	**21.1**
NCEP-R1	**18.9**	**25.4**	**24.0**	**25.4**
NCEP-R2	**36.2**	**16.5**	**37.8**	**24.6**

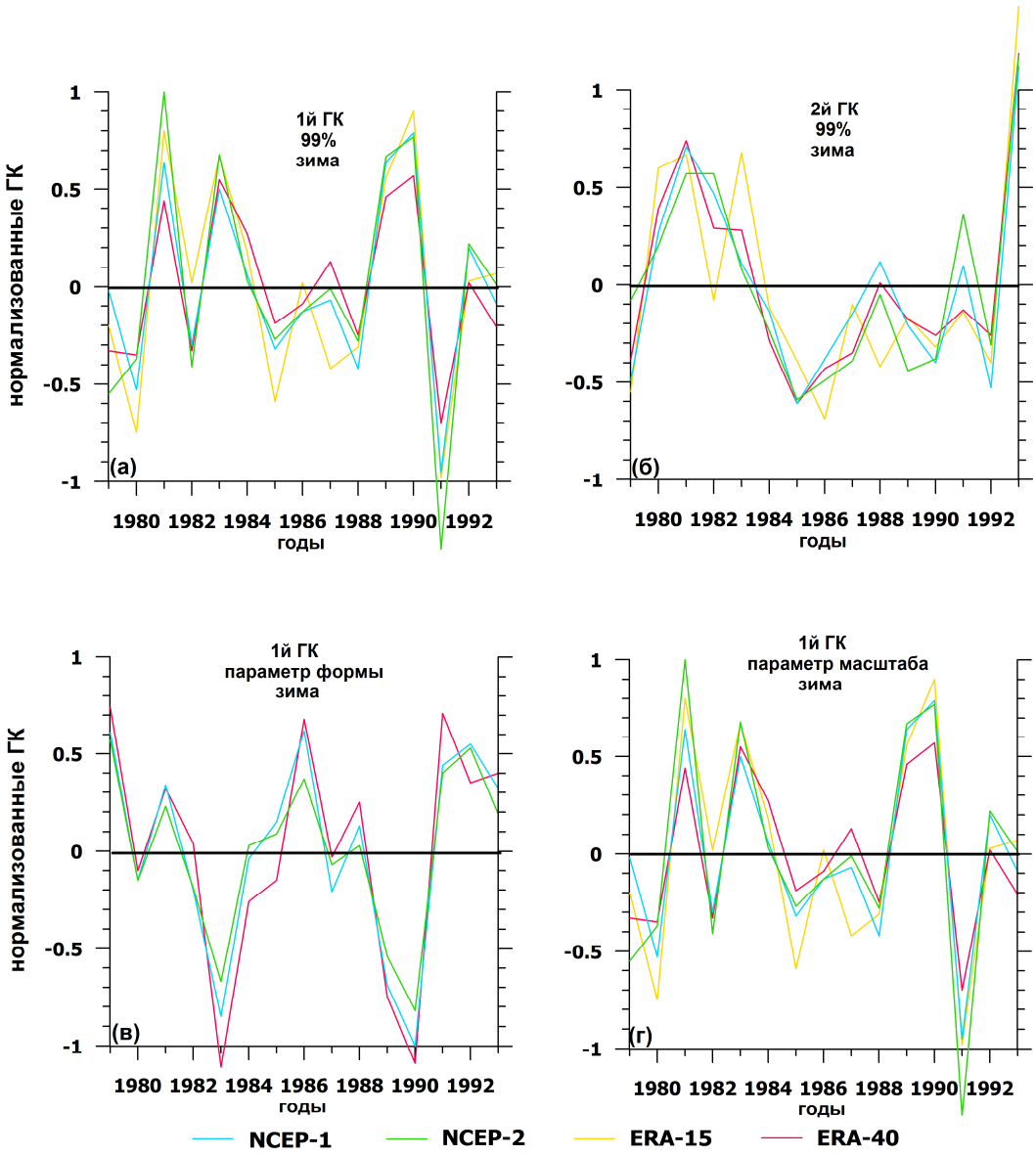


Рисунок 5.52. Временные ряды первого (а) и второго (б) нормализованных главных компонентов для осадков 99-го процентиля, а также первого главного компонента параметров формы (в) и масштаба (г) зимой за период с 1979 по 1993 гг.

Пространственное распределение главной моды параметра формы зимой (рис. 5.51в) представляет собой структуру с тремя выраженными максимумами, расположенными в центральной Европе, в центральной России и в южных районах России. Из четырех реанализов наибольший вклад вносит ERA40 (34%). ERA15 и NCEP-R1 вкладывают по 25% и вклад NCEP-R2 составляет 16% (табл. 5.5). В первом ЭОФ параметра масштаба (рис. 5.51г) доминируют максимумы над Скандинавией и южной Европой. Пространственной распределение этой моды очень похоже на распределение главной моды экстремальных осадков с некоторыми отличиями в центральной Европе и Великобритании. Временные ряды ГК параметра формы, показанные на рис. 5.52в, очень хорошо совпадают для разных реанализов. Вклад разных реанализов в первую моду для параметра масштаба (табл. 5.5), а также поведение ГК (рис. 5.52г) очень

похоже на вклад и изменчивость во времени ГК для экстремальных осадков. В целом, первый совместный ЭОФ экстремальных осадков (рис. 5.51а) очень похож на первую моду параметра масштаба, а второй ЭОФ (рис. 5.51б) – на первую моду параметра формы. Таким образом, можно заключить, что изменчивость экстремальных осадков, определенных как осадки 99-го процентиля из гамма-распределения, связана в большей степени с поведением параметра масштаба гамма-распределения. Параметр формы регулирует вторую моду изменчивости экстремальных осадков. Применение канонических корреляций [см., например, *von Storch and Zwiers, 1999*] для полей экстремальных осадков, параметров формы и масштаба отдельно для каждого реанализа (рис. не показаны) подтвердили результаты, полученные с помощью расчета совместных ЭОФ: было получено две канонические пары, из которых первая представляет собой первый ЭОФ экстремальных осадков и параметра масштаба, а вторая – второй ЭОФ экстремальных осадков и параметра формы.

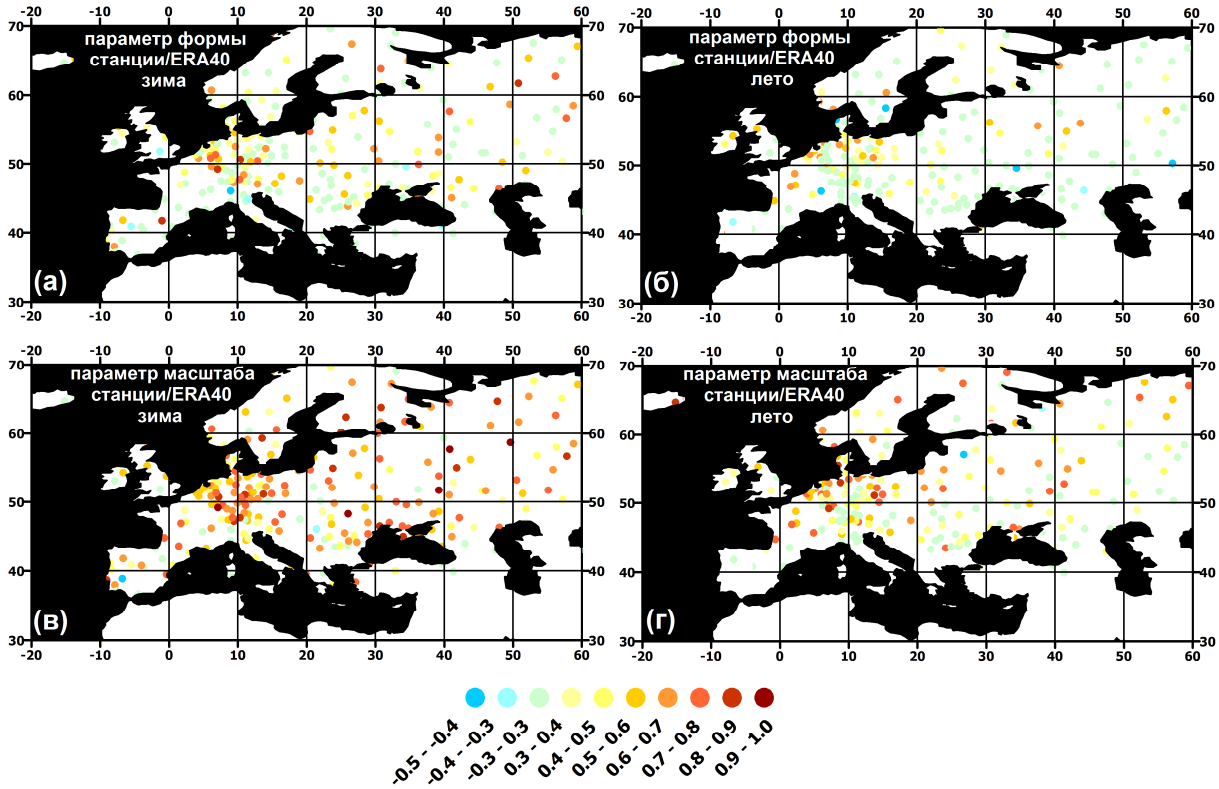


Рисунок 5.53. Корреляции между данным измерения на станциях и ERA40 для аномалий параметров формы (а,б) и масштаба (в,г) с убранными трендами, зимой (а,в) и летом (б,г)

В заключение этого раздела интересно сравнить изменчивость характеристик осадков по данным реанализов и прямых измерений на станциях из коллекции ECA&D. На рис. 5.53 показаны значения коэффициентов корреляции между данным измерений на станциях и ERA40 для аномалий параметров формы и масштаба с убранными трендами. Корреляции, рассчитанные для значений экстремальных осадков (рис. не показан), очень похожи на

корреляции для параметра масштаба. Значения коэффициентов корреляции для параметра масштаба намного выше, чем для параметра формы. Зимой корреляции между измерениями на станциях и ERA40, примерно на 20-30% выше, чем летом. Для параметра формы количество станций с корреляцией, превышающей 0.5, составляет 32% зимой и 14% летом. В то же время, для параметра масштаба зимой количество точек с корреляцией выше 0.5 составляет 62% и для 26% станций корреляция превышает значение 0.7. В летний период только для 32% станций корреляция для параметра масштаба превышает 0.5 и лишь для 15% станций наблюдается корреляция более 0.7. Это в очередной раз подтверждает сильное влияние плохо моделируемых мезомасштабных процессов в летний период. Самые высокие значения коэффициентов корреляции как для зимнего, так и для летнего периодов наблюдаются в северо-восточной и восточной части Европы. Самые низкие значения корреляции – на юге Европы и в горных районах, где пространственная неоднородность существенно увеличивается.

Для двух станций – Булкен, Норвегия (60.7ºс.ш., 6.2ºв.д.) и Порто, Португалия (41.1ºс.ш., 8.6ºв.д.) было проведено сравнение статистических характеристик осадков по данным реанализов ERA40 и NCEP-R1 и измерениям на станциях. Эти две станции, находящиеся в Скандинавии и на Пиренейском полуострове, характеризуются сильными трендами экстремальных осадков. Кроме того в этих районах наблюдается хорошее соответствие между данными ERA и NCEP реанализов. По станционным наблюдениям и по данным реанализов были рассчитаны аномалии повторяемости по формуле (5.11).

На рис. 5.54 и 5.55 показана временная эволюция аномалий повторяемости, сглаженная трех летним скользящим среднем, для двух выбранных станций зимой и летом. Зимой в Норвегии (рис. 5.54а,б,в) четко видна тенденция увеличения повторяемости сильных и экстремальных осадков (для процентилей 70 и выше) и уменьшения повторяемости слабых осадков для классов 0-30%. Эта тенденция четко прослеживается для всех массивов данных. Для классов 30-70% можно видеть некоторую рассогласованность в разных данных. Для станции Порто, расположенной на Пиренейском полуострове, наблюдаются противоположные тенденции (рис. 5.55а,б,в). Увеличение повторяемости слабых осадков происходит параллельно с уменьшением вероятности выпадения сильных осадков. Летом в Норвегии (рис. 5.54г,д,е) картина изменений не столь согласованна, как зимой. Реанализы показывают разное поведение осадков разной интенсивности. Изменения на станции более похожи на ERA40 для классов слабых и сильных осадков. В целом похожие выводы можно сделать для станции на Пиренейском полуострове (рис. 5.55г,д,е) – наблюдается существенное уменьшение согласованности ФПВ между реанализами и станционными данными. Таким образом, мы

видим еще одно подтверждения того, что реанализы намного лучше воспроизводят осадки в зимний период.

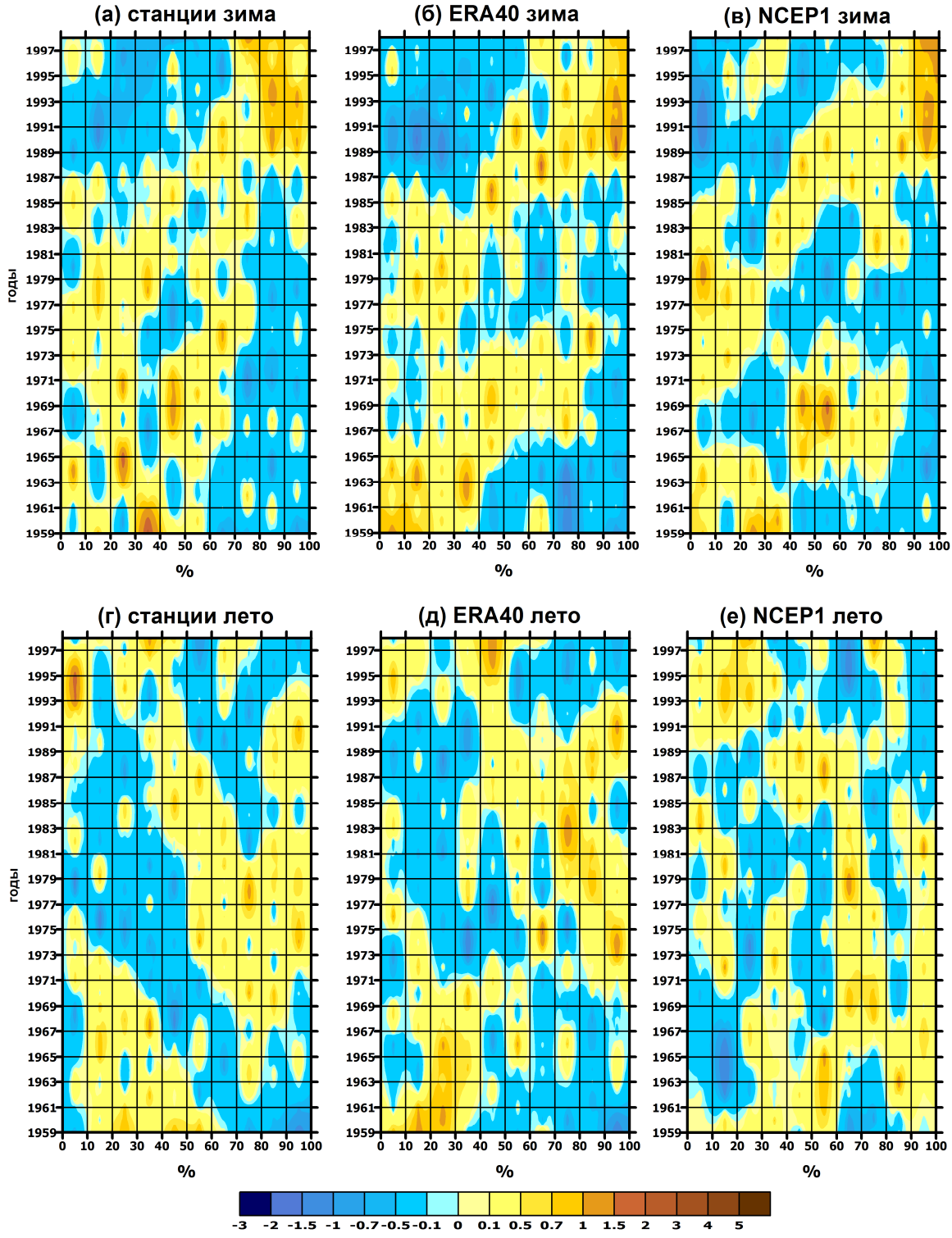


Рисунок 5.54. Временная эволюция аномалий повторяемости для станции Булкен (Норвегия) зимой (а,б,в) и летом (г,д,е), сглаженная трех летним скользящим средним по данным измерения на станции (а,г), ERA40 (б,д) и NCEP-R1 (в,е)

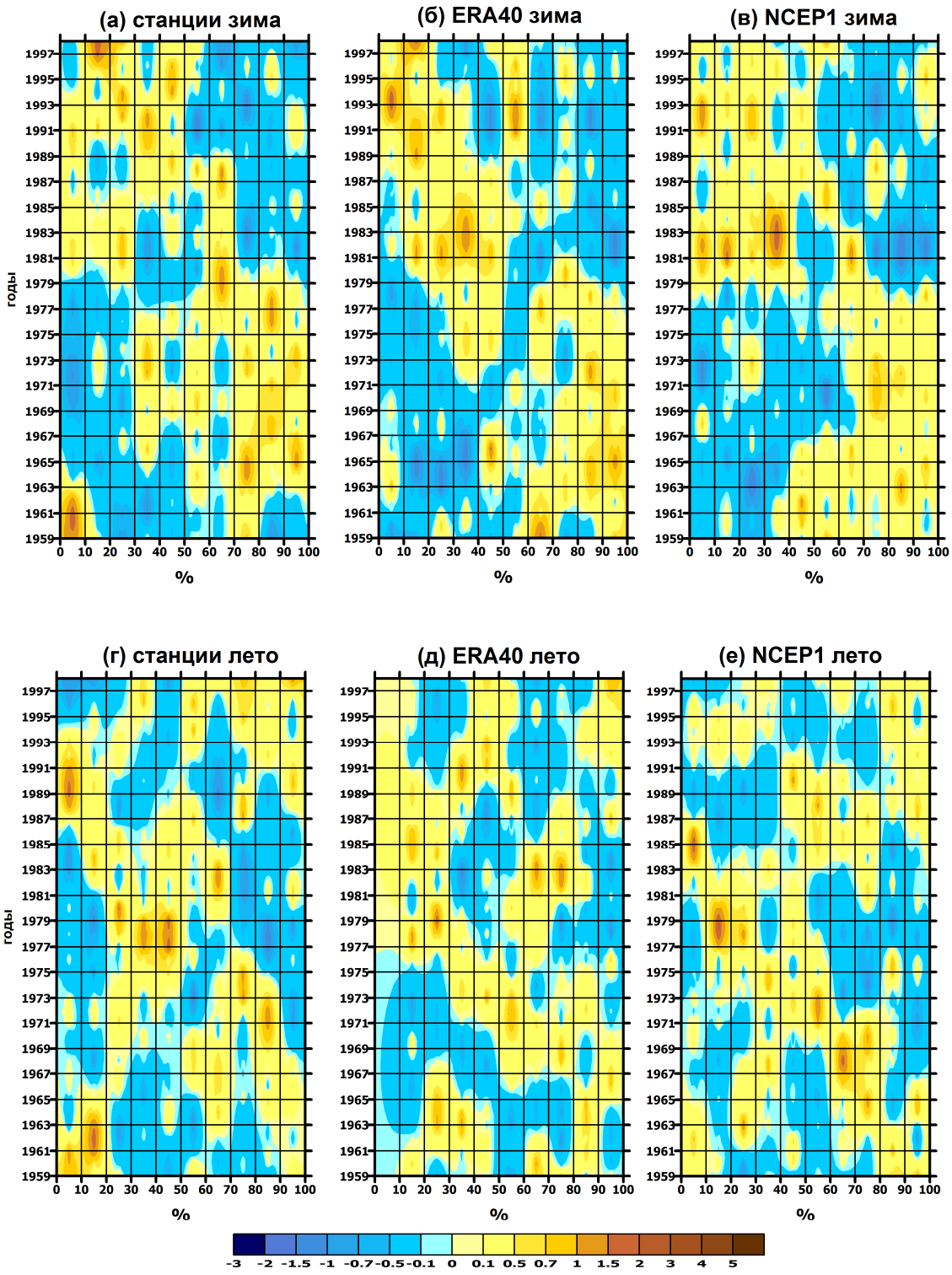


Рисунок 5.55. Временная эволюция аномалий повторяемости для станции Порто (Португалия) зимой (а,б,в) и летом (г,д,е), сглаженная трех летним скользящим средним по данным измерения на станции (а,г), ERA40 (б,д) и NCEP-R1 (в,е)

5.7. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОСАДКОВ В РОССИИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И ДАННЫХ СТАНЦИЙ

Выше мы указывали, что спутниковые данные (см. Главу 1) в последние время становятся широко используемыми для анализа характеристик осадков. Важным является анализ не только сопоставимости климатических характеристик средних и экстремальных осадков (см. Главу 4), но и характеристик их изменчивости. Сравнение проводилось для трех массивов данных: GPCP и PERSIANN-CDR, представляющих спутниковые данные и станционных измерений Росгидромета. Тренды анализировались за период с 1998 по 2012 гг., обеспеченный данными всех трех массивов. Хотя 15 лет это слишком короткий период, чтобы делать выводы о характере климатических изменений, но в данном случае задача состоит в том, чтобы оценить насколько хорошо спутниковые измерения могут отражать межгодовую изменчивость осадков. Кроме того, отдельно было проведено сравнение с данными станционных наблюдений оценок линейных трендов в более длинном, чем GPCP массиве PERSIANN, покрывающего период с 1984 г.. Для PERSIANN и станций были рассчитаны тренды за период с 1984 по 2012 гг..

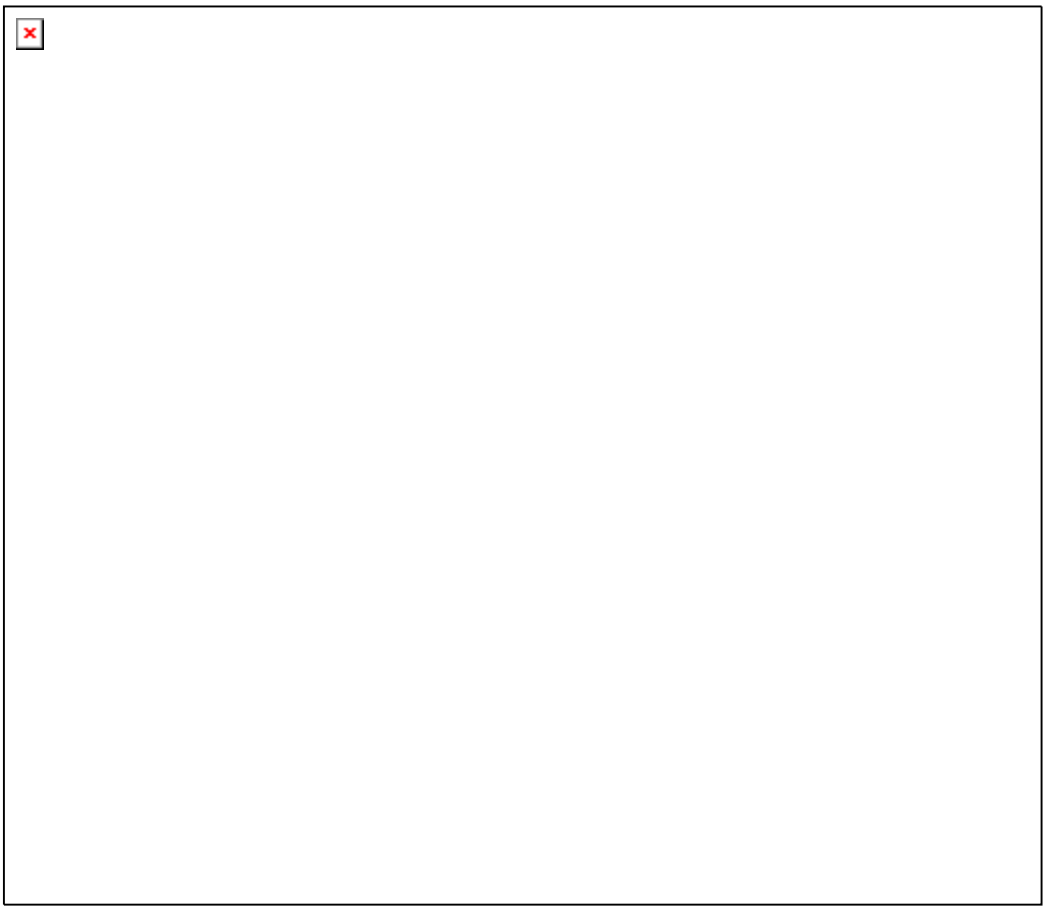


Рисунок 5.56. Линейные тренды (% в десятилетие) среднего количества осадков за период с 1998 по 2012 гг. зимой (а,в,д) и летом (б,г,е) для станций (а,б), массива GPCP (в,г) и массива PERSIANN (д,е). Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента)

На рис. 5.56 показаны линейные тренды для средних величин осадков по данным наблюдений на станциях, и по спутниковым измерениям из массивов GPCP и PERSIANN. В целом, для средних значений осадков линейные тренды для всех массивов данных качественно похожи. Зимой в южных районах Приволжского и Уральского федеральных округов наблюдается уменьшение тренда в количестве осадков до 45% в десятилетие. При этом в восточных районах России наблюдается увеличение трендов средних осадков до 40% в десятилетие. Летом в центральной части России, в Сибири и на Дальнем Востоке осадки увеличиваются на 15-20% в десятилетие, а в южных районах происходит уменьшение значений осадков на 20-25% в десятилетие. Эти изменения прослеживаются для всех массивов данных. Однако амплитуда трендов сильно различается. Самые большие отрицательные тренды наблюдаются для станций, а самые большие положительные тренды – для GPCP.

Однако если рассмотреть более длинный период с 1984 по 2012 гг. и сравнить тренды по станциям и по данным PERSIANN, то картина трендов сильно меняется. На рис. 5.57 показаны линейные тренды средних значений осадков в летний период по измерениям на станциях (рис. 5.57а) и по данным спутниковых наблюдений PERSIANN (рис. 5.57б). Если в восточных районах России тренды в данных станций и PERSIANN хорошо совпадают, то в центральной России станции показывают отрицательные тренды (до 12% в десятилетие), в то время как PERSIANN показывает увеличение количества средних осадков до 20% в десятилетие.

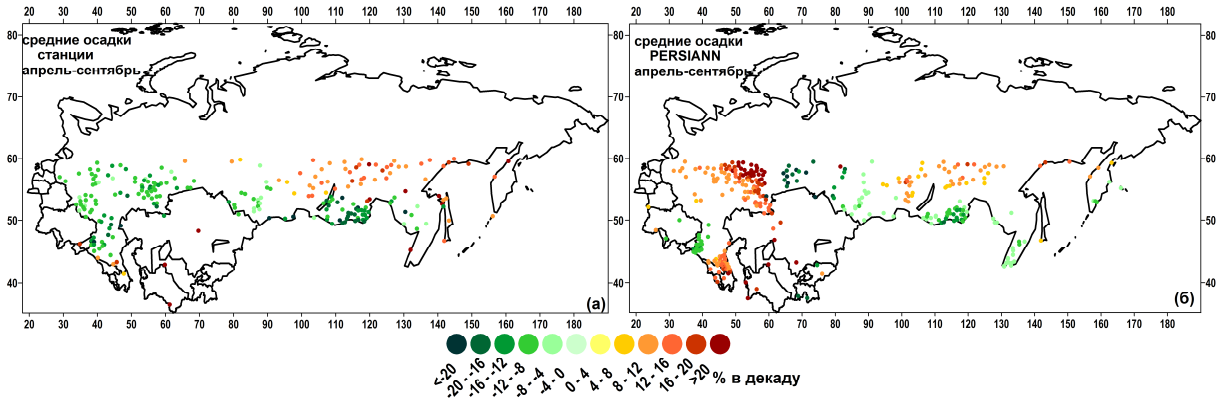


Рисунок 5.57. Линейные тренды (% в десятилетие) среднего количества осадков за период с 1984 по 2012 гг. летом для станций (а) и массива PERSIANN (б). Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента)

Для изменчивости экстремальных осадков за последние 15 лет наблюдается схожая со средними значениями ситуация. На рис. 5.58 показаны тренды значений экстремальных осадков, определенных как осадки 95-го процентиля из гамма-распределения по данным трех массивов наблюдений. В целом изменения совпадают для большинства районов России. В восточных районах наблюдается увеличение значений экстремальных осадков до 45% в

десятилетие, на юге России происходит уменьшение значений экстремальных осадков до 40% в десятилетие. Пространственная структура изменений выглядит более равномерной по спутниковым данным, в то время как по данным наблюдений на станциях в Центральном федеральном округе летом положительные тренды чередуются с отрицательно направленными изменениями.

Как и для средних значений (см. раздел 4.2), картина критически меняется на более длинном отрезке времени. На рис. 5.59 показаны линейные тренды в экстремальных осадках для станций и массива PERSIANN за последние 30 лет. Тренды противоположных знаков наблюдаются в центральной России. Если станции и в зимний и в летний периоды показывают здесь положительные тренды (с б*о*льшей магнитудой зимой), то по данным PERSIANN здесь происходит очень существенное уменьшение значений экстремальных осадков в течение всего года.

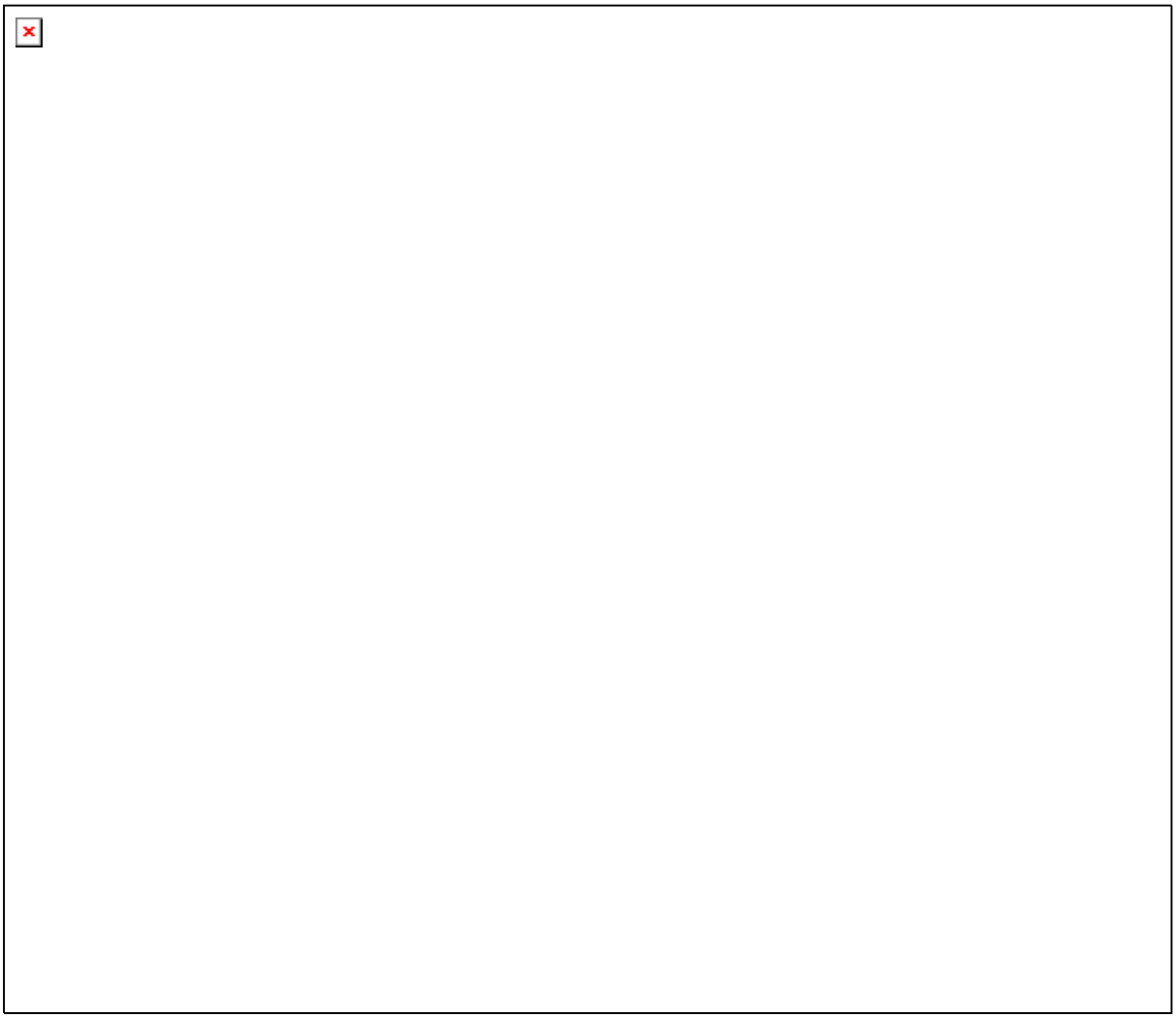


Рисунок 5.58. Линейные тренды (% в десятилетие) экстремальных осадков за период с 1998 по 2012 гг. зимой (а,в,д) и летом (б,г,е) для станций (а,б), массива GPCP (в,г) и массива PERSIANN (д,е). Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента)

В заключении рассмотрим возможность спутниковых данных в воспроизведение короткопериодной межгодовой изменчивости. Для этого использовались данные PERSIANN и наблюдения на станциях. Были рассчитаны коэффициенты корреляции между разными характеристиками осадков по рядам, из которых предварительно был удален тренд. На рис. 5.60 показаны значения коэффициентов корреляции для средних и экстремальных значений осадков. Средние осадки (рис. 5.60а,б) скоррелированны достаточно хорошо. Коэффициенты корреляции меняются от 0.6 до 0.95, что говорит о том, что межгодовая изменчивость в средних значениях осадков по данным спутниковых наблюдений хорошо воспроизводит межгодовые изменения осадков, измеренных на станциях. Для экстремальных осадков (рис. 5.60в,г) значения коэффициентов корреляции значительно меньше (от 0.2 до 0.7). Для достаточно большого количества станций, особенно летом, наблюдаются даже отрицательные корреляции.

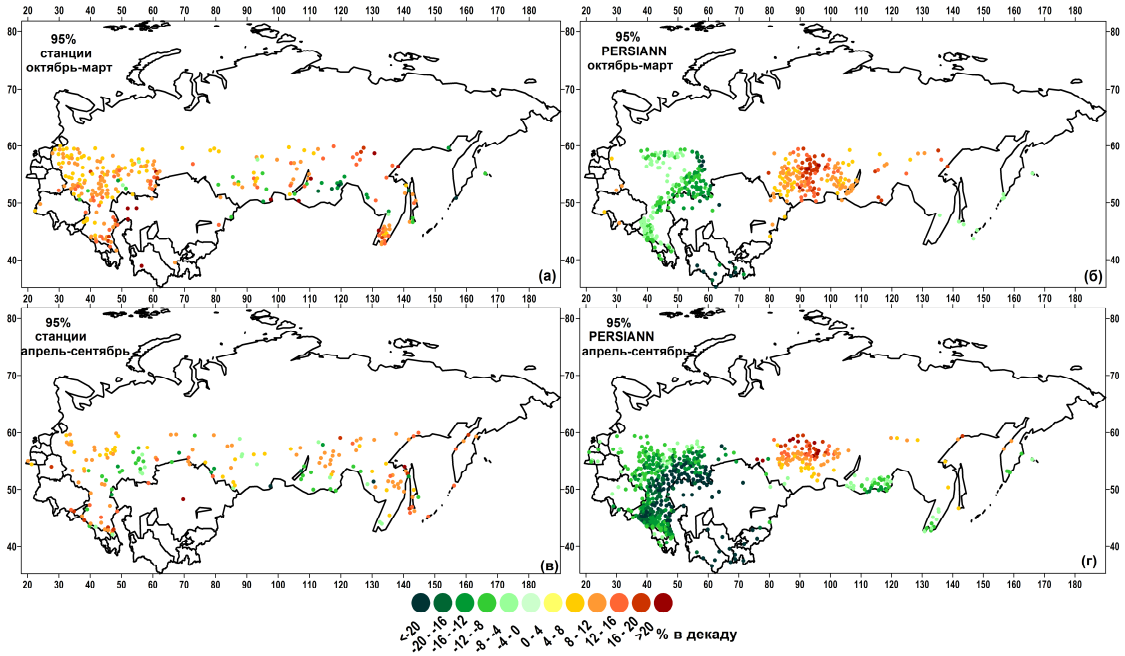


Рисунок 5.59. Линейные тренды (% в десятилетие) экстремальных осадков за период с 1984 по 2012 гг. в зимний (а,б) и летний (в,г) периоды для станций (а,в) и массива PERSIANN (б,г). Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 90% (оценка значимости производилась по *t*-тесту Стьюдента)

Таким образом, данные GPCP потенциально могут быть использованы для оценки изменчивости экстремальных осадков. Однако, они доступны в суточном разрешении лишь начиная с 1998 г.. Такой короткий период недостаточен для объективного анализа трендовых изменений, но межгодовая изменчивость достаточно хорошо совпадает с тем, что наблюдается на станциях. Для массива PERSIANN для трендов наблюдаются противоположные тенденции по сравнению со станциями. При этом межгодовая изменчивость средних значений в

PERSIANN хорошо совпадает с изменчивостью по данным наблюдений на станциях, однако для экстремальных осадков коэффициенты корреляции значительно ниже.

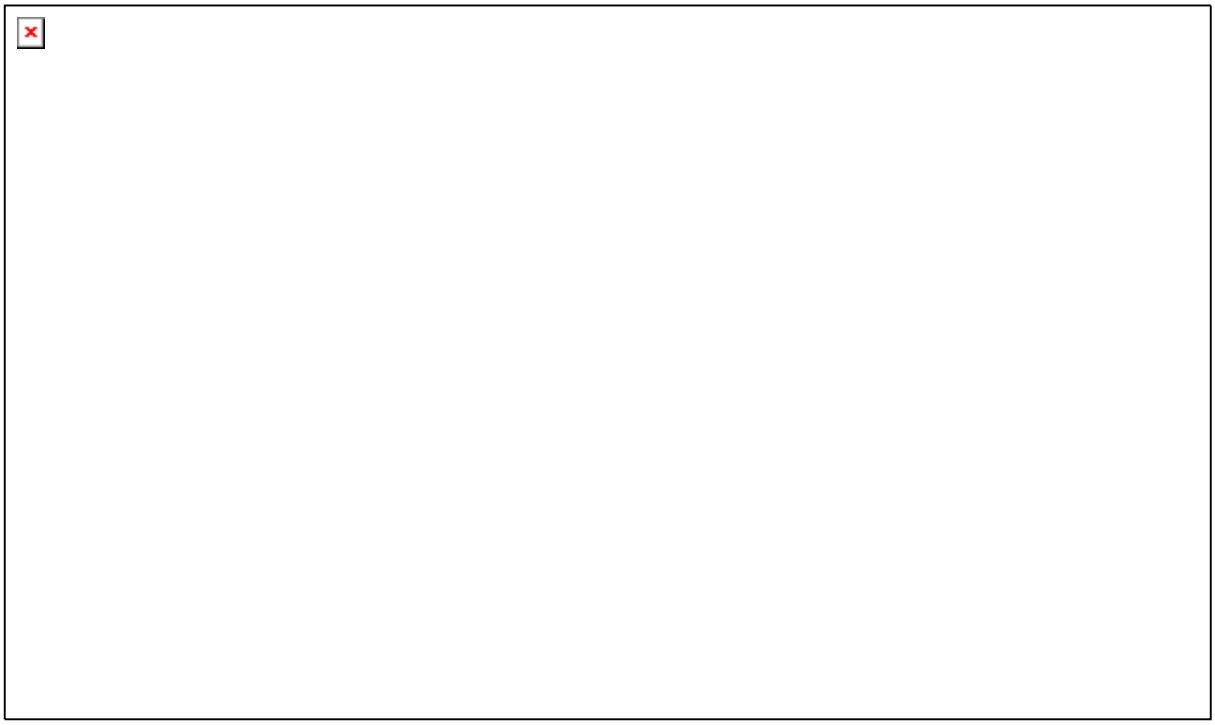


Рисунок 5.60. Коэффициенты корреляции между осадками, измеренными на станциях и по данным PERSIANN для средних значений осадков (а,б) и экстремальных осадков (в,г) в зимний (а,в) и летний (б,г) периоды с 1984 по 2012 гг.

5.8. ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОСАДКОВ НАД ОКЕАНОМ ПО ДАННЫМ ГЛОБАЛЬНЫХ РЕАНАЛИЗОВ И СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В развитие исследования климатологических закономерностей, представленных в разделе 4.4 (Глава 4), нами был выполнен анализ многолетней динамики характеристик осадков в спутниковых данных и данных реанализов над океаном. На рис. 5.61а показаны временные ряды глобального среднего количества осадков по годовым данным, осредненных для всех океанов. Спутниковые данные (GPCP и TRMM) не показывают значимых трендов за периоды 1979-2010 и 2998-2010 гг.. Изменчивость в этих данных в целом совпадает с расчетами, опубликованными в отчете МГЭИК AR5 [*Rhein et al., 2013*]. Четыре реанализа (NCEP-R1, NCEP-R2, CFSR и MERRA) показывают при этом статистически значимые (по *t*-тесту Стьюдента) положительные тренды за последние 35 лет с магнитудой тренда, варьирующей от 0.06 мм/день в десятилетие для NCEP-R1 до 0.16 мм/день в десятилетие для MERRA. Необходимо отметить, что тренды в MERRA и CFSR в основном обеспечены резким увеличением количества осадков в конце 1990-х – начале 2000-х гг.. В отличие от этих реанализов, ERA-Interim демонстрирует слабый и статистически не значимый отрицательный тренд для средних значений осадков за период с 1979 по 2010 гг., связанный в большой степени

с сильным уменьшением количества осадков в 1991-1992 гг.. Интересно отметить также сильное продолжительное увеличение количества выпадающих осадков в период с 2005 по 2010 гг. (примерно 0.25 мм/день). Таким образом, ERA-Interim демонстрирует существенные различия с другими реанализами и спутниковыми данными в межгодовой изменчивости, особенно в период 1990-х и 2000-х гг..

Общая структура трендов для годовых данных, в целом, похожа на сезонные тренды (рис. 5.61б). Четыре из пяти реанализов согласованно показывают положительные тенденции для всех сезонов, при этом MERRA и NCEP-R2 демонстрируют наиболее сильные тренды. Так же как и для годовых рядов, из всех реанализов только ERA-Interim показывает слабый (статистически не значимый) отрицательный тренд для всех сезонов. Тренды в GPCP слабые и статистически не значимые для всех сезонов. TRMM за 13-летний период дает слабый и статистически не значимый отрицательный тренд весной (в противоположность с остальными данными) и положительные тренды летом и осенью, что совпадает с трендами в реанализах (за исключением ERA-Interim).

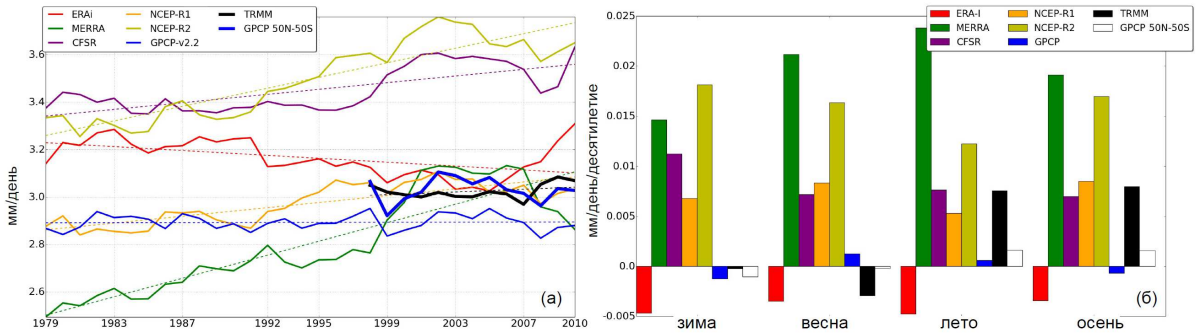


Рисунок 5.61. (а) Временные ряды средних значений осадков, осредненных для всех океанов, по данным TRMM (50□ю.ш.-50□с.ш), GPCP и пяти реанализов. Толстой синей линией показаны осадки в GPCP для района 50□ю.ш.-50□с.ш за период 1998-2010 гг. для сравнения с данным TRMM. (б) Оценки линейных трендов средних величин осадков в разных реанализах, GPCP и TRMM в разные сезоны года. Тренды в TRMM показаны за период с 1998 по 2010 гг.

На рис. 5.62 показана временная изменчивость годовых аномалий зонально-осредненных осадков (так называемые, диаграммы Ховмюллера) за период с 1979 по 2010 гг.. Четыре реанализа (NCEP-R1, NCEP-R2, CFSR и MERRA) демонстрируют резкое увеличение общего количества осадков в конце 1990-х годов, что может быть связано с изменениями в системе ассимиляции данных этими моделями. Из этих реанализов самые сильные положительные тренды наблюдаются в MERRA и CFSR. На рис. 5.62с,д хорошо виден сдвиг от отрицательных аномалий к положительным в 1998 г.. Этот сдвиг, хорошо видимый для всех широт, особенно заметен в тропической зоне сильных ливневых осадков. Скорее всего, это связано с

ассимиляцией новых спутниковых данных: в реанализе MERRA это осадки, измеренные TRMM Microwave Imager (TMI), и осадки с нового многоканального микроволнового радиометра AMSU-A и метеорологического спутника TIROS, ассимилируемые как реанализом MERRA, так и CFSR. Похожий сдвиг также виден в районе тропиков в 1995 г. в реанализах NCEP-R1 and NCEP-R2 (рис. 5.62д,е). В массивах GPCP и ERA-Interim подобный сдвиг отсутствует (рис. 5.62а,б). Данные сдвиги, особенно четко прослеживающиеся в районе тропического пояса дождей, ставят вопрос о возможности использования некоторых реанализов (в частности, MERRA, CFSR и NCEP-R2) для анализа долгопериодной изменчивости осадков. Кроме того, эти сдвиги не связанные с природными изменениями осадков, также влияют на глобальные оценки. Из табл. 4.5 и рис. 5.61 видно, что осадки в MERRA занижены, по сравнению с GPCP в первой половине периода и завышены после 1998 г..

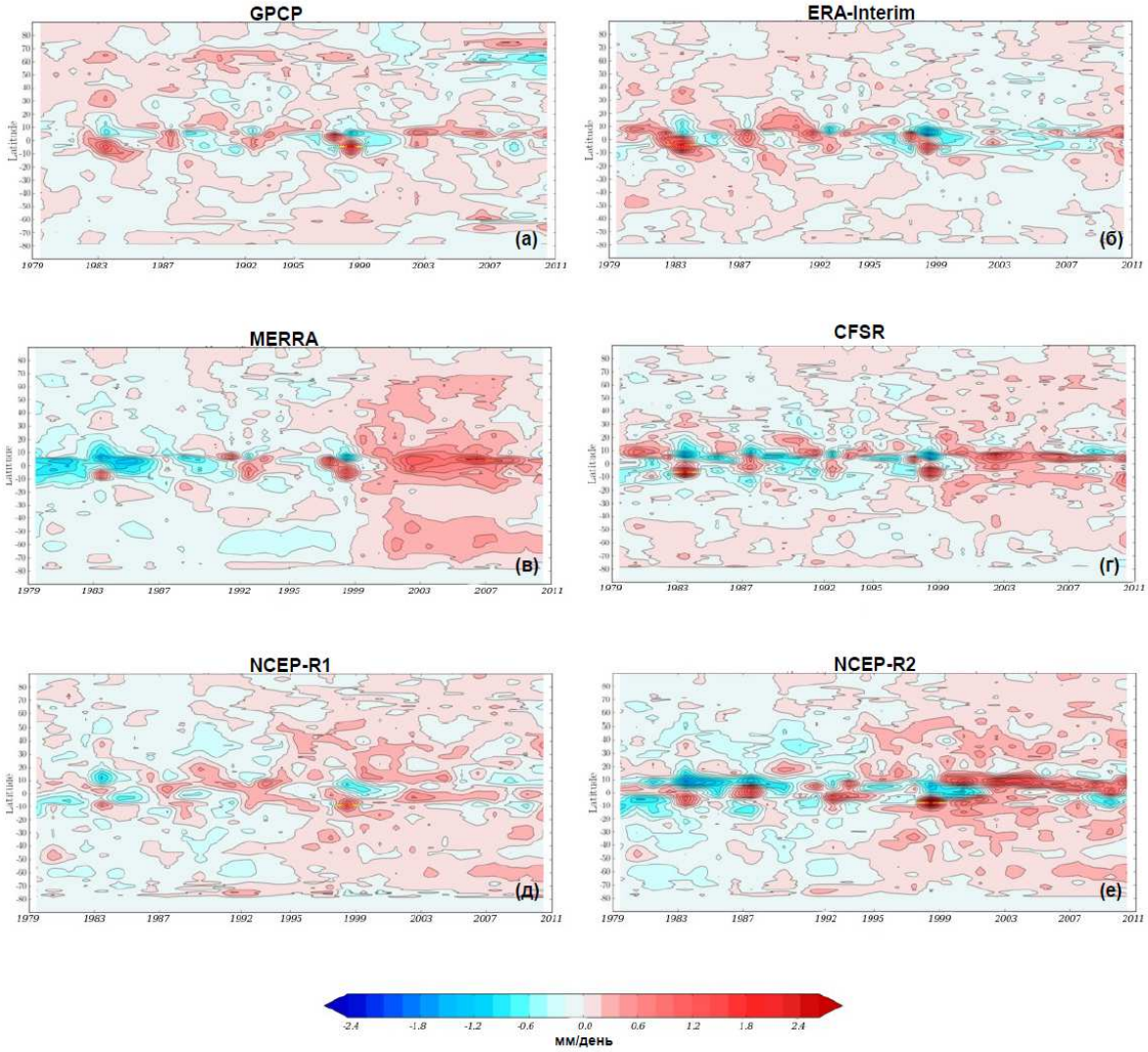


Рисунок 5.62. Временная изменчивость годовых аномалий зонально-осредненных осадков (диаграммы Ховмюллера) в мм/день за период с 1979 по 2010 гг. для (а) GPCP, (б) ERA-Interim, (в) MERRA, (г) CFSR, (д) NCEP-R1 и (е) NCEP-R2

На рис. 5.62 также хорошо видно, что реанализы достаточно реалистично воспроизводят характеристики Эль-Ниньо и Ла-Ниньо, что выражается в больших положительных и отрицательных аномалиях осадков в районах экватора и Тихого океана. Все массивы данных показывают сильное увеличение количества осадков в 1982-1983 и 1997-1998 гг., когда наблюдались сильные эпизоды Эль-Ниньо. NCEP-R1 характеризуется несколько меньшими магнитудами аномалий осадков для этих эпизодов по сравнению с остальными реанализами. Аномалии в NCEP-R1 составляют примерно, 1мм/день (рис. 5.62д), в то время как для других массивов данных отмечаются аномалии более 2 мм/день. Максимальные аномалии осадков отмечаются для реанализа NCEP-R2 (более 3 мм/день). Более слабые эпизоды Эль-Ниньо, наблюдавшиеся в 1986-1987 и 2002-2003 гг., хорошо отражены в MERRA, CFSR и NCEP-R2 и более слабо выражены в ERA-Interim.

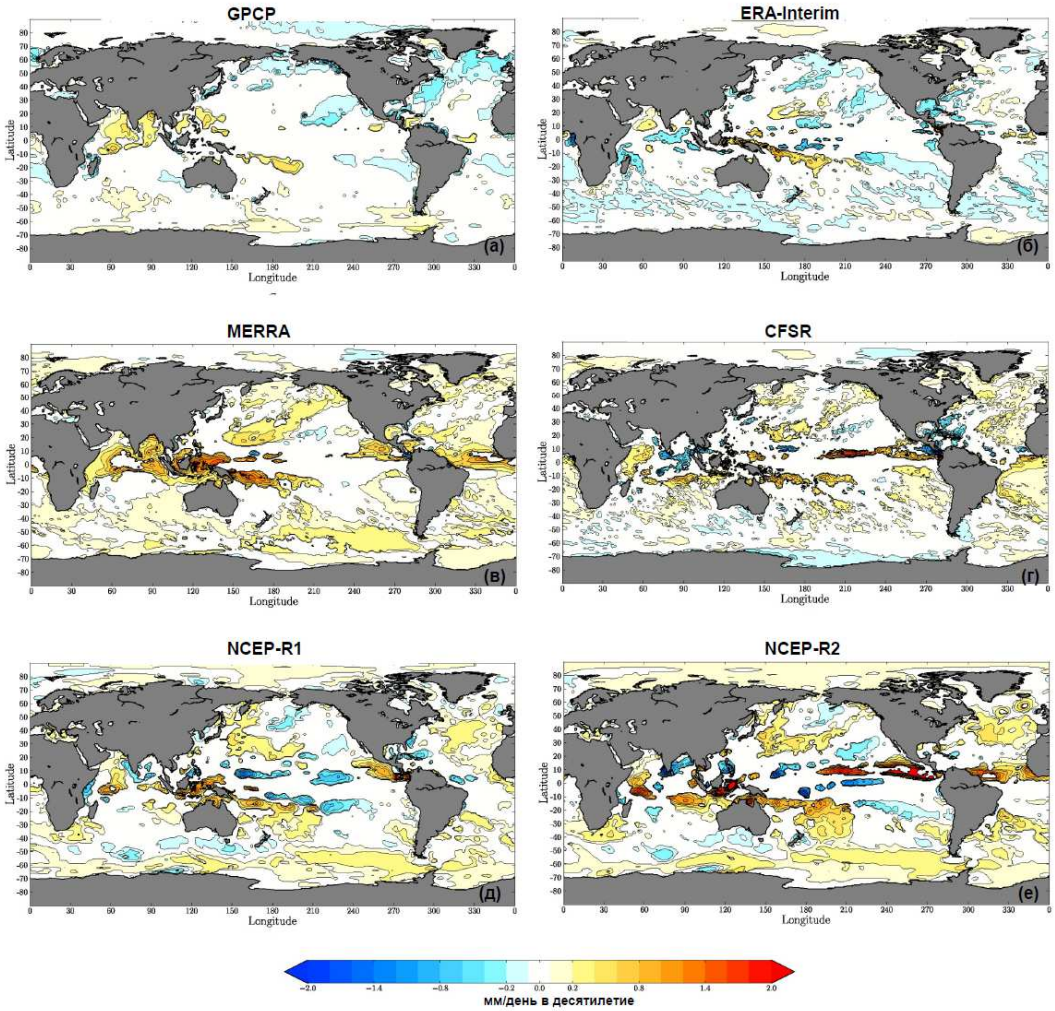


Рисунок 5.63. Линейные тренды среднегодовых осадков (мм/день в десятилетие) за период с 1979 по 2010 гг. в GPCP (а), ERA-Interim (б), MERRA (в), CFSR (г), NCEP-R1 (д) и NCEP-R2 (е). Показаны только тренды, статистически значимые на уровне 85% (оценка значимости проводилась по *t*-тесту Стьюдента)

На рис. 5.63 показано пространственное распределение статистически значимых линейных трендов годовых осадков за период с 1979 по 2010 гг. в разных реанализах по данным GPCP. Положительные тренды в GPCP (рис. 5.63а) наблюдаются в зоне внутритропической конвергенции Тихого океана, в тропиках Индийского океана и в некоторых районах Южного океана, с более слабыми магнитудами трендов. Уменьшение осадков по данным GPCP происходит в средних и субполярных широтах Северной Атлантики, а также в районах со слабыми осадками, расположенными в тропиках восточных частей океанских бассейнов. При глобальном осреднении эти положительные и отрицательные тренды, имеющие приблизительно одинаковые магнитуды, взаимно компенсируются, что выражается в отсутствии трендов в глобально осредненных годовых осадках по данным GPCP (рис. 5.61а). Пространственное распределение линейных трендов сильно отличается в разных реанализах. ERA-Interim (рис. 5.63б) в некоторых районах похож на GPCP (наличие положительных трендов в зоне конвергенции в Тихом океане и отрицательных в восточных частях океанов в районе тропиков). В Бенгальском заливе, в Северной Атлантике и в Южном океана ERA-Interim и GPCP показывают тренды разных знаков. Преимущественно отрицательные тренды над большинством районов Мирового океана в ERA-Interim выражается в слабом отрицательном тренде при глобальном осреднении. Остальные реанализы, особенно MERRA и CESR, показывают преимущественно положительные тренды. Лишь для нескольких районов характерно уменьшение осадков. Такое пространственно распределение трендов согласуется с резким увеличением осадков в 1999 г. для MERRA и CFSR и в 1995 г. для NCEP-R1 и NCEP-R2 (рис. 5.62).

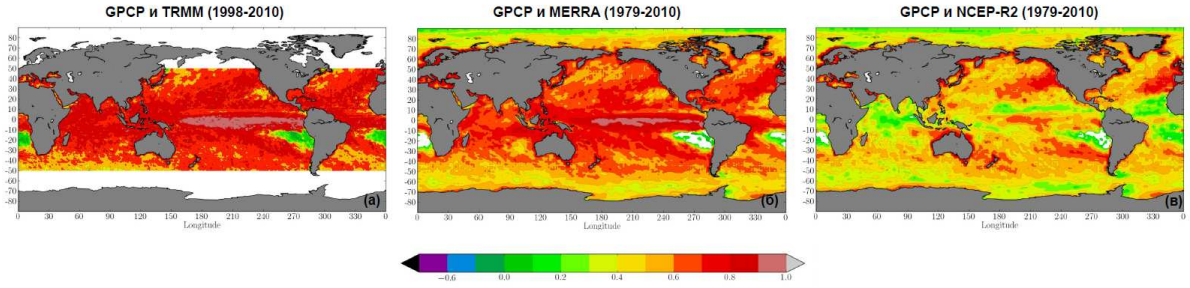


Рисунок 5.64. Коэффициенты корреляции для рядов средних осадков с убранным трендом и сезонным ходом: (а) GPCP и TRMM за период с 1998 по 2010 гг., (б) GPCP и MERRA за период с 1979 по 2010 гг., (в) GPCP и NCEP-R2 за период с 1979 по 2010 гг.

Кроме оценок линейных трендов, также представляется интересным рассмотреть, как воспроизводится короткопериодная межгодовая изменчивость осадков в разных реанализах спутниковых массивах данных. На рис. 5.64 показаны корреляции между рядами средних значений осадков с убранными трендами и убранным сезонным циклом. На рис. 5.64а показаны

корреляции между двумя спутниковыми массивами данных: GPCP и TRMM за период с 1998 по 2010 гг..

Очевидно, что эти два продукта очень хорошо согласованны на масштабах межгодовой изменчивости в тропических районах, где коэффициенты корреляции повсеместно превышают 0.8 и близки к 1 в тропиках Тихого океана. Согласованность в описании межгодовой изменчивости уменьшается в средних широтах, где коэффициенты корреляции, оставаясь статистически значимыми, уменьшаются до 0.5-0.6, и катастрофически падает в восточных частях океанов Южного полушария в районе тропиков, где значение коэффициенты корреляции уменьшается до 0.3. На рис. 5.64б,в показаны значения коэффициентов корреляции между GPCP и реанализами MERRA и NCEP-R2 за период с 1979 по 2010 гг.. Среди всех реанализов наилучшее соответствие межгодовой изменчивости со спутниковыми данными демонстрирует MERRA (рис. 5.64б). Пространственное распределение коэффициентов корреляции в реанализах ERA-Interim и CFSR (рис. не показан) очень похоже на реанализ MERRA. При этом значения коэффициентов корреляции для ERA-Interim и CFSR, примерно, на 10% меньше, чем для MERRA. Значения коэффициентов корреляции для этих реанализов с GPCP превышает 0.5 практически повсеместно. Максимальные значения наблюдаются в экваториальной части Тихого океана, где значения коэффициента корреляции близки к 1. Значительное уменьшение корреляции наблюдается в Южном океане и в Арктике, где значения коэффициента корреляции опускаются ниже 0.5. В восточной части на юге Тихого океана и на востоке южной части Атлантики корреляция падает до 0.2. В отличие от MERRA, ERA-Interim и CFSR реанализ NCEP-R2 (рис. 5.64в) и NCEP-R1 (рис. не показан) демонстрируют существенно большую рассогласованность со спутниковыми данным. Для этих двух продуктов самые большие корреляции (не превышающие 0.7) наблюдаются в восточных районах субтропических частей океанов. Для остальных районов, включая пояс тропических ливней, где наблюдались максимальные корреляции для остальных реанализов, значение коэффициентов корреляции мало и статистически не значимо.

На рис. 5.65а,б показаны временные ряды осредненных для всех океанов интенсивности осадков и числа дней с осадками, рассчитанных для осадков, превышающих 0.1 мм/день. GPCP и TRMM показывают существенные различия во временной изменчивости, как интенсивности осадков, так и числа дней с осадками. По данным TRMM число влажных дней уменьшается, особенно в период 2000-2002 гг., а интенсивность осадков увеличивается за весь анализируемый период, характеризуя изменения в структуре выпадающих над океаном осадков. При этом общее количество осадков не изменяется (рис. 5.61а).

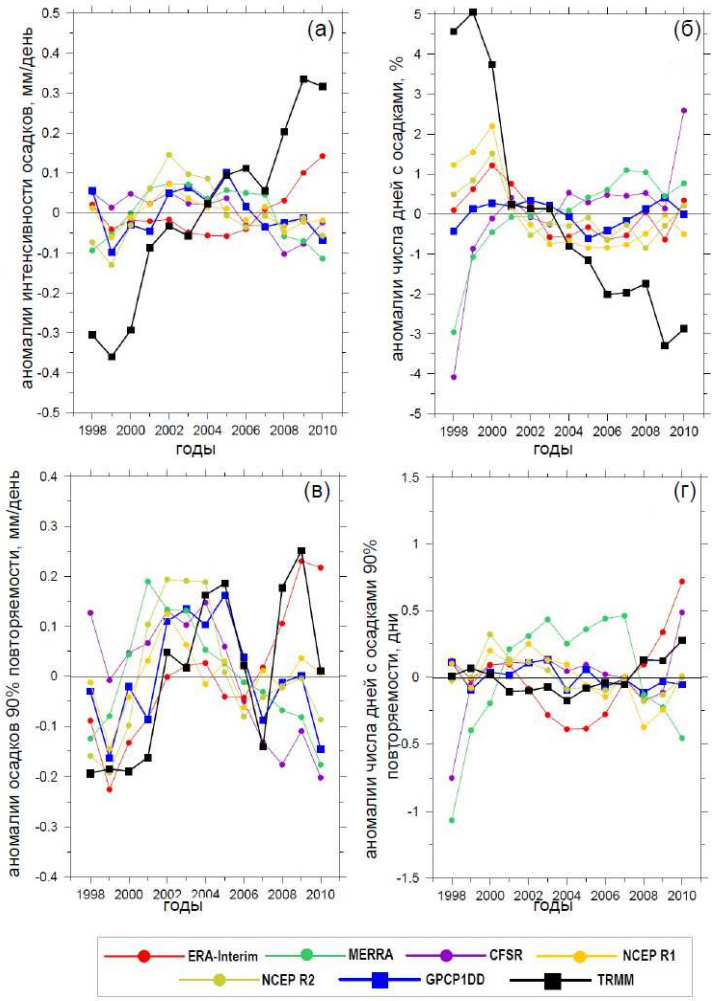


Рисунок 5.65. Временные ряды аномалий глобально осредненных (а) интенсивности осадков, (б) количество дней с осадками, (в) интенсивности сильных осадков, определенных как осадки 90-го процентиля и (г) количества дней с сильными осадками

GPCP не показывает существенных изменений как в интенсивности, так и в числе дней с осадками. Реанализы характеризуются сильным рассогласованием межгодовой изменчивости по отношению к спутниковым данным и в интенсивности и в числе дней с осадками. NCEP-R1, NCEP-R2 и, в меньшей степени, ERA-Interim согласуются с TRMM в общем уменьшении числа влажных дней (рис. 5.65б). В то же время MERRA и CFSR демонстрируют межгодовую изменчивость характеристик осадков отличную от поведения остальных реанализов и спутниковых данных. NCEP-R1, NCEP-R2 и MERRA показывают небольшое увеличение интенсивности осадков до в период 2002 г. (рис. 5.65а). При этом CFSR демонстрирует слабое уменьшение интенсивности за этот 13-летний период. Существенно меньшее количество дней с осадками и интенсивность в начале анализируемого периода в реанализе MERRA (рис. 5.65б), что может служить объяснением резких скачков для общего количества осадков в диаграмме Ховмюллера на рис. 5.62.

На рис. 5.65в,г показана временная изменчивость глобально осредненных аномалий интенсивности и количества дней с сильными осадками, определенными как осадки 90-го процентиля. Для числа дней с сильными осадками NCEP-R1, NCEP-R2 и CFSR за период 2000-2009 гг. показывают изменчивость очень похожую на изменчивость в GPCP. В тот же период MERRA и ERA-Interim демонстрируют противоположные тенденции. В начале анализируемого периода (1998-2000 гг.) CFSR и MERRA показывают сильное увеличение в количестве дней с сильными осадками, что отличается от результатов для спутниковых данных и остальных реанализов. Анализируя интенсивность сильных осадков (рис. 5.65в) можно отметить большую, чем для количества дней с сильными осадками и средней интенсивности, согласованность межгодовой изменчивости между реанализами и спутниковыми данными. Магнитуды аномалий, в целом, совпадают в разных данных. В начале анализируемого периода наблюдается рост интенсивности сильных осадков в большинстве массивов данных. ERA-Interim показывает выраженный рост интенсивности сильных осадков за весь период, в то время, как MERRA и CFSR демонстрируют уменьшение интенсивности после 2002 гг..

Таким образом, можно заключить, что разные массивы данных показывают качественно сопоставимые результаты пространственного распределения общего количества осадков над океанами, что в целом, согласуется с предыдущими исследованиями [*Beranger et al., 2006; Bosilovich et al., 2008; Andesson et al., 2011*]. В районах тропических ливней и среднеширотных путей перемещений циклонов все реанализы показывают существенно большее количество осадков, чем данные наблюдений со спутников. Среди всех анализируемых реанализов MERRA показывает самые маленькие разницы со спутниковыми данными для общего количество осадков (разницы не превышают ~ 1.5 мм/день).

Анализ среднего количества осадков над океанами проводился и раньше [*Beranger et al., 2006; Bosilovich et al., 2008; Andesson et al., 2011*], однако в данном исследовании впервые был проведен анализ статистической структуры осадков над океаном, включающий рассмотрение числа дней с осадками и интенсивность осадков. Этот подход позволяет лучше понять причины наблюдающихся различий среднего количества осадков. Разницы в числе влажных дней и интенсивности осадков существенно больше, чем разницы в среднем количестве осадков. Показывая согласованное распределение средних осадков, разные массива данных могут, тем не менее, сильно расходиться в распределении числа дней с осадками и интенсивности.

ERA-Interim и MERRA и, в меньшей степени CFSR и NCEP-R1 завышают количество слабых осадков и порождают значительно большее число дней с осадками, по сравнению со спутниковыми данными, что выражается в сильно заниженной интенсивности осадков. Это существенно меняет соотношения между разными реанализами, полученными только на основе

анализа средних осадков. В этом отношении NCEP-R2, демонстрирующий самое большое количество осадков среди всех реанализов, сильно отличается от других данных. Он характеризуется немного меньшим числом дней с осадками, по сравнению с GPCP и TRMM и, как результат, намного более сильной интенсивностью осадков. В реанализе NCEP-R2 также есть тенденция к существенному завышению сильных осадков по сравнению со спутниковыми данными. В то же время остальные реанализы показывают меньшую интенсивность для сильных осадков по сравнению с TRMM.

Межгодовая изменчивость средних осадков в реанализах сильно зависит от процедуры ассимиляции данных. Из пяти реанализов только ERA-Interim показывает незначительное влияние изменений в усвоении данных моделью на межгодовую изменчивость и демонстрирует долгопериодную изменчивость похожую на изменчивость в GPCP. На более коротком масштабе межгодовой изменчивости самые большие корреляции между реанализами и спутниковыми данными наблюдаются в районе тропических ливней и в районах восточных субтропиков для обоих полушарий. Из всех реанализов MERRA демонстрирует самые высокие корреляции с GPCP и TRMM, а NCEP-R1 – самые низкие.

Межгодовая изменчивость в количестве дней с осадками и интенсивностью для реанализов и спутниковых данных согласованно намного хуже, чем средние значения осадков. При этом анализ количества дней и интенсивности сильных осадков (превышающих 90-й процентиль) показывает лучшую согласованность для реанализов и спутниковых данных.

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 5

Выполнено исследование долгопериодной изменчивости характеристик экстремальных осадков на территории Евразии за последние десятилетия. Показано, что максимальное увеличение экстремальных осадков наблюдается в районе Альп, в северных районах европейской части России и в южной части Дальневосточного округа в бассейне реки Амур (более 8% в десятилетие). Анализ групповой значимости показал устойчивый рост экстремальных осадков на всей территории Европы и России на уровне более 98% в зимний период.

В Центральной Европе летом обнаружен устойчивый кластер отрицательных трендов экстремальных осадков (7% в десятилетие), что свидетельствует о наличии сезонности в трендовых изменениях экстремальных осадков. Детальный анализ сезонности в Центральной Европе показал, что в областях с выраженной сезонностью трендовых изменений экстремальных осадков зимний рост происходит за счет изменения формы функции распределения (увеличение сильных осадков и уменьшение слабых), тогда как летнее уменьшение связано с уменьшением средней интенсивности при относительно неизменной форме распределения.

Исследована долгопериодная изменчивость относительной экстремальности, показавшая повсеместное увеличение индекса *R95tt* (в среднем 4-5% в десятилетие). Показано, что климатический сигнал для индекса *R95tt* менее устойчив по сравнению с характеритиками абсолютной экстремальности осадков: количество станций со статистически значимыми трендами намного меньше, что снижает групповую значимость обнаруженного сигнала.

Показано, что в течение последних десятилетий существенно изменилась временная структура осадков – дни с осадками консолидировались в более продолжительные периоды, длительность которых увеличивалась на 4-8% в десятилетие. Было показано, что увеличение количества дней с осадками не влияет на это увеличение длительности периодов с осадками. Увеличение общего количества осадков за последние 60 лет происходило за счет осадков, выпавших в течение более длинных периодов. При этом происходила перестройка функции распределения длин влажных периодов: увеличение количества длинных периодов с осадками сопровождалось уменьшением числа коротких периодов.

Совместное исследование динамики сухих и влажных периодов позволило впервые выявить феномен одновременного увеличения или сокращения продолжительности и влажных, и сухих периодов. Были выявлены районы (Нидерланды и северо-восток Европейской части России), где наблюдается одновременное увеличение длительности как влажных, так и сухих периодов, что свидетельствует об одновременном увеличении риска выпадения

продолжительных сильных дождей и возникновения засух. Также были выявлены районы одновременного уменьшения длительности влажных и сухих периодов (южная Скандинавия в летний сезон).

Предложена концептуальная модель, легко иллюстрируемая перераспределением фиксированного числа бус на нитке, когда перегруппировка отдельных бус в серии (увеличение длительности влажных периодов) приводит к одновременному увеличению расстояний между сериями (длительность сухих периодов). И наоборот, фрагментирование консолидированных серий бус на более короткие серии приводит к одновременному уменьшению расстояний между ними.

Валидация характеристик изменчивости экстремальных осадков по данным реанализов показала, что зимой реанализы показывают наилучшую согласованность между собой и со станционными измерениями, а существенное рассогласование между реанализами отмечается летом, когда в осадкообразовании преобладают мезомасштабные конвективные процессы, плохо параметризуемые в моделях.

Анализ характеристик изменчивости осадков по спутниковым данным и по данным измерений на станциях показал, что данные GPCP потенциально могут быть использованы для оценки изменчивости экстремальных осадков, поскольку характеристики межгодовой изменчивости достаточно хорошо согласованы в данных GPCP и станционных наблюдениях. Для массива PERSIANN (начиная с 1983 г.) для оценок трендов могут отмечаться противоположные по знаку тренды по сравнению со станциями, что особенно сильно проявляется в центральной России, где станции показывают рост экстремальных осадков, а данные PERSIANN – уменьшение. Межгодовая изменчивость средних значений осадков в PERSIANN, также как и в GPCP, хорошо совпадает с изменчивостью по данным наблюдений на станциях, однако при рассмотрении экстремальных осадков эта согласованность уменьшается на 10-25% по сравнению с корреляциями средних величин.

Анализ изменчивости статистической структуры осадков над океаном показал, что межгодовая изменчивость средних осадков в реанализах сильно зависит от однородности объема и типов ассимилируемых данных. Из пяти рассмотренных реанализов (NCEP-R1, NCEP-R2, ERA-Interim, MERRA, NCEP-CFSR) только ERA-Interim показывает незначительное влияние изменений в усвоении данных моделью на межгодовую изменчивость и демонстрирует долгопериодную изменчивость, близкую к GPCP. Межгодовая изменчивость в количестве дней с осадками и интенсивности для реанализов и спутниковых данных над океаном согласована друг с другом намного хуже, чем средние значения. При этом частота и интенсивность сильных

осадков (превышающих 90-й процентиль) показывает значительно лучшую согласованность между реанализами и спутниковыми данными.

Основные результаты, изложенные в Главе 5, были опубликованы в *Zolina et al. (2004), Zolina et al. (2005), Loeptien et al. (2008), Zolina et al. (2009), Zolina et al. (2010), Золина (2011), Zolina (2012), Groisman et al. (2013), Zolina et al. (2013), Lockhoff et al. (2014), Zolina (2014), Zolina et al. (2014), Матвеева и др. (2015), Золина и Булыгина (2016), Groisman et al. (2017)* и в статье, принятой к печати, *Sommer et al. (2018).*

ГЛАВА 6. СВЯЗЬ ДИНАМИКИ ОСАДКОВ С АТМОСФЕРНЫМ ВЛАГОПЕРЕНОСОМ И ИСПАРЕНИЕМ

6.1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Важнейшим элементом анализа осадков является их роль в гидрологическом цикле. В данной Главе представлены результаты анализа региональных особенностей гидрологического цикла с акцентом на особенности влагопереноса в высоких широтах Южного и Северного полушарий, а также для бассейна Красного моря. Выбор регионов для анализа определялся их большой значимостью для динамики климата. Сильное потепление Арктики в течение последних десятилетий значительно превосходит по своей интенсивности тенденции потепления в других районах Земного шара. Так, скорость роста температуры в Арктике в два раза больше, чем в среднем по земному шару [*Polyakov et al., 2002; Serreze et al., 2009; Screen and Simmonds, 2010; Hartmann et al., 2013*]. Это потепление связано с беспрецедентным уменьшением площади морского льда в Арктике (примерно 30% за последние 30 лет для сентябрьских величин) [*Stroeve et al., 2012*]. В последнее время появились результаты, ставящие под сомнение столь сильное уменьшение льда в летние месяцы [см., например, *Раев и др., 2015*], однако сильные межгодовые колебания ледового покрова и устойчивые тенденции его уменьшения для зимних месяцев не вызывают сомнений. Результаты моделирования климата в рамках CMIP5 показывают, что эти тенденции будут продолжаться в течение двадцать первого века при различных сценариях выбросов [*Collins et al., 2013, 2018*].

Уменьшение количества морского льда и его сильные межгодовые вариации, а также рост температуры должны приводить к сильным изменениям регионального гидрологического цикла в высоких широтах [*Мелешко и др., 2016*], в частности за счет увеличения испарения и способности воздуха удерживать влагу. Эти изменения могут быть обусловлены, как усилением испарения над свободной ото льда поверхностью океана [*Bintanja and Selten, 2014*], так и сильной адвекции влаги из приполярных и средних широт [*Bengtsson et al., 2011; Zhang et al., 2013*], в том числе связанных с изменениями положения циклонических траекторий [*Jung et al. 2003, Loeptien et al. 2008*]. Понимание их механизмов является принципиально важным, как для анализа и прогноза климата Арктики, так и для оценки влияния наблюдаемых изменений Арктического климата на аномалии в средних широтах. Осадки играют крайне важную роль в Арктике, внося существенный вклад в формирование бюджета пресной воды Северного Ледовитого океана [*Serreze et al., 2006*], и оказывая существенное влияние на динамику Гренландского ледяного щита [*Ettema et al., 2009; Burgess et al., 2010*]. Изменчивость осадков (пусть и относительно небольших по сравнению со средними широтами) играет важную роль в

формировании пресноводного бюджета Северного Ледовитого океана и в поверхностном балансе массы льда и снега. Кроме того, наличие влаги в атмосфере Арктики контролирует образование облаков, которые влияют на радиационный баланс, в частности в зимнее время, когда он определяется длинноволновым излучением и увеличение количества атмосферной влаги существенно меняет излучательную способность облачности.

Для достоверного анализа этих процессов требуется детальное исследование гидрологического цикла в Арктике, как в современных реанализах, так и в моделях климата. При этом существующие оценки гидрологического цикла [*Kattsov and Walsh, 2000; Kattsov et al., 2005, 2007; Cullather and Bosilovich, 2011; Serreze et al., 2006*] с одной стороны, обладают существенными (и вполне естественными) неопределенностями, а с другой не включают всей доступной информации или ограничиваются оценками отдельных членов. Кроме того, достаточно мало сделано для исследования механизмов формирования водного цикла Арктики, в частности, роли средних переносов и переносов вихрями (циклонами). Именно поэтому столь важно провести детальное исследование гидрологического цикла в Арктике и механизмов его определяющих.

Не менее важны процессы в Антарктике, где севернее 82°ю.ш., по спутниковым данным выпадает 171 кг/м^2 снега в год [*Palerme et al., 2014*]. Вопрос, как эти осадки связаны с динамикой адвективных переносов влаги, до сих пор недостаточно изучен. Более того, исследование гидрологического цикла в Антарктике по данным реанализов существенно затруднено из-за значительно меньшего количества усваиваемых данных и существенно больших неопределенностей параметризаций в моделях прогноза, используемых в реанализах, по сравнению с Северным полушарием.

Наконец, большой интерес представляет роль осадков в формировании гидрологического режима тропических областей. В этом смысле Красное море представляет особый интерес, поскольку именно здесь отмечаются наибольшие тренды в миграции Внутритропической Зоны Конвергенции (ВЗК) по данным *Laderach and Raible, (2013)*. Это ставит вопрос о том, насколько существенно может измениться региональный гидрологический цикл и какова роль адвекции влаги, источником которой является Красное море, в этих изменениях. Роль осадков (также небольших по средним величинам в этом районе) здесь принципиальна, поскольку над Аравийской пустыней они выпадают в течение очень ограниченного числа дней и практически все эти события относятся к экстремальным. Не менее важна их роль в формировании существенного усиления в последние десятилетия интенсивности осадков в области Восточно-Африканской Рифтовой долины в Эфиопии, являющейся одним из самых влажных районов Африки [*Mekasha et al., 2013; Viste et al., 2012*].

6.2. ДАННЫЕ, ИСПОЛЬЗОВАВШИЕСЯ ДЛЯ ОЦЕНОК ХАРАКТЕРИСТИК ВЛАГОПЕРЕНОСА

В полярных районах существует большая проблема с прямыми измерениями параметров, характеризующих различные компоненты гидрологического цикла – наблюдений очень мало и сеть станций очень редкая. Все это не позволяет получить адекватные и устойчивые количественные оценки водного баланса. Спутниковые измерения крайне важны для этих районов и существенно увеличивают объем доступной информации, однако, оценки, полученные и по этим данным, также очень неопределенны в силу причин, описанных в Главе 1. Наиболее приемлемым источником информации в этих районах являются атмосферные реанализы, пусть и со всеми недостатками, присущими моделям прогноза погоды и системам усвоения данных, также описанными в Главе 1. В работе для оценки характеристик гидрологического цикла в Арктике и Антарктике использовались данные семи реанализов, основные характеристики которых даны в табл. 6.1.

Таблица 6.1. Характеристики реанализов, использовавшихся для оценок характеристик влагопереноса

Реанализ	Схема усвоения данных	Горизонтальное /вертикальное разрешение модели	Горизонтальное /вертикальное разрешение данных	Год создания модели, ссылка
NCEP-R1	3D-Var	T62/L28	2.5°/L8	1995, *Kalnay et al. (1996)*
NCEP-R2-DOE	3D-Var	T62/L28	2.5°/L10	2001, *Kanamitsu et al. (2002)*
JRA25	3D-Var	T106/L40	1.25°/L10	2004, *Onogi et al. (2007)*
ERA-Interim	4D-Var	T255/L60	0.75°/L23	2006, *Dee et al. (2011)*
NCEP-CFSR	3D-Var+FOTO	T382/L64	0.5°/L23	2009, *Saha et al. (2010)*
MERRA	3D-Var + IAU	1/2°×2/3°/L72	1/2°×2/3°/L23	2009, *Rienecker et al. (2011)*
JRA55	4D-Var	T319/L60	0.5°/L23	2009, *Ebita et al. (2011)* *Kobayashi et al. (2015)*

Для валидации характеристик транспорта влаги, полученных по реанализам, были использованы данные радиозондирования атмосферы из Объединенного Архива Радиозондирования [IGRA, Integrated Global Radiosonde Archive, *Durre et al.*, 2006]. Для района севернее 60°с.ш. 74 станции проводили измерения в период с 1979 по 2013 гг. (рис. 6.1 слева). 39 станций расположено на побережье Северного Ледовитого океана. Из них 6 станций располагается на островах. В Антарктике (рис. 6.1 справа) доступно только 10 станций, из которых только одна расположена в Восточной части Антарктиды. Наблюдения на станциях производились один или два раза в сутки. Измерения доступны на стандартных уровнях: 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250 и 200 гПа. Данные зондирования IGRA ассимилируются атмосферными моделями и по этой причине не являются полностью независимыми, что необходимо учитывать при сравнении результатов, полученных по данным реанализов и данным измерений. Однако для этих районов практически невозможно найти данные измерений, которые не усваивались бы моделями [*Francis,* 2002]. Тем не менее, данные высотного радиозондирования являются очень важными для проверки реалистичности результатов, полученных по данным реанализов.

Данные радиозондирования атмосферы, также как и другие источники данных, имеют свои погрешности и связанные с ними ограничения. В частности большие неточности измерений наблюдаются на уровнях с малым количеством водяного пара [*Connolley and King,* 1993]. В этих случаях при их ассимиляции в моделях им присваивают малые весовые коэффициенты. Данные радиозондирования IGRA проходят несколько уровней контроля качества измерений. Особое внимание уделяется измерениям давления, температуры и геопотенциальных высот. Однако, влагозапас и ветер, которые представляют наибольшей интерес для нас в рамках этой работы, не проходят автоматического контроля качества. Поэтому, прежде чем использовать эти данные для валидации реанализов, был проведен дополнительный контроль качества данных. Для этой цели были проанализированы медианы и межквартильный диапазон (IQR) (диапазон между первым и третьим квартилями, то есть между 25-м и 75-м процентилями распределения). Выбор именно медианы и IQR, а не средних значений и величин стандартных отклонений, традиционно использующиеся для фильтрации слишком высоких значений, связан с тем, что средние величины и стандартные отклонения очень чувствительны к величинам этих высоких значений, что приводит к искусственному завышению порогов, по которым отсекают нереалистично экстремальные значения. Медианы и IQR были рассчитаны для каждого месяца. После предварительного анализа рядов данных, был выбран IQR ±4 вокруг значений медианы, внутри которого данные признавались реалистичными и пригодными для дальнейшего анализа. Так как IQR для Гауссова распределения в 1.35 раз выше стандартных отклонений, то используемый критерий ±4

соответствует, примерно 5.4σ. Несмотря на то, что выбранный критерий кажется слишком слабым (традиционно используются критерии ±3σ), было исключено 4.8% данных для ветра и 5.5% данных для влагозапаса. Дополнительно использовалось условие наличия данных как минимум на пяти уровнях для дальнейшей интерполяции вертикальных профилей. И наконец, анализировались только те станции, где было как минимум 85% дней без пропусков в течение периода с 1979 по 2013 гг.. Это условие использовалось только для станций, расположенных в Арктике, где 11 станций было удалено из анализа. В Антарктиде, где качество данных намного хуже, ни одна станция не удовлетворяет этому критерию контроля качества, поэтому там этот критерий не применялся. В разделе 6.5 будут подробно описаны особенности данных радиозондирования в Антарктике. Чтобы избежать ошибок, связанных с различием во времени наблюдений на станциях и в данных реанализов, сравнивались только те наблюдения, которые совпадали по времени с данными реанализов. Так как данные реанализов представлены на сетке, а данные наблюдений в точках, то для их сравнения была использована билинейная интерполяция. Сначала станции радиозондирования в Арктике были сгруппированы для 45° секторов по долготе. Внутри этих секторов данные были осреднены и, лишь затем, сравнивались с данными реанализов.

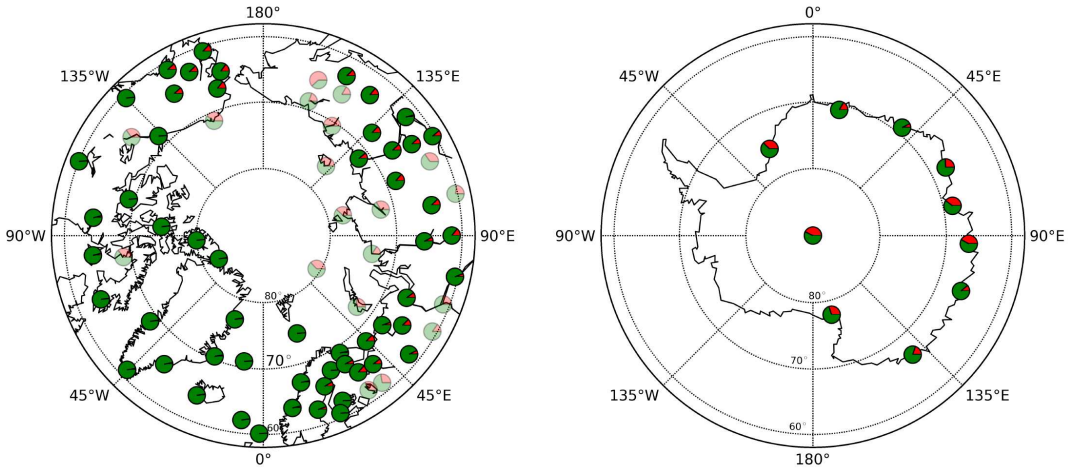


Рисунок 6.1. Местоположение станций радиозондирования, действовавших в период с 1979 по 2013 гг., в Арктике слева и Антарктике (справа). Красным цветом показана доля пропущенных данных. Бледным цветом показаны станции, не прошедшие проверку на пропущенные значения и исключенные из анализа

В заключение этого раздела необходимо сказать несколько слов о том, как определялись районы исследования. В настоящее время нет единого определения того, какой район называется «Арктикой». На рис. 6.2а показаны разные районы, которые в равной степени могут быть отнесены к Арктическим районам: полярные области севернее 60°с.ш. и 70°с.ш, и Северный Ледовитый океан (по определению, данному в работе *Serreze et al., (2006)*). Отдельно

показан Гренландский ледяной щит, играющий важную роль в процесса гидрологического цикла. В Антарктике (рис. 6.2б) также можно выделить полярные районы южнее 60°ю.ш. и 70°ю.ш, а также Антарктический ледяной щит и отдельно плато, с высотами выше 2250м. В данной работе оценки переносов влаги производились для всех показанных на рис. 6.2 районов.

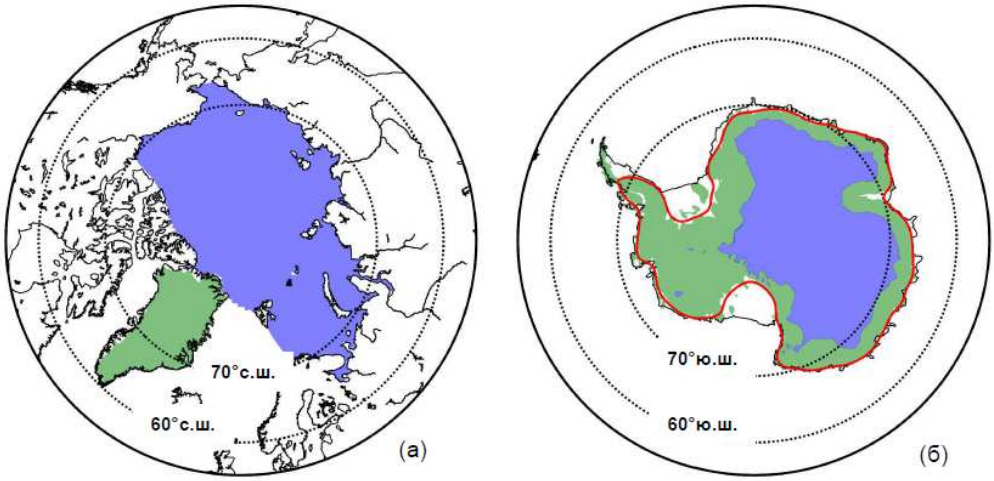


Рисунок 6.2. Карты районов в Арктике (а): пунктирными линиями показаны полярные области севернее 60°с.ш. и 70°с.ш., синим цветом – Северный Ледовитый океан, определенный в *Serreze et al., (2006)*, зеленым – Гренландский ледяной щит [по *Cullather and Bosilovich, 2011*]. Карты районов в Антарктике (б): пунктирными линиями показаны полярные районы южнее 60°ю.ш. и 70°ю.ш, зеленым цветом – Антарктический ледяной щит (включая шельфовые зоны, красная линия), синим цветом – плато, с высотами выше 2250м по *Palerme et al., (2014)*

6.3. РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК ВЛАГОПЕРЕНОСА В АТМОСФЕРЕ

Для выполнения оценок переносов влаги была разработана методология, основанная на эйлеровом подходе и учитывающая неопределенности расчетов переносов влаги в моделях и реанализах в более ранних работах. В традиционном эйлеровом подходе рассматривается объем воздуха δV, имеющий линейные размеры δx, δy и δz. Предполагается, что на синоптических масштабах выполняется условие гидростатики и, следовательно, высота и давление связаны гидростатическим уравнением:

$$\rho dz = -\frac{dp}{g}, \qquad (6.1)$$

где ρ – плотность, g – ускорение свободного падения и p – давление. Масса данного объема воздуха (δm) равна:

$$\delta m = \delta x \delta y \frac{\delta p}{g}. \tag{6.2}$$

В отсутствии осадков закон сохранения массы может быть записан как:

$$\frac{D\delta x \delta y}{Dt} + \delta x \delta y \frac{D\delta p}{Dt} = 0 \tag{6.3}$$

Или

$$div\vec{u} + \frac{\partial w}{\partial p} = 0, \tag{6.4}$$

где вектор **u** – горизонтальные компоненты скорости ветра, а w – вертикальный компонент скорости ветра в координатах x,y,p.

Масса водяного пара в рассматриваемом объеме воздуха равна $q\delta m$, где q – удельная влажность. Влажность (а, соответственно, и масса водяного пара) в этом объеме воздуха будет уменьшаться, если водяной пар конденсируется, и выпадают осадки и увеличиваться, если происходит испарение. Испарение может происходить как у поверхности, так и на разных высотах при рассеивании облаков. Иными словами, справедливо соотношение:

$$\frac{Dq\delta m}{Dt} = (e - c)\delta m, \tag{6.5}$$

где e – испарение, а c – конденсация водяного пара. Используя уравнение сохранения массы в форме (6.4), уравнение (6.5) может быть переписано как:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + div(q\vec{u}) + \frac{\partial qw}{\partial p} = e - c, \tag{6.6}$$

где *div(q**u**)* – дивергенция горизонтального потока влаги. При интегрировании уравнения (6.6) от поверхности до верхней границы атмосферы (p_s) член с вертикальной скоростью исчезает и уравнение (6.6) принимает вид:

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_0^{p_s} q\frac{dp}{g} + (P - E) = -div\int_0^{p_s} q\vec{u}\frac{dp}{g}, \qquad (6.7)$$

где P и E – осадки и испарение на единицу площади. Это традиционная запись уравнения баланса влаги в столбе атмосферы, являющегося базовым для расчетов переносов влаги.

Для анализа баланса влаги в атмосфере можно использовать как левую, так и правую части уравнения (6.7). Первый член левой части уравнения (6.7), показывающий изменение во времени влагозапаса всей толщи атмосферы, при достаточно больших периодах осреднения (от месяца и более) очень мал по сравнению с другими членами уравнения (6.7) и им обычно пренебрегают, хотя нет принципиальных проблем для его учета в расчетах. Второй член уравнения (6.7), *P-E*, может быть рассчитан напрямую, если для этого доступны данные об осадках и испарении. Осадки и испарение не ассимилируются в моделях, а являются результатами параметризаций и рассчитываются на каждом шаге интегрирования модели. Как результат эти два параметра являются одними из самых неопределенных в моделях. Испарение может быть легко получено из потоков скрытого тепла (при этом снег и лед рассматриваются отдельно для определения фазовых изменений энтальпии), диагностированного моделями реанализов, хотя многие современные реанализы (MERRA, ERA-Interim) включают этот расчет, как стандартную диагностику. Из оценок, полученных в работе *Trenberth et al., 2011* следует, что значения даже глобально осредненных величин *P-E* могут различаться в два и более раз для различных реанализов, даже одного семейства (например, NCEP-R1 и CFSR).

Баланс влаги также может быть оценен и из правого члена уравнения (6.7), представляющего собой дивергенцию потока влаги. В этом случае для расчетов необходимы данные о ветре и удельной влажности. Оба этих параметра ассимилируются в моделях и, вследствие этого, оценки переноса влаги, полученные таким способом, намного более согласованы между разными моделями. В работе *Trenberth et al., 2011* были получены различия в 43% для конвергенции влаги между реанализами NCEP-R1 и CFSR. Оценки переноса влаги в Арктике [*Jakobson and Vihma, 2010; Cullather and Bosilovich, 2011*] показывают ещё меньшие различия, чего удалось добиться после учета так называемых шаговых приращений

(инкрементов) в реанализах. Так, для реанализов ERA40 и MERRA разницы составляют всего лишь 10%.

Хотя из (6.7) следует, что правая и левая части уравнения должны быть равны друг другу, однако на практике это обычно не выполняется [например, *Trenberth et al., 2011*; *Cullather and Bosilovich, 2011*]. Основная, но единственная причина этого – несовершенство данных, используемых для расчетов по реанализам. На оценки *P-E* сильно влияют параметризации, использующиеся в моделях, а также изменения в объеме усваиваемых моделями данных. Второй метод, основанный на анализе дивергенции потоков влаги более стабильный и степень неопределенности намного меньше, чем для первого метода [*Trenberth et al., 2011*].

Для расчета бюджета влаги для произвольной области необходимо проинтегрировать уравнение (6.7). Для расчета дивергенции нужно применить процедуру конечных разностей, что может привести к возникновению дополнительных погрешностей, в частности описанных *Seager and Henderson (2013)*. Эти погрешности были проанализированы в работе для реанализа ERA-Interim, предоставляющего данные о вертикально проинтегрированной конвергенции влаги, рассчитанной на спектральных уровнях модели. Над Гренландией эти погрешности составляют 0.3% над районом Северного Ледовитого океана они менее 0.2%. При расчете баланса влаги для циркумполярных областей, скажем, севернее 70°с.ш., дивергенция может быть записана как:

$$\iint\limits_{\varphi>70^\circ} \int\limits_{0}^{p_s} div(q\vec{u})\frac{dp}{g}ds = -\int\limits_{-\pi}^{\pi}\int\limits_{0}^{p_s} qv\frac{dp}{g}d\lambda\,, \tag{6.8}$$

где ds – элемент поверхности, φ – широта, λ – долгота и v – меридиональная компонента ветра.

До настоящего момента, мы рассматривали транспорт влаги только в газообразном состоянии. При переходе от уравнения (6.6) к уравнению (6.7) мы неявным образом предполагали, что сконденсированный водяной пар тут же выпадает в виде осадков. В реальности сконденсированная фаза (в виде жидкости и льда) присутствует в столбе воздуха и составляет малую долю от общего количества влаги: 0.9% севернее 60°с.ш. и 1.5% южнее 60°ю.ш по данным ERA-Interim. Лишь отдельные реанализы дают значения сконденсированной влаги в атмосфере на модельных уровнях и до настоящего времени практически никто не изучал ее влияние на транспорт влаги.

Таблица 6.2. Конвергенция влаги в атмосфере (мм/год) для разных районов (см. рис. 6.2) разделенная на фазы: водяной пар и сконденсированная влага (жидкая и твердая). Красным цветом выделены значения потоков сконденсированной влаги, составляющие более 5% от общего потока влаги

район	реанализ	Поток водяного пара	Поток сконденсированной влаги
70°-90°с.ш.	JRA 25	187.2	2.0
	ERA-Interim	194.7	3.9
	NCEP CFSR	191.8	6.8
	MERRA	202.8	3.0
60°-90°с.ш.	JRA 25	259.3	5.6
	ERA-Interim	257.3	7.9
	NCEP CFSR	260.3	12.5
	MERRA	265.7	5.0
Северный Ледовитый океан	JRA 25	175.3	1.5
	ERA-Interim	184.5	3.2
	NCEP CFSR	204.1	0.5
	MERRA	226.3	0.3
Гренландия	JRA 25	163.0	1.3
	ERA-Interim	177.7	2.0
	NCEP CFSR	289.2	**70.6**
	MERRA	395.3	**21.1**
70°-90°ю.ш.	JRA 25	184.5	5.4
	ERA-Interim	174.1	9.2
	NCEP CFSR	174.5	**13.8**
	MERRA	184.9	6.8
60°-90°ю.ш.	JRA 25	309.	6.9
	ERA-Interim	335.9	11.2
	NCEP CFSR	353.6	15.0
	MERRA	345.9	6.7
Антарктический ледяной щит	JRA 25	147.2	**9.6**
	ERA-Interim	137.3	**16.5**
	NCEP CFSR	119.8	**26.4**
	MERRA	156.5	**11.0**
Антарктическое плато	JRA 25	59.6	**3.7**
	ERA-Interim	47.2	**7.6**
	NCEP CFSR	52.5	**16.7**
	MERRA	48.4	**7.0**

В табл. 6.2 показаны оценки потоков влаги, разделенной на фазы водяного пара и сконденсированной влаги. Потоки сконденсированной влаги очень сильно меняются от одного реанализа к другому. Для циркумполярной Арктики, севернее 70°с.ш., оценки для JRA 25 и NCEP CFSR различаются в более чем в три раза, над Гренландией в 70 раз. В отличие от влажности, жидкая и твердая фаза не ассимилируется в моделях и являются чисто прогностическими величинами, зависящими от параметризаций и построения общей микрофизической схемы модели. В реанализе CFSR потоки сконденсированной влаги наиболее мощные. В районе Гренландии они составляют 19.6% от общих потоков влаги. Если адвекция

влаги используется для оценок баланса влаги над ледниковыми щитами, то очень важно включать в расчеты также и сконденсированную (жидкую и твердую) влагу. Доля потоков сконденсированной влаги в общем потоке влаги существенно возрастает для небольших районов, таких как Гренландия или Антарктическое плато. Для больших районов существенная доля сконденсированного водяного пара поступает извне и конденсируется уже внутри района.

Кроме учета потоков сконденсированной влаги, при расчете транспорта влаги необходимо также учитывать и орографию. Использование в качестве вертикальной координаты давления в уравнении гидростатики, существенно его упрощает, так как в этом случае исчезает член с плотностью (6.4). Однако в моделях используются разные типы вертикальных координат. Переход от «модельных уровней» к «изобарическим уровням» предполагает интерполяцию, являющуюся одним из источников погрешностей и ошибок. Давление на уровне моря в антициклоне может быть выше, чем высота первой изобарической поверхности в моделях (1000гПа) и в этом случае данные у поверхности не учитываются при расчетах. В районах с горным рельефом давление у поверхности может быть значительно ниже 1000гПа и в этом случае значения на уровнях между 1000гПа и реальным приземным давлением заполняются виртуальными величинами, которые также будут участвовать в интерполяции.

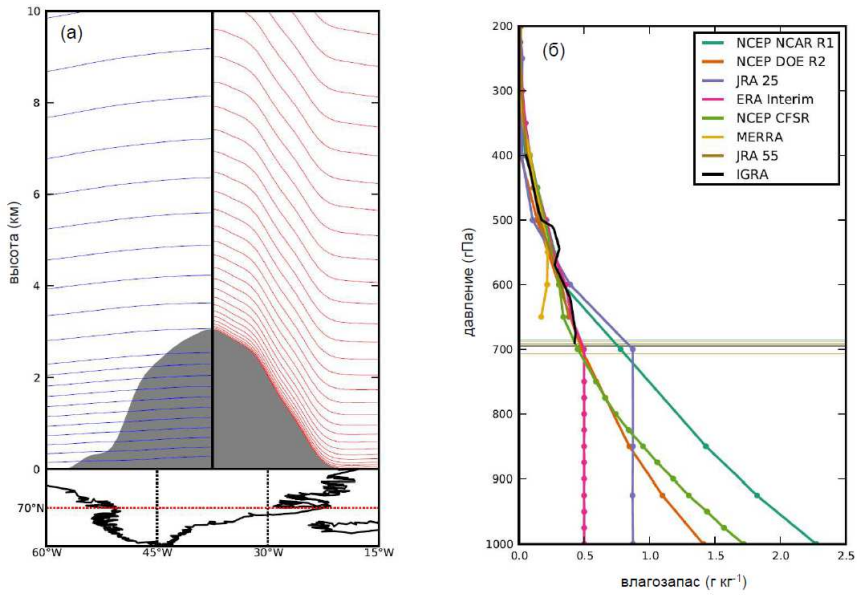


Рисунок 6.3. (а) Меридиональный профиль Гренландского ледяного щита. Синими линиями показаны уровни давления, красными – «модельные» уровни в реанализе ERA-Interim 1 января 2010г.. (б) Вертикальный профиль влагозапаса на Южном полюсе по данным разных реанализов 1 января 2010г.. Точки показывают уровни давления, горизонтальные линии – приземное давление

На рис. 6.3а показано положение уровней давления и «модельных» уровней над Гренландским ледяным щитом 1 января 2010г. по данным ERA-Interim. Профиль Гренландского щита показан серым цветом. Уровни давления (синим) пересекают Гренландию до тех пор, пока не достигнут уровня поверхности океана. На рис. 6.3б показан влагозапас 1 января 2010г. по данным разных реанализов и отмечено положение уровней давления. Давление у поверхности в этот день было 700гПа, поэтому профили влажности были искусственно продлены до 1000гПа.

Учитывая все выше сказанное предпочтительнее производить вертикальное интегрирование не на изобарических уровнях, а не «модельных» уровнях. В реанализах первого поколения в качестве вертикальных координат использовались, так называемые, σ-координаты, формируемые отношением давления на данном уровне к давлению у поверхности. В реанализах NCEP-R1 и NCEP-R2 σ меняется от 0.995 до 0.00273. Если давление у поверхности 1000гПа, то при данных σ, самый низкий уровень будет 995гПа и самый высокий – 2.73гПа. В случае присутствия горных систем или антициклона у поверхности Земли, уровни σ-координат будут огибать это препятствие и располагаться так, как показано красными линиями на рис. 6.3а, что обеспечивает правильное расположение нижних уровней в модели. К сожалению для стратосферы σ-координаты непригодны, так как расстояние между ними будет очень велико. В этом случае идеально использовать изобарические уровни. Начиная с реанализа JRA25 во всех последующих реанализах используются гибридные координаты σ-давления, так называемые η-уровни, представляющие собой компромисс между двумя системами координат. Для каждого момента времени t и точки, определенной широтой φ и долготой λ, k-й η-уровень определяется как $p_k(\varphi,\lambda,t) = A_k + B_k\, p_s(\varphi,\lambda,t)$, где A_k и B_k – константы, k может меняться от 1 (самый высокий уровень) до N (самый низкий уровень). B_k представляет σ и равно 1 на нижнем уровне. B_k уменьшается с высотой и становится 0 в средней стратосфере. A_k представляет давление и равно 0 у поверхности, постепенно увеличиваясь с высотой [*Stepaniak, 2008*]. В реанализе JRA 55 данные представлены только на η-уровнях. Мы использовали линейную интерполяцию для конвертации η-уровней в уровни давления.

Как было сказано выше, для вертикального интегрирования оптимально использовать модельные уровни, что и делалось в работе. Реанализы NCEP-R1, NCEP-R2, CFSR и JRA25 предоставляют данные по влагозапасу и ветру только на уровнях давления от p_0=1000 гПа до p_N=200 гПа (300 гПа для NCEP-R1). Выше этого уровня количество влаги становится ничтожно малым. Значения влагозапаса и ветра на самом нижнем уровне давления были приняты за значения этих переменных у поверхности (p_{n0}).

Для учета описанного эффекта влияния орографии вместо традиционной конечно-разностной аппроксимации, основанной на полу-целых индексах:

$$\int_0^{p_s} f(p)dp \approx \sum_{n=1}^{N} f(p)\left(A_{k+0.5} - A_{k-0.5} + \left(B_{k+0.5} - B_{k-0.5}\right)\cdot p_s\right) \tag{6.9}$$

была предложена более точная аппроксимация, основанная на методе трапеций:

$$\int_0^{p_s} f(p)dp \approx \sum_{n=n_0}^{N-1} \frac{1}{2}\left(f(p_{n+1}) + f(p_n)\right)\left(p_n - p_{n+1}\right) + f\left(p_{n_0}\right)\left(p_s - p_{n_0}\right). \tag{6.10}$$

Таблица 6.3. Осредненная по времени (1979-2013гг.) конвергенция влаги, рассчитанная для модельных уровней и уровней давления, а также значения конвергенции влаги, предоставляемые реанализами (мм/год). Красным цветом показаны значения, превышающие 5% уровень ошибки

район	реанализ	Конвергенция на модельных уровнях	Конвергенция на уровнях давления	Конвергенция из реанализов
70°-90°с.ш.	ERA-Interim MERRA JRA55	194.7 202.8 190.5	195.8 199.6 193.0	194.4
60°-90°с.ш.	ERA-Interim MERRA JRA55	257.3 265.7 260.5	258.3 265.7 261.6	256.6
Северный Ледовитый океан	ERA-Interim MERRA JRA55	184.5 226.3 185.5	184.9 217.7 185.5	184.5
Гренландия	ERA-Interim MERRA JRA55	177.7 395.3 155.2	177.6 395.3 157.7	177.1
70°-90°ю.ш.	ERA-Interim MERRA JRA55	174.4 185.1 179.2	176.0 181.5 182.4	173.0
60°-90°ю.ш.	ERA-Interim MERRA JRA55	335.5 345.5 355.8	336.4 345.5 354.9	334.2
Антарктический ледяной щит	ERA-Interim MERRA JRA55	137.4 156.5 138.8	136.1 158.6 140.7	134.3
Антарктическое плато	ERA-Interim MERRA JRA55	47.3 48.5 47.0	**53.6** **55.4** **55.6**	46.4

Потоки на модельных уровнях доступны только в реанализах ERA-Interim, MERRA и JRA55 и после интерполяции на уровни давления могут быть сопоставлены с другими реанализами. В табл. 6.3 показаны значения конвергенции влаги, полученные на модельных уровнях и на уровнях давления. Для сравнения приведены также значения конвергенции влаги, рассчитанные в самих реанализах. Для всех районов разницы между значениями конвергенции влаги, полученные для разных уровней, не превышают 4%. Самые маленькие разницы (~2%) отмечаются для циркумполярной Арктики, севернее 70°с.ш.

Уравнение (6.10) было преобразовано для того, что бы придать разные веса разным уровням:

$$\int_0^{p_s} f(p)dp \approx f(p_N)\frac{p_{N-1}-p_N}{2} + \\ + \sum_{n=n_0+1}^{N-1} f(p_n)\frac{p_{n-1}-p_{n+1}}{2} + f(p_{n_0})\left(p_s - \frac{p_{n_0+1}+p_{n_0}}{2}\right) + \sum_{n=0}^{n_0-1} f(p_n)\cdot 0 \qquad (6.11)$$

Осреднение по вертикали и по времени проводилось следующим образом:

$$\overline{q(p_k)} = \frac{1}{t_2-t_1}\frac{\int_{t_1}^{t_2} q(p_k,t)w_k(t)dt}{\int_{t_1}^{t_2} w_k(t)dt}, \qquad (6.12)$$

где p_k – давление на данном уровне и черта сверху показывает осреднение по времени для промежутка t_2, t_1.

Для анализа вклада разных компонентов в суммарный поток влаги, было произведено разложение переменных и потоков на компоненты, в общем случае, соответствующих средним переносам и флуктуациям. Традиционно использующееся рейнольдсовское разложение [*Peixóto and Oort, 1992*] предполагает разделение суммарного потока на средний и вихревой компоненты, когда в качестве средних величин используются месячные значения, а флуктуации вычисляются по отношению к ним:

$$\overline{q\vec{V}} = \overline{q'\vec{V}'} + \overline{q}\,\overline{\vec{V}} \qquad (6.13)$$

Вместо данного разложения в работе было предложено более сложное разложение, предполагающее более детальное рассмотрение флуктуаций и обеспечивающее возможность анализа отклонений от среднего, соответствующего разным масштабам процессов:

$$\left[\left\langle \overline{qv} \right\rangle\right] = \left[\left\langle \overline{q'v'} \right\rangle\right] + \left[\left\langle \overline{q}^{*}\overline{v}^{*} \right\rangle\right] + \left[\left\langle \overline{q} \right\rangle\right]^{\circ}\left[\left\langle \overline{v} \right\rangle\right]^{\circ} + \left[\left\langle \overline{q} \right\rangle\right]\left[\left\langle \overline{v} \right\rangle\right], \qquad (6.14)$$

где оператор $\langle\ \rangle$ соответствует зональному осреднению, а оператор [ ] – осреднению по вертикали. Члены правой части соответствуют переносу синоптическими вихрями, стационарными вихрями, вертикальными круговоротами (ячейками Гадлея, Феррель и полярными вертикальными ячейками) и переносом средним движением, который обращается в ноль, поскольку требуется выполнение условия сохранения массы. Анализ и контроль сохранения массы на каждом шаге интегрирования также был проведен и будет описан ниже.

Уравнение (6.14) включает в себя меридиональный ветер, осредненный по времени, долготе и для всей толщи атмосферы. Для большинства реанализов доступные данные о ветре ограничены высотой p_N = 200гПа, то есть 4/5 от реальной тощи атмосферы. Для того, что бы оценить ветер во всей толще атмосферы нам необходимо намного больше вертикальных уровней, что очень сложно реализуемо. Для того, что бы решить эту проблему был использован закон сохранения массы. Уравнение (6.4) было проинтегрировано для циркумполярных областей от широты φ_0 по горизонтали и от верхней (0 гПа) границы атмосферы до уровня p_N по вертикали, что дало соотношения:

$$\begin{aligned} &\int_0^{p_N}\iint_{\phi>\phi_0} div\vec{u}\,ds\frac{dp}{g} + \iint_{\phi>\phi_0}\int_0^{p_N}\frac{\partial w}{\partial p}\frac{dp}{g}ds = 0 \\ &\int_0^{p_N}\int_0^{2\pi} v(\phi_0)d\lambda\frac{dp}{g} = \iint_{\phi>\phi_0} w(p_N)ds \end{aligned} \qquad (6.15)$$

При этом средний поток массы, входящий в данную циркумполярную область будет равен:

$$\left[\langle v\rangle\right]\cdot\int_{p_s}^{p_N}\int_{0}^{2\pi}d\lambda\frac{dp}{g}=\int_{p_s}^{p_N}\int_{0}^{2\pi}v(\phi_0)d\lambda\frac{dp}{g}+\iint_{\phi>\phi_0}w(p_N)ds\,. \tag{6.16}$$

Для некоторых расчетов члены уравнения (6.15) будут умножаться на среднюю массу воздуха вдоль границ области для того, чтобы потоки были выражены в единицах кг $м^{-1}$ $с^{-1}$. Последующее деление на площадь области изменяет единицы рассчитываемых потоков массы на кг $м^{-2}$ $с^{-1}$ или для потоков влаги на мм $с^{-1}$. Для южных циркумполярных областей северный ветер был заменен на южный ветер. Для районов с более сложными границами, как например Антарктический ледяной щит оператор $\langle\ \rangle$ будет означать осреднение вдоль границы района. В этом случае более удобно выражать первый член справа в уравнении (6.16) как дивергенцию.

Уравнение (6.4) было проинтегрировано для циркумполярный областей от нижней до верхней границ атмосферы. На уровнях с более высокой влажностью может происходить потеря массы, эквивалентная разности между осадками и испарением [*Trenberth et al., 2011*], то есть:

$$\left[\langle\bar{v}\rangle\right]-\left[\langle\overline{qv}\rangle\right]=0\,. \tag{6.17}$$

Пусть $\left[\langle\overline{v_{nd}}\rangle\right]$ – невязка этого уравнения, в которой индекс «*nd*» обозначает бездивергентный поток. На практике эта невязка не равна 0 и возникает как не физическая адвекция влаги (табл. 6.4). Для больших районов, таких как циркумполярные области, влияние этой невязки на баланс влаги очень мало. Проблемы возникают для меньших районов, таких как Гренландия и Антарктический ледяной щит, что особенно сильно проявляется в реанализах первого поколения.

Таблица 6.4. Конвергенция массы, конвергенция влаги и невязки, осредненные за период с 1979 по 2013 гг.. Красным цветом отмечены значения, когда невязка составляет более 5% от общей конвергенции

район	реанализ	Конвергенция массы $\left[\langle\bar{v}\rangle\right]$	Конвергенция влаги $\left\lvert\langle\overline{qv}\rangle\right\rvert$	Невязка $\left[\langle\bar{q}\rangle\right]\left\lvert\langle\overline{v_{nd}}\rangle\right\rvert$
70°-90°с.ш.	NCEP-R1	1.2e+03	191.7	0.8
	NCEP-R2	4.3e+02	199.5	0.2
	JRA 25	3.2e+03	187.2	2.1
	ERA-Interim	1.6e+03	194.7	-1.3
	NCEP CFSR	3.0e+03	191.8	-2.4
	MERRA	6.8e+02	202.8	0.4
	JRA55	4.4e+02	190.5	0.2
60°-90°с.ш.	NCEP-R1	-8.2e+02	270.3	-1.2
	NCEP-R2	2.3e+02	270.9	0.0
	JRA 25	2.6e+03	259.3	2.4
	ERA-Interim	4.7e+02	257.3	-0.8
	NCEP CFSR	1.9e+03	260.3	-2.3
	MERRA	-9.8e+02	265.7	-1.3
	JRA55	-5.5e+02	260.5	-0.8
Северный Ледовитый океан	NCEP-R1	9.6e+03	193.9	7.0
	NCEP-R2	9.6e+03	206.6	7.0
	JRA 25	1.9e+03	183.0	1.2
	ERA-Interim	1.6e+03	205.3	-1.3
	NCEP CFSR	3.2e+03	204.1	-2.5
	MERRA	2.6e+03	226.3	1.7
	JRA55	2.7e+03	188.3	1.7
Гренландия	NCEP-R1	-1.1e+05	364.4	**-69.7**
	NCEP-R2	-5.7e+04	336.6	**-35.2**
	JRA 25	1.4e+04	398.2	7.4
	ERA-Interim	8.9e+03	326.8	-5.4
	NCEP CFSR	3.2e+03	289.2	-2.1
	MERRA	-5.9e+02	395.3	-0.6
	JRA55	-2.5e+04	329.1	-14.2
70°-90°ю.ш.	NCEP-R1	-9.6e+03	176.6	-3.7
	NCEP-R2	-2.8e+03	175.7	-1.2
	JRA 25	4.5e+0	184.5	1.6
	ERA-Interim	3.0e+03	174.4	1.1
	NCEP CFSR	9.9e+02	174.7	0.3
	MERRA	1.1e+03	185.1	0.3
	JRA55	-1.2e+03	179.2	-0.5
60°-90°ю.ш.	NCEP-R1	-3.3e+03	334.0	-3.2
	NCEP-R2	3.7e+02	333.9	0.0
	JRA 25	-5.4e+02	308.6	-0.7
	ERA-Interim	3.8e+02	335.5	0.0
	NCEP CFSR	-1.0e+03	353.3	-1.1
	MERRA	3.3e+03	345.5	2.2
	JRA55	3.2e+03	355.8	2.2
Антарктический ледяной щит	NCEP-R1	-5.7e+04	116.5	**-20.5**
	NCEP-R2	-3.5e+04	113.9	**-12.8**
	JRA 25	-1.4e+04	147.1	-5.0
	ERA-Interim	-9.7e+02	137.2	-0.4
	NCEP CFSR	-4.4e+03	119.9	-1.7
	MERRA	-1.2e+03	156.5	-0.5
	JRA55	-1.8e+04	138.7	-6.2
Антарктическое плато	NCEP-R1	-4.3e+03	54.5	-0.1
	NCEP-R2	-3.8e+03	54.2	-0.5
	JRA 25	1.1e+04	59.5	1.2
	ERA-Interim	2.3e+04	47.3	**2.8**
	NCEP CFSR	3.1e+04	52.5	**3.6**
	MERRA	-2.0e+03	48.5	-0.2
	JRA55	9.9e+02	47.0	0.1

6.4. СВЯЗЬ ОСАДКОВ И АДВЕКЦИИ ВЛАГИ В СЕВЕРНЫХ СУБПОЛЯРНЫХ И ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

6.4.1. Климатология влагопереноса в Арктике по данным различных реанализов и аэрологических зондирований

На рис. 6.4а показаны средние величины проинтегрированных по вертикали горизонтальных потоков влаги для района севернее 60°с.ш. по данным реанализа ERA-Interim за период с 1979 по 2013 гг.. В этом районе преобладает перенос, направленный на восток со средними значениями 25 кг $м^{-1}$ $с^{-1}$. Магнитуды переноса уменьшаются с увеличением широты, так как к полюсу уменьшаются значения температуры и влажности. Потоки влаги, например, в Северной Европе составляют 70 кг $м^{-1}$ $с^{-1}$, а над центральной Арктикой уменьшаются до 0 кг $м^{-1}$ $с^{-1}$,. В ряде районов доминирующее направление переноса откланяется от чисто зонального и приобретает выраженную северную составляющую, например, в северной части Атлантики (рис. 6.4б). Перенос над Датским проливом в области Северо-Европейского бассейна контролируется положением траекторий циклонов, определяющих динамику Исландского минимума. Переносы в Норвежском море более интенсивные (более 80 кг $м^{-1}$ $с^{-1}$) и в основном направлены на север. Над Аляской, Беринговым проливом, морем Лабрадор и проливом Дэвиса переносы влаги менее интенсивные (около 50 кг $м^{-1}$ $с^{-1}$) и направлены практически точно на север. Расчеты по другим реанализам достаточно хорошо согласуются с ERA-Interim в пространственном распределении потоков влаги. На рис. 6.4в показаны разницы между средними значениями переносов влаги по данным ERA-Interim и по другим реанализам. Значения разниц между реанализами не превышают 10 кг $м^{-1}$ $с^{-1}$, что составляет не более 15% от средних значений переносов, и свидетельствует об устойчивости оценок переносов влаги по данным разных реанализов. Максимальные различия наблюдаются в основном в орографически сложных районах, таких как Аляска, Скандинавия и Гренландия, что может быть связано с разницами в пространственном разрешении разных моделей (и, соответственно, разном спектральном разрешении топографии). Самые большие разницы наблюдаются для реанализов первого поколения, к которым относятся NCEP-R1 и NCEP-R2. Относительно низкое пространственное разрешение этих двух реанализов (T62, что примерно соответствует 1.875°×1.92°) не позволяет адекватно описать мезомасштабные особенности переносов, таких как, например, юго-западные потоки вдоль побережья Гренландии.

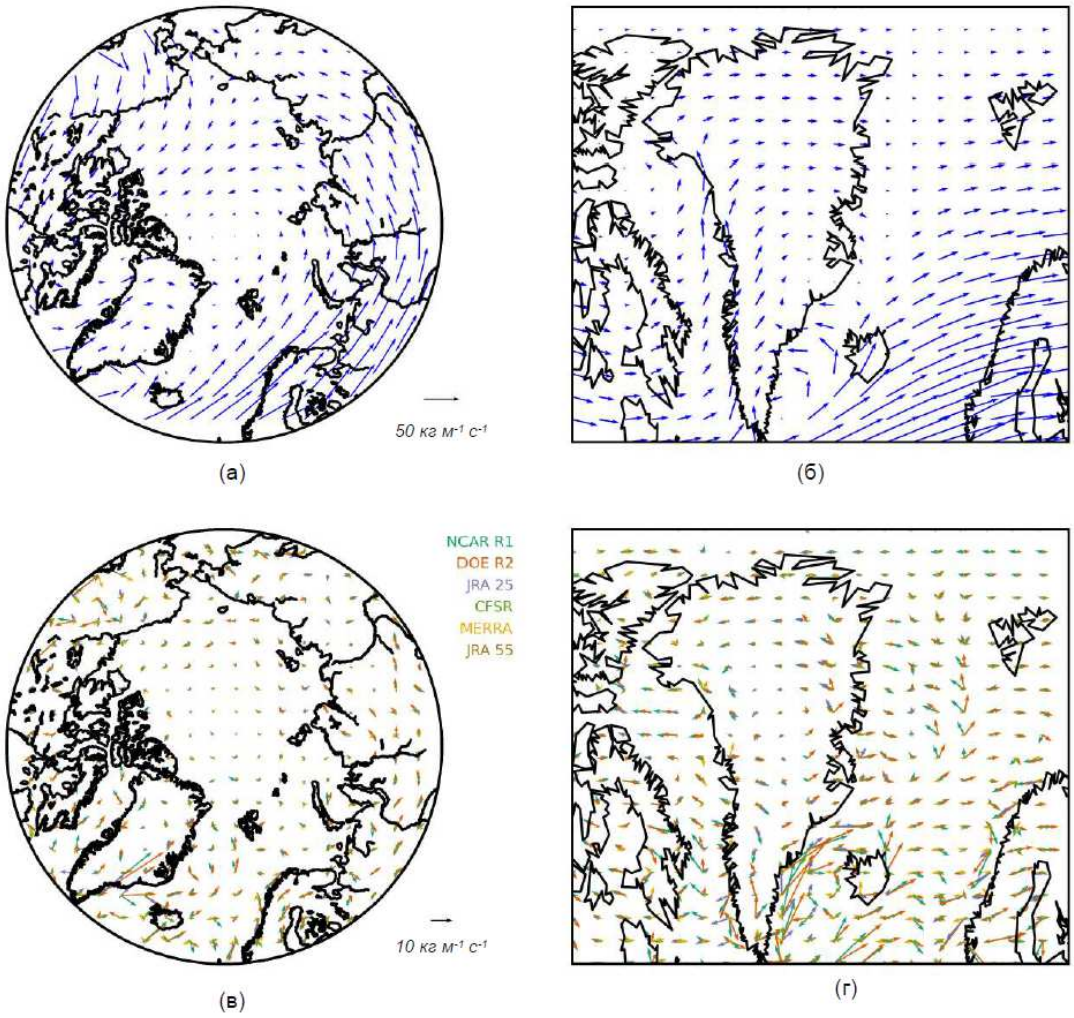


Рисунок 6.4. Пространственное распределение проинтегрированных по вертикали потоков влаги севернее 60°с.ш. (а) и для района Северной Атлантики (б) по данным реанализа ERA-Interim. Разницы значений вертикально проинтегрированных потоков влаги между ERA-Interim и шестью реанализами для района севернее 60°с.ш. (в) и для района Северной Атлантики (г) за период с 1979 по 2013 гг.

На рис.е 6.5 показано меридиональное распределение транспорта влаги вдоль 70°с.ш. На этом и всех последующих рисунках, показывающих меридиональные переносы влаги в Арктике, положительные значения переносов соответствуют потокам, направленным с юга на север, а отрицательные – с севера на юг. Все реанализы показывают достаточно близкие распределения величин переноса вдоль круга широты. Ни один из реанализов не демонстрирует систематически более высоких или низких значений переносов влаги. Различия между значениями переносов не превышают 1σ. Максимальные различия наблюдаются в районах со сложным рельефом, где реанализы первого поколения показывают более сглаженное распределение переносов влаги вдоль круга широты.

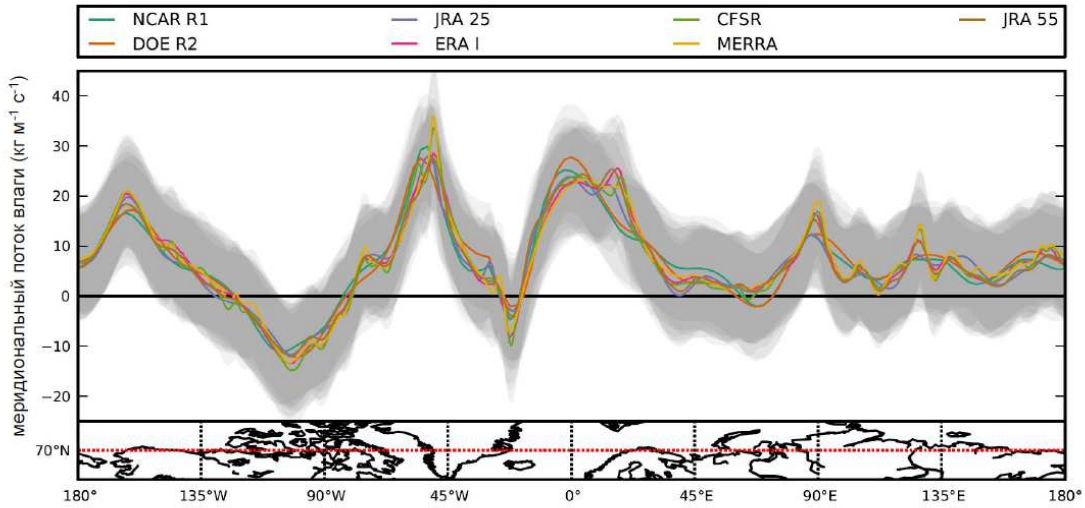


Рисунок 6.5. Меридиональное распределение проинтегрированных по вертикали потоков влаги на 70°с.ш. в разных реанализах. Серым цветом показаны значения +/- 1σ для средних значений потоков

Для оценки реалистичности полученных по данным реанализов распределений горизонтальных переносов влаги, поученные оценки переносов были сопоставлены с переносами влаги, рассчитанными по данным высотного радиозондирования из архива IGRA. В целом, оценки потоков влаги (рис. 6.6а), полученные по данным реанализов, хорошо согласуются с оценками, полученными по данным высотного зондирования. За исключение двух станций (Печера, расположенной в приполярном Урале, и Нарсарсуак, расположенной в Гренландии) корреляции между месячными аномалиями потоков влаги в реанализах и по данным радиозондирований превышают 0.85. Реанализы CFSR и ERA-Interim демонстрирует наилучшую согласованность с данными радиозондирования. Реанализ JRA25 показывает более высокую корреляцию с радиозондами, чем JRA55, что возможно связано большим объемом ассимилированных спутниковых данных в JRA25. В целом, абсолютные значения потоков влаги по данным радиозондирования немного меньше, чем по данным реанализов, за исключением районов, где потоки направлены с севера на юг (например, район Канадского архипелага). Разницы между потоками по данным радиозондов и ERA-Interim, осредненные для всех станций, составляют 10.2%. Минимальные разницы отмечаются для NCEP-R1 (6.3%) и максимальные для MERRA (13.2%).

На рис. 6.6б,в показаны значения влагозапаса и скорости меридионального ветра на уровне 850гПа. Величины влагозапаса, в целом, выше по данным радиозондирований, чем по данным реанализов, однако скорость меридионального ветра на уровне 850гПа, где

наблюдается максимальный перенос влаги, не показывает систематических различий между реанализами и наблюдениями.

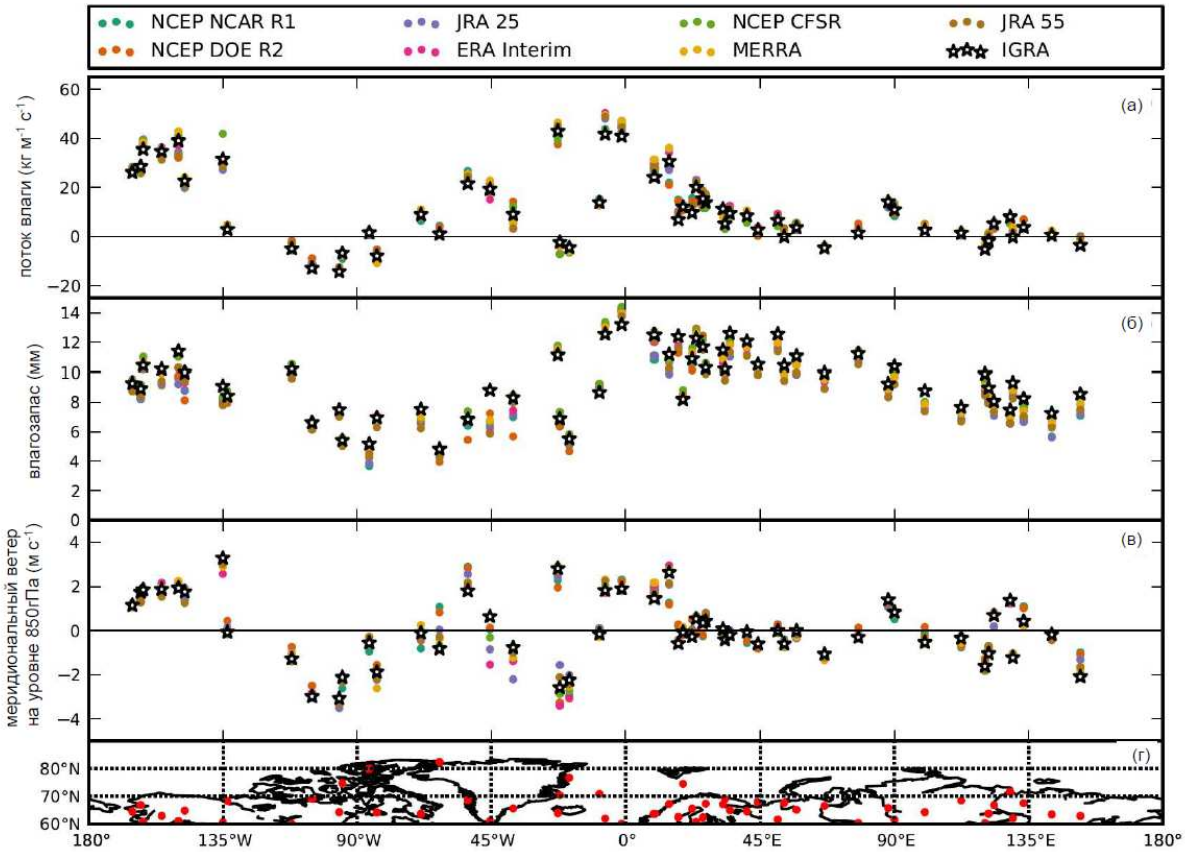


Рисунок 6.6. Оценки вертикально проинтегрированного потока влаги (а), влагозапаса (б) и скорости меридионального ветра на уровне 850гПа (в) по данным реанализов и радиозондирования атмосферы, проинтерполированных на местоположение станций зондирования, показанных на (г) за период с 1979 по 2013 гг.

На рис. 6.7а показаны вертикальные профили меридиональных потоков влаги для реанализов и данных радиозондирования. Максимальные значения переносов влаги наблюдаются для уровня 900-800гПа. Хорошее совпадение между данными реанализов и высотного радиозондирования наблюдается выше 700гПа, ниже этого уровня реанализы несколько завышают значения потоков влаги. По данным IGRA максимальные значения переноса отмечаются на уровне 850гПа. Только в реанализе ERA-Interim и JRA25 максимумы переноса наблюдаются также на этом уровне. В реанализах NCEP максимальные значения переноса смещены примерно на 900гПа, а CFSR, JRA55 и MERRA – на несколько более высокие уровни. Вертикальное распределение значений влагозапаса (рис. 6.7б) достаточно хорошо воспроизводится реанализами, за исключением пограничного слоя. Ниже 900гПа, по данным измерений радиозондов, отмечается наличие двух инверсий, которые не воспроизводятся в реанализах. Так, MERRA и JRA55 демонстрируют только одну инверсию и,

при этом, существенно занижают значения влагозапаса в соответствующих слоях. Остальные реанализы вообще не воспроизводят приземных инверсий. Самый большой разброс значений в вертикальных профилях наблюдается для скоростей меридионального ветра (рис. 6.7в). Скорость ветра по данным радиозондирования в целом меньше, чем по данным реанализов. Лишь на уровне 700-500гПа, где направление ветра меняется с южного на северное, данные реанализов хорошо совпадают с данными радиозондирования. Это изменение направления скорости ветра, однако, никак не отражается на профиле потока влаги (рис. 6.7а), демонстрируя, что средний поток не является основной причиной адвекции влаги в Арктику.

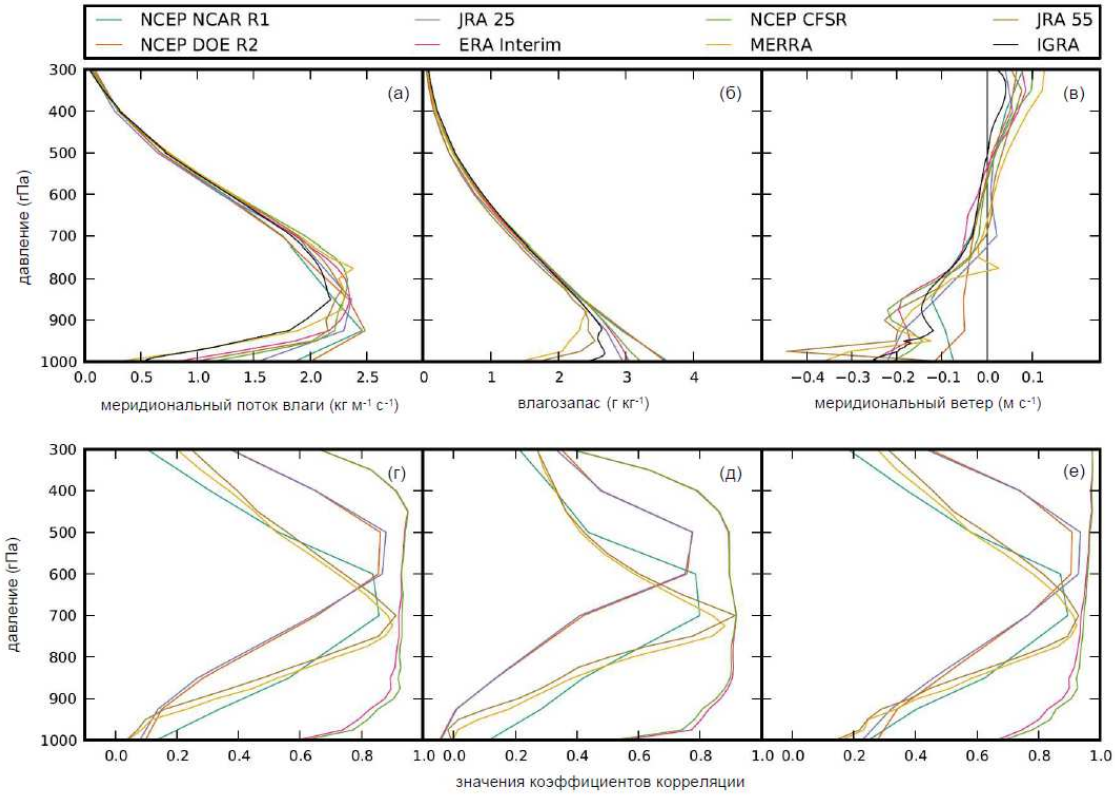


Рисунок 6.7. Вертикальные профили меридионального потока влаги (а), влагозапаса (б) и скорости меридионального ветра (в) по данным реанализов, проинтерполированных на местоположение станций зондирования. Значения коэффициентов корреляции между реанализами и данными радиозондирования для аномалий меридионального пока влаги (г), влагозапаса (д) и скорости меридионального ветра (е)

Вертикальные профили корреляции переносов влаги по данным реанализов и IGRA показаны на рис. 6.7г. Реанализы ERA-Interim и CFSR показывают самые высокие значения корреляций вдоль всего профиля. На уровнях от 900 до 450гПа значения коэффициентов корреляции для этих реанализов составляют 0.9, а на уровнях ниже 900гПа и выше 450гПа корреляция уменьшается до 0.7-0.8. Однако это падение корреляции незначительно, по сравнению со значениями корреляции для остальных реанализов, для которых значение 0.8

наблюдается только для слоя между 700 и 500гПа. Ниже и выше этого слоя корреляция падает до 0.1. Это несколько неожиданный результат, учитывая то, что вертикально проинтегрированные значения показывают достаточно высокую корреляцию. Объяснением может быть то, что, возможно в некоторых реанализах не проводилась ассимиляция данных радиозондирования для нижних и верхних уровней и данные радиозондов учитывались только в средней тропосфере. Вертикальные профили влагозапаса (рис. 6.7д) и меридионального ветра (рис. 6.7е) показывают то же распределение коэффициентов корреляции по вертикали, что и потоки влаги. Реанализы ERA-Interim и CFSR демонстрирует самые высокие корреляции с данными радиозондирования.

6.4.2. Оценки баланса влаги в Арктике

В табл. 6.5 и на рис. 6.8 показаны оценки различных компонентов баланса влаги по данным реанализов для районов циркумполярной Арктики севернее 60°с.ш., 70°с.ш., для Северного Ледовитого океана и для Гренландского ледникового щита, осредненные за период с 1979 по 2013 гг.. Значения средней конвергенции влаги для районов севернее 70°с.ш. (рис. 6.8б) хорошо совпадает для всех реанализов. Минимальное значение конвергенции (187 мм/год) наблюдается в реанализе JRA25, а максимальное (203 мм/год) в реанализе MERRA. Значения осадков и испарения в этом районе (рис. 6.8б) для разных реанализов различаются более существенно, чем конвергенция влаги. Разницы «осадки минус испарение» меняются от 95 мм/год (NCEP-R2) до 244 мм/год (CFSR). Среднеквадратическое отклонение равно 45 мм/год (для сравнения среднеквадратическое отклонение для конвергенции равно 5.1 мм/год). Естественно, ни для одного из реанализов баланс не равен 0. Самая большая невязка баланса отмечается в NCEP-R2, где конвергенция влаги превышает разницу «осадки минус испарение» на 52%. Эта невязка немного меньше для других реанализов. Минимальная невязка баланса влаги в реанализе MERRA составляет 34%. Самые высокие значения осадков и испарения наблюдаются в реанализе CFSR. Разница «осадки минус испарение» превышает величины конвергенции влаги только в реанализах CFSR и JRA55.

Для района циркумполярной Арктики севернее 60°с.ш. (рис. 6.8а) наши результаты за период с 1979 по 2013 гг. для испарения и транспорта влаги в целом совпадают с результатами *Bengtsson et al., (2004)* для ренализа ERA-Interim за период с 1989 по 2005 гг., но сильно отличаются для величин осадков (на 7%). В нашей работе осадки были получены как аккумулированные значения модельных данных между моментом инициализации и 12-часового прогноза. В работе *Bengtsson et al., (2004)* использовался промежуток времени, сдвинутый по отношению к началу прогноза на 18 часов, чтобы избежать эффекта инициализации модели

(*spin-up*). При этом оценки разниц «осадки минус испарение» не совпадают по времени с оценками переносов влаги, рассчитанными по данным о ветре и влагосодержании. Кроме циркумполярных областей оценки бюджета также были выполнены для Северного Ледовитого океана и для Гренландии (рис. 6.8в,г). Конвергенция влаги – это важный компонент баланса пресной воды в Арктике, оказывающий сильное влияние, в том числе и на океанские процессы, в частности на стратификацию океана, интенсивность конвекции в океане, и, в конечном счете, на интенсивность термохалинной циркуляции и формирование морского льда [*Serreze et al., 2006*]. Для Гренландии баланс осадков и испарения, а также сток талой воды и низовые метели в основном определяют баланс массы ледяного щита [*Ettema et al., 2009; Burgess et al., 2010*]. Для Северного Ледовитого океана оценки компонентов баланса качественно похожи на оценки, полученные для циркумполярных областей, описанные выше. В Гренландии из общей совокупности несколько выделяются реанализы MERRA и CFSR, в которых значения конвергенции влаги составляют 395 и 289 мм/год.

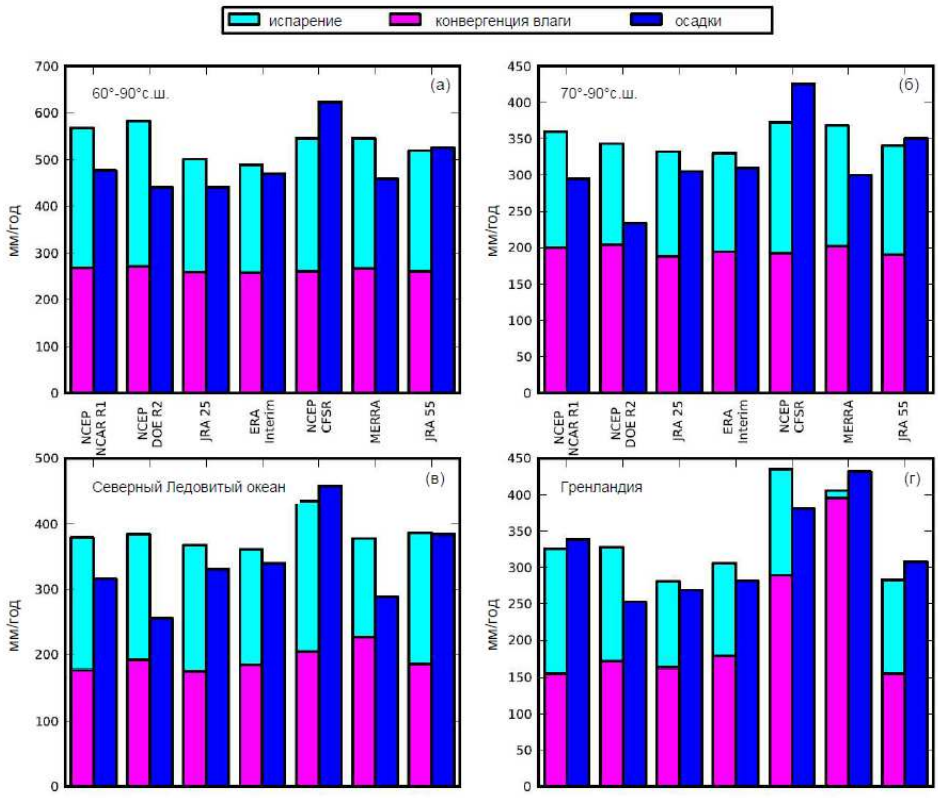


Рисунок 6.8. Гистограммы компонентов водного баланса (мм/год) для циркумполярной Арктики севернее 60°с.ш. (а), 70°с.ш. (б), Северного Ледовитого океана (в) и Гренландского ледяного щита (в), осредненных за период с 1979 по 2013 гг.

Таблица 6.5. Компоненты водного баланса (мм/год) для разных районов. Значения в скобках показывают среднеквадратичные отклонения

район	Источник реанализ	Период	осадки *О*	Испа-рение *И*	*О-И*	Перенос влаги *Т*	Баланс *О-И-Т*
70°-90°с.ш.	*Serreze et al. (1995)*	1974-1991				163	
	Bromwich et al. (2000)	1979-1993				189(23)	
	Groves and Francis (2002)	1979-1998				151	
	Jakobson and Vihma (2010)	1979-2001	323(23)	144(9)	179(20)	192(16)	-13
	Cullather and Bosilovich (2011)	1979-2005	299(16)	167(7)	132(16)	205(15)	-73
	NCEP-R1	1979-2013	295(16)	160(14)	135(14)	192(14)	-57
	NCEP-R2	1979-2013	234(21)	139(15)	95(15)	199(14)	-104(12)
	JRA 25	1979-2013	305(17)	144(10)	161(19)	187(14)	-26(16)
	ERA-Interim	1979-2013	310(14)	135(9)	175(14)	195(13)	-20(8)
	CFSR	1979-2013	426(18)	181(9)	244(16)	192(15)	53(9)
	MERRA	1979-2013	300(15)	166(7)	134(16)	203(15)	-68(16)
	JRA55	1979-2013	350(14)	150(9)	200(14)	190(14)	10(5)
60°-90°с.ш.	*Bengtsson et al. (2011)*	1989-2009	509	236	273	258	15
	NCEP-R1	1979-2013	437(18)	300(11)	176(17)	270(10)	-94(13)
	NCEP-R2	1979-2013	440(29)	311(18)	129916)	271(11)	-142(13)
	JRA 25	1979-2013	441(19)	242(7)	198(20)	259(9)	-61(16)
	ERA-Interim	1979-2013	470(13)	231(6)	239(13)	257(10)	-18(7)
	CFSR	1979-2013	623(20)	285(8)	338(16)	260(12)	78(8)
	MERRA	1979-2013	459(20)	280(5)	179(18)	266(12)	-86(11)
	JRA55	1979-2013	525(14)	258(7)	267(12)	260(11)	6(7)
Северный Ледовитый океан	*Serreze et al. (2006)*	1979-2001	310	130	190	210(21)	
	Cullather and Bosilovich (2011)	1979-2005	285(17)	150(8)	135(7)	213(17)	-78
	NCEP-R1	1979-2013	316(16)	202(15)	114(16)	177(17)	-63(11)
	NCEP-R2	1979-2013	255(19)	191(8)	64(16)	192(18)	-128(12)
	JRA 25	1979-2013	331(20)	192(11)	139(23)	175(18)	-36(17
	ERA-Interim	1979-2013	340(16)	176(11)	164(18)	184(17)	-21(9)
	CFSR	1979-2013	458(20)	231(12)	227(19)	204(18)	23(18)
	MERRA	1979-2013	288(16)	151(8)	137(17)	226(17)	-89(17)
	JRA55	1979-2013	384(16)	201(11)	183(18)	185(18)	-2(7)
Гренландия	*Ettema et al. (2009)*	1958-2007	434(23)	15	419		
	Burgess et al. (2010)	1979-2005			344(23)		
	Cullather and Bosilovich (2011)	1979-2005	439(46)	9(2)	424(47)	459(44)	-35
	NCEP-R1	1979-2013	339(26)	171(20)	168(28)	155(26)	13(26)
	NCEP-R2	1979-2013	252(29)	157(14)	96(28)	171(28)	-75(27)
	JRA 25	1979-2013	269(24)	118(10)	152(25)	163(22)	-12(22)
	ERA-Interim	1979-2013	281(24)	128(12)	153(23)	178(22)	-24(9)
	CFSR	1979-2013	381(39)	146(11)	255(31)	289(38)	-54(50)
	MERRA	1979-2013	432(44)	11(3)	421(45)	395(39)	26(19)
	JRA55	1979-2013	308(25)	128(10)	180(21)	155(20)	25(11)8085

6.4.3. Оценка роли в переносах влаги в Арктике среднего потока и синоптических вихрей

На рис. 6.9 показана климатология двух основных компонентов вертикально проинтегрированного переноса влаги в соответствии с уравнением (6.13). Здесь отдельно представлен транспорт влаги средним потоком и синоптическими вихрями. Средний поток, представленный в этом районе зональным течением, направленным на восток, в основном осуществляет перенос влаги с запада на восток. Вихревой перенос влаги примерно на порядок слабее, чем транспорт, связанный со средним потоком, но он имеет преимущественно меридиональное направление с юга на север. Отметим, что средний поток не везде направлен точно на восток, меридиональная составляющая также присутствует и, учитывая, большой объем переносимой влаги, средний поток также вносит свой вклад в меридиональную адвекцию влаги в Арктику. В частности, примерно половина меридионального переноса влаги в районах сильной циклонической активности обеспечивается средним переносом. В районе Канадского архипелага и Датского пролива средний поток имеет сильную южную составляющую,

компенсируя тем самым потоки влаги, связанные с синоптическими вихрями и направленными на север. Этот эффект описан в *Peixóto and Oort, (1992)* и связан со стационарной ложбиной, расположенной восточнее Северной Америки, на уровне тропопаузы, и обеспечивающей ветры южного направления над Канадой и северного направления над Баффиновым заливом и Гренландским морем. Над Канадой эти южные ветры опускаются до уровня поверхности и, таким образом, средний поток здесь также направлен на юг. В районе Северо-Европейского бассейна сильные южные ветры, преобладающие в средней тропосфере, переносят малое количество влаги по сравнению с менее мощными северными ветрами у поверхности, связанными с Исландским минимумом, так как содержание водяного пара у поверхности намного выше, чем в средней тропосфере. Как результат, вертикально проинтегрированный поток влаги направлен на юг между Гренландией и Исландией.

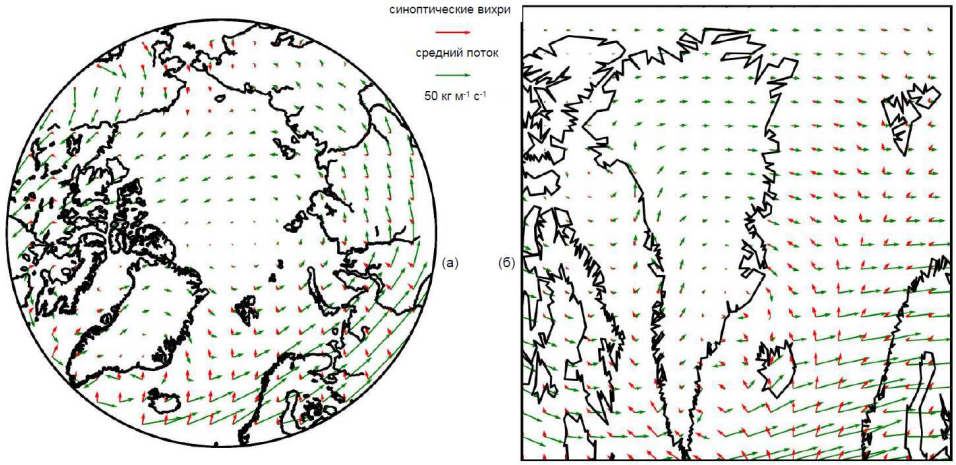


Рисунок 6.9. Рейнольдсовское разложение (6.13) потоков влаги в ERA-Interim (а) для циркумполярной Арктики севернее 60°с.ш., (б) для района Северной Атлантики

Для оценки в переносе влаги роли среднего потока, синоптических и стационарных вихрей и вертикальных ячеек циркуляции разложение (6.14) было использовано для семи реанализов и были получены компоненты разложения для меридионального транспорта влаги на 70°с.ш. На рис. 6.10 показаны суммарные потоки влаги и переносы, связанные только с синоптическими вихрями, осредненные для 45-градусных долготных секторов. Максимальные переносы, связанные с синоптическими вихрями, наблюдаются в районах Атлантического и Тихоокеанского шторм-треков, что является общим свойством всех реанализов [*Tilinina et al., 2013*]. Средний поток может обеспечивать как переносы с севера на юг (например, для районов 135°з.д.-90°з.д., 45°в.д.-90°в.д.), так и с юга на север (180°-135°з.д, 0-45°в.д.) (на рис. 6.10 показан общий поток). Очевидно, что меридиональный транспорт влаги, в основном,

обеспечивается синоптическими вихрями, отражая определяющую роль циклонов в меридиональной адвекции влаги.

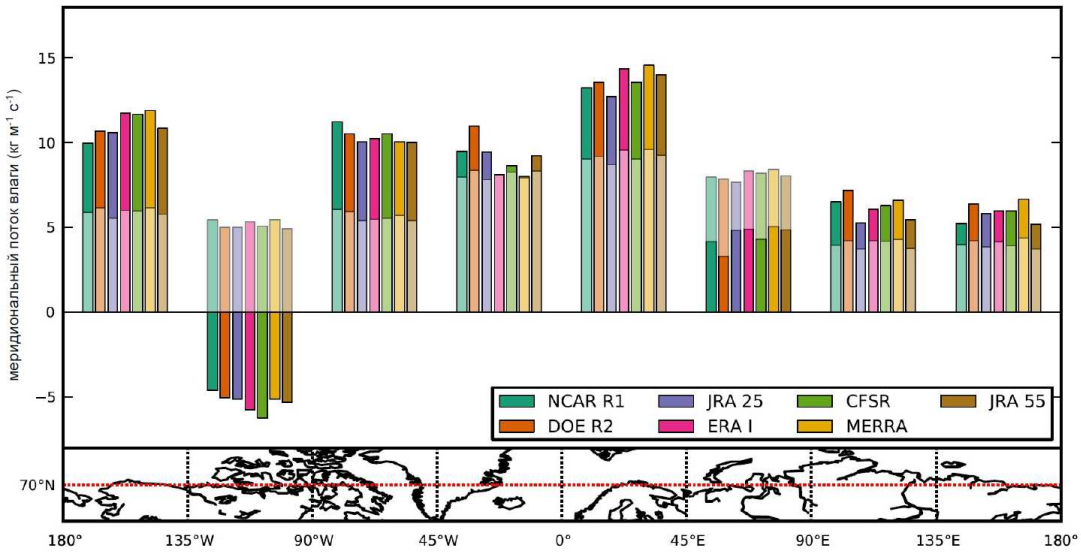


Рисунок 6.10. Меридиональное распределение проинтегрированных по вертикали потоков влаги на 70°с.ш. (столбики темного цвета) и потоков, связанных с синоптическими вихрями (осветленные столбики) по данным семи реанализов за период с 1979 по 2013 гг.. Каждый набор из семи столбиков представляет результат осреднения для 45-градусных долготных секторов, показанных на нижней карте

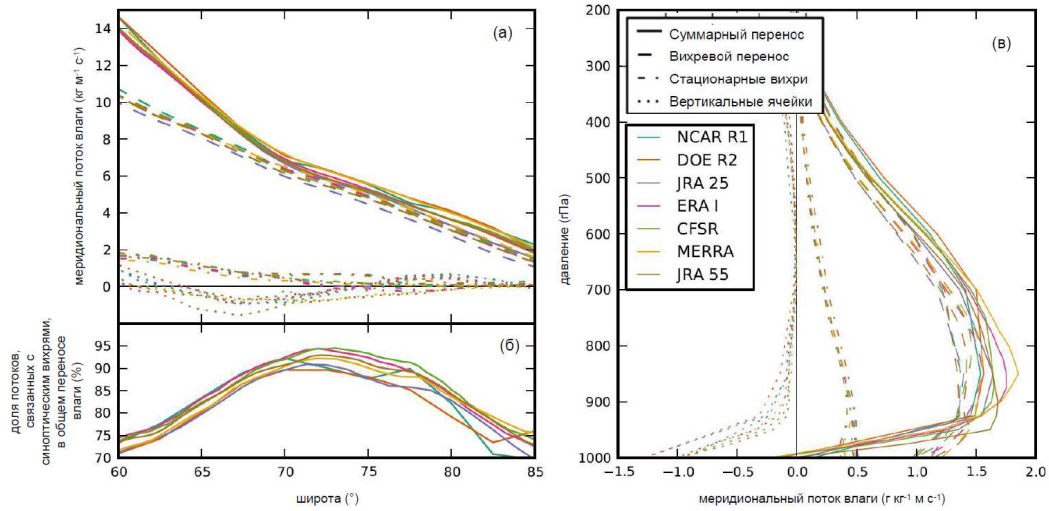


Рисунок 6.11. Зональное распределение компонентов рейнольдсовского разложения (6.14) (а), доли потоков, связанных с синоптическими вихрями, в общем переносе (б) и вертикальные профили компонентов разложения (6.14) на 70°с.ш. по данным семи реанализов за период с 1979 по 2013 гг.

Доминирующая роль синоптических вихрей в общем переносе влаги с юга на север также хорошо видна на рис. 6.11б, в частности для района 70°с.ш.-75°с.ш., где синоптические вихри обеспечивают более 90% общего потока влаги. Для всех реанализов хорошо видна роль

вертикальных ячеек циркуляции в формировании направленного на юг потока влаги между 65°с.ш. и 75°с.ш. (рис. 6.11а). На вертикальных профилях (рис. 6.11в) также видно, что ячейки вертикальной циркуляции в нижней тропосфере (до 700 гПа) обеспечивают транспорт влаги в южном направлении. Этот компонент переноса, будучи небольшим по вертикально проинтегрированным величинам переносимой влаги, существенно увеличивается у поверхности, где температура и, соответственно, содержание водяного пара в атмосфере выше, чем в средней тропосфере.

В табл. 6.6 показаны средние значения и среднеквадратичные отклонения всех компонентов разложения (6.14) для меридионального переноса влаги для района севернее 70°с.ш.

Таблица 6.6. Компоненты разложения (6.14) для района севернее 70°с.ш. (мм/год) за период с 1979 по 2013 гг.. В последней колонке показаны невязки (6.17). В скобках даны значения среднеквадратических отклонений

реанализ	Общий поток $\left\lfloor\overline{\langle qv\rangle}\right\rfloor$	Синоптические вихри $\left\lfloor\overline{\langle q'v'\rangle}\right\rfloor$	Стационарные вихри $\left\lfloor\langle \overline{q}^{*}\overline{v}^{*}\rangle\right\rfloor$	Вертикальные круговороты $\left[\langle\overline{q}\rangle\right]\left[\langle\overline{v}\rangle\right]$	Невязка $\left[\langle\overline{q}\rangle\right]\left\lfloor\overline{\langle v_{nd}\rangle}\right\rfloor$
NCEP-R1	192(14)	176(10)	49(9)	-26(7)	0.8(0.0)
NCEP-R2	199(14)	178(10)	45(10)	-24(8)	0.2(0.0)
JRA25	187(14)	167(9)	40(9)	-22(7)	2.1(0.0)
ERA-Int	196(13)	180(11)	40(9)	-23(6)	-1.3(0.0)
CFSR	192(15)	176(11)	40(10)	-22(6)	-2.4(0.0)
MERRA	200(14)	183(11)	42(10)	-30(7)	0.4(0.0)
JRA55	193(14)	173(10)	41(10)	-25(8)	0.2(0.0)

6.4.4. Сезонная изменчивость потоков влаги в Арктике

Анализ сезонной изменчивости потоков влаги в Арктике очень важен, так как среднеширотные и субполярные шторм-треки, а также и сама влажность очень сильно меняются в течение года. Баланс влаги «осадки минус испарение» также имеет сезонные колебания, так как и осадки, и испарение сильно зависят от сезонных колебаний температуры и количества морского льда. На рис. 6.12 показаны среднемесячные значения компонентов водного баланса для района севернее 70°с.ш.. Максимальные значения конвергенции влаги (~25 мм/месяц) наблюдаются в июле для всех реанализов, за исключением NCEP-R1 и NCEP-R2, для которых максимум приходится на июль. Самые низкие значения конвергенции (около 12 мм/месяц) наблюдаются в период с декабря по март. Переносы влаги, связанные с синоптическими вихрями, практически полностью совпадают по значениям с конвергенцией, обеспечивая около 90% конвергенции влаги зимой и летом и до 100% весной и осенью.

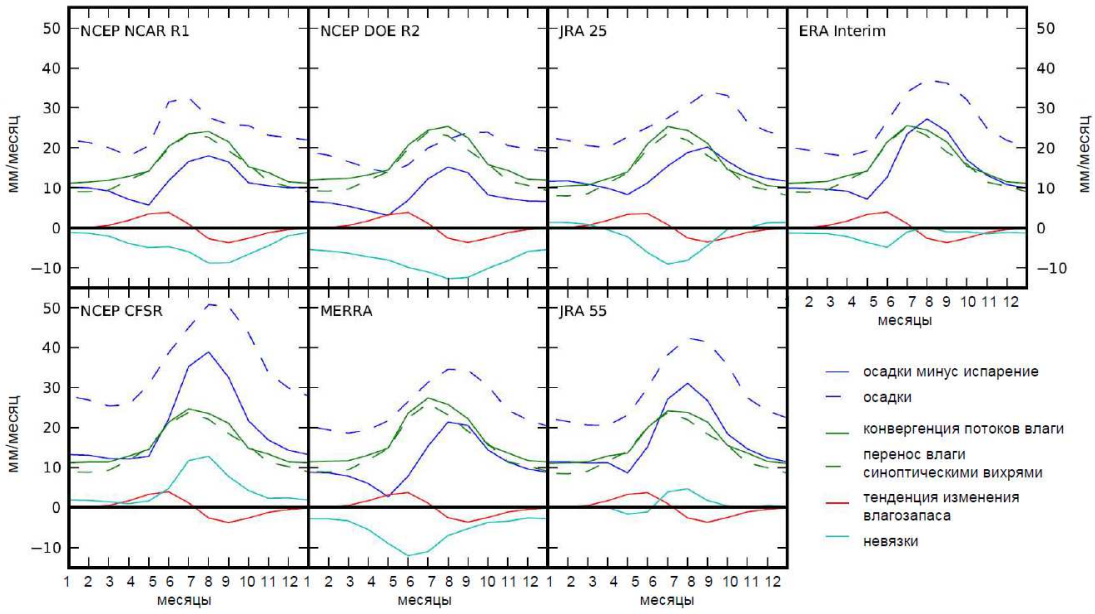


Рисунок 6.12. Сезонный цикл компонентов баланса влаги для циркумполярной Арктики севернее 70°с.ш., осредненный за период с 1979 по 2013 гг. для разных реанализов. Невязка разницу между величиной «осадки минус испарение» и влагозапасом

На рис. 6.13 показан сезонный цикл меридиональных потоков влаги и влагозапаса по данным реанализов и радиозондов, осредненных для всех станций радиозондирования. Максимальные значения переносов влаги наблюдаются в сентябре (рис. 6.13а). Как уже было отмечено раньше, потоки влаги, полученные по данным радиозондирования, немного меньше, чем потоки влаги из реанализов, что особенно четко видно весной, летом и ранней осенью. Максимум величины «осадки минус испарение» (рис. 6.12) наблюдается в августе для всех реанализов, за исключением JRA25, для которого максимум приходится на сентябрь. Таким образом, существует запаздывание примерно в один месяц, которое связано с тем, что летом, при повышении температуры, влагозапас атмосферы увеличивается (рис. 6.12), что приводит к уменьшению способности влаги, поступающей в атмосферу извне или в результате испарения конденсироваться. На рис. 6.13б показан годовой цикл влагозапаса, в котором максимум наблюдается в июле за два месяца до наступления максимума в величинах потока влаги. С другой стороны, это запаздывание также может быть отчасти объяснено артефактами, возникающими в результате того, что левая и правая части уравнения (6.7) были рассчитаны независимо друг от друга.

Маловероятно, чтобы баланс влаги был замкнут, что видно по невязкам на рис. 6.12. То же самое относится и к балансу радиационных потоков. Например, в реанализе MERRA поверхность получает лишних 11 Вт/м^2, что может привести возникновению завышенных потоков скрытого тепла [*Cullather and Bosilovich, 2011*]. Таким образом, в реанализе MERRA и

в других реанализах проблема замыкания баланса наиболее остро стоит именно поздней весной, когда наблюдается максимальное испарение.

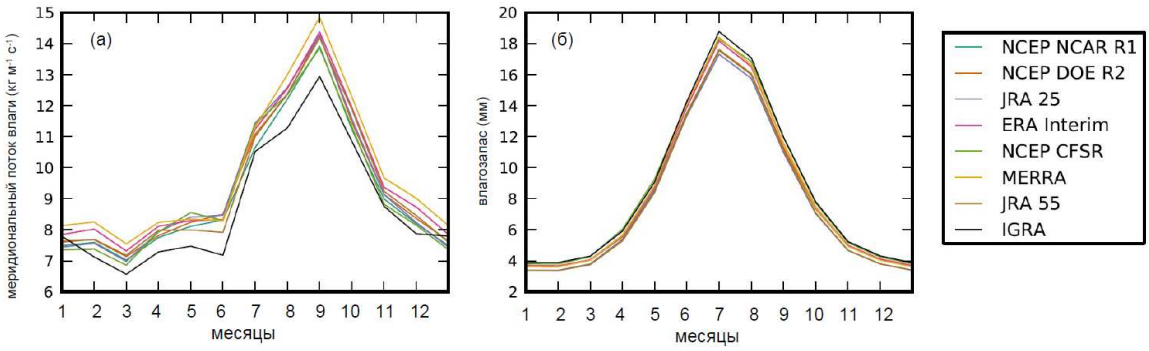


Рисунок 6.13. Сезонный цикл меридиональных потоков влаги (а) и влагозапаса (б) в реанализах и данных радиозондирования IGRA, осредненных для всех станций радиозондирования за период с 1979 по 2013 гг.

Для дальнейшего анализа сезонной изменчивости были использованы, так называемые, арктические сезоны, предложенные в работе *Tilinina et al., (2014)* и определенные по концентрации морского льда: зима – январь, февраль, март, апрель и лето – июль, август, сентябрь, октябрь. На рис. 6.14 показано меридиональное распределение проинтегрированных по вертикали суммарных потоков влаги и потоков, связанных с синоптическими вихрями для зимнего и летнего сезонов. Максимальные значения потоков как зимой, так и летом наблюдаются в районах субполярной Северной Атлантики, моря Лабрадор и Чукотского моря. В этих районах потоки влаги летом в два-три раза выше, чем зимой. Для потоков северного направления в районе Канадского Архипелага наблюдается та же закономерность. Потоки, связанные с синоптическими вихрями, летом также выше, чем зимой практически везде, за исключением района Гренландского моря, где они примерно равны друг другу. Более высокие значения потоков летом связаны с большим количеством водяного пара, содержащегося в атмосфере и более интенсивной циклонической деятельностью в районах северной Евразии и восточной Арктики. *Serreze et al., (2009)* и *Tilinina et al., (2013)* показали интенсификацию циклонической активности над северной Евразией и Канадой летом, что приводит к усилению адвекции влажного воздуха, что, в свою очередь, выражается в существенном увеличении потоков влаги летом в этих районах.

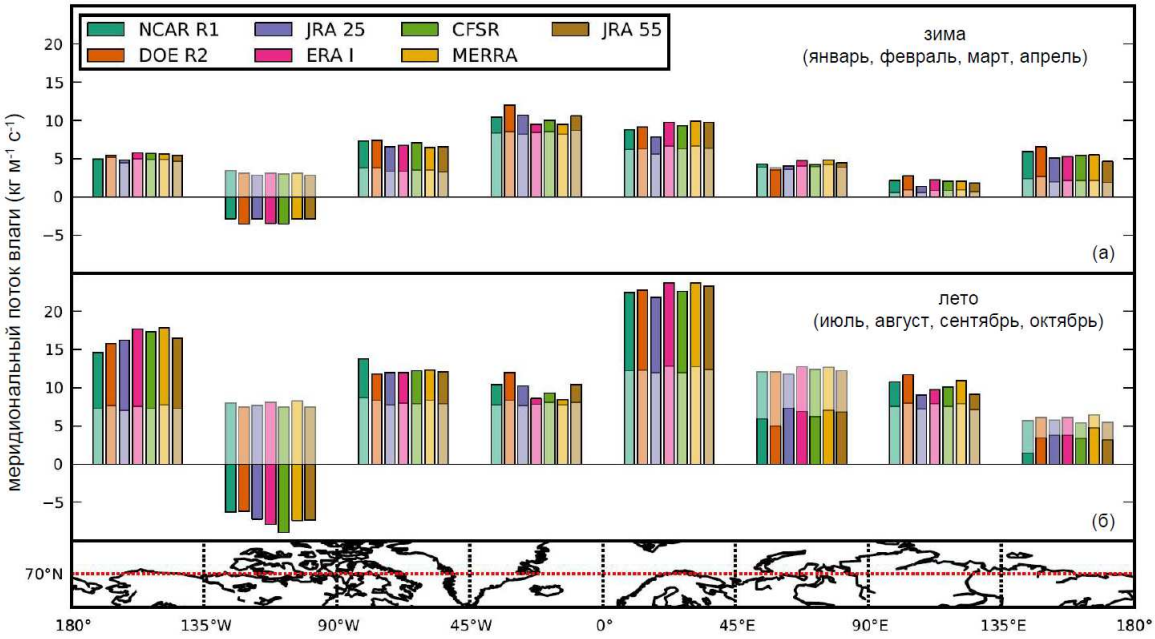


Рисунок 6.14. Меридиональное распределение проинтегрированных по вертикали потоков влаги на 70°с.ш. (столбики темного цвета) и потоков, связанных с синоптическими вихрями (осветленные столбики) по данным семи реанализов за период с 1979 по 2013 гг. зимой (а) и летом (б). Каждый набор из семи столбиков представляет результат осреднения для 45-градусных долготных секторов, показанных на нижней карте

6.4.5. Межгодовая изменчивость переносов влаги в Арктике

На рис. 6.15а показаны временные ряды среднего меридионального потока влаги на 70°с.ш. по данным разных реанализов. Разброс значений потоков влаги для разных реанализов существенно меньше, чем их межгодовая изменчивость. Все реанализы показывают согласованную межгодовую изменчивость и демонстрируют уменьшение транспорта влаги, начиная с 1989 г.. Для этого периода все реанализы показывают статистически значимые отрицательные тренды, значения которых меняются от 12% в десятилетие для реанализа ERA-Interim до 15% в десятилетие для реанализа JRA25. При этом тренды за весь анализируемый период с 1979 по 2013 гг. близки к нулю. Для анализа устойчивости наблюдаемых изменений были рассчитаны тренды для разных временных интервалов (рис. 6.15б,в). В отличие от реанализа MERRA (рис. 6.15б), статистическая значимость трендов в реанализе ERA-Interim (рис. 6.15в) очень сильно чувствительна к году, определенному, как начало периода, для которого рассчитывались тренды. В частности, 1989 г. характеризовался особенно сильными потоками влаги, что четко прослеживается во всех реанализах.

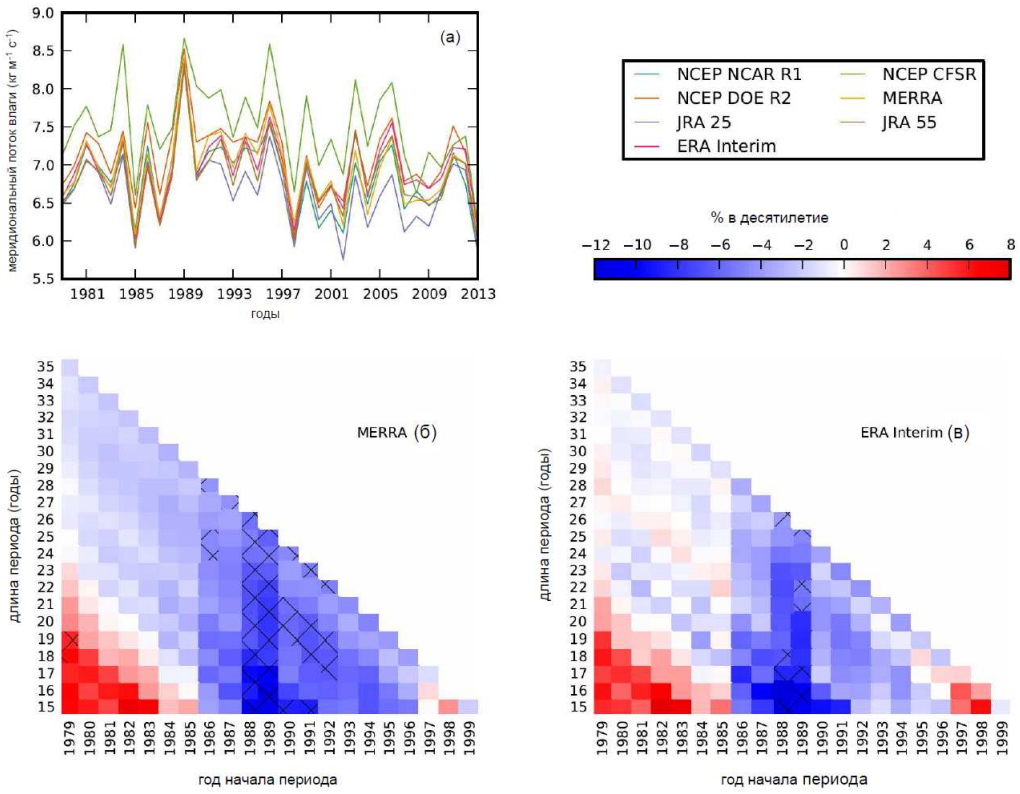


Рисунок 6.15. Временные ряды среднего меридионального переноса влаги через 70°с.ш. для семи реанализов (а). Линейные тренды среднего меридионального переноса влаги в MERRA (б) и ERA-Interim (в) для разных промежутков времени. Крестиками отмечены статистически значимые на уровне 95% тренды (оценка значимости проводилась по *t*-тесту Стьюдента)

Временная изменчивость компонентов переноса влаги показана на рис. 6.16в,д,ж. В период с 1989 по 2013 гг. количество влаги, переносимое синоптическими вихрями (рис. 6.16в), практически не меняется, при этом количество влаги, переносимое стационарными вихрями и вертикальными ячейками циркуляции (рис. 6.16д,ж) уменьшается. Временные ряды компонентов водного баланса показаны на рис. 6.16б,г,е,з. Влагозапас и испарение демонстрируют статистически значимые положительные тренды. Самые большие значения трендов наблюдается для испарения в реанализах NCEP-R2 (9.7% в десятилетие) и JRA55 (4.6% в десятилетие).

На рис. 6.16а,б показаны временные ряды меридионального переноса влаги и влагозапаса по данным радиозондирования IGRA. Данные радиозондирования показывают более слабые переносы влаги в 1980-х гг., чем реанализы, но после 1989 г. переносы влаги по данным реанализов и радиозондирования в целом совпадают. Изменения влагозапаса также хорошо совпадают для разных данных, показывая статистически значимое на уровне 95% увеличение от 5.0% до 9.8% за 35-летний период. Совместный анализ изменчивости общего меридионального переноса влаги и влагозапаса выявляет очевидный парадокс. С одной

стороны, все данные не показывают статистически значимых изменений направленного на север переноса влаги (рис. 6.16а), а с другой – влагозапас существенно возрастает (рис. 6.16б) по данным разных массивов. Очевидно, что рост абсолютной влажности не приводит к увеличению потоков влаги. Это противоречит общепризнанной концепции, что направленный к полюсу перенос влаги должен усиливаться при потеплении климата и подтверждает противоположное утверждение, что интенсификация гидрологического цикла связана с увеличением локального испарения [*Bintanja and Selten, 2014*].

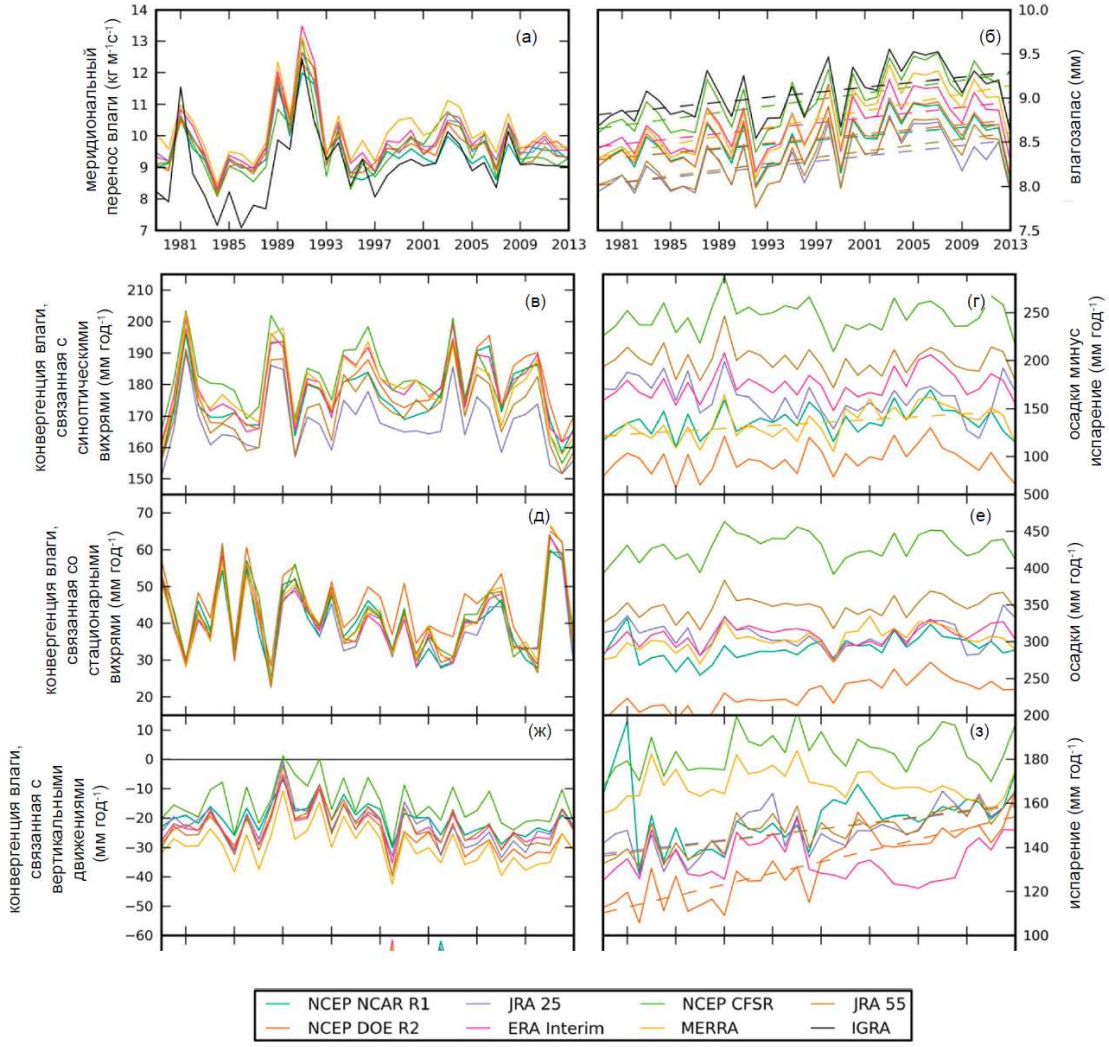


Рисунок 6.16. Временные ряды меридионального переноса влаги (кг $м^{-1}$ $с^{-1}$) (а), влагозапаса (мм) (б), конвергенция влаги севернее 70°с.ш. для переносов, связанных с синоптическими вихрями (в), переносов, связанных со стационарными вихрями (д) и переносов, связанных с вертикальными движениями (ж) (мм $год^{-1}$), полученных из компонентов разложения (6.14); (г) «осадки минус испарение» (мм $год^{-1}$), (е) осадки (мм $год^{-1}$), (з) испарение (мм $год^{-1}$) для реанализов и радиозондов (а,б) за период 1980-2013 гг.. Пунктиром показаны линии регрессии, если тренды статистически значимы на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента)

Учитывая тот факт, что потоки влаги зависят как от влажности, так и от скорости ветра, закономерно встает вопрос, могут ли изменения скорости ветра компенсировать наблюдающиеся увеличения влагозапаса? Для ответа на этот вопрос было использовано более компактное разложение средних потоков влаги через 70°с.ш.:

$$\left[\left\langle \overline{qv} \right\rangle\right] = \left[\left\langle \overline{q^{'*_\circ} v^{'*_\circ}} \right\rangle\right] + \left[\langle \overline{q} \rangle\right]\left[\langle \overline{v} \rangle\right], \tag{6.18}$$

где первый член правой части – это ковариация между влагозапасом и меридиональной скоростью ветра, а второй член – это невязка, и, как показано в табл. 6.6, она очень мала и ей можно пренебречь. Выразим ковариацию как произведение среднеквадратичного отклонения влажности и скорости ветра и их взаимной корреляции:

$$\left[\left\langle \overline{qv} \right\rangle\right] = \sigma_{t,\lambda,p} q \sigma_{t,\lambda,p} v corr_{t,\lambda,p}(q,v) \tag{6.19}$$

На рис. 6.17 показаны временные ряды величин членов правой части (6.18). Среднеквадратичные отклонения влажности (рис. 6.17а) увеличиваются от 7.5% (JRA25) до 12.9% (MERRA). Статистически значимые тренды при этом наблюдаются для реанализов NCEP-R1, JRA25, ERA-Interim и JRA55.

Изменчивость влажности может быть в свою очередь разложена на компоненты, по аналогии с переносом влаги, и представлена как сумма изменений по времени, изменений по долготе и изменений по вертикали:

$$\sigma^2_{t,\lambda,p} q = \left[\left\langle \sigma^2_t q \right\rangle\right] + \left\langle \sigma^2_\lambda \overline{q} \right\rangle + \sigma^2_p \langle \overline{q} \rangle . \tag{6.20}$$

Первый член правой части 6.20, отвечающий за изменчивость по времени, вкладывает в общее увеличение среднеквадратичного отклонения влажности лишь 6-16% для разных реанализов. Второй и третий члены (6.20) представляют пространственную изменчивость по долготе и по вертикали. Насыщенная удельная влажность экспоненциально увеличивается при увеличении температуры в соответствии с уравнением Клапейрона-Клаузиуса. Если атмосфера нагревается равномерно и относительная влажность не изменяется, то в районах с большей

концентрацией водяного пара влажность растет сильнее, чем в районах с малым содержанием водяного пара. В данном случае максимальные различия в количестве водяного пара наблюдаются между поверхностью и верхней тропосферой ($\sigma_p^2[\bar{q}]$), что определяет 83-89% от общего увеличения среднеквадратичного отклонения влагозапаса. Вклад в общую изменчивость влагозапаса второго члена разложения (6.20), описывающего изменчивость по долготе, мал и составляет –3-7% для разных реанализов.

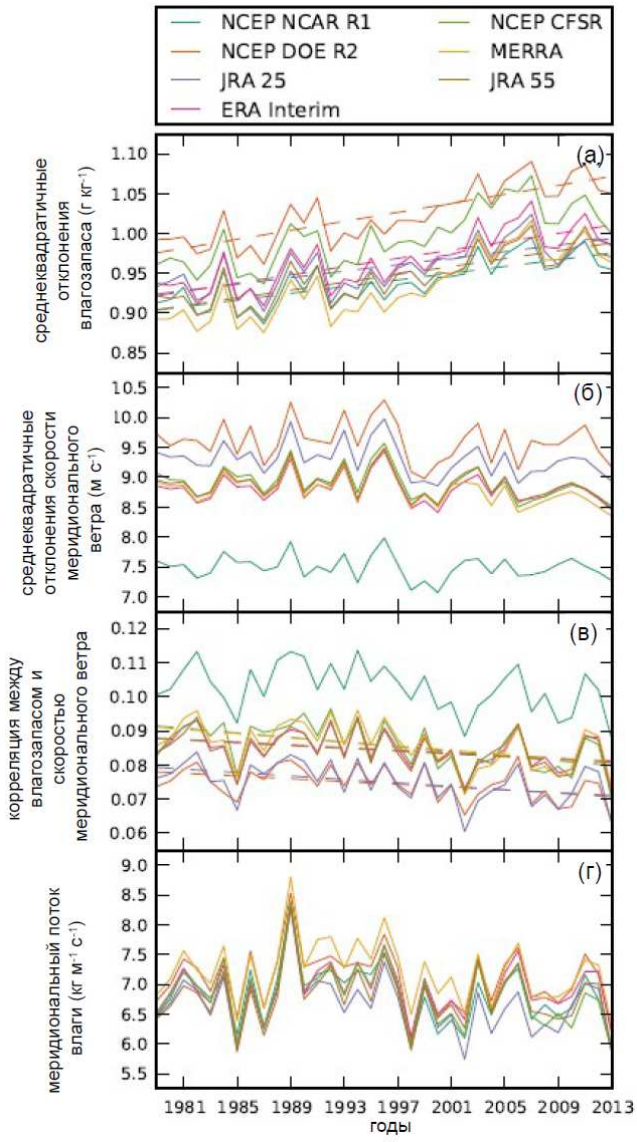


Рисунок 6.17. Временные ряды среднеквадратичных отклонений влагозапаса (а) и скорости меридионального ветра (б), коэффициентов корреляции влагозапаса и меридиональной скорости ветра (в) и меридионального потока влаги (г) по данным семи реанализов за период с 1979 с 2013 гг. для района севернее 70°с.ш. Линии регрессии (пунктиром) показаны, если тренды статистически значимы на 95% уровне

Стандартные отклонения меридиональной скорости ветра (рис. 6.17б) мало изменяются во времени и для некоторых реанализов демонстрирует отрицательные статистически незначимые изменения. Корреляция между влагозапасом и меридиональной скоростью ветра показывает статистически значимые отрицательные тренды для всех реанализов за исключением NCEP-R2 (рис. 6.17в). На рис. 6.18 показаны вертикальные профили трендов меридиональных потоков влаги для района севернее 70°с.ш. В нижней тропосфере до уровня 700гПа потоки влаги уменьшаются. Положительные тренды меньшей магнитуды наблюдаются в верхней части тропосферы.

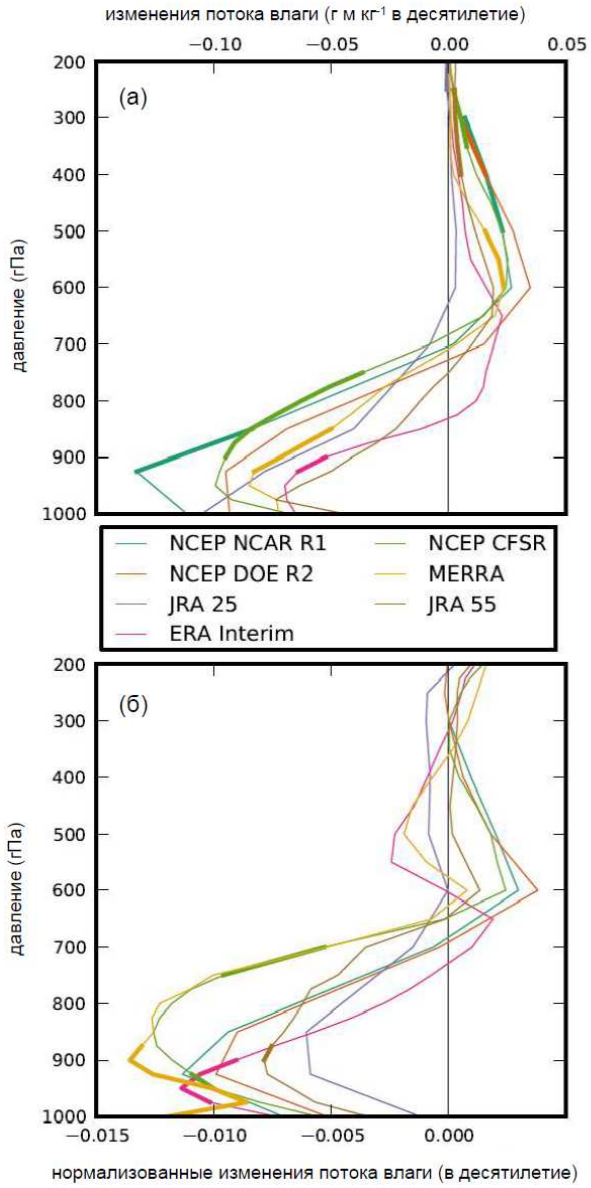


Рисунок 6.18. Вертикальные профили трендов меридиональных потоков влаги для района севернее 70°с.ш. (а). Толстыми линиями показаны статистически значимые на уровне 95% тренды по *t*-тесту Стьюдента. Вертикальные профили трендов нормализованных потоков влаги (б). Нормализация проводилась как $\langle \overline{qv} \rangle / (\sigma_{t,\lambda,p} q \sigma_{t,\lambda,p} v)$

Для объяснения этого были рассмотрены корреляции между меридиональной скоростью ветра и влажностью на разных геопотенциальных уровнях, что позволяет установить, где эти корреляции максимальны. Потоки влаги были нормализованы на их среднеквадратичные отклонения:

$$\left[\overline{qv}\right] / \left(\sigma_{t,\lambda,p} q \sigma_{t,\lambda,p} v\right). \qquad (6.21)$$

Вертикальный интеграл (6.21) равен $corr_{t,\lambda,p}(q,v)$, что следует из уравнения (6.20). Вертикальные профили трендов нормализованных потоков влаги показаны на рис. 6.18б. Нормализованные потоки влаги уменьшаются у поверхности, между 950 и 850гПа. На этих высотах преобладают ветры северного направления, являющиеся нижней частью полярной ячейки циркуляции. Однако, это может только частично объяснить наблюдающиеся изменения, так как транспорт влаги, связанный с вертикальной циркуляцией (рис. 6.16ж) изменяется мало.

6.5. РОЛЬ ОСАДКОВ В ГИДРОЛОГИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ АНТАРКТИКИ

6.5.1. Пространственная изменчивость характеристик влагопереноса в Антарктике

Антарктика, по сравнению с Арктикой, намного хуже покрыта наблюдениями. На рис. 6.1 показаны доступные станции аэрологического зондирования атмосферы в Антарктике. Их всего десять, расположены они в основном на побережье восточной части Антарктиды и еще одна станция находится на Южном полюсе. Измерения внутри континента практически отсутствуют. Программа радиозондирования на станции Восток была прекращена в 1992 г., а круглогодичная программа радиозондирования на французской станции Dome C началась только в 2005 г.. Полярно орбитальные спутники обеспечивают хорошее покрытие внутриконтинентальных районов, однако на точность их измерений очень сильно влияет облачность и сильные и частые низовые метели [*Bouchard et al., 2010*]. Поэтому качество спутниковых измерений характеристик водного баланса здесь также очень низкое. Таким образом, данных для ассимиляции моделями в этом районе почти нет и, следовательно, в Антарктической области можно ожидать б*о*льшую рассогласованность оценок различных компонентов гидрологического цикла по данным реанализов, чем в Арктике.

На рис. 6.19а показана климатология горизонтальных потоков влаги за период с 1979 по 2013 гг. по данным ERA-Interim. В районе Южного океана доминируют потоки, направленные с востока на запад с величинами порядка 100 кг $м^{-1}$ $с^{-1}$. Внутри Антарктического континента количество влаги уменьшается как минимум вдвое, при этом потоки влаги также становятся на порядок меньше. В работе было обнаружено, что полярный вихрь располагается в районе ледника Росса (150°з.д - 160°в.д.), а не на Южном Полюсе, как было представлено в *King and Turner, (1997)*. Такое расположение полярного вихря обеспечивает существенную адвекцию влаги в западную часть Антарктиды (рис. 6.19б). Нами было получено, что потоки влаги резко уменьшаются при достижении высоты ледяного щита в 850м. Направление потоков влаги в Восточной Антарктике контролируется положением циркумполярной ложбины, характеристики которой также были описаны в *King and Turner,* (1997*)*. Этот пояс низкого давления и высокой циклонической активности располагается в районе 66°ю.ш. и немного смещается в зависимости от сезона года. В соответствии с барическим законом отклонения ветра среднее направление ветра на северной периферии ложбины – восточное, а на южной стороне – западное. Изменение направления ветра и особенности конфигурации прибрежной линии способствуют адвекции влаги внутрь континента. Циркумполярная ложбина имеет разрыв в районе восточной Антарктики, образуя два центра низкого давления: один в районе 20°в.д. и второй в районе 90°в.д. Каждый из этих центров низкого давления способствует адвекции влаги вглубь Антарктиды.

В отличие от Арктики в Антарктике разные реанализы показывают существенный разброс величин потоков, связанных с циркумполярным потоком (рис. 6.19в). В районе субполярных широт Тихого океана ERA-Interim демонстрирует самые слабые значения потоков. Над субполярной Южной Атлантикой и южной частью Индийского океана наибольшее рассогласование с ERA-Interim наблюдается для реанализов первого поколения: NCEP-R1, NCEP-R2 и JRA25. Внутри Антарктиды (рис. 6.19г) эти три реанализа также показывают самую большую рассогласованность, особенно на побережье, где разницы в направлении потоков влаги по отношению к ERA-Interim достигают 180°. В западной части Антарктиды все реанализы показывают сильный разброс, как в абсолютных значениях, так и в направления потоков влаги.

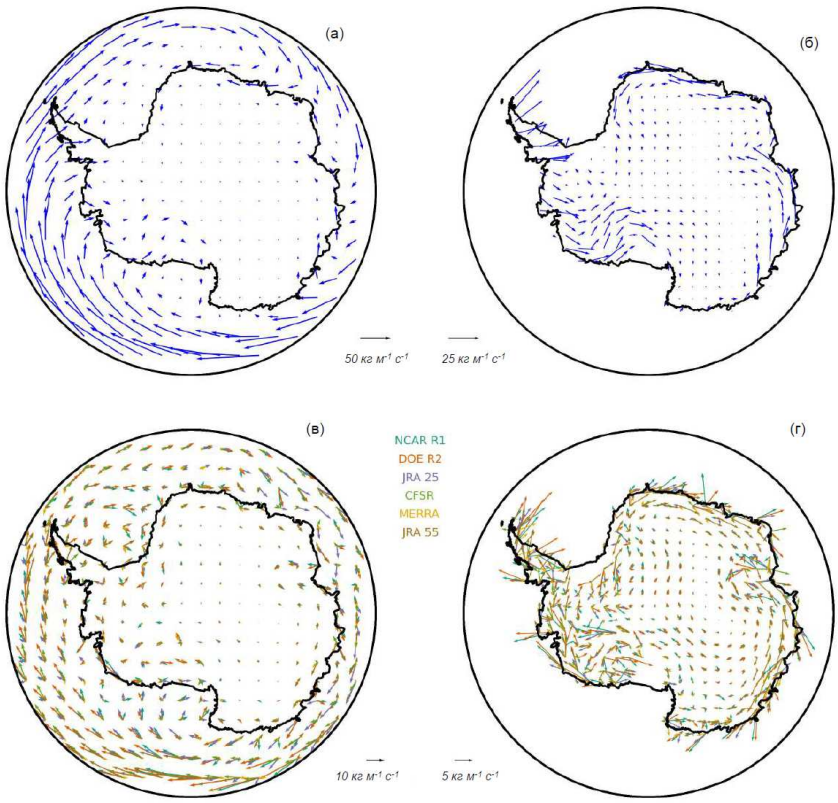


Рисунок 6.19. Средние проинтегрированные по вертикали потоки влаги южнее 60°ю.ш. (а) и для района Антарктического ледяного щита (б) по данным ERA-Interim за период с 1979 по 2013 гг.. Разницы вертикально проинтегрированных потоков влаги между шестью реанализами и ERA-Interim для района южнее 60°ю.ш. (в) и для района Антарктического ледяного щита (г) за период с 1979 по 2013 гг.

На рис. 6.20 показан профиль вертикально осредненных адвективных потоков влаги через границу Антарктического ледяного щита. Этот профиль был получен путем интерполяции средних потоков влаги на сглаженную береговую линию Антарктического ледяного щита. Максимальные значения потоков, направленных на юг вглубь Антарктического континента, наблюдаются в районе западной (наветренной) части Антарктического полуострова. В районе восточной (подветренной) части полуострова потоки преимущественно имеют северное направление. В Западной части Антарктиды преобладают потоки южного направления (~10 кг $м^{-1}$ $с^{-1}$). В восточной Антарктиде потоки, в основном, северные за исключением нескольких секторов, где преобладают катабатические ветры (например, шельфовый ледник Эймери (70°в.д.). Отметим, что реанализы NCEP-R1, NCEP-R2 и JRA25 не воспроизводят этого локального эффекта, демонстрируемого реанализами последнего поколения. В то же время реанализ CFSR, имеющий самое высокое пространственное разрешение (T382), в этом районе показывает более сильные потоки, направленные на север, чем ERA-Interim, MERRA и JRA55.

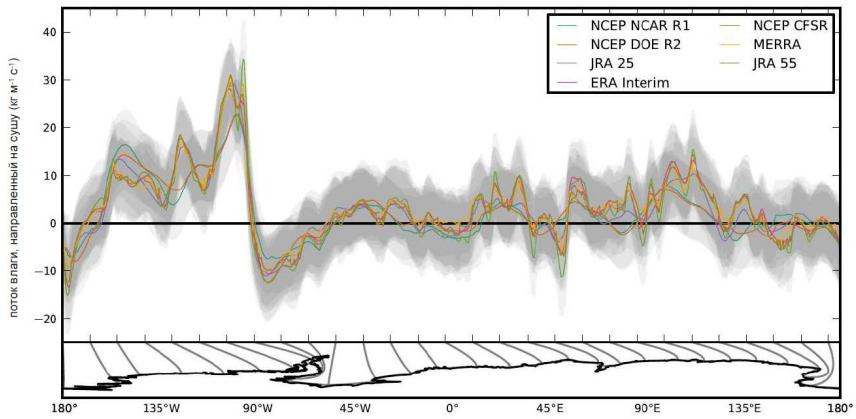


Рисунок 6.20. Проинтегрированные по вертикали потоки влаги на границе Антарктического ледяного щита по данным разных реанализов за период с 1979 по 2013 гг.. Серым цветом показаны значения +/- 1σ для средних значений потоков

На рис. 6.21 показано сравнение оценок вертикально проинтегрированных потоков влаги, рассчитанных по данным реанализов, проинтерполированных на местоположение станций высотного зондирования IGRA. Величина разброса значений, полученных по данным реанализов и зондирования, сильно зависит от района расположения станции. Для станций, расположенных в относительно однородных орографических условиях, этот разброс небольшой, тогда как для станций, находящихся в районах каньонов и долин, создающих подобие туннелей для ветра, разброс значений намного выше. Это хорошо прослеживается на примере станций Сёва (69°ю.ш., 39°в.д.) и Дейвис (68°ю.ш., 77°в.д.), расположенных на выходах ледников Shirase и Lambert. Как и для Арктики влагозапас по данным аэрологических наблюдений выше, чем по данным реанализов (рис. 6.21б). Принимая во внимание низкое содержание водяного пара в этом районе, разницы между наиболее сухим и наиболее влажным реанализом составляют примерно четверть от средних значений. Отметим также, что дисперсия скорости ветра северного направления на уровне 850гПа существенно выше (рис. 6.21в). Чем ниже разрешение реанализа, тем больше разница оценок на нем базирующихся по отношению к наблюдениям. Мы предполагаем, что Антарктические станции недостаточно репрезентативны для оценки скорости ветра, так как они изначально располагались в местах наиболее защищенных от ветра по соображениям логистики. Для точного воспроизведения эффектов катабатических ветров и локальные ветров в местах расположения станций необходимы атмосферные модели очень высокого разрешения. В Антарктике, в отличие от Арктики, направление ветра на уровне 850гПа в целом соответствует направлению потоков влаги, то есть средний поток, может быть сравним по величине с потоком, связанным с синоптическими вихрями.

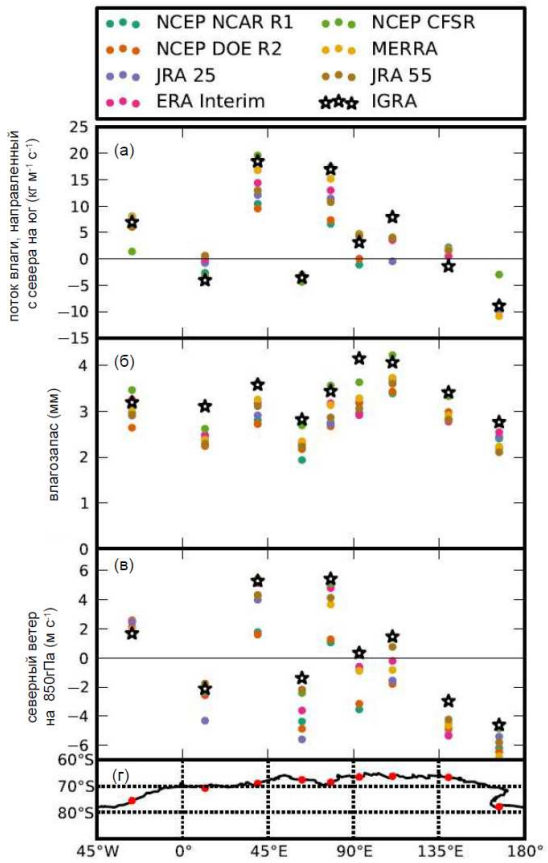


Рисунок 6.21. Оценки вертикально проинтегрированного меридионального потока влаги (а), влагозапаса (б) и скорости меридионального ветра на уровне 850гПа (в) по данным реанализов и радиозондирования атмосферы, проинтерполированных на местоположение станций зондирования, показанных на (г) за период с 1979 по 2013 гг.

На рис. 6.22 показаны вертикальные профили адвективных потоков влаги, влагозапаса и скорости ветра. У самой поверхности преобладают потоки влаги северного направления, однако с высотой направление переноса меняется и влага приносится с Южного океана на Антарктику. По данным IGRA изменение направления потоков влаги происходит на уровне 950гПа, причем реанализы CFSR и JRA55 хорошо воспроизводят это изменение знака переноса. В то же время реанализы NCEP-R1и NCEP-R2 показывают изменение направления потока на уровне 750гПа, а JRA25 на 850гПа. Также эти реанализы завышают значения приземных, направленных на север, потоков и занижают интенсивность потоков в верхней тропосфере, направленных на юг. В целом, вертикальные профили влагозапаса не так хорошо воспроизводятся реанализами, как в Арктике. Наибольший разброс оценок влагозапаса по данным разных реанализов происходит вблизи поверхности. Приповерхностная инверсия влаги, наблюдающаяся по данным радиозондирования, воспроизводится только в реанализах MERRA и JRA55, но при этом в этих реанализах она слишком глубокая и сильная по сравнению с наблюдениями. Все три реанализа NCEP-R1, NCEP-R2 и CFSR показывают существенное завышение значений влагозапаса. На рис. 6.22в показаны типичные вертикальные профили

скорости катабатических ветров. Высота катабатического уровня в реанализах систематически выше, чем по данным зондирования, причем, чем ниже разрешение модели, тем выше располагается катабатический уровень. В целом средние скорости ветра направлены на север. Потоки влаги, направленные на юг (рис. 6.22а), связаны преимущественно с синоптическими вихрями, направление ветра в которых не отражается на профилях (рис. 6.22в). Вертикальные профили коэффициентов корреляции между реанализами и данными радиозондирования для аномалий меридионального пока влаги, влагозапаса и скорости северного ветра (рис. 6.22г,д,е) в целом похожи на профили для Арктики, однако сами значения коэффициентов корреляции примерно на 0.1 ниже. Реанализы NCEP-R1, NCEP-R2, MERRA и оба реанализа JRA показывают максимальные значения коэффициентов корреляции на уровнях 800-700гПа, что примерно на 100гПа ниже, чем в Арктике.

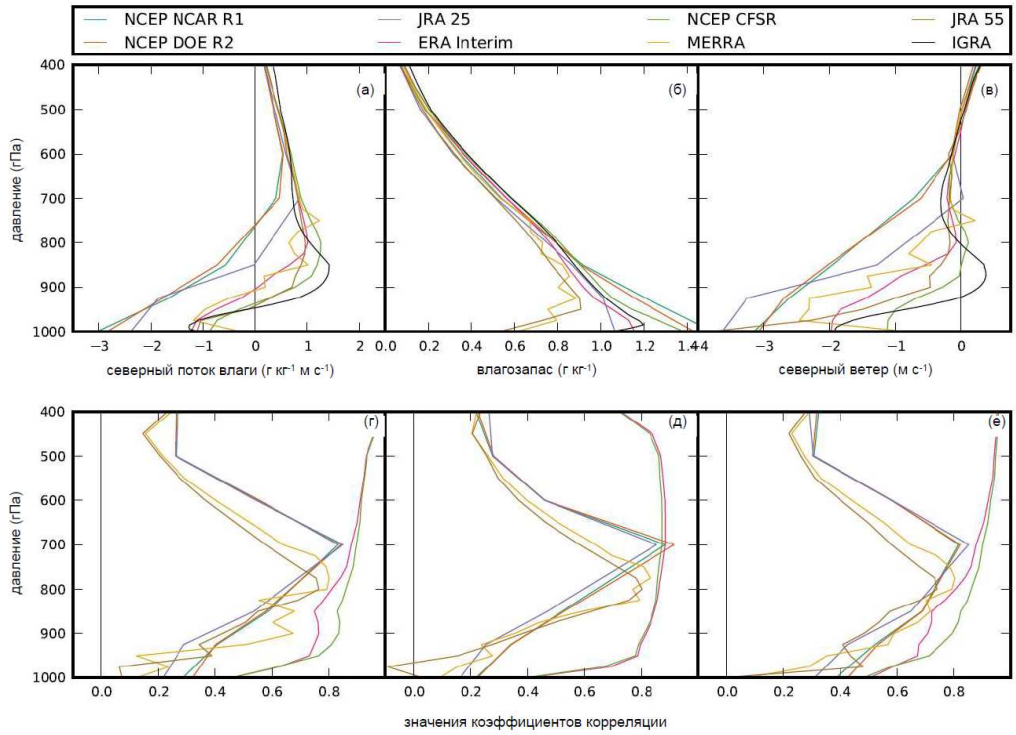


Рисунок 6.22. Вертикальные профили меридионального потока влаги (а), влагозапаса (б) и скорости северного ветра (в) по данным реанализов, проинтерполированных на местоположение станций зондирования. Значения коэффициентов корреляции между реанализами и данными радиозондирования для аномалий меридионального пока влаги (г), влагозапаса (д) и скорости северного ветра (е)

6.5.2. Оценки баланса влаги в Антарктике

Учитывая очень ограниченное количество наблюдений для ассимиляции в моделях реанализов в Южном полушарии, сложно ожидать хорошего соответствия между компонентами баланса влаги для разных реанализов в Антарктике. В табл. 6.7 показаны

значения разных компонентов водного баланса для различных районов Антарктики. В отличие от Арктики, в Антарктике осадки в целом немного выше, чем сумма испарения и адвекции влаги. Максимальные разности составляют 25% для реанализа JRA25 в районе Антарктического плато. Это также видно на рис. 6.23 при сравнение левых и правых столбцов для каждого реанализа. Испарение в NCEP-R1 выглядит нереалистично высоким для циркумполярной Антарктики, Антарктического ледяного щита и, особенно, для Антарктического плато (рис. 6.23б,в,г), что также было отмечено в [*Hines et al., 1999*]. Заметим также, что в ряде работ отмечались завышенные турбулентные потокои тепла (а, следовательно, и испарения) в этом реанализе [*Moore et al., 2002*]. *Bromwich et al., (2011)* также писали о слишком высоком испарении в NCEP-R2. Поскольку 70°ю.ш. пересекает Антарктический полуостров и часть восточной Антарктики, оценки, выполненные для циркумполярной Антарктики южнее 70°ю.ш., учитывают особенности водного цикла, как над океаном, так и над сушей. На границах ледяного щита потоки влаги сильно меняются на относительно малых пространственных масштабах как по магнитуде, так и по направлению. Это хорошо видно при анализе отношения среднеквадратичных отклонений величин потоков для разных реанализов и оценок, осредненных для всех реанализов: 4% для района южнее 60°ю.ш., 3% для района южнее 70°ю.ш., 11% для Антарктического ледяного щита и 7% для Антарктического плато.

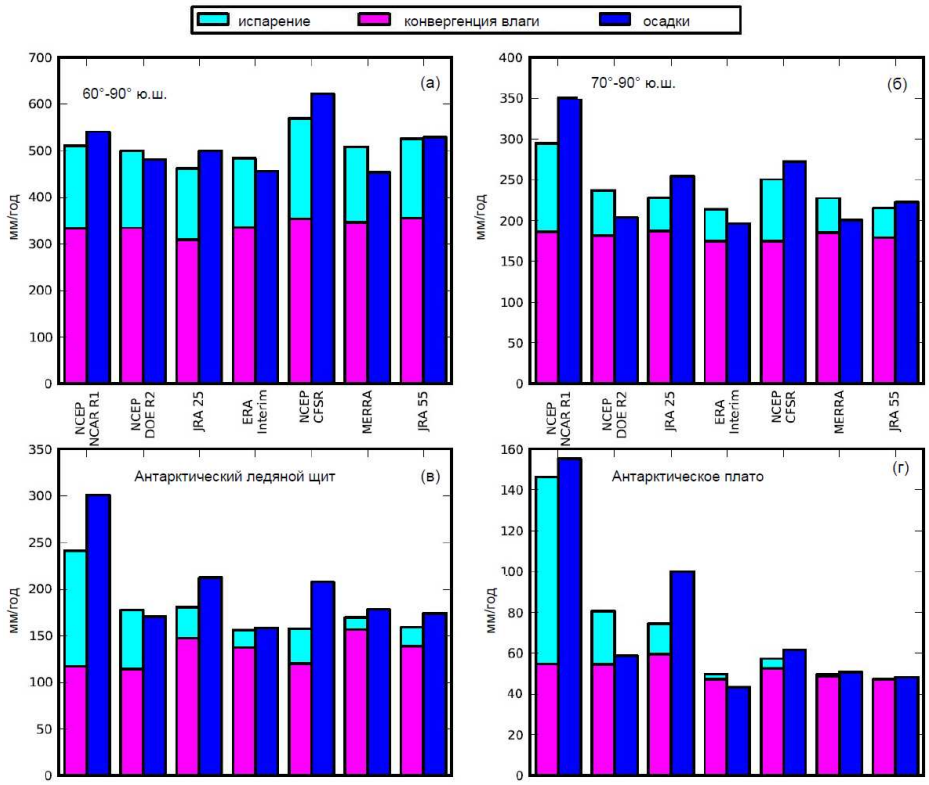


Рисунок 6.23. Гистограммы компонентов водного баланса (мм/год) для циркумполярной Антарктики южнее 60°ю.ш. (а), 70°ю.ш. (б), Антарктического ледяного щита (в) и Антарктического плато (в), осредненных за период с 1979 по 2013 гг.

Таблица 6.7. Компоненты водного баланса (мм/год) для разных районов. Значения в скобках показывают среднеквадратичные отклонения

район	Источник реанализ	Период	Осадки *O*	Испа-рение *И*	*O-И*	Перенос влаги *T*	Баланс *O-И-T*
60°-90°ю.ш.	*Bengtson et al. (2011)*	1989-2009	495	151	344	332	13
	NCEP-R1	1979-2013	541 (30)	177 (5)	363 (30)	333 (26)	30 (8)
	NCEP-R2	1979-2013	482 (35)	165 (6)	316 (32)	335 (27)	-18 (9)
	JRA 25	1979-2013	500 (17)	153 (5)	347 (14)	309 (15)	38 (15)
	ERA-Interim	1979-2013	456 (11)	148 (6)	308 (11)	336 (11)	-28 (5)
	CFSR	1979-2013	622 (16)	216 (20)	406 (22)	353 (13)	53 (15)
	MERRA	1979-2013	453 (41)	163 (8)	290 (45)	346 (18)	-56 (33)
	JRA55	1979-2013	528 (15)	171 (4)	358 (14)	356 (12)	2 (4)
70°-90°ю.ш.	*Genthon and Krinner (1998)*	1979-1993				162	
	Cullather and Bosilovich (2011)	1979-2005	198 (14)	43 (2)	155 (13)	188 (11)	-33
	NCEP-R1	1979-2013	350 (19)	108 (4)	242 (16)	186 (16)	56 (4)
	NCEP-R2	1979-2013	204 (19)	55 (6)	149 (16)	182 (14)	-33 (6)
	JRA 25	1979-2013	254 (10)	41 (2)	214 (9)	187 (8)	26 (5)
	ERA-Interim	1979-2013	196 (8)	39 (2)	158 (7)	175 (7)	-17 (2)
	CFSR	1979-2013	272 (12)	75 (10)	197 (11)	175 (9)	22 (6)
	MERRA	1979-2013	200 (13)	42 (2)	158 (13)	185 (10)	-27 (8)
	JRA55	1979-2013	222 (10)	36 (2)	186 (9)	179 (9)	6 (2)
Антаркти-ческий ледяной щит	*Monaghan et al. (2006)*	1985-2001	200		180 (8)		
	Arthern et al. (2006)	Разные периоды				143 (4)	
	Van de Berg et al. (2006)	1980-2004				173 (1)	
	Cullather and Bosilovich (2011)	1979-2005	165 (10)	11 (1)	154 (11)	171 (11)	17
	NCEP-R1	1979-2013	301 (15)	125 (6)	176 (12)	117 (10)	59 (5)
	NCEP-R2	1979-2013	171 (15)	63 (7)	108 (10)	114 (10)	-7 (6)
	JRA 25	1979-2013	212 (12)	34 (2)	178 (11)	147 (8)	31 (6)
	ERA-Interim	1979-2013	158 (7)	18 (1)	140 (8)	137 (7)	3 (2)
	CFSR	1979-2013	207 (11)	38 (2)	170 (11)	120 (9)	50 (5)
	MERRA	1979-2013	178 (11)	13 (1)	165 (11)	156 (10)	9 (5)
	JRA55	1979-2013	174 (11)	21 (2)	153 (10)	139 (9)	14 (1)
Антаркти-ческое плато	NCEP-R1	1979-2013	155 (9)	91 (4)	64 (7)	55 (9)	9 (5)
	NCEP-R2	1979-2013	59 (8)	26 (4)	33 (6)	55 (10)	-22 (7)
	JRA 25	1979-2013	100 (7)	15 (1)	85 (7)	60 (6)	26 (6)
	ERA-Interim	1979-2013	43 (4)	3 (0)	41 (4)	54 (4)	-13 (1)
	CFSR	1979-2013	61 (6)	5 (1)	57 (6)	52 (4)	4 (2)
	MERRA	1979-2013	51 (5)	1 (0)	50 (5)	55 (4)	-6 (1)
	JRA55	1979-2013	48 (6)	-1 (0)	49 (6)	47 (5)	2 (1)

6.5.3. Оценка роли в переносах влаги в Антарктике среднего потока и синоптических вихрей

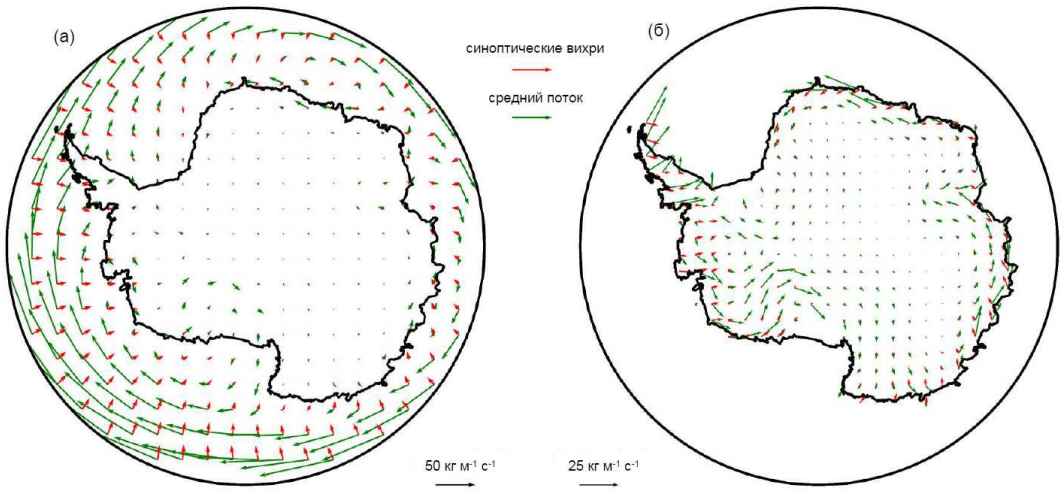


Рисунок 6.24. Рейнольдсовское разложение (6.13) потоков влаги в ERA-Interim (а) для циркумполярной Антарктики южнее 60°ю.ш., (б) для Антарктического ледяного щита

На рис. 6.24а показаны компоненты рейнольдсовского разложения (6.13) потоков влаги для района южнее 60°ю.ш. Средний поток обеспечивает зональный перенос влаги в восточном направлении. Магнитуда этого потока уменьшается в районах между 0° и 90°в.д., что, вероятно, связано с нахождением в этих районах двух центров низкого давления. Направление потоков, связанных с синоптическими вихрями, отклоняется вправо, по отношению к зональному переносу и обеспечивает перенос влаги в меридиональном направлении. Значения потоков, связанных с синоптическими вихрями, примерно в пять раз меньше, чем количество влаги, переносимое средним потоком. Потоки влаги, связанные с планетарным полярным вихрем, и потоки, связанные с синоптическими вихрями, могут проникать вглубь Антарктического континента в западной части Антарктиды. В восточной Антарктике потоки, направленные на запад, захватывают лишь район побережья. Мы интерпретируем это, как влияние циркумполярной ложбины и отклонение катабатических ветров под воздействием силы Кориолиса. Потоки, обеспечиваемые синоптическими вихрями, направлены, в основном, на юг с относительно небольшой западной составляющей. В районе земли Адели (140°в.д.) потоки, связанные со средним переносом, и потоки, связанные с синоптическими вихрями, имеют противоположное направление.

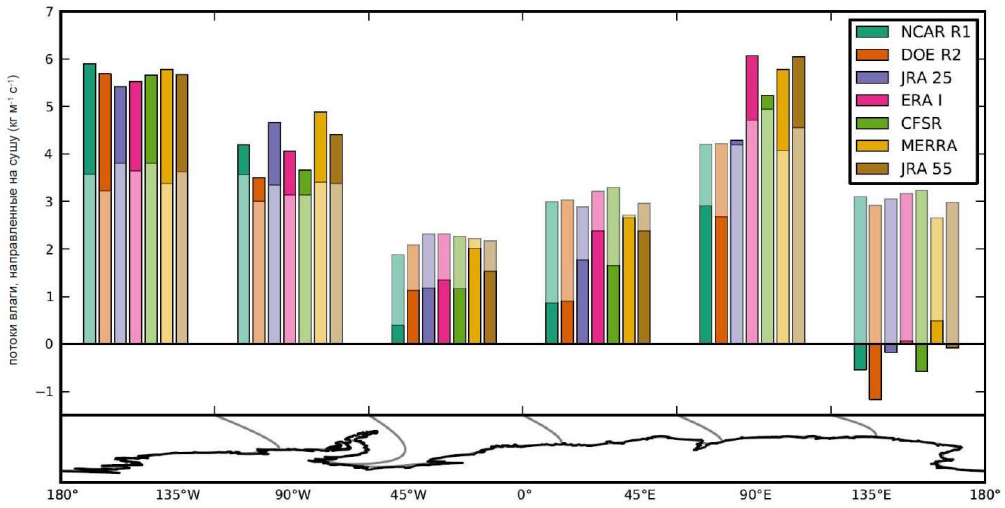


Рисунок 6.25. Меридиональное распределение проинтегрированных по вертикали потоков влаги вдоль границы Антарктического ледяного щита (столбики темного цвета) и потоков, связанных с синоптическими вихрями (осветленные столбики) по данным семи реанализов за период с 1979 по 2013 гг.. Каждый набор из семи столбиков представляет результат осреднения для 45-градусных полос по долготе, показанных на нижней карте

На рис. 6.25 показано меридиональное распределение вертикально проинтегрированных потоков влаги, осредненных для шести секторов. Большая часть влаги, переносимой на континент, обеспечивается потоками, связанными с синоптическими вихрями. В первом секторе (район восточной части ледника Росса и западной Антарктики), примерно 2/3 общего

потока влаги переносится синоптическими вихрями, причем это самая малая доля вихревого переноса в общем потоке по сравнению с другими районами. В районе Антарктического полуострова не происходит дивергенции ветра и средний поток выносит влагу за границы континента. В районе Земли Уилкса (предпоследний сектор на рис. 6.25) более современные реанализы показывают слабые потоки, направленные на сушу, причем они имеют разную интенсивность. Большая рассогласованность между данными различных реанализов в этом секторе связана со средним потоком, а не с потоком, обеспечиваемым синоптическими вихрями.

На рис. 6.26 показаны компоненты разложения адвективного потока влаги (6.14) вдоль границы Антарктического ледяного щита. Зональное распределение компонентов разложения (6.14) показано на рис. 6.26а и, в целом, совпадает с профилями переносов, представленных в *Tsukernik and Lynch, (2013)*. Хорошо видно, что потоки, связанные с синоптическими вихрями, в обсновном обеспечивают транспорт влаги в южном направлении и составляют, примерно, 90% от суммарного потока влаги на 70°ю.ш. (рис. 6.26б). Потоки, связанные со стационарными вихрями, относительно малы и немного возрастают лишь на широтах, пересекающих сушу (между 65°ю.ш. и 80°ю.ш.). Переносы, связанные с вертикальными ячейками циркуляции имеют приблизительно такую же магнитуду, что и переносы стационарными вихрями, но они преимущественно направлены на север в районах южнее 65°ю.ш.

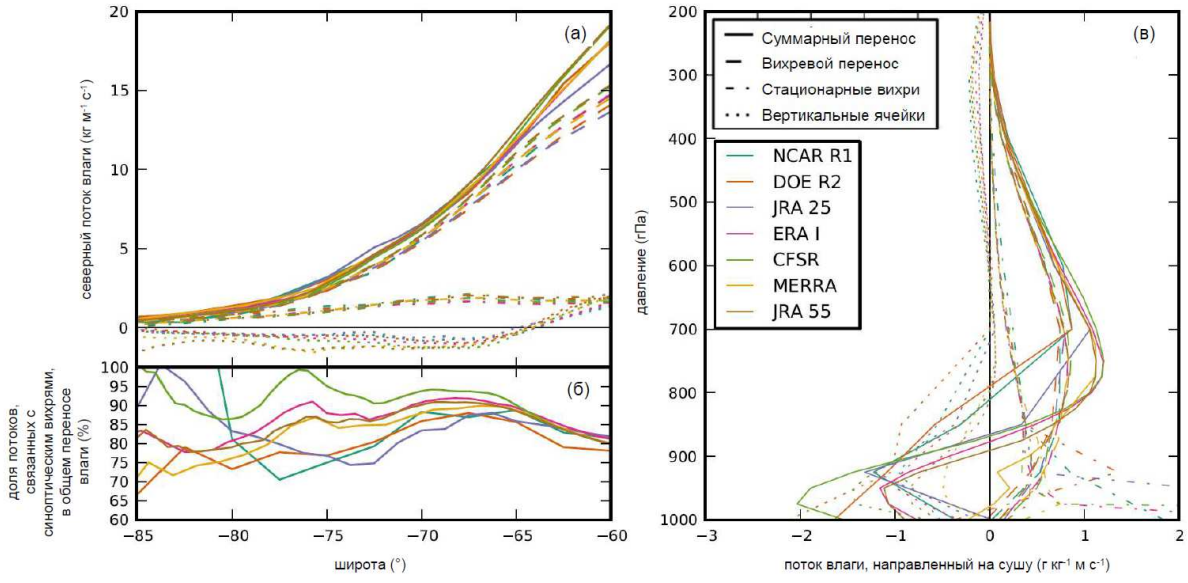


Рисунок 6.26. Зональное распределение компонентов разложения (6.14) (а), доли потоков, связанных с синоптическими вихрями, в общем переносе (б) и вертикальные профили компонентов разложения (13) вдоль границы Антарктического ледяного щита (в) данным семи реанализов за период с 1979 по 2013 гг.

На рис. 6.26в показаны вертикальные профили различных компонентов переноса влаги, проинтерполированных вдоль границы Антарктического ледяного щита. Для данного расчета разложение на компоненты осуществилось после интерполяции. При этом зональное осреднение $\langle\ \rangle$ было заменено на осреднение вдоль границы. На вертикальных профилях хорошо видно, что на всех высотах потоки, связанные с синоптическими вихрями, направлены на юг и достигают максимума на высоте 750 гПа. Для данного района мы интерпретируем вертикальное распределение переносов, связанных со стационарными вихрями и вертикальными ячейками циркуляции, как эффект катабатических ветров. На некоторых участках побережья Антарктиды, где располагаются устья долин, воздух над континентом более сухой, что приводит к уменьшению значений среднего влагозапаса $\bar{q}^*$. При этом средние значения скорости ветра, направленного с суши на море $\bar{v}^*$, достаточно высокие. Все это приводит к образованию стационарных вихрей. Катабатические ветры наблюдаются в основном вблизи поверхности земли, вследствие чего возникают сильные вертикальные градиенты величин $[\bar{q}]^\circ$ и $[\bar{v}]^\circ$, то есть полярная вертикальная ячейка циркуляции. Как было видно по данным радиозондирования, катабатический уровень глубже в реанализах первого поколения. Вертикальная циркуляция переносит очень сухой воздух на север на уровнях выше 500гПа. В табл. 6.8 приведены оценки вклада каждого из компонентов разложения в конвергенцию влаги над Антарктическим ледяным щитом.

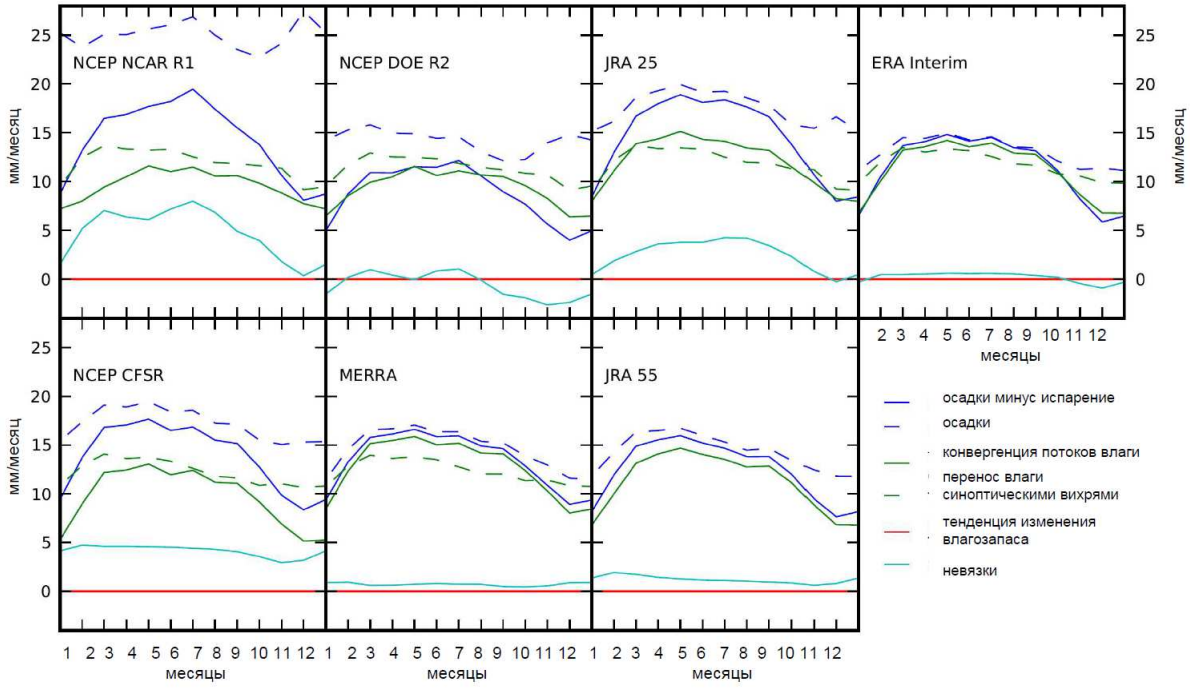
Таблица 6.8. Компоненты разложения (6.14) для района Антарктического ледяного щита (мм/год) за период с 1979 по 2013 гг.. В последней колонке показаны невязки (6.17). В скобках даны значения среднеквадратических отклонений

реанализ	Общий поток $\left\lfloor\langle\overline{qv}\rangle\right\rfloor$	Синоптические вихри $\left\lfloor\langle\overline{q'v'}\rangle\right\rfloor$	Стационарные вихри $\left\lfloor\langle\bar{q}^*\bar{v}^*\rangle\right\rfloor$	Вертикальные круговороты $\left[\langle\bar{q}\rangle\right]^\circ\left[\langle\bar{v}\rangle\right]^\circ$	Невязка $\left[\langle\bar{q}\rangle\right]\left[\langle\overline{v_{nd}}\rangle\right]$
NCEP-R1	141(14)	199(17)	72(10)	-107(13)	-22.6(0.0)
NCEP-R2	131(16)	190(17)	60(9)	-106(12)	-13.4(0.0)
JRA25	176(13)	201(11)	64(9)	-84(7)	-4.6(0.0)
ERA-Int	200(11)	207(11)	65(7)	-73(5)	0.5(0.0)
CFSR	173(15)	213(12)	67(7)	-105(7)	-1.6(0.0)
MERRA	218(14)	184(10)	62(8)	-86(8)	-0.3(0.0)
JRA55	215(14)	199(14)	69(7)	-114(9)	-4.2(0.0)

6.5.4. Сезонная изменчивость потоков влаги в Антарктике

Сезонный цикл конвергенции влаги и величины «осадки минус испарение» не так четко прослеживается в Антарктике, как в Арктике, так как изменения влагозапаса здесь невелики [*Oshima and Yamazaki, 2006*]. Зимний максимум связан с усилением циклонической активности.

Сезонный ход достаточно хорошо воспроизводится всеми реанализами (рис. 6.27). Максимум конвергенции влаги наблюдается в марте, составляя ~15 мм/месяц по данным реанализов последнего поколения. Затем наблюдается небольшое уменьшение конвергенции влаги, связанное с увеличением испарения и уменьшением средних потоков влаги. Для влагозапаса выраженного сезонного хода не наблюдается: амплитуда сезонного цикла влагозапаса намного меньше, чем остальных компонентов баланса влаги.



Р

Рисунок 6.27. Сезонный цикл компонентов баланса влаги для циркумполярной Антарктического ледяного щита, осредненный за период с 1979 по 2013 гг. для разных реанализов. Невязка показывает разницу между величиной «осадки минус испарение» и влагозапасом

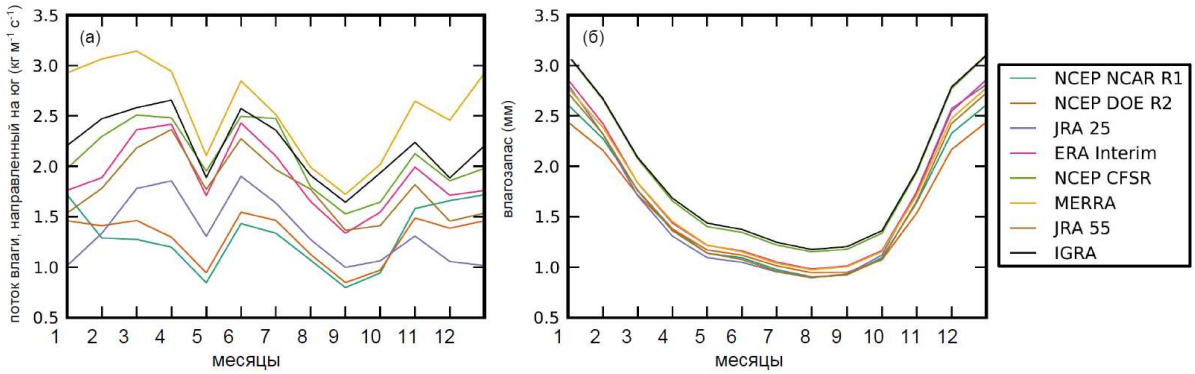


Рисунок 6.28. Сезонный цикл меридиональных потоков влаги (а) и влагозапаса (б) в реанализах и данных радиозондирования IGRA, осредненных для всех станций радиозондирования за период с 1979 по 2013 гг.

Как говорилось выше, в Антарктиде доступно лишь десять станций высотного радиозондирования IGRA, покрывающим лишь малую часть территории. На рис. 6.28 показан сезонный цикл потоков влаги и влагозапаса, осредненных для всех станций радиозондирования. Сезонный цикл, показанный на рис. 6.28, очень сильно отличается от цикла в реанализах, показанного на рис. 6.27. Максимум влагозапаса (рис. 6.28б) по данным станций радиозондирования наблюдается в январе (3мм), минимальные значения (меньше 1.5мм) наблюдаются зимой.

Пространственное распределение потоков влаги, осредненное по секторам (рис. 6.29) не показывает согласованной изменчивости в сезонном ходе. Увеличение потоков влаги в западной Антарктике зимой связано с увеличением потоков средним переносом, в то же время средний перенос уменьшается в районе Антарктического полуострова. В восточной Антарктике не происходит сильных сезонных изменений.

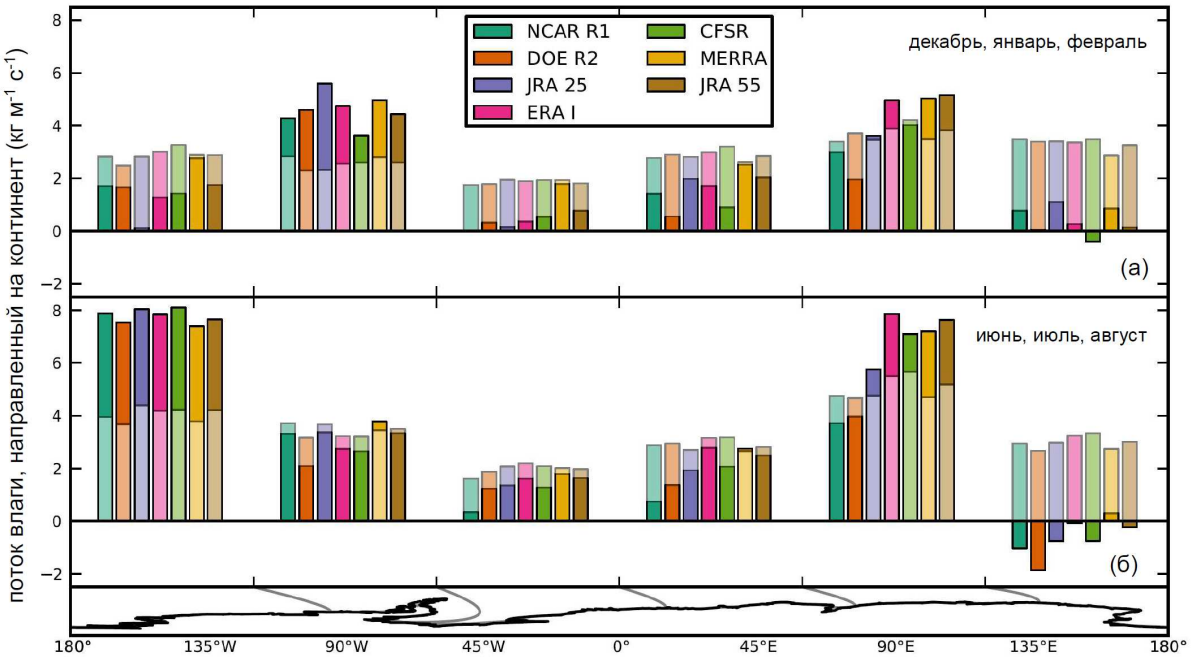


Рисунок 6.29. Меридиональное распределение проинтегрированных по вертикали потоков влаги для Антарктического ледяного щита (столбики темного цвета) и потоков, связанных с синоптическими вихрями (осветленные столбики) по данным семи реанализов за период с 1979 по 2013 гг. летом (а) и зимой (б). Каждый набор из семи столбиков представляет результат осреднения для 45-градусных полос по долготе, показанных на нижней карте

6.5.5. Межгодовая изменчивость переносов влаги в Антарктике

Межгодовая изменчивость осадков в Антарктиде по данным реанализов была подробно описана в *Bromwich et al., (2011)* и *Nicolas and Bromwich, (2011)*. Основными выводами авторов было то, что все полученные тренды в величинах осадков нереалистичны и не позволяют сделать заключение о действительной изменчивости осадков в Антарктиде. Даже наиболее

современные реанализы не воспроизводят изменчивости осадков в этом районе. В реанализах MERRA и CFSR однородность рядов была нарушена ассимиляцией данных спутникового радиометра AMSU в конце 1990-х гг., а в ERA-Interim – увеличением вклада измерений SSM/I в период между 1992 и 2005 гг.. Тем не менее, мы провели оценки долгопериодной изменчивости всех членов уравнения баланса влаги (рис. 6.30) для семи используемых реанализов. В работах *Bromwich et al., (2011)* и *Nicolas and Bromwich, (2011)* реанализ NCEP-R1 был исключен из анализа, ERA-Interim – ограничен 1989 г., а реанализ JRA55 еще не был доступен авторам. Наши расчеты подтверждают основные выводы авторов перечисленных работ: полученные оценки долгопериодной изменчивости не могут быть интерпретированы как реально происходившие изменения. Разброс значений между разными реанализами больше, чем значения межгодовой изменчивости даже для оценок конвергенции влаги, полученной по более устойчивым, по сравнению с осадками и испарением, характеристикам (ветер и влагозапас).

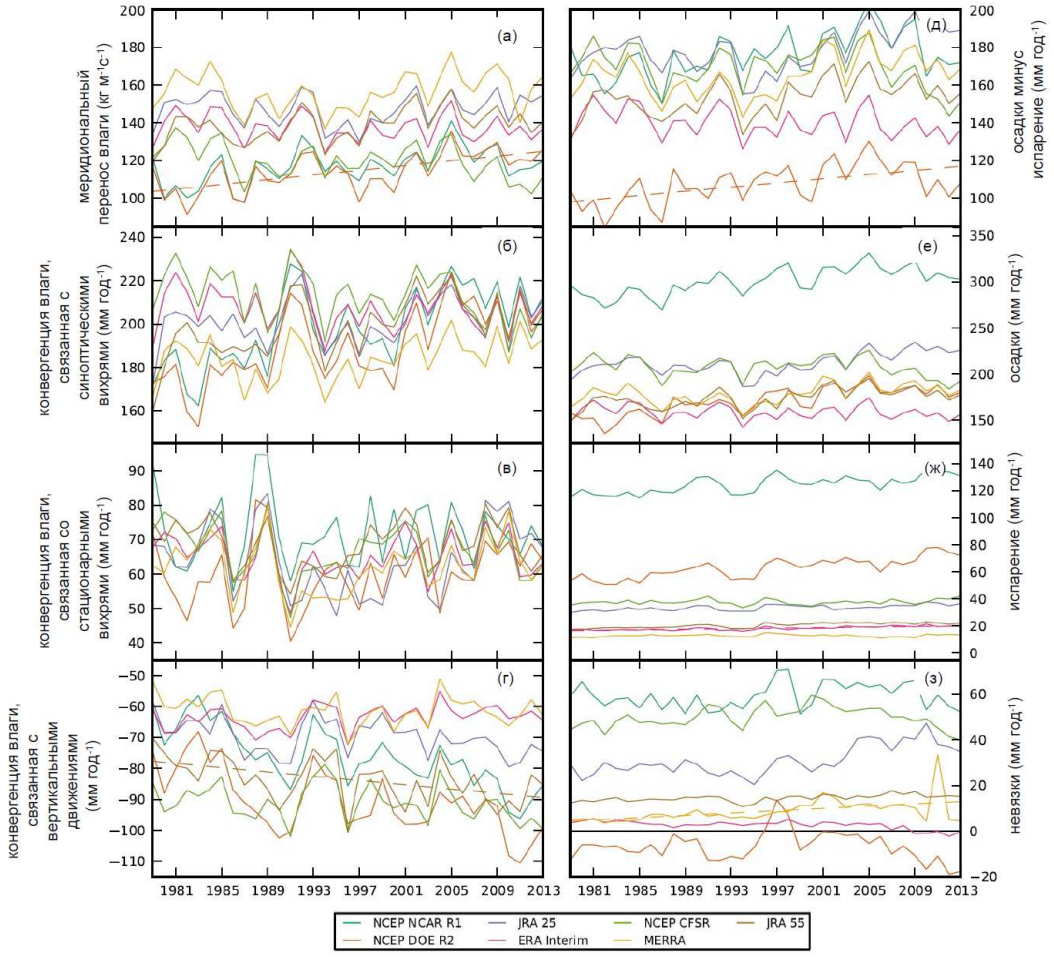


Рисунок 6.30. Временные ряды меридионального переноса влаги (кг $м^{-1}$ $с^{-1}$) (а), конвергенция влаги дла Антарктического ледяного щита для переносов, связанных с синоптическими вихрями (б), переносов, связанных со стационарными вихрями (в) и переносов, связанных с вертикальными движениями (г), полученных из компонентов разложения (6.14); (д) «осадки минус испарение», (е) осадки, (ж) испарение и (з) невязки в мм $год^{-1}$ для разных реанализов за период 1980-2013 гг.. Пунктиром показаны линии регрессии, если тренды статистически значимы на уровне 95% по *t*-тесту Стьюдента

Насколько нам известно, данные радиозондирования использовались для получения оценок переносов влаги в работах, опубликованных более двадцати лет назад – *Connolley and King, (1993)* и *Cullather et al., (1998)*. Мы провели оценку долгопериодной изменчивости потоков влаги и влагозапаса по более длинным рядам радиозондирования, доступным в настоящее время.

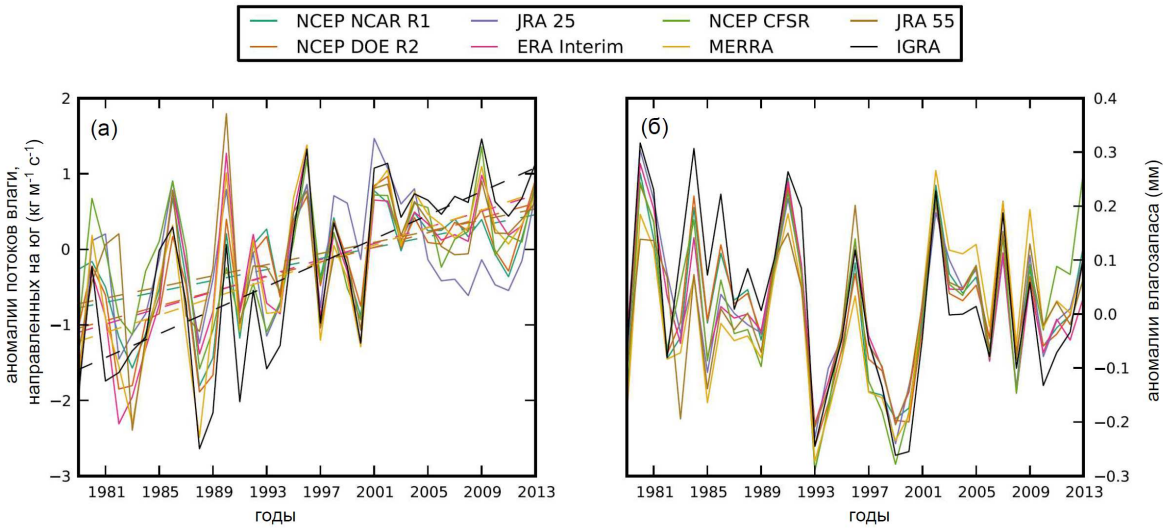


Рисунок 6.31. Аномалии потоков влаги, направленных на юг (кг $м^{-1}$ $с^{-1}$) (а) и аномалии влагозапаса (мм) (б), осредненные для девяти станций IGRA, расположенных на побережье. Пунктиром показаны линии регрессии в тех случаях, когда тренды были статистически значимы на уровне 95% (*t*-тест Стьюдента)

Сразу необходимо отметить, что качество данных радиозондирования в Антарктике также очень низкое. Пороговое значения для количества пропущенных значений – на более 15% от всех календарных дней, использовавшееся для станций в Арктике, здесь не может быть применено, так как ни одна станция не удовлетворяет этому критерию. До начала 1990-х гг. несколько станций осуществляли измерения только в летний сезон. Для большинства станций наблюдения проводились нерегулярно и не в одно и то же время, что было связано с погодными условиями. В такой ситуации нельзя прямо осреднять доступные в данный момент времени измерения, так как результат будет подвержен искусственным скачкам в начале 1990-х гг., когда заработало несколько новых станций. Для получения более согласованных оценок нами сначала были рассчитаны аномалии для конкретного времени, месяца и станции и затем эти аномалии были осреднены для всех станций. Эта процедура аналогична процедуре осреднения, использовавшийся для глобальной температуры в работе *Jones, (1994)*. На рис. 6.31а показаны аномалии потоков влаги, направленных на юг. Для всех данных наблюдается положительный статистически значимый тренд. Данные всех станций радиозондирования (рис. не показан) (за исключением станций Мирный и Мак-Мердо) показывают рост северного переноса влаги. Оценки переноса влаги по модельным данным [*Gregory and Huybrechts, 2006; Krinner et al.,*

2007] показывают противоположные тенденции – уменьшение северного переноса влаги в Антарктике. Необходимо отметить, что в нашем случае данные не обеспечивают достаточной пространственно-временной репрезентативности. Кроме того, полученное усиление переноса влаги не является результатом увеличения влагосодержания атмосферы в этом районе. На рис. 6.31б показаны аномалии влагопереноса, для которого не было получено значимых трендов. Перенос, связанный с синоптическими вихрями, показывает лишь небольшое, статистически незначимое усиление. Таким образом, этот тренд может быть объяснен лишь с уменьшением переносов средним потоком.

6.6. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЛАГОПЕРЕНОСА В АТМОСФЕРЕ И ИХ СВЯЗЬ С ОСАДКАМИ НАД КВАЗИЗАМКНУТЫМ МОРЕМ (НА ПРИМЕРЕ КРАСНОГО МОРЯ)

6.6.1. Вводные замечания

Красное море уникально, поскольку характеризуется экстремально высоким испарением с поверхности, составляющим 1.6-1.9 метров в год для всего моря [*Tragou et al., 1999*] и увеличивающимся до 3 метров в год в его северной части [*Papadopoulos et al., 2013*]. Поднявшись в атмосферу, водяной пар вовлекается в региональный гидрологический цикл, существенно влияя на влагозапас атмосферы и осадки над прилегающими континентами. Осадки над Аравийским полуостровом выпадают достаточно редко, более того по данным осадкомерных станций [*AlSarmi and Washington, 2011, 2014*] и спутниковых измерений TRMM [*Almazroui, 2011*] в последние десятилетия наблюдается тенденция их уменьшения. Тем не менее, перенос влаги с акваторий Красного и Аравийского морей приводит к выпадению кратковременных сильных осадков на Аравийском полуострове, приводящих к локальным затоплениям [*Kumar et al., 2015*]. При этом к западу от Красного моря в районе Восточно-Африканской рифтовой долины происходит интенсификация сильных осадков в течение последних 30 лет [*Mekasha et al., 2013*].

Влияние Красного моря на климат окружающих континентов определяется не только испарением с поверхности моря, то также и переносом влаги, тесно связанным с региональными и крупномасштабными системами циркуляции, включая Северо-Африканское струйное течение, Внутритропическую Зону Конвергенции (ВЗК), Эль-Ниньо, Индийский муссон и циркуляцию над Средиземным морем. Большая часть из этих факторов имеют ярко выраженную сезонность [например, *Athar and Ammar, 2015*]. Так например, сезонная изменчивость переноса влаги из тропиков в район Средиземноморья [*Krichak et al., 2014*] сильно влияет на сезонность юго-западной адвекции влаги из Африки на Аравийский полуостров. *Spinks and Lin, (2014)* и *Spinks et al., (2015)* показали, что летом центр высокого

давления, расположенный над Аравийской пустыней может оказывать существенное влияние на интенсификацию локальных ветров и на распространение на запад восточного струйного течения, и что эта связь значительно усилилось в последние десятилетия. Крупномасштабные циркуляционные системы (САК и Индийский муссон) могут оказывать влияние на потоки скрытого и явного тепла в районе Красного моря [*Papadopoulos et al., 2013; Abualnaja et al., 2015*]. Кроме того, как неадиабатический источник тепла и влаги, Красное море участвует в образовании локальных систем циркуляции, таких как, например, образование устойчивой барической ложбины над Красным морем [*Krichak et al., 2012*], связанной с очень сильными осадками на севере-востоке Африки.

Очень важным фактором, влияющим на поверхностные потоки и на перенос влаги, является изменчивость температуры поверхности Красного моря (ТПО). Кроме влияния на поверхностные турбулентные потоки, ТПО регулирует в большой степени температурный контраст море-суша и, связанную с ним, циркуляцию бризового типа в нижней тропосфере. В статье *Raitsos et al., (2011*) анализировался резкое увеличение температуры поверхности Красного моря в 1994-1995 гг.. Причина этого скачка температуры до сих пор не объяснена.

6.6.2. Данные и методология

Для анализа гидрологического цикла в районе Красного моря в работе был использован реанализ ERA-Interim за период с 1979 по 2013 гг. на сетке разрешением 0.125°. Конечно разрешение в 0.125° не привносит ничего нового в оригинальное спектральное разрешение модели T255, однако эта сетка позволяет лучше описать эффекты в прибрежный районах и более аккуратно оценить перенос влаги с моря на сушу. Эффективность ERA-Interim для описания динамики атмосферы на Ближнем Востоке анализировалась *Almazroui et al., (2015),* где было показано, что этот реанализ реалистично воспроизводит основные типы циркуляции в этом районе. *de Vries et al., (2013)* использовали ERA-Interim для анализа связи поведения ложбины над Красным морем с экстремальными осадками.

Для анализа потоков влаги для Красного моря уравнение (6.7) рассматривалось для конечной области *A*, ограниченной береговой линией *L*, в виде:

$$\iint_A \frac{\partial W}{\partial t}\, da + \oint_L VIMF \cdot \vec{n}\, dl = \iint_A (E - P)\, da\,, \tag{6.22}$$

где $VIMF = \boldsymbol{v}q$ – вертикально проинтегрированный поток влаги, направленный по нормали к берегу, $\boldsymbol{v}$ – вектор скорости ветра и q – удельная влажность. Интегрирование проводилось от верхней границе атмосферы (p_{toa}=0) до поверхности p_{surf} (давление у поверхности). Заметим что проинтегрированная по области A дивергенция потока влаги $VIDMF = \nabla \cdot VIMF = \nabla \frac{1}{g} \int_{p_{toa}}^{p_{surf}} vqdp$ и величина $\oint_L VIMF \cdot \vec{n}\, dl$ не точно равны друг другу, как требует того теорема Остроградского-Гаусса, что является результатом использования численной аппроксимации (6.10), и что также отмечалось *Seager and Henderson, (2013)*. Далее второй член левой части уравнения (6.22) был аппроксимирован для береговой линии моря как:

$$\oint_L VIMF \cdot \vec{n}\, dl = \int_{L_{EC}} VIMF \cdot \vec{n} dl_{EC} + \int_{L_{WC}} VIMF \cdot \vec{n} dl_{WC} \ , \qquad (6.23)$$

где члены правой части соответствуют интегрированию вдоль восточного (*EC*) и западного берегов (*WC*). Было показано, что для полной дивергенции влаги над морем уравнение (6.23) выполняется с точностью 2.0-3.5% и, таким образом, влияние южной и северной границ на оценки потоков несущественно. Далее анализ выполнялся для переносов влаги через западный и восточный берег (рис. 6.32б) и для различных слоев по вертикали. Для вертикального интегрирования было использованы все 60 модельных уровней. Затем для анализа вертикальной структуры переносов влаги были получены вертикальные профили зональной и меридиональной компонент переноса для каждой точки на 23 уровнях давления от поверхности до 200гПа.

6.6.3. Климатология компонентов водного баланса над Красным морем

На рис. 6.32в,г,д,е показано пространственное распределение основных компонентов водного баланса атмосферы над морем для района 10°с.ш.–35°с.ш. и 30°в.д.–60°в.д., осредненных за период 1979-2013 гг.. Орография района показана на рис. 6.32а. Основным источником влаги в этом районе, естественно, является Красное море. Максимальные значения испарения, составляющие около 5 мм/день, что эквивалентно ~ 150 Вт/м^2, наблюдаются в северной части моря. В июле испарение здесь составляет 4.6 мм/день, а в январе – 6.3 мм/день. Эти оценки совпадают с оценками потоков по данным OAFLUX [*Yu and Weller, 2007*], а также с оценками по данным реанализа MERRA [*Abualnaja et al., 2015*].

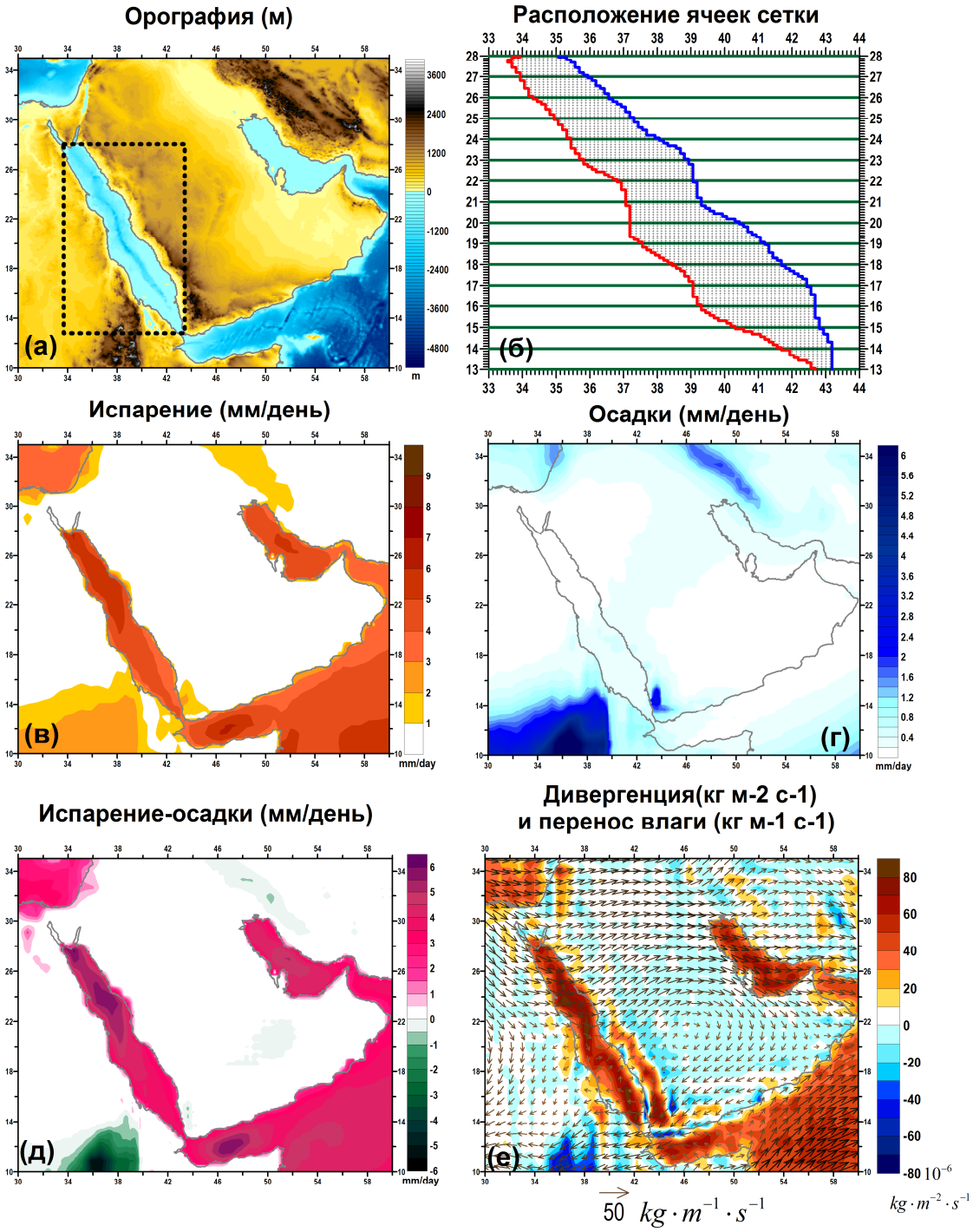


Рисунок 6.32. Орография района и границы региона для которого рассчитывались переносы влаги (а), расположение ячеек 0.125°×0.125° сетки, использовавшейся для расчета переносов влаги, линия восточного (синим) и западного (красным) берегов и одноградусные широтные зоны (зеленым). (в) испарение (*E*), осредненное по годовым данным, мм/день; (г) осадки (*P*), осредненные по годовым данным, мм/день; (д) «испарение минус осадки» (E-P), мм/день; (е) вертикально проинтегрированная дивергенция влаги (контуры), кг $м^{-2}$ $с^{-1}$ и переносы влаги (стрелки), кг $м^{-1}$ $с^{-1}$. Все пространственные распределения показаны за период с 1979 по 2013 гг.

Максимальное количество осадков по годовым данным (рис. 6.32г) наблюдается в гористых районах юго-западной части Аравийского полуострова и в северо-восточной Африке, где количество осадков может достигать 9 мм/день. Эти оценки хорошо согласуются с

анализом осадков по станционным данным, проведенным *AlSarmi и Washington, (2011)* и *Almazroui et al., (2012)*. Несмотря на то, что ERA-Interim достаточно реалистично воспроизводит количество осадков в этом районе некоторые неопределенности в оценивании осадков по данным реанализа могут иметь место. Однако из-за очень редкой сети станций их сложно проанализировать [*AlSarmi and Washington, 2011, 2014*].

Пространственное распределение величины «испарение минус осадки» (*E-P*) (рис. 6.32д) четко демонстрирует ведущую роль моря в атмосферном балансе влаги. Над самим Красным морем *E-P* очень близко к значениям *E* и изменяется от 3-4 мм/день на юге до 5.5 мм/день на севере Красного моря. Сезонный ход *E-P* (рис. не показан) наиболее ярко выражен в северной части моря, где *E-P* увеличивается от 4.5 мм/день летом до 6.5 мм/день зимой. Эта изменчивость практически полностью определяется изменчивостью испарения. Роль осадков в балансе *E-P* увеличивается лишь в южных, приподнятых районах Аравийского полуострова и в Восточно-Африканской рифтовой долине, где осадки возрастают от 2.7 мм/день зимой до 10.9 мм/день летом (рис. не показан).

На рис. 6.32е показано пространственное распределение дивергенции. Красное море является районом сильной дивергенции с максимальными значениями переноса между 20°с.ш. и 26°с.ш., где среднегодовые значения дивергенции составляют 75 10^{-6} кг·м$^{-2}$·с$^{-1}$ (85·10^{-6} кг·м$^{-2}$·с$^{-1}$ зимой и 60–70·10^{-6} кг·м$^{-2}$·с$^{-1}$ летом). Крупномасштабная структура вертикально проинтегрированной адвекции влаги контролируется положением центра высокого давления над Аравийским полуостровом. Также важное влияние на перенос влаги оказывают горы Эль-Асир, расположенные на восточном побережье Красного моря, и Эфиопское нагорье.

Таблица 6.9. Компоненты баланса влаги, осредненные для Красного моря (мм/день, что эквивалентно 5.249 10^3 кг·с$^{-1}$ или 1.1574 10^{-6} кг·м^2 с$^{-1}$ для поверхности воды площадью 4.5352901 10^3 м^2). Положительные значения показывают дивергенцию потока влаги, направленного из атмосферы в море

	год	январь	июль
E-P	4.29	4.59	3.69
E	4.45	4.82	3.80
P	0.24	0.31	0.17
Дивергенция влаги	4.13	4.88	4.23
Дивергенция влаги, полученная как разница переносов через западный и восточный берега	4.11	4.52	4.35

В табл. 6.9 показаны осредненные для всего Красного моря значения компонентов баланса влаги. В течение всего года испарение намного превышает осадки (примерно, в 15-17 раз) и является определяющим в формировании разности *E-P*. Эта разница должна быть сбалансирована дивергенцией влаги с акватории Красного моря на прилегающие континенты. По оценкам, основанным на ERA-Interim, разности между *E-P* и значениями дивергенции влаги составляют, примерно, 3-5% для годовых и зимних оценок и до 12% – летом.

Для выполнения дальнейших расчетов компоненты переноса влаги были проинтегрированы для 1° широтных зон (рис. 6.32б) вдоль восточного и западного побережий (рис. 6.33а). Расстояние между восточным и западным берегом Красного моря составляет примерно 200 км в северной части и примерно 400 км в районе 16°с.ш.–18°с.ш. В северной части Красного моря направленный на восток перенос влаги через восточную границу меняется от 0.5 до $2 \cdot 10^6$ кг·с$^{-1}$ °широты$^{-1}$. В южной части моря перенос через западную границу немного сильнее, чем через восточную на $0.2–1.5 \cdot 10^6$ кг·с$^{-1}$ °широты$^{-1}$. Общий перенос через западную и восточную границы очень близок к оценкам переносов, полученных при интегрировании всего контура моря (табл. 6.9). Таким образом, можно сделать вывод, что влага переносится в основном через западную и восточную границы, формируя зоны конвергенции влаги над Аравийским полуостровом (переносы в восточном направлении с акватории северной части Красного моря) и над северо-восточной Африкой (переносы в западном направлении в южной части Красного моря).

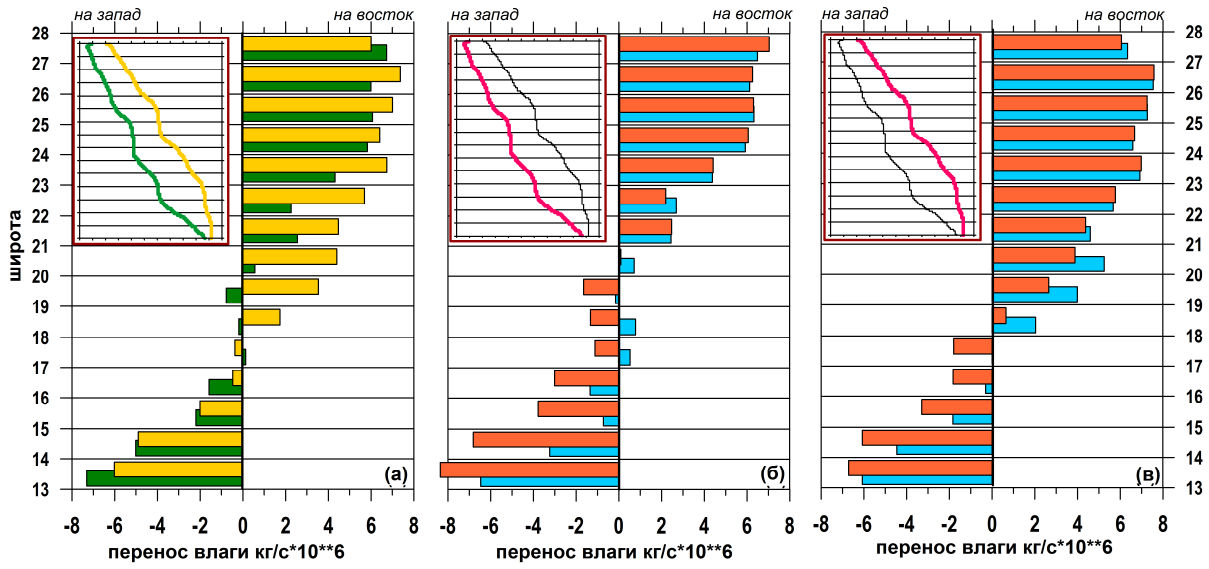


Рисунок 6.33. (а) Зональная структура вертикально проинтегрированного потока влаги через западную (зеленым) и восточную (желтым) границы по годовым данным, а также для января (голубым) и июля (оранжевым) для западной (б) и восточной (в) границ за период с 1979 по 2013 гг.. Переносы показаны в 10^6·кг·с$^{-1}$ через 1° широты (111.2 км) (10^6 кг·с$^{-1}$ °широты$^{-1}$ ≈ 9 кг·с$^{-1}$ м$^{-1}$)

Сезонная изменчивость вертикально проинтегрированного потока влаги через восточную и западную границы (рис. 6.33б,в) мала для района севернее 21°с.ш., где сезонные различия составляют лишь 0.1–0.5·10^6 кг·$с^{-1}$ °широты$^{-1}$ (примерно 1–6% от годового переноса). В то же время, в южных районах наблюдаются сильные сезонные различия в переносах влаги, связанные с сезонной миграцией ВЗК. Южнее 16°с.ш. направленный на запад поток влаги в июле, как для западного, так и для восточного побережий, примерно в 1.2-2 раза сильнее, чем в январе.

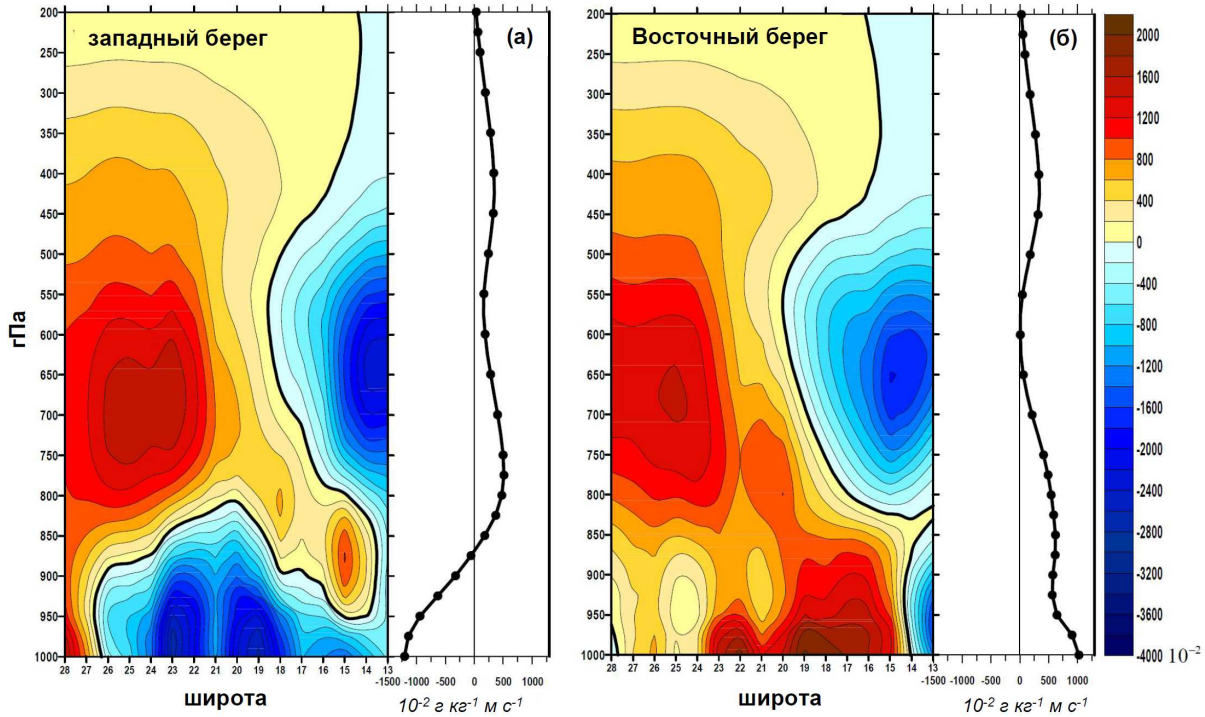


Рисунок 6.34. Вертикальная структура переноса влаги через западную (а) и восточную (б) границы (г·$кг^{-1}$·м·$с^{-1}$) за период с 1979 по 2013 гг.. На графиках показаны осредненные по широте значения переноса. Положительные значения показывают переносы, направленные на восток, отрицательные – на запад

На рис. 6.34 показана вертикальная структура переноса влаги через западный и восточный берега Красного моря. Суммарный перенос складывается из двух главных механизмов адвекции влаги. В приземном слое сильная дивергенция влаги с акватории Красного моря связана с потоками влаги, направленными на запад в сторону Африки через западное побережье, и потоками, направленными на восток в сторону Аравийского полуострова через восточную границу. Эта структура переносов определяется с температурным градиентом между морем и Африканскими и Аравийскими пустынями. Может ли такая циркуляция быть отнесена к бризовым типам циркуляции? Это не простой вопрос. Пространственное разрешение ERA-Interim составляет ~75км и маловероятно, что оно достаточно для полноценного описания реальной бризовой циркуляции, имеющей мезомасштабный характер. Однако описанная нами

циркуляция является крупномасштабной циркуляцией «бризового типа», связанной с внутрисуточными изменениями градиента давления в прибрежных районах. Интегрированный эффект циркуляции «бризового типа» состоит в переносе влаги с акватории моря на прилегающие континенты, так как ночной перенос влаги с суши на море мал и не может компенсировать намного более сильную адвекцию с моря на сушу в дневное время.

На рис. 6.35 показана меридиональная структура переноса влаги через западную и восточную границы на уровне 975гПа, где наблюдается наиболее сильный перенос (рис. 6.34). Максимальные экспорт влаги с поверхности моря наблюдается в районе 18°с.ш.-23°с.ш. через западную границу и южнее 20°с.ш. через восточную границу. Пространственная структура потоков влаги на уровне 975гПа (рис. 6.35а) четко показывает, что с циркуляцией «бризового типа» связана стильная дивергенция влаги над Красным морем и перенос влаги с акватории моря на сушу.

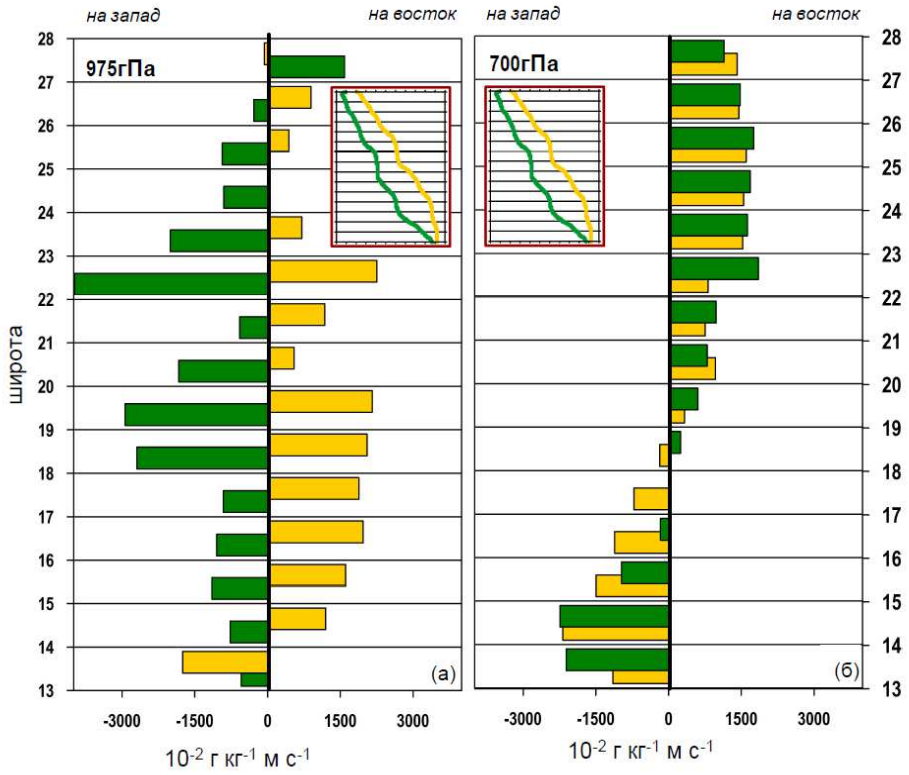


Рисунок 6.35. Переносы влаги ($г \cdot кг^{-1} \cdot м \cdot с^{-1}$) вдоль западной (зеленым) и восточной (желтым) границы на уровне 975гПа (а) и 700гПа (б) за период с 1979 по 2013 гг.

В средней тропосфере перенос влаги регулируется интенсивностью и положением центра высокого давления, расположенного над Аравийской пустыней (рис. 6.35б). Адвекция влаги в восточном направлении в северной части моря составляет 14.2 $г \cdot кг^{-1} \cdot м \cdot с^{-1}$ через восточную границу и 15.9 $г \cdot кг^{-1} \cdot м \cdot с^{-1}$ через западную границу на уровне 700 гПа. Направленный на запад поток влаги на уровне 700гПа с магнитудой, примерно, 20 $г \cdot кг^{-1} \cdot м \cdot с^{-1}$ для обоих

берегов моря наблюдается южнее 18°с.ш. Такая структура потоков влаги в средней и верхней тропосфере отражает важность Аравийского антициклона в региональной адвекции влаги. В верхней тропосфере наблюдается такое же распределение потоков влаги, как и в средней тропосфере, однако магнитуда потоков существенно уменьшается (в 4-5 раз на высоте 400гПа и, более чем, в 20 раз на уровне 200гПа), что связано с общим уменьшением количества водяного пара на этих высотах (рис. 6.34).

В летний период (рис. не показан) циркуляция «бризового типа» в южной части моря практически исчезает, что может быть связано с летней миграцией ВЗК, а также с активной фазой Сомалийского струйного течения, направленного на восток.

6.6.4. Временная изменчивость компонентов водного баланса над Красным морем

На рис. 6.36 показаны временные ряды интегрального испарения, осадков и *E-P*, в годовом осреднении для акватории Красного моря. В конце 1990-х гг. прошлого века в гидрологическом цикле над Красным морем произошли сильные изменения. До 1997 г., осредненные для акватории Красного моря осадки изменялись от 0.18 мм/день до 0.36 мм/день, а испарение немного уменьшалось от 4.5 мм/день до 4.3 мм/день. В 1997 г. несколько осадкомерных станций зафиксировали аномально сильные осадки, превышающие в три раза среднеклиматические значения [*AlSarmi и Washington, 2011, 2014; Almazroui et al., 2012*]. После 1996 г. наблюдалось резкое усиление испарения на 0.4-0.5 мм/день в течение нескольких лет и одновременное уменьшение осадков на ~0.1 мм/день (по отношению к периоду до 1997 г.), что привело к увеличению значений *E-P* на, примерно, 0.6 мм/день по сравнению с периодом до середины 1990-х гг.. Это увеличение испарения (и потоков скрытого тепла) также подтверждается другими массивами данных (рис. не показан). По данным OA-Flux [*Yu and Weller, 2007*] в период с 1996 по 2002 гг. наблюдалось увеличение испарения на 0.6 мм/день, а по данным NOC-2.0 [*Berry and Kent, 2009*] на 0.7 мм/день за тот же период. Несмотря на совпадение оценок по разным независимым данным феномен резкого увеличения испарения с поверхности Красного моря в конце 1990-х гг. требует тщательной проверки на наличие потенциальных артефактов в оценках турбулентных потоков. После 1999 г. все три компонента водного баланса вернулись к относительно стабильному состоянию, изменяясь в пределах 0.1-0.3 мм/день.

В период 1980-х и 1990-х гг. изменения дивергенции влаги с акватории Красного моря (рис. 6.36б) в целом совпадали с долгопериодной изменчивостью *E-P*, демонстрируя небольшое уменьшение в период до 1997 г., а затем резкий рост от $17–18 \cdot 10^6$ кг/с до более чем $26 \cdot 10^6$ кг/с,

сопровождавшийся резким (более 50%) ростом экспорта влаги с акватории Красного моря на прилегающие континенты.

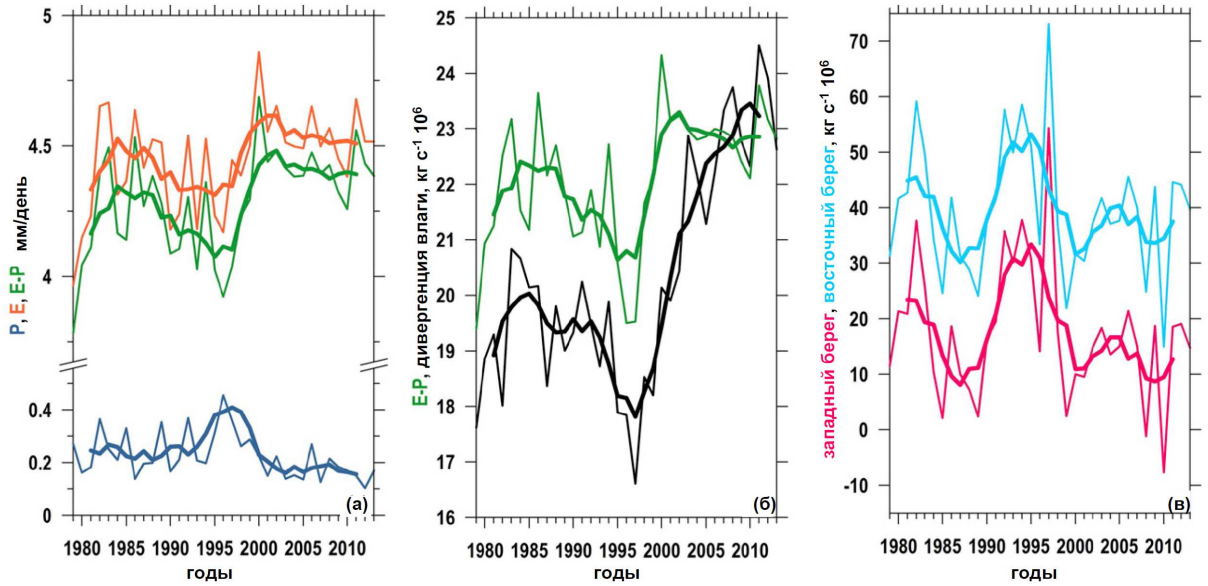


Рисунок 6.36. (а) Испарение (оранжевым), осадки (синим) и *E-P* (зеленым) над акваторией Красного моря (мм/день). (б) Дивергенция влаги с акватории Красного моря (кг/с) (черным) и *E-P* (зеленым, повторенное с (а)). (в) Вертикально проинтегрированный поток влаги через западный (красным) и восточный (синим) берега (кг/с). Жирными линиям показано сглаживание 5-летним средним

На рис. 6.36в показана межгодовая изменчивость переносов через восточное и западное побережья. На первый взгляд переносы через западный и восточный берега мало различаются друг от друга и ни один из переносов не коррелирует с дивергенцией влаги, показанной на рис. 6.36б. Максимальные переносы как для западного, так и для восточного берегов ($60–70 \cdot 10^6$ кг/с и $40–55 \cdot 10^6$ кг/с) наблюдались в середине 1990-х гг.. Затем переносы влаги существенно уменьшились, но не пропорционально для Африканского и Аравийского побережий Красного моря. Таким образом, сильное увеличение экспорта влаги с акватории Красного моря после 2000-х гг. (рис. 6.36б) обусловлено разницами переносов для западного и восточного берегов. В сезонном цикле увеличение дивергенции влаги после конца 1990-х гг. наиболее ярко было выражено весной и осенью (рис. не показан).

Для анализа изменений пространственной структуры адвективных переносов влаги нами было проведено сравнение вертикально проинтегрированных потоков влаги через западный и восточный берега моря за периоды с 1995 по 1999 гг. и с 2008 по 2012 гг., характеризовавшиеся минимальной ($19.0 \pm 0.79 \cdot 10^6$ кг/с) и максимальной ($24.9 \pm 0.74 \cdot 10^6$ кг/с) дивергенцией влаги. Соответствующее уменьшение влагозапаса атмсферы между этими двумя периодами составило $3.93 \cdot 10^6$ кг/с, что компенсирет разницу между дивергенцией влаги и *E-P* и указывает на формирование более засушливых условий в период с 2008 по 2012 гг. и на существование

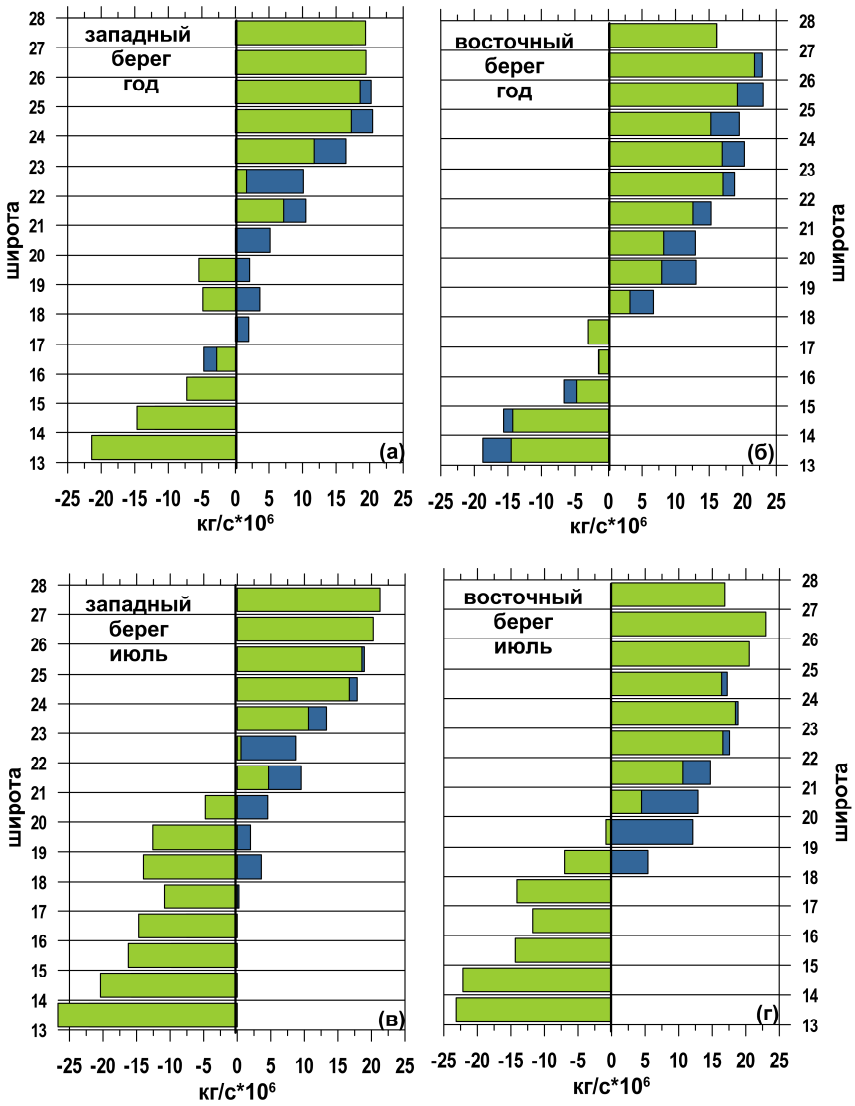


Рисунок 6.37. Зональное распределение вертикально проинтегрированного потока влаги для западного (а,в) и восточного (б,г) берегов Красного моря, рассчитанного по годовым данным (а,б) и для июля (в,г) за период с 1995 по 1999 годы (синим) и с 2008 по 2012 годы (зеленым)

более влажных условий в период с 1995 по 1999 гг.. Усиление среднегодовой дивергенции влаги между этими двумя периодами происходило в основном в результате увеличения экспорта влаги с южной части Красного моря через западный берег, который усилился на 12-17% в период с 2008 по 2012 гг. по сравнению с периодом 1995 по 1999 гг. (рис. 6.37а,б). Интересно также отметить изменение направления переноса для этих двух периодов в районе 18°с.ш.-21°с.ш. Точка смены знака направления переноса существенно сдвинулась на север, что особенно хорошо видно в июле (рис. 6.37в,г). Севернее 18°с.ш. перенос через восточный берег на Аравийский полуостров был сильнее на 15-45% в 1995-1999 гг. по сравнению с 2008-2012 гг.. В период с 2008 по 2012 гг. сильная адвекция влаги с Красного моря на Африку наблюдалась южнее 21°с.ш., а в период с 1959 по 1999 гг. перенос в западном направлении наблюдался только южнее 17° с.ш. при этом он был на 15-20% слабее, чем в 2008-2012 гг..

Таким образом, суммарный восточный пернос влаги через западный берег в июле в период с 2008 по 2012 гг. был в 2.2 раза сильнее, чем в период 1959-1999 гг. Похожие изменения адвекции влаги через западный берег с моря на Африку наблюдается в январе (рис. не показан), что скорее всего связано с изменчивостью местной, так называемой Красноморской зоны конвергенции, располагающейся над Красным морем (КЗК). Для всех сезонов при оценках переноса влаги для самого южного района Красного моря необходимо учитывать, что здесь происходит сильная адвекция влаги с Аденского залива, превышающая адвекцию с акватории Красного моря. Однако, даже если исключить из анализа самую южную часть Красного моря, то мы получим значения переноса $93.5 \cdot 10^6$ кг/с в июле для 2008–2012 гг., что в 2.8 раза выше, чем для 1995–1999 гг..

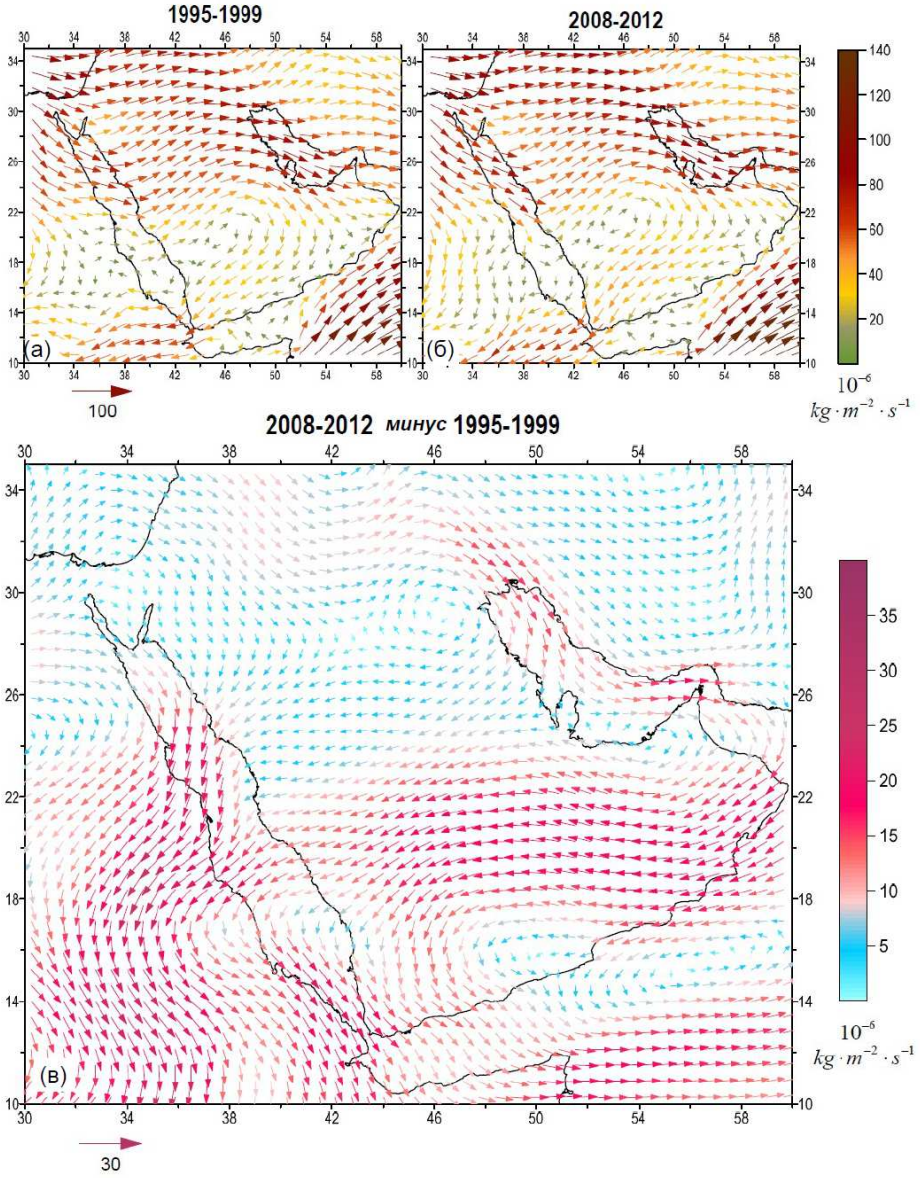


Рисунок 6.38. Вертикально проинтегрированный поток влаги (кг $м^{-1} \cdot с^{-1}$) за период с 1995 по 1999 гг. (а) и за период с 2008 по 2012 гг. (б), а также разницы потоков влаги для этих двух периодов (в)

На рис. 6.38 показаны изменения вертикально проинтегрированного переноса влаги для периодов 1995-1999 гг. и 2008-2012 гг. и разницы переносов между этими периодами. Смещение центра Аравийского антициклона на 200-300 км к северу между двумя 5-летними периодами вызвало ослабление потоков влаги в северной части и поворот векторов переноса над Красным морем по часовой стрелке, что, в свою очередь, вызвало усиление переноса, направленного вдоль акватории моря. Эти изменения демонстрируют смещение КЗК, в зимний сезон описанное также *Tucker и Pedgley, (1977)*. В результате этого, значительный объем сухого воздуха, поступающего из Африки в северной части моря через западную границу в 1995-1999 гг., был перемещен южнее и он получал дополнительную влагу путем испарения с поверхности моря. Затем эта влага переносилась на Африканский континент в районе 15°с.ш.-22° с.ш., попадая в южную часть Египта и северную Эфиопию. Таким образом, перенос влаги в восточном направлении в северной части моря существенно уменьшился в период между 1995-1999 гг. и 2008-2012 гг. (рис. 6.38в).

Вертикальная структура переноса влаги (рис. 6.35 и 6.39) демонстрирует разные механизмы, управляющие переносами в нижней и средней тропосфере. На рис. 6.39 показаны временные ряды переносов влаги в нижней и средней тропосфере для восточного и западного берегов. Переносы, связанные с циркуляцией «бризового типа», в нижней тропосфере усиливались, начиная с середины 1980-х гг., что обеспечивало интенсификацию адвекции влаги на Аравийский полуостров. Тренд в величинах переноса на уровне 975гПа за весь период составил примерно 9% в десятилетие, а за период с 1989 по 2013 гг. – около 20% в десятилетие. В то же время, после резкого уменьшения переносов в середине 1990-х гг., переносы влаги через западный берег (отрицательные значения на рис. 6.35 и 6.39 соответствуют переносам, направленным на запад) усилились в конце 1990-х гг. на 20-25%. Таким образом, циркуляция «бризового типа» в нижней тропосфере усиливает экспорт влаги в 1980-х гг. благодаря усилению адвекции через западный берег. В конце 1980-х и начале 1990-х гг. адвекция влаги в нижней тропосфере ослабляется, а начиная с середины 1990-х гг. циркуляция «бризового типа» усиливается и, соответственно, увеличивается дивергенция влаги, как за счет усиления её адвекции на Аравийский полуостров через восточный берег, так и за счет переноса влаги на Африку.

Для уровня выше 850гПа переносы через восточный и западный берега демонстрируют похожие изменения (рис. 6.39). Они усиливаются в начале и середине 1990-х гг., достигают максимума (примерно, $800 \cdot 10^{-2}$ г·кг$^{-1}$·м·с$^{-1}$) в 1997 г., и затем уменьшаются приблизительно в 2.5 раза, достигая значений $200–300 \cdot 10^{-2}$ г·кг$^{-1}$·м·с$^{-1}$. Суммарный перенос влаги на уровнях выше 850гПа примерно в восемь раз меньше, чем в нижней тропосфере. Таким образом, в

течение последних 20 лет сильное увеличение переноса влаги (рис. 6.36) было связано с изменениями структуры и интенсивности циркуляции «бризового типа» в нижней тропосфере. Изменения противоположного знака в средней тропосфере компенсируют лишь менее 15% от изменчивости на нижних уровнях.

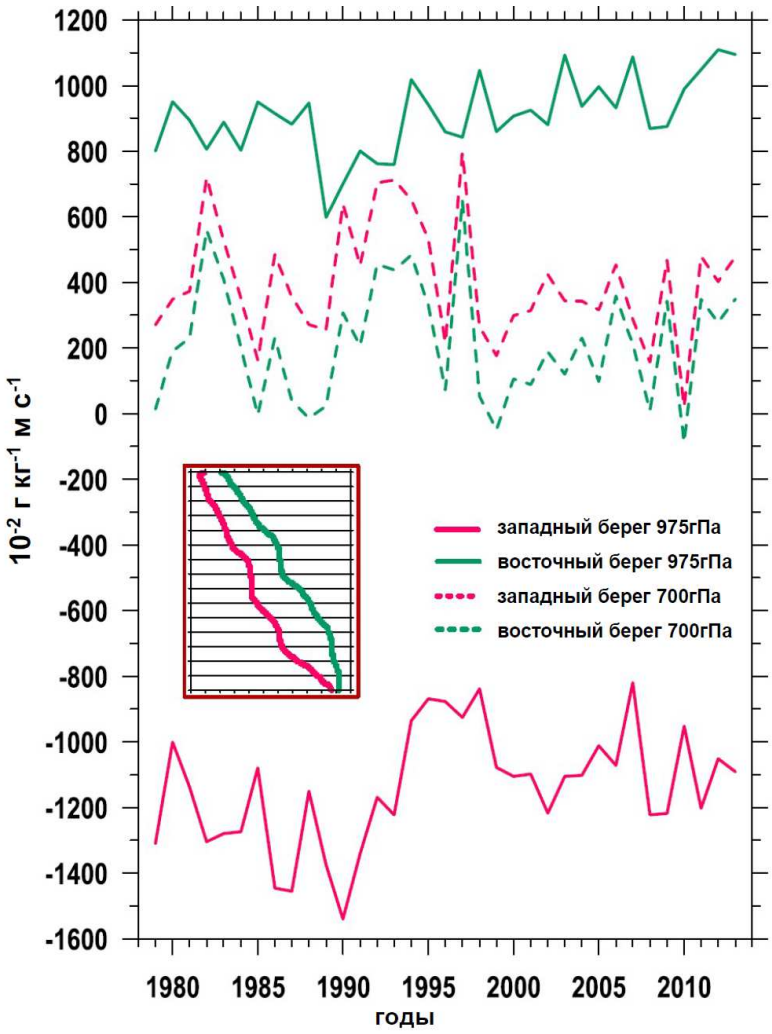


Рисунок 6.39. Временные ряды средних переносов влаги через западный (красным) и восточный (зеленым) берега на уровнях 975гПа (сплошные линии) и 700гПа (пунктирные линии).

Сезонная изменчивость переноса влаги на уровне 975гПа для западного и восточного берегов показана на рис. 6.40. Максимальные изменения в структуре и интенсивности циркуляции «бризового типа» наблюдаются в летние месяцы. На западном берегу моря отрицательные аномалии до 1993 г. (усиление адвекции влаги на Африку) и положительные аномалии в середине и конце 1990-х г. (ослабление переноса влаги на Африку) летом в 5-16 раз сильнее, чем в остальные сезоны. Самые сильные отрицательные аномалии переноса влаги через восточный берег в 1980-х гг. и начале 1990-х гг. (ослабление адвекции влаги на Аравийский полуостров), а также положительные аномалии после середины 1990-х гг.

(усиление адвекции влаги на Аравийский полуостров) также наблюдаются летом. Усиление эффекта циркуляции «бризового типа» на перенос влаги летом может быть связано с тем, что воздух на окружающих море континентах экстремально сухой и это минимизирует эффект переноса с суши на море в ночное время. Таким образом, суммарный эффект переноса влаги в нижней тропосфере почти полностью определяется адвекцией воздуха с моря на сушу, происходящей днем. В средней тропосфере, изменения переноса влаги через западный и восточный берега хорошо скоррелированы для всех сезонов года (рис. не показан) и демонстрируют сильные положительные аномалии в 1990-х гг. и отрицательные аномалии в 2000-х гг. с несколько большей магнитудой зимой.

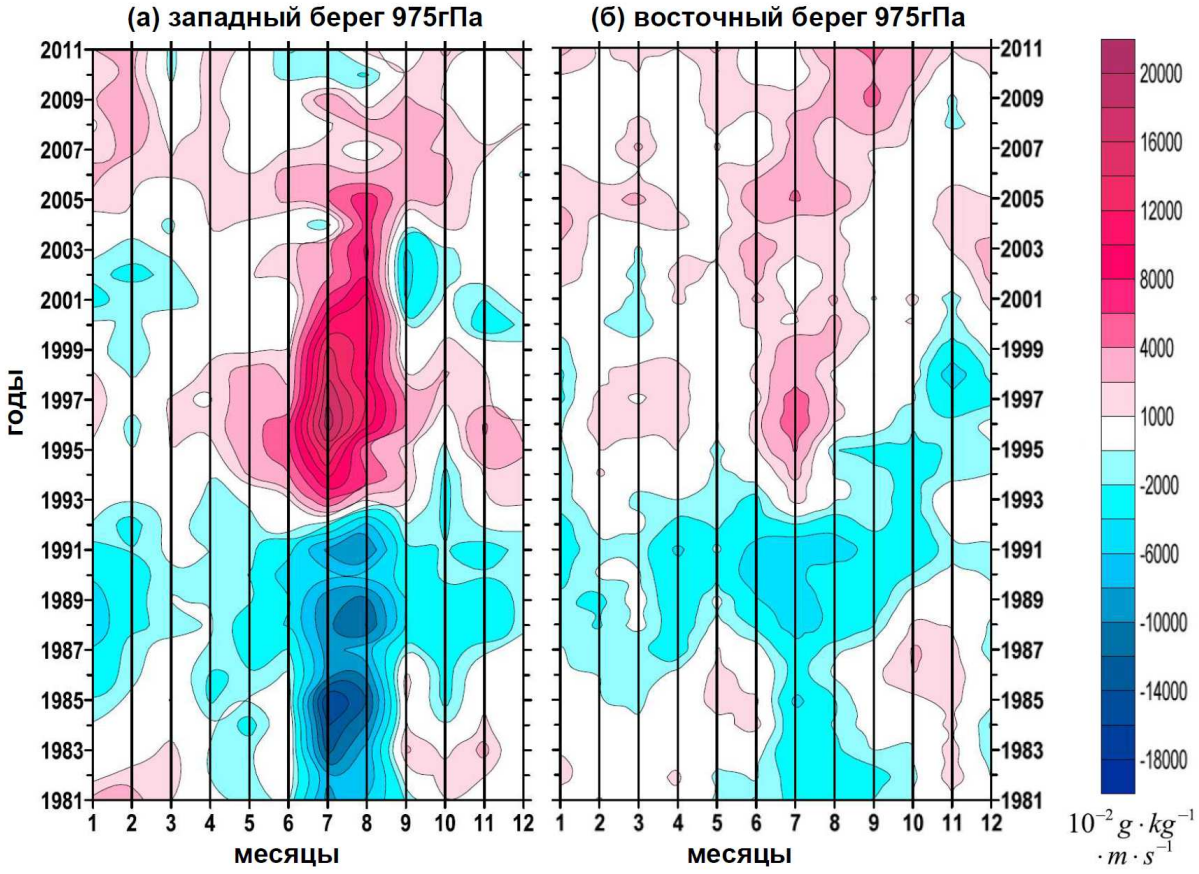


Рисунок 6.40. Временная эволюция месячных аномалий переносов влаги (сглаженных 5-летним скользящим средним) на уровне 975гПа для западного (б) и восточного (б) берегов Красного моря

На рис. 6.41 показаны вертикальные профили переносов влаги, полученные в осреднении за отдельные годы и для июлей, для района 22°с.ш.-25° с.ш. в период с 1995 по 1999 гг., когда наблюдался минимум переноса и с 2008 по 2012 гг., когда был наиболее сильный перенос влаги. Увеличение адвекции влаги с моря на сушу в июле в нижней тропосфере как через восточный, так и через западный берега, способствует увеличению количества влаги,

поступающей как на Аравийский полуостров, так и в северо-восточную Африку (рис. 6.41б). Этот эффект усиливается летом и также хорошо прослеживается для годовых средних значений (рис. 6.41а). В средней тропосфере эта изменчивость намного слабее и суммарный эффект мал, по сравнению с нижней тропосферой.

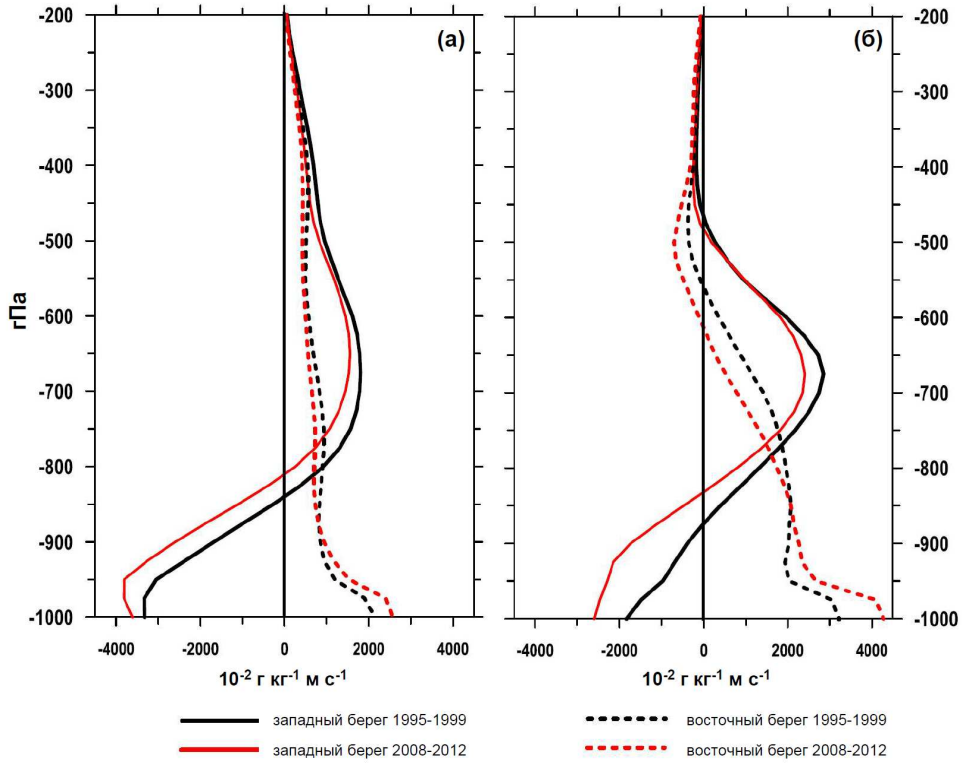


Рисунок 6.41. Вертикальные профили потоков влаги для западного (сплошные линии) и восточного (пунктирные линии) берегов за период с 1996 по 1999 гг. (черным) и с 2008 по 2012 гг. (красным), рассчитанных по годовым данным (а) и для июля (б) для района 22°с.ш.-25° с.ш.

Как было сказано выше, изменения в переносах влаги в средней тропосфере в значительной степени определяются изменениями крупномасштабной региональной циркуляции атмосферы. На рис. 6.42а,б показано пространственное распределение первых эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) значений геопотенциальной высоты 700гПа зимой и летом. Рис. 6.42в,г демонстрирует временные ряды нормализованных главных компонентов разложения по ЭОФ, а также аномалий переносов влаги на уровне 700гПа. Первая ЭОФ, описывающая 44% изменчивости зимой и 32% летом, характеризует интенсификацию или де-интенсификацию (в зависимости от выбранных знаков) переносов влаги, связанную с зональной миграцией Аравийского антициклона. Нормализованные главные компоненты (рис. 6.42в,г) демонстрируют сильную отрицательную корреляцию с аномалиями переноса влаги на 700гПа для обоих берегов. Коэффициенты корреляции равны -0.77 и -0.79 зимой и летом.

Сильная изменчивость интенсивности циркуляции «бризового типа» и связанных с ней переносов влаги в нижней тропосфере предполагает тщательный анализ механизмов усиления

адвекции с моря на сушу в конце 1990-х и 200-х гг.. *Raitsos et al., (2011)* проанализировали резкие изменения температуры поверхности Красного моря в середине 1990-х гг.. В период с 1993 по 1995 гг. температура увеличилась примерно на 1.5°C, что привело возникновению разницы в 0.7°C при осреднении температур поверхности моря до и после 1994 гг.. Температура воздуха над Красным морем характеризуется схожей изменчивостью, но с меньшими магнитудами. Если предположить, что адвекция влаги с моря на сушу контролируется разницей температуры между морем и сушей, то резкое увеличение температуры поверхности моря должно повлиять на интенсификацию дивергенции влаги. На рис. 6.43 показаны значения коэффициентов корреляции между дивергенцией влаги для уровня ниже 850гПа и температурой поверхности Красного моря по данным HadSST1 [*Rayner et al., 2003*]. Очевидно, что в теплый период (с июля по сентябрь), когда эффект циркуляции «бризового типа» максимален, корреляции достигают значения 0.78 (рис. 6.43а). Зимой (рис. не показан) значения коэффициентов корреляции несколько ниже, но для большинства точек они превышают 0.55. Значения коэффициентов корреляции, полученных по годовым оценкам (рис. 6.43б) превышают 0.6 для большинства точек. Таким образом, температура поверхности Красного моря оказывает сильное влияние на интенсивность переноса влаги с моря на сушу в течение всего года.

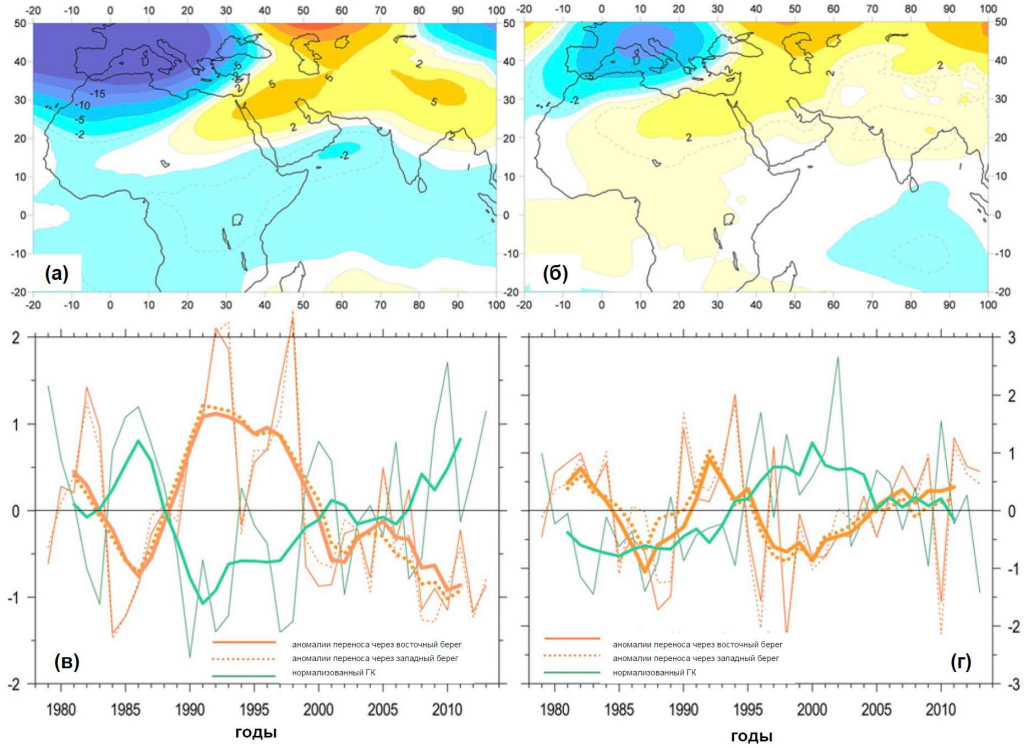


Рисунок 6.42. Пространственное распределение первой ЭОФ значений геопотенциальной высоты 700гПа зимой (а) и летом (б). Временные ряды первых нормализованных главных компонентов (зеленым) и аномалий переносов влаги через восточный (оранжевые сплошные линии) и западный (оранжевые пунктирные линии) берега зимой (в) и летом (г). На рис. (в) и (г) толстыми линиями показано сглаживание 5-летним скользящим средним

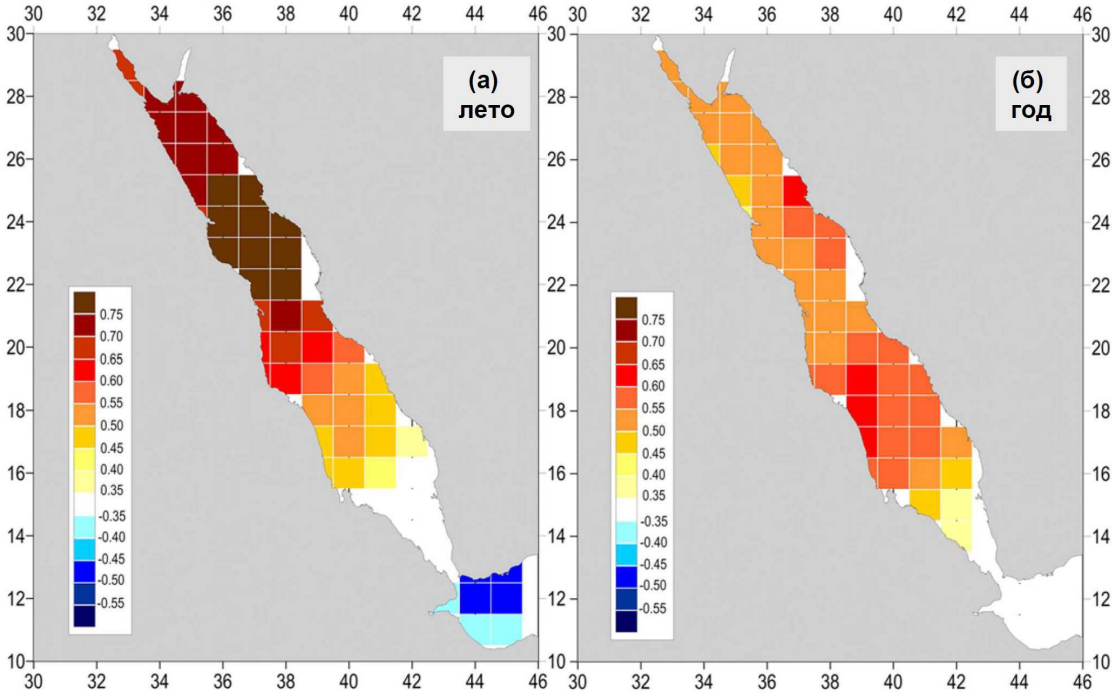


Рисунок 6.43. Корреляции потоков влаги ниже уровня 850гПа с температурой поверхности Красного моря летом (а) и для годовых данных (б). Показаны только статистические значимые на уровне 95% (превышающие ±0.35) коэффициенты корреляции

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 6

Для выполнения оценок переносов влаги была разработана методология, основанная на эйлеровом подходе и учитывающая неопределенности расчетов переносов влаги в более ранних работах. При этом традиционный эйлеров подход был модифицирован и адаптирован к использованию данных, как на модельных, так и на гибридных σ-уровнях (η-уровни). Вместо традиционного рейнольдсовского разложения компонентов переноса влаги было предложено более полное разложение, учитывающее переносы синоптическими и мезомасштабными вихрями, стационарными вихрями, вертикальными круговоротами (ячейками Гадлея, Феррреля и полярными вертикальными ячейками) и средним движением. Был также выполнен анализ и контроль сохранения массы на каждом шаге интегрирования

В работе впервые получены согласованные оценки среднеклиматических переносов влаги в Арктике и Антарктике и их межгодовой изменчивости за период с 1979 по 2013 гг. на основе семи современных реанализов и данных атмосферного зондирования IGRA. Для района Арктики получено хорошее согласование между реанализами и данными радиозондирования для пространственного распределения потоков влаги, их вертикальной структуры и временной изменчивости.

Проанализирован дисбаланс между конвергенцией влаги и величиной «осадки минус испарение». Оценки стандартных отклонений, полученных для разности «осадки минус испарение», в Арктике примерно в десять раз больше, чем для конвергенции потоков влаги (45 мм/год и 5.1 мм/год, соответственно). В Антарктике оценки конвергенции влаги меняются от 117 до 156 мм/год для разных реанализов, а оценки величины «осадки минус испарение» от 108 до 178 мм/год. Поток влаги в Арктике направлен на север везде кроме Канадского архипелага. В Антарктике доминируют потоки влаги в южном направлении за исключением района полярного вихря, расположенного на леднике Росса (150°з.д.-160°в.д.). Впервые показано, что потоки влаги могут проникать вглубь Антарктического континента в районе Антарктического полуострова и ледника Росса.

Транспорт влаги в Арктику в основном осуществляется синоптическими вихрями, ответственными за 88-95% общего потока на 70°с.ш.. В Антарктике 90% общего переноса влаги, направленного вглубь континента, обеспечивается синоптическими вихрями. В Арктике максимум суммарного меридионального переноса влаги обнаруживается на высотах 900-800 гПа, причем как в области максимума, так и выше до уровня 200 гПа вихревой перенос ответственен за 85-90% суммарного переноса.

В Антарктике максимум суммарного переноса направлен на юг и смещен на высоты 700-800 гПа. Реанализы NCEP-R2, CFSR и JRA25 обнаруживают этот максимум на высотах, соответствующих геопотенциальной высоте менее 700 гПа. В приземном слое до высоты 900 гПа суммарный поток направлен на север с максимумом, примерно, на 950-975 гПа. Такой профиль меридионального переноса влаги сформирован в свободной тропосфере суммарным эффектом переноса синоптическими и стационарными вихрями, а в нижнем слое эффектом вертикальных ячеек циркуляции, выраженным здесь сильнее, чем в Арктике.

Анализ межгодовой изменчивости переносов влаги показал уменьшение переноса влаги в Арктику в течение периода 1979-2013 гг.. При этом влагозапас Арктической атмосферы существенно увеличивался от 1.5 до 1.9% в десятилетие, что говорит о том, что источники увеличения запаса влаги в Арктике преимущественно локальные и связаны в первую очередь, с изменениями неадиабатического испарения (увличение которого, например, в реанализе NCEP-R2 составляло 9.7% в десятилетие) и относительно небольшим увеличением осадков, не компенсирующим эффект испарения. При этом адвективные процессы, связанные с переносами влаги атмосферными циклонами, играют второстепенную роль.

Решена задача интегрирования дивергенции влаги для контура на примере Красного моря, что позволяет рассматривать роль квазизамкнутого моря в региональном гидрологическом цикле. Получено, что перенос влаги с акватории Красного моря осуществляется двумя основными механизмами. Циркуляция бризового типа формирует дивергенцию влаги с зеркала моря, как через западное, так и через восточное побережье до уровня 850гПа. Перенос влаги выше 850гПа управляется региональной циркуляцией, связанной с динамикой Аравийского антициклона, и его взаимодействия с ВЗК в районе моря, в результате чего влага переносится с северной части акватории Красного моря на Аравийский полуостров, а в центральной и южной частях – на Африку, формируя, сильные осадки в районе Эфиопских гор.

Выраженная межгодовая изменчивость транспорта влаги, в частности усиелнеие, начиная с середины 1990-х гг., в основном определяется усилением циркуляции бризового типа в приземном слое, интенсивность которой в значительной степени зависит от межгодовой изменчивости температуры поверхности Красного моря. Вынос влаги в слоях выше 850гПа контролируется поведением центра высокого давления над Аравийской.

Основные результаты, изложенные в Главе 6, опубликованы в *Jung et al. (2003)*, *Loeptien et al. (2008), Dufour et al. (2016), Zolina et al. (2017), Wegmann et al. (2018), Collins et al. (2018).*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение приведем основные выводы по результатам проведенных исследований:

1. Предложены новые метрики для статистического моделирования абсолютной и относительной экстремальности осадков, в частности новое вероятностное распределение частичного вклада (РЧВ) для оценки относительной экстремальности, что позволило предложить новый индекс относительной экстремальности *R95tt*, существенно более устойчивый, чем ранее использованные.

2. На основании использования новых метрик выполнены оценки абсолютной и относительной экстремальности осадков на Евроазиатском континенте за последние несколько десятилетий по данным наиболее полных измерений на осадкомерных постах, реанализам и спутниковым измерениям. Максимальные величины экстремальных осадков (95-й процентиль) отмечаются в Скандинавии, в южных районах Европы и на Дальнем Востоке и составляют более 26 мм/день. Наибольшие значения индекса относительной экстремальности обнаруживаются в районах с горным рельефом и составляют более 23%. Значения индекса относительной экстремальности летом, в среднем, на 30% выше, чем зимой. Реанализы существенно занижают оценки экстремальных осадков. Спутниковые данные зимой завышают значения экстремальных осадков, а летом – занижают.

3. Получены оценки межгодовой изменчивости абсолютной и относительной экстремальности осадков в Евразии по данным станционных наблюдений, реанализов и спутниковых измерений. Показано, что за период с 1960 по 2012 гг. на большей части территории Европы и России наблюдается увеличение, как абсолютной (до 8% в десятилетие), так и относительной экстремальности (до 5% в десятилетие). В Центральной Европе наблюдается сильная сезонность с увеличением экстремальных осадков зимой и уменьшением их значений летом на 7% в десятилетие. Оценки межгодовой изменчивости, полученные по данным реанализов и спутниковым данным, очень сильно отличаются от оценок, полученных по данным наблюдений на станциях. Для многих районов были получены тренды противоположных знаков.

4. Для статистического моделирования продолжительности влажных и сухих периодов (включая их совместные распределения) предложен новый подход, основанный на усеченном геометрическом распределении и связанном с ним распределении частичного вклада влажных и сухих периодов в общее количество влажных дней. Для этих распределений разработаны

эффективные алгоритмы для оценивания параметров и интегрирования функций плотности вероятности.

5. Построены устойчивые оценки продолжительности влажных и сухих периодов на Евроазиатском континенте и исследована межгодовая динамика влажных и сухих периодов. Показано что, увеличение продолжительности влажных периодов (4-8% в десятилетие) связано с увеличением интенсивности экстремальных осадков (6-8% в десятилетие), а также что продолжительность влажных и сухих периодов на Европейском континенте может как одновременно возрастать, так и одновременно уменьшаться. Предложена концептуальная модель совместной изменчивости влажных и сухих периодов.

6. Выполнен анализ статистической структуры осадков над Мировым океаном, включающий рассмотрение числа дней с осадками и интенсивность осадков, по данным реанализов и спутниковых данных. Установлено, что различия в числе влажных дней и интенсивности осадков существенно больше, чем в среднем количестве осадков. Показано, что межгодовая изменчивость средних осадков в реанализах сильно зависит от однородности объема и типов ассимилируемых данных.

7. Разработан новый алгоритм расчета адвекции влаги в атмосфере, основанный на численной схеме, учитывающей топографию поверхности, и позволяющий уверено разделять переносы влаги на компоненты, связанные со средним потоком, синоптическими вихрями, крупномасштабными горизонтальными и вертикальными ячейками циркуляции.

8. По данным семи доступных реанализов и данных аэрологических зондирований IGRA оценены различные компоненты переноса влаги для Арктики и Антарктики. Показано, что транспорт влаги в Арктику на разных высотах в основном осуществляется синоптическими и мезомасштабными вихрями, ответственными за 88-95% общего потока. Обнаружено что при уменьшении и слабой изменчивости суммарного переноса, относительная роль вихревого переноса для Арктики возрастает от 80% в 1980-е гг. до 95% в 2010-е гг.. Показано, что источники увеличения запаса влаги в атмосфере Арктики носят преимущественно локальный характер и связаны с изменениями неадиабатического испарения, связанного с потеплением Арктики.

9. Выполнено исследование динамики гидрологического цикла над Красным морем. Показано, что перенос влаги с акватории Красного моря осуществляется двумя основными механизмами: циркуляцией бризового типа в нижней тропосфере и региональной циркуляцией, связанной с динамикой Аравийского антициклона и его взаимодействия с внутритропической зоной конвергенции в верхней тропосфере. Показано, что межгодовые изменения дивергенции атмосферной влаги над Красным морем вызваны, главным образом, изменениями в интенсивности бризовой циркуляции, в значительной степени определяемой изменениями

температуры поверхности, влияющей на изменения температурных градиентов между сушей и морем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданова Э.Г., Ильин Б.М. Об учете потерь на смачивание, испарение и конденсацию при измерении осадков осадкомером Третьякова.// Метеорология и гидрология, 2006, №7, с.86-96.
2. 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.
3. 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.
4. Градштейн И. С., Рыжик И.М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М.: Наука, 1971, 1108 С.
5. Гройсман П.Я., Богданова Е.Г., Алексеев В.А., Черри Ж.Е., Булыгина О.Н. Влияние погрешности в измерениях снегопадов на суммы атмосферных осадков и их тренды по Северной Евразии.// Лед и снег, 2014, т.54, №2, с.29-43.
6. Добровольский А.Д., Добролюбов С.А., Михайлов В.Н. Гидрология. Издание 2. М.: Высшая Школа, 2007, 463 С.
7. Золина О.Г. Изменение длительности синоптических дождевых периодов в Европе и Европейской части России с 1950 по 2008 годы и их связь с экстремальными осадками.// Доклады Академии Наук, 2011, т. 5, № 436, с. 690-695.
8. Золина О.Г. и Булыгина О.Н. Современная климатическая изменчивость характеристик экстремальных осадков в России.// Фундаментальная и прикладная климатология, 2016, т. 1, с. 84-103.
9. Матвеева Т.А., Гущина Д.Ю. и Золина О.Г. Крупномасштабные индикаторы экстремальных осадков в прибрежных природно-экономических зонах европейской территории России.// Метеорология и гидрология, 2015, т. 11, с. 20-32.
10. Мелешко В.П., Катцов И.М., Байдин А.В., Павлова Т.В., Говоркова В.А. Ожидаемые изменения гидрологического режима в Северной Евразии в результате изчезновения многолетнего морского льда в Арктике.// Метеорология и гидрология, 2016, №11, с.5-21.
11. Никифоров А.Ф., Уваров В.Б. Специальные функции математической физики. М.: Наука, 1984, 344 С.
12. Прохоров Ю.В., Розанов Ю.А. Теория вероятностей: Основные понятия. Предельные теоремы. Случайные процессы. М.: Наука, 1973, 496 С.
13. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПБ.: Гидрометеоиздат, 2001, 340 С.
14. Abualnaja Y., Papadopoulos V., Josey S., Hoteit I., Kontoyiannis H. and Raitsos D. Impacts of Climate Modes on Air-Sea Heat Exchange in the Red Sea.// J. Climate., 2015, vol. 28, pp. 2665–2681, doi:10.1175/JCLI-D-14-00379.1.
15. Adler R.F., Huffman G.F., Chang A. and coauthors The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present).// J. Hydrometeor., 2003, vol. 4, pp. 1147-1167.

16. Akima H. A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures.// ACM J., 1970, vol. 17, pp. 589–602.

17. AlSarmi S. and Washington R. Recent observed climate change over the Arabian Peninsula.// J. Geophys. Res., 2011, vol. 116, doi:10.1029/2010JD015459.

18. AlSarmi S. and Washington R. Changes in climate extremes in the Arabian Peninsula: analysis of daily data.// Int. J. Climatol., 2014, vol. 34, pp. 1329–1345, doi:10.1002/joc.3772.

19. Almazroui M. Calibration of TRMM rainfall climatology over Saudi Arabia during 1998–2009.// Atmospheric Research, 2011, vol. 99, pp. 400–414.

20. Almazroui M., Islam N., Jones P.D., Athar H. and Ashfaqur Rahman M. Recent climate change in the Arabian Peninsula: Seasonal rainfall and temperature climatology of Saudi Arabia for 1979–2009.// Atmospheric Research, 2012, vol. 111, pp. 29-45.

21. Almazroui M., Dambul R., Islam N. and Jones P.D. Atmospheric circulation patterns in the Arab region and its relationships with Saudi Arabian surface climate: A preliminary assessment.// Atmospheric Research, 2015, vol. 161-162, pp. 36-51, doi:10.1016/j.atmosres.2015.03.014.

22. Andersson A., Klepp C., Fennig K., Bakan S., Grabl H. and J. Schulz Evaluation of HOAPS-3 ocean surface freshwater flux components.// J. Appl. Meteor. Climatol., 2011, vol. 50, pp. 379-398, doi:10.1175/2010JAMC2341.1.

23. Arpe K. and Roeckner E. Simulation of the hydrological cycle over Europe: Model validation and impacts of increasing greenhouse gases.// Advances in Water Resources, 1999, vol. 23, pp. 105-119.

24. Arpe K., Klepp C. and Rhodin R. Difference in the hydrological cycles from different Reanalyses – Which one shall we believe?// WCRP-109, WMO/TD-985, World Meteorological Organization, 2000, 452 pp.

25. Arkin P.A. and Meisner B.N. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982–84.// Mon. Wea. Rev., 1987, vol. 115, pp.51–74.

26. Ashouri H., Hsu K., Sorooshian S., Braithwaite D., Knapp K.R., Cecil L.D., Nelson B. R. and Prat O.P. PERSIANN-CDR: Daily precipitation climate data record from multisatellite observations for hydrological and climate studies.// B. Am. Meteorol. Soc., 2015, vol. 96, pp. 69–83, doi:10.1175/BAMS-D-13-00068.1.

27. Athar H. and Ammar K. Seasonal characteristics of the large-scale moisture flux transport over the Arabian Peninsula.// Theoretical and Applied Clim., 2015, doi:10.1007/s00704-015-1437-7.

28. Barnett T.P. Comparison of near surface air temperature variability in 11 coupled global climate models.// J. Climate, 1999, vol. 12, pp. 511-518.

29. Bastola S. and Misra V. Evaluation of dynamically downscaled reanalysis precipitation data for hydrological application.// Hydrological Processes, 2014, vol. 28, pp. 1989–2002, doi:10.1002/hyp.9734.

30. Bauer P. Over-ocean rainfall retrieval from multisensory data of the tropical rainfall measuring mission. Part I: Design and evaluation of inversion databases.// J. Atmos. Oceanic Technol., 2001, vol. 18, pp. 1315–1330.

31. Bengtsson L., Hagemann S. and Hodges K.I. Can climate trends be calculated from reanalysis data?// Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2004, vol. 109 (D11).

32. Bengtsson L., Hodges K.I., Koumoutsaris S., Zahn M. and Keenlyside N. The changing atmospheric water cycle in Polar Regions in a warmer climate.// Tellus A, 2011, vol. 63 (5), pp. 907–920.

33. Beranger K., Barnier B., Gulev S.K. and Crepon M. Comparing twenty years of precipitation estimates from different sources over the world ocean.// Ocean Dynamics, 2006, vol. 56 (2), pp. 104-138, doi: http://dx.doi.org/10.1007/s10236-006-0092-z.

34. Berry D.I. and Kent E.C. A new air-sea interaction gridded dataset from ICOADS with uncertainty estimates.// Bull. Amer. Meteor. Soc., 2009, vol. 90, pp. 645–656, doi: http://dx.doi.org/10.1175/2008BAMS2639.1.

35. Bintanja R. and Selten F. Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat.// Nature, 2014, vol. 509 (7501), pp. 479–482.

36. Boening C.W., Behrens E., Biastoch A., Getzlaff K. and Bamber J.L. Emerging impact of Greenland meltwater on deepwater formation in the North Atlantic ocean.// Nature Geoscience, 2016, vol. 9(7), pp. 523-527, doi:10.1038/ngeo2740.

37. Bogdanova E. G., Ilyin B.M. and Dragomilova I.V. Application of a comprehensive bias-correction model to precipitation measured at Russian North Pole drifting stations.// J. Hydrometeor., 2002, vol. 3, pp. 700–713.

38. Bolvin D.T., Adler R.F., Huffman G.J., Nelkin E.J. and Poutiainen J.P. Comparison of GPCP monthly and daily precipitation estimates with high-latitude gauge observations.// J. Appl. Meteor. Climatol., 2009, vol. 48, pp. 1843–1857, doi: http://dx.doi.org/10.1175/2009JAMC2147.1.

39. Bosilovich M.G., Chen J., Robertson F.R. and Adler R.F. Evaluation of global precipitation in reanalyses.// J. Appl. Meteor. Climatol., 2008, vol. 47, pp. 2279-2299, doi: http://dx.doi.org/10.1175/2008JAMC1921.1.

40. Bonferroni C.E. Teoria statistica delle classi e calcolo delle probabilità.// Pubblicazioni del R Istituto Superiore di Scienze Economiche e Commerciali di Firenze, 1936, vol. 8, pp. 3-62.

41. Bouchard A., Rabier F., Guidard V. and Karbou F. Enhancements of satellite data assimilation over Antarctica.// Monthly Weather Review, 2010, vol. 138, pp. 2149–2173.

42. Bromwich D.H., Nicolas J.P. and Monaghan A.J. An assessment of precipitation changes over Antarctica and the Southern Ocean since 1989 in contemporary global reanalyses.// Journal of Climate, 2011, vol. 24, pp. 4189–4209.

43. Brunetti M., Maugeri M., Monti F. and Nanni T. Changes in daily precipitation frequency and distribution in Italy over the last 120 years.// J. Geophys. Res., 2004, vol. 109, doi:10.1029/2003JD004296.

44. Bumke K., Fennig K., Strehz A., Mecking R. and Schroder M. HOAPS precipitation validation with ship-borne rain gauge measurements over the Baltic Sea.// Tellus, Ser. A, 2012, vol. 64, doi: 10.3402/tellusa.v64i0.18486.

45. Burgess E.W., Forster R.R., Box J.E., Mosley-Thompson E., Bromwich D.H., Bales R.C. and Smith L.C. A spatially calibrated model of annual accumulation rate on the Greenland Ice Sheet (1958–2007).// Journal of Geophysical Research, 2010, vol. 115, doi:10.1029/2009JF001293.

46. Chambon P., Jobard I., Roca R. and Viltard N. An investigation of the error budget of tropical rainfall accumulation derived from merged passive microwave and infrared satellite measurements.// Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 2013, vol. 139, pp. 879– 893, doi:10.1002/qj.1907.

47. Chaudhuri A.H., Ponte R.M. and Nguyen A.T. A comparison of atmospheric reanalysis products for the Arctic Ocean and implications for uncertainties in air-sea fluxes.// J. Climate, 2014, vol. 27, pp. 5411–5421, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00424.1.

48. Clemens M. and Bumke K. Precipitation fields over the Baltic Sea derived from ship rain gauge measurements on merchant ships.// Boreal Env. Res., 2002, vol. 7, pp. 425–436.

49. Collins M. and coauthors Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility.// Cambridge University Press, 2013, section 12, pp. 1029–1136.

50. Collins M., Minobe S., Barreiro M., Bordoni S., Kaspi Y., Kuwano-Yoshida A., Keenlyside N., Manzini E., O'Reilly C.H., Sutton R., Xie S.P. and Zolina O. Challenges and opportunities for improved understanding of regional climate dynamics.// Nature Climate Change, 2018, vol. 8, pp. 101-108, doi:10.1038/s41558-017-0059-8.

51. Connolley W. and King J. Atmospheric water-vapour transport to Antarctica inferred from radiosonde data.// Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1993, vol. 119, pp. 325–342.

52. Cullather R.I., Bromwich D.H. and Van Woert M.L. Spatial and temporal variability of Antarctic precipitation from atmospheric methods.// Journal of Climate, 1998, vol. 11, pp. 334–367.

53. Cullather R.I. and Bosilovich M.G. The moisture budget of the polar atmosphere in MERRA.// J. Climate, 2011, vol. 24, pp. 2861-2879, doi: 10.1175/2010JCLI4090.1.

54. Curry R., Dickson B. and Yashayaev I. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades.// Nature, 2003, vol. 426, pp. 826-829.

55. Dacre H.F. and Gray S.L. The spatial distribution and evolution characteristics of North Atlantic cyclones.// Monthly Weather Review, 2009, vol. 137, pp. 99-115.

56. Datsenko N.M., Shabalova M.V. and Sonechkin D.M. Seasonality of multidecadal and centennial variability in European temperatures: The wavelet approach.// J. Geophys. Res., 2001, vol. 106, doi:10.1029/2001JD900059

57. Dee D.P. and coauthors The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system.// Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 2011, vol. 137, pp. 553-597, doi:10.1002/qj.828.

58. Deni S.M., Jemain A.A. and Ibrahim K. The best probability models for dry and wet spells in Peninsular Malaysia during monsoon seasons.// Int. J. Climatol., 2010, vol. 30, pp. 1194-1205.

59. Dirmeyer P.A. Characteristics of the water cycle and land–atmosphere interactions from a comprehensive reforecast and reanalysis data set: CFSv2.// Climate Dynamics, 2013, vol. 41, pp. 1083–1097, doi: 10.1007/s00382-013-1866-x.

60. Dolant C., Montpetit B., Langlois A., Brucker L., Zolina O., Johnson C.A., Royer A. and Smith P. Assessment of the Barren Ground Caribou die-off during winter 2015-2016 using passive microwave observations.// Geophys. Res. Lett., 2018, doi: 10.1029/2017GL076752

61. Dorman C.E. and Bourke R.H. A temperature correction for Tucker's ocean rainfall estimates.// Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1978, vol. 104, pp. 765-773, doi: 10.1002/qj.49710444117.

62. Dufour A., Zolina O. and Gulev S.K. Atmospheric moisture transport to the Arctic: assessment of reanalyses and analysis of transport components.// J. Climate, 2016, vol. 29, pp. 5061-5081, doi:10.1175/JCLI-D-15-0559.1.

63. Durack P.J., Wijffels S.E. and Matear R.J. Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000.// Science, 2012, vol. 336, pp. 455-458. doi: 10.1126/science.11212222.

64. Durre I., Vose R.S. and Wuertz D.B. Overview of the integrated global radiosonde archive.// Journal of Climate, 2006, vol. 19, pp. 53–68.

65. Easterling D.R., Evans J.L., Groisman P.Ya, Karl T.R., Kunkel K.E. and Ambenje P. Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review.// Bull. Am. Meteorol. Soc., 2000, vol. 81, pp. 417–425.

66. Ebita A. and coauthors The Japanese 55-year Reanalysis «JRA-55»: an interim report, Sola, 2011, vol 7, pp. 149–152.

67. Elliott W.P. and Reed R.K. Comments on paper «A temperature correction for Tucker‘s ocean rainfall estimates».// Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 1979, vol. 105, pp. 1082-1083.

68. Ettema J., van den Broeke M.R., van Meijgaard E., van de Berg W.J., Bamber J.L., Box J.E. and Bales R.C. Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling.// Geophysical Research Letters, 2009, vol. 36, doi:10.1029/2009GL038110.

69. Ferraro R.R., Smith E.A., Berg W. and Huffman G.J. A screening methodology for passive microwave precipitation retrieval algorithms.// J. Atmos. Sci., 1998, vol. 55, pp. 1583–1600.

70. Francis J.A. Validation of reanalysis upper-level winds in the Arctic with independent radinsonde data.// GRL, 2002, vol. 29, doi:10.1029/2001GL014578.

71. Frederichs P. and Hense A. Statistical downscaling of extreme precipitation events using censored quantile regression.// Mon. Wea. Rev, 2007, vol. 135, pp. 2365-2378.

72. Friederichs P. Statistical downscaling of extreme precipitation using extreme value theory.// Extremes, 2010, vol. 13, pp. 109-132.

73. Ferry N., Parent L., Masina L., Storto A., Haines K., Valdivieso M., Barnier B. and Molines J.-M. Quality information document MyOcean for global ocean reanalysis product.// MyOcean document, 2012, 66 pp.

74. Gershunov A. ENSO influence on intraseasonal extreme rainfall and temperature frequencies in the contiguous United States: Implications for long-range predictability.// J. Clim., 1998, vol. 11, pp. 3192–3203.

75. Gibson J.K., Kållberg P., Uppala S., Hernandez A., Nomura A. and Serrano E. ERA-15 description (version 2—January 1999).// ECMWF Re-Analysis Project Report Series 1, 1999, 84 pp.

76. Giesecke J. and Meyer H. On the automatic assessment of rainfall and its evaluation—experience in the Federal Republic of Germany.// IAHS publ, Water for the Future: Hydrology in Perspective, 1987, no. 164.

77. Giordani H. and Caniaux G. Sensitivity of cyclogenesis to sea surface temperature n the northwestern Atlantic.// Mon. Wea. Rev., 2001, vol. 129, pp. 1273-1295, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<1273:SOCTSS>2.0.CO;2.

78. Goodison B., Louie P. and Yang D. WMO solid precipitation measurement intercomparison: final report. Instruments and Observing Methods.// WMO/TD, 1998, vol. 872, 211 pp.

79. Greenwood J.A. and Durand D. Aids for fitting the gamma distribution by maximum likelihood.// Technometrics, 1960, vol. 2, pp. 55–65.

80. Gregory J. and Huybrechts P. Ice-sheet contributions to future sea-level change.// Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 2006, vol. 364, pp. 1709–1732.

81. Groisman P.Ya. and Legates D.R. The accuracy of United States precipitation data.// Bull. Amer. Meteor. Soc., 1994, vol. 75, pp. 215–227.

82. Groisman P.Ya. and coauthors Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change.// Climatic Change, 1999, vol. 42, pp. 243–285.

83. Groisman P.Ya., Knight R.W., Easterling D.R., Karl T.R., Hegerl G.C. and Razuvaev V.N. Trends in intense precipitation in the climate record.// J. Clim., 2005, vol. 18, pp. 1326–1350, doi:10.1175/JCLI3339.1.

84. Groisman P.Y., Knight R.W. and Zolina O. Recent Trends in Regional and Global Intense Precipitation Patterns.// Academic Press: In: "Climate Vulnerability, 1st Edition Understanding and Addressing Threats to Essential Resources", edited by R. Pielke, 2013, pp. 25-52

85. Groisman P.Ya., Kicklighter D., Henebry G., Shugart H., Tchebakova N., Maksyutov S., Monier E., Gutman G., Gulev S.K., Qi J., Prishchepov A., Kukavskaya E., Porfiriev B., Shiklomanov A., Loboda T., Shiklomanov N., Nghiem S., Bergen K., Albrechtová J., Chen J., Shahgedanova M., Shvidenko A., Speranskaya N., Soja A., deBeurs K., Bulygina O., McCarty J., Zhuang Q. and Zolina O. Northern Eurasia Future Initiative (NEFI): Facing the Challenges and Pathways of Global Change in the 21st Century.// Progress in Earth and Planetary Science, 2017, vol. 4, doi:10.1186/s40645-017-0154-5.

86. Gulev S.K., Barnier B., Knochel H., Molines J.-M. and Cottet M. Water mass transformation in the North Atlantic and its impact on the meridional circulation: insights from on ocean model forced by NCEP/NCAR reanalysis surface fluxes.// J. Climate, 2003, vol. 16, pp. 3085-3110.

87. Gulev S.K., Jung T. and Ruprecht E. Estimation of the impact of sampling errors in the VOS observations on air-sea fluxes. Part I. Uncertainties in climate means.// J. Climate, 2007, vol. 20, pp. 279-301, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4010.1.

88. Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., Park W. and Koltermann K.P. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on Multidecadal timescales.// Nature, 2013, vol. 499, pp. 464-467, doi: 10.1038/nature12268.

89. Haines K., Valdivieso M., Zuo H. and Stepanov V.N. Transports and Budgets in a 1/4o global ocean reanalysis 1989–2010.// Ocean Sci., 2012, vol. 8, pp. 333-344, doi: 10.5194/os-8-333-2012.

90. Hand R., Keenslyside N., Omrani N.-E. and Latif M. Simulated response to inter-annual SST variations in the Gulf Stream region.// Climate Dynamics, 2014, vol. 42, pp. 715-731, doi: 10.1007/s00382-013-1715-y.

91. Hartmann D. and coauthors Observations: atmosphere and surface.// Cambridge University Press, 2013, book section 2, p. 159–254.

92. Hayashi Y. Confidence intervals of a climatic signal.// J. Atmos. Sci., 1982, vol. 39, pp. 1895– 1905.

93. Haylock M.R., Hofstra N., Klein Tank A.M.G., Klok E.J., Jones P.D. and New M. A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006.// J. Geophys.Res., 2008, vol. 113, D20119, doi:10.1029/2008JD010201.

94. Hines K.M., Grumbine R.W., Bromwich D.H. and Cullather R.I. Surface energy balance of the NCEP MRF and NCEP-NCAR reanalysis in Antarctic latitudes during FROST.// Weather and forecasting, 1999, vol. 14, pp. 851–866.

95. Hofstra N., Haylock V., New M., Jones P. and Frei C. The comparison of six methods for the interpolation of daily European climate data.// J. Geophys.Res., 2008, vol. 113, doi:10.1029/2008JD010100.

96. Huffman G.J., Adler R.F., Morrissey M., Bolvin D.T., Curtis S., Joyce R., McGavock B. and Susskind J. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations.// J. Hydrometeor., 2001, vol. 2, pp. 36–50.

97. Iwasaki S., Kubota M. and Watabe T. Assessment of various global freshwater flux products for the global ice-free oceans.// Rem. Sens. Env., 2014, vol. 140, pp. 549–561, doi:10.1016/j.rse.2013.09.026.

98. Jacob D. and coauthors An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate.// Climatic Change, 2007, vol. 81, doi:10.1007/s10584-006-9213-4.

99. Jakobson E. and Vihma T. Atmospheric moisture budget in the Arctic based on the ERA-40 reanalysis.// International Journal of Climatology, 2010, vol. 30, pp. 2175–2194.

100. Jones P. D. Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and an update to 1993.// Journal of Climate, 1994, vol. 7, pp. 1794–1802.

101. Josey S.A., Kent E.C. and Taylor P.K. New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the SOC air-sea flux climatology.// J. Climate, 1999, vol. 12, pp. 2856-2880, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2856:NIITOH>2.0.CO;2.

102. Jung T., Hilmer M., Ruprecht E., Kleppek S., Gulev S.K. and Zolina O. Characteristics of the resent eastward shift of interannual NAO variability.// Journal of Climate, 2003, vol. 16, pp. 3371-3382.

103. Kallberg P. An overview of the ERA-40 analyses.// ERA-40 Project Report Series. 3, 2002, pp. 31 – 40.

104. Kalnay E. and coauthors The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project.// Bull. Amer. Meteor. Soc., 1996, vol. 77, pp. 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077,0437:TNYRP.2.0.CO;2.

105. Karl T.R. and Knight R.W. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States.// Bull. Am. Meteorol. Soc., 1998, vol. 79, pp. 231–241.

106. Karstens U., Simmer C. and Ruprecht E. Remote sensing of cloud liquid water.// Meteorology and Atmospheric Physics, 1994, vol. 54, pp. 157-171.

107. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Potter J. and Fiorion M An overview of NCEP/DOE Reanalysis-2.// Proc. Conf. 2nd Intl. Conf. On Reanalyses, Reading, England, 23–27 Aug. 1999, WCRP, 2000, vol. 109, pp. 1–4.

108. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.-K., Hnilo J., Fiorino M. and Potter G. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2).// Bull. Amer. Meteor. Soc., 2002, vol. 83, pp. 1631–1643, doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.

109. Karstens U., Simmer C. and Ruprecht E. Remote sensing of cloud liquid water.// Meteor. Atmos. Phys., 1994, vol. 54, pp. 157–171.

110. Katz R.W. Extreme value theory for precipitation: sensitivity analysis for climate change.// Adv. Water Resour., 1999, vol. 23, pp. 133–139.

111. Kattsov V.M. and Walsh J.E. Twentieth-century trends of Arctic precipitation from observational data and a climate model simulation.// Journal of Climate, 2000, vol. 13, pp. 1362–1370.

112. Kattsov V.M, Kallen E., Cattle H., Christensen J., Drange H., HanssenBauer I., Johannesen T., Karol I., Raisanen J., Svensson G. and Vavulin S. Future climate change: Modeling and scenarios for the Arctic.// In Arctic Climate Impact Assessment, 2005, chapter 4, pp. 99–150.

113. Kattsov V.M., Walsh J.E., Chapman W.L, Govorkova V.A., Pavlova T.V. and Zhang X. Simulation and projection of Arctic freshwater budget components by the IPCC AR4 global climate models.// Journal of Hydrometeorology, 2007, vol. 8, pp. 571–589.

114. Kharin V.V. and Zwiers F.W. Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere–ocean GCM.// J. Climate, 2000, vol. 13, pp. 3760–3788.

115. Kharin V.V. and Zwiers F.W. Estimating extremes in transient climate change simulations.// J. Climate, 2005, vol. 18, pp. 1156–1173.

116. Kharin V.V., Zwiers F.W., Zhang X.B. and Hegerl G.C. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations.// J. Clim.,2007, vol. 20, pp. 1419 – 1444.

117. Kidd C. and Levizzani V. Status of satellite precipitation retrievals.// Hydrol. Earth Syst. Sci., 2011, vol. 15, pp. 1109–1116.

118. Kidd C., Bauer P., Turk J., Huffman G.J., Joyce R., Hsu K.-L. and Braithwaite D. Inter-comparison of high-resolution precipitation products over northwest Europe.// J. Hydrometeor., 2012, vol. 13, pp. 67–83, doi:10.1175/JHM-D-11-042.1.

119. Kim J.-E. and Alexander M.J. Tropical precipitation variability and convectively coupled equatorial waves on submonthly time scales in reanalyses and TRMM.// J. Climate, 2013, vol. 26, pp. 3013-3030, doi: http:10.1175/JCLI-D-12-00353.1.

120. King J.C. and Turner J. Antarctic meteorology and climatology.// Cambridge University Press, 1997, 409 pp.

121. Kistler R. and coauthors The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation.// Bull. Amer. Meteor. Soc., 2001, vol. 82, pp. 247-267, doi: 10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2.

122. Klein Tank A.M.G. and coauthors Daily dataset of 20th century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment.// Int. J. Climatol., 2002, vol. 22, pp. 1441–1453.

123. Klein Tank A.M.G. and Koennen G.P. Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe.// J. Climate, 2003, vol. 16, pp. 3665-3680.

124. Klepp C., Bumke K., Bakan S. and Bauer P. Ground validation of oceanic snowfall detection in satellite climatologies during LOFZY.// Tellus A, 2010, vol. 62, pp. 469–480, doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00459.x.

125. Klepp C. The Oceanic Shipboard Precipitation Measurement Network for Surface Validation - OceanRAIN.// Atmos. Res., 2013, vol. 163, pp. 74-90, doi: 10.1016/j.atmosres.2014.12.014.

126. Klok E J. and Klein Tank A.M.G. Undated and extended European data set of daily climate observations.// Int. J. Climatol., 2009, vol. 29, pp. 1182–1191, doi:10.1002/joc.1779.

127. Kobayashi S. and coauthors The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics.// Journal of the Meteorological Society of Japan, 2015, vol. 93, pp. 5–48.

128. Krichak S.O., Breitgand J.S. and Feldstein S.B. A conceptual model for identification of the Active Red Sea Trough synoptic events over southeastern Mediterranean.// J. Appl. Meteorol. Climatol., 2012, vol. 5, pp. 962–971, doi:10.1175/JAMC-D-11-0223.1.

129. Krichak S.O., Barkan J., Breitgand J.S., Gualdi S. and Feldstein S.B. The role of the export of tropical moisture into midlatitudes for extreme precipitation events in the Mediterranean region.// Theor. Appl. Climatol., 2014, vol. 121, doi:10.1007/s00704-014-1244-6.

130. Krinner G., Magand O., Simmonds I., Genthon C. and Dufresne J.-L. Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twentyfirst centuries.// Climate Dynamics, 2007, vol. 28, pp. 215–230.

131. Kumar N.K., Entekhabi D. and Molini A. Hydrological extremes in hyperarid regions: A diagnostic characterization of intense precipitation over the Central Arabian Peninsula.// J. Geophys. Res. Atmos., 2015, vol. 120, pp. 1637–1650, doi:10.1002/2014JD022341.

132. Kuwano-Yoshida A., Minobe S. and Xie S.P. Precipitation response to the Gulf Stream in an atmospheric GCM.// Journal of Climate, 2010, vol. 23, pp. 3676-3698.

133. Laderach A. and Raible C.C. Lower-tropospheric humidity: climatology, trends and the relation to the ITCZ.// Tellus A, 2013, vol. 65, doi:10.3402/tellusa.v65i0.20413.

134. Latif M., Böning C., Willebrand J., Biastoch A., Dengg J., Keenlyside N., Schweckendiek U. and Madec G. Is the Thermohaline Circulation Changing?// J. Climate, 2006, vol. 19, pp. 4631–4637, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3876.1.

135. Lavers D.A., Villarini G., Allan R.P., Wood E.F. and Wade A.J. The detection of Atmospheric Rivers in Atmospheric Reanalyses and their links to British Winter Floods and the Large-Scale Climatic Circulation.// J. Geophys. Res., 2012, vol. 117, doi: 10.1029/2012JD018027.

136. Leander R., Buishand T.A. and Klein Tank A.M.G. An alternative index for the contribution of precipitation on very wet days to the total precipitation.// J. Clim., 2014, vol. 27, pp. 1365-1378, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00144.1.

137. Liu Q., Simmer C. and Ruprecht E. Three-dimensional radiative transfer effects of clouds in the microwave spectral range.// Journal of Geophysical Research - Atmospheres, 1996, vol. 101, pp. 4289-4298.

138. Livezey R.E. and Chen W.Y. Statistical field significance and its determination by Monte-Carlo techniques.// Mon. Weather Rev., 1983, vol. 111, pp. 46– 59.

139. Lockhoff M., Zolina O., Simmer C. and Schulz J. Evaluation of satellite-retrieved extreme precipitation over Europe using gauge observations.// J. Climate, 2014, vol. 27, pp. 607-623, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00194.1.

140. Loeptien U., Zolina O., Gulev S.K., Latif M. and Soloviov V. Cyclone life cycle characteristics over the Northern Hemisphere in coupled GCMs.// Clim. Dynamics, 2008, vol. 31, pp. 507-532.

141. Madsen H., Mikkelsen P.S., Rosbjerg D. and Harremoës P. Regional estimation of rainfall intensity-duration-frequency curves using generalized least squares regression of partial duration series statistics.// Water Resour. Res., 2002, vol. 38, doi:10.1029/2001WR001125.

142. Mann H.B. Non-parametric tests against trend.// Econometrica, 1945, vol. 13, pp. 245–259.

143. Maraun D. and coauthors Precipitation downscaling under climate change. Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user.// Rev. Geophys., 2010, vol. 48, doi: 10.1029/2009RG000314.

144. Markowski P. and Richardson Y. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes.// Oxford: Wiley & Sons, 2010, 430 pp., ISBN: 978-0-470-74213-6.

145. Mekasha A., Tesfaye K. and Duncan A.J. Trends in daily observed temperature and precipitation extremes over three Ethiopian eco-environments.// Int. J. Climatol., 2013, vol. 34, pp. 1990–1999. doi:10.1002/joc.3816

146. Michelson D.B. Systematic correction of precipitation gauge observations using analysed meteorological variables.// J. Hydrol., 2004, vol. 290, pp. 161–177.

147. Minobe S., Kuwano-Yoshida A., Komori N., Xie S.-P. and Small R.J. Influence of the Gulf Stream on the troposphere.// Nature, 2008, vol. 452, pp. 206-209, doi: 10.1038/nature06690.

148. Morgan J.F. p-Value fetishism and use of the Bonferroni adjustment.// Evidence-Based Mental Health, 2007, vol. 10, pp. 34– 35.

149. Nešpor V. and Sevruk B. Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation.// J. Atmos. Oceanic Technol., 1999, vol. 16, pp. 450– 464.

150. Nicolas J.P. and Bromwich D.H. Precipitation changes in high southern latitudes from global reanalyses: A cautionary tale.// Surveys in geophysics, 2011, vol. 32, pp. 475–494.

151. Onogi K. and coauthor The JRA-25 reanalysis.// J. Meteorol. Soc. Jpn., 2007, vol. 85, pp. 369–432.

152. Oshima K. and Yamazaki K. Difference in seasonal variation of net precipitation between the Arctic and Antarctic regions.// Geophysical research letters, 2006, vol. 33, doi:10.1029/2006GL027389.

153. Palerme C., Kay J., Genthon C., Ecuyer T.L., Wood N. and Claud C.How much snow falls on the Antarctic ice sheet?// The Cryosphere, 2014, vol. 8, pp. 1577–1587.

154. Papadopoulos V.P., Abualnaja Y., Josey S.A., Bower A., Raitsos D.E., Kontoyiannis H. and Hoteit I. Atmospheric forcing of the winter air-sea heat fluxes over the northern Red Sea.// J. Climate, 2013, vol. 26, pp. 1685-1701.

155. Peixóto J. and Oort A.H. Physics of climate.// New York: American institute of physics, 1992, ISBN 978-0-88318-712-8.

156. Pearson E.S. and Hartley H.O. Biometrika Tables for Statisticians. Vol. 2.// Biometrica Trust, 1976, 226 pp.

157. Perneger T.V. What's wrong with Bonferroni adjustments.// BMJ, 1998, vol. 316, pp. 1236–1238.

158. Polyakov I.V. and coauthors Observationally based assessment of polar amplification of global warming.// Geophysical research letters, 2002, vol. 29, pp. 25–43.

159. Raitsos D.E., Hoteit I., Prihartato P.K., Chronis T., Triantafyllou G. and Abualnaja Y. Abrupt warming of the Red Sea.// Geophys. Res. Lett., 2011, vol. 38, doi:10.1029/2011GL047984.

160. Rayner N.A. and coauthors Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century.// J. Geophys. Res., 2003, vol. 108, doi:http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002670.

161. Reverdin G., Morisset S., Boutin J. and Martin N. Rain-induced variability of near sea-surface T and S from drifter data.// J. Geophys. Res., 2012, vol. 117, doi: 10.1029/2011JC007549.

162. Rhein M., Rintoul S.R., Aoki S., Campos E., Chambers D., Feely R.A., Gulev S.K., Johnson G.C., Josey S.A., Kostianoy A., Mauritzen C., Roemmich D., Talley L.D. and Wang F. Observations: Ocean, 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.// Cambridge Univ. Press, 2013, pp. 255-315.

163. Rienecker M.M. and coauthors MERRA - NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Application.// J. Climate, 2011, vol. 24, pp. 3624–3648, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00015.1.

164. Rossow W.B., Walker A.W., Beuschel D.E. and Roiter M.D. International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Documentation of New Cloud Datasets.// WMO/TD 737, 1996.

165. Rutgersson A., Bumke K., Clemens M., Foltescu V., Lindau R., Michelson D. and Omstedt A. Precipitation estimates over the Baltic Sea: present state of the art.// Nordic Hydrol., 2001, vol. 32, pp. 285-314.

166. Saha S. and coauthors The NCEP Climate Forecast System Reanalysis.// Bull. Amer. Meteor. Soc., 2010, vol. 91, pp. 1015-1057, doi:10.1175/2010BAMS3001.1.

167. Schär C. and coauthors Percentile indices for assessing changes in heavy precipitation events.// Climatic Change, 2016, vol. 137, doi:10.1007/s10584-016-1669-2.

168. Schulz J., Schlussel P. and Grassl H. Water vapor in the atmospheric boundary layer over oceans from SSM/I measurements.// Int. J. Remote Sens., 1993, vol. 14, pp. 2773–2789.

169. Screen J.A.and Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification/. Nature, 2010, vol. 464, pp. 1334–1337.

170. Seager R. and Henderson N. Diagnostic Computation of Moisture Budgets in the ERA-Interim Reanalysis with Reference to Analysis of CMIP-Archived Atmospheric Model Data.// Journal of Climate, 2013, vol. 26, pp. 7876–7901.

171. Semenov V.A. and Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: Greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM.// Climate Dyn., 2002, vol. 19, pp. 123–140.

172. Serreze M.C. and coautors The large-scale freshwater cycle of the Arctic.// Journal of Geophysical Research: Oceans, 2006, vol. 111, doi:10.1029/2005JC003424.

173. Serreze M. Barrett A., Stroeve J., Kindig D. and Holland M. The emergence of surface-based Arctic amplification.// The Cryosphere, 2009, vol. 3, pp. 11–19.

174. Sevruk B. Evaporation losses from containers of Hellman precipitation gauges.// Hydrol. Sci. Bull., 1974, vol. 19, pp. 231–236, doi:10.1080/02626667409493901.

175. Sevruk B. and Lapin M. Precipitation measurement and quality control.// Proceedings of the International Symposium on Precipitation and Evaporation, vol. 1, 1993, 205 pp.

176. Sevruk B. Adjustment of tipping-bucket precipitation gauge measurements.// Atmos. Research, 1996, vol. 42, pp. 237-246.

177. Sevruk B., Roulet Y.-A. and Nespor V. Corrections of the wind induced error of tipping-bucket precipitation gauges in Switzerland using numerical simulation.// Instruments and Observing Methods, WMO/TD no. 1028, 2000, vol. 74, pp. 144-147.

178. Sevruk B., Ondras M. and Chvila D. The WMO precipitation measurement intercomparisons.// Atmospheric Research, 2009, vol. 92, pp. 376–380.

179. Shabalova M. and Weber S. Patterns of temperature variability on multidecadal to centennial timescales.// J. Geophys. Res., 1999, vol. 104, doi:10.1029/1999JD900461.

180. Sieck L.C., Burges S.J. and Steiner M. Challenges in obtaining reliable measurements of point rainfall.// Water Resour. Res., 2007, vol. 43, pp. 1–23, doi:10.1029/2005WR004519.

181. da Silva A.M., Young C.C., Levitus S. Atlas of surface marine data, Volume 1: Algorithms and Procedures.// NOAA Atlas NESDIS 6. U.S. Department of Commerce, Washington, D. C., 1994.

182. Speer K. and Tziperman E. Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean.// J. Phys. Oceanogr., 1992, vol. 22, pp. 93–104/

183. Spiegel M.R. Theory and Problems of probability and statistics.// 3rd ed. McGraw-Hill, 1992, 452 pp.

184. Spinks J. and Lin Y.-L. Variability of the subtropical highs, African easterly jet and easterly wave intensities over North Africa and Arabian Peninsula in late summer.// Int. J. Climatol., 2014, doi:10.1002/joc.4226.

185. Spinks J., Lin Y.-L. and Mekonnen A. Effects of the subtropical anticyclones over North Africa and Arabian Peninsula on the African easterly jet.// Int. J. Climatol., 2015, vol. 35, pp. 733–745. doi:10.1002/joc.4017.

186. von Storch H., Zwiers F.W. Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1999, 503 pp.

187. Stendel M. and Arpe K. Evaluation of the hydrological cycle in reanalyses and observations.// Max-Planck-Institute for Meteorology Report No. 228, 1997, 52 pp.

188. Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J. and Barrett A.P. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis.// Climatic Change, 2012, vol. 110, pp. 1005–1027.

189. Thom H.C. A note on the gamma distribution.// Monthly Weather Review, 1958, vol. 86, pp. 117–122.

190. Thomasson R.L. and Kapadia C.H. On estimating the parameter of a truncated geometric distribution.// Ann. Inst. Stat. Math., 1968, vol. 20, pp. 519–523.

191. Tiedtke M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models.// Mon. Wea. Rev., 1989, vol. 117, pp. 1779-1800.

192. Tilinina N., Gulev S.K., Rudeva I. and Koltermann P. Comparing cyclone life cycle characteristics and their interannual variability in different reanalyses.// Journal of Climate, 2013, vol. 26, pp. 6419–6438.

193. Tilinina N., Gulev S.K. and Bromwich D.H. New view of Arctic cyclone activity from the Arctic system reanalysis.// Geophysical Research Letters, 2014, vol. 41, pp. 1766–1772.

194. Tragou E., Garrett C., Outerbridge R. and Gilman C. The heat and freshwater budgets of the Red Sea.// Journal of physical oceanography, 1999, vol. 29, pp. 2504-2522.

195. Trenberth K.E., Fasullo J.T. and Mackaro J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses.// J. Climate, 2011, vol. 24, pp. 4907-4924, doi: http://dx.doi.org/10.1175/2011JCLI4171.1.

196. Trenberth K.E. and Fasullo J.T. Regional energy and water cycles: Transports from ocean to land.// Journal of Climate, 2013, vol. 26, pp. 7837-7851, doi:10.1175/JCLI-D-13-00008.1.

197. Trenberth K.E., Fasullo J.T. and Mackaro J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses.// J. Climate, 2011, vol. 24, pp. 4907–4924, doi:10.1175/2011JCLI4171.1.

198. Tsukernik M. and Lynch A.H. Atmospheric meridional moisture flux over the Southern Ocean: A story of the Amundsen Sea.// Journal of Climate, 2013, vol. 26, pp. 8055–8064.

199. Tucker G.B. Precipitation over the North Atlantic Ocean.// Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1961, vol. 87, pp. 147-158, doi: 10.1002/qj.49708737204.

200. Tucker M. R. and Pedgley D.E. Summer Winds Around the Southern Red Sea.// Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 1977, vol. 25, pp. 221-231.

201. Uppala S.M., Kållberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B.J., Isaksen L., Janssen P.A.E.M., Jenne R., McNally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P. and Woollen J. The ERA-40 re-analysis.// Q. J. R. Meteorol. Soc., 2005, vol. 131, pp. 2961-3012.

202. Viste E., Korecha D. and Sorteberg A. Recent drought and precipitation tendencies in Ethiopia.// Theor. Appl. Climatol., 2015, vol. 112, pp. 535–551, doi:10.1007/s00704-012-0746-3.

203. de Vries A.J., Tyrlis E., Edry D., Krichak S.O., Steil B. and Lelieveld J. Extreme precipitation events in the Middle East: dynamics of the active Red Sea trough.// J. Geophys. Res. Atmos., 2013, vol. 118, pp. 7087–7108, doi:10.1002/jgrd.50569.

204. Watterson I.G. and Dix M.R. Simulated changes due to global warming in daily precipitation means and extremes and their interpretation using the gamma distribution.// J. Geophys. Res., 2003, vol. 108, doi:10.1029/2002JD002928.

205. Wegmann M., Orsolini Y., and Zolina O. Warm Arctic – cold Siberia: comparing the recent and the early 20th-century Arctic warmings.// Env. Res. Lett., 2018, vol. 13, 025009, doi: 10.1088/1748-9326/aaa0b7.

206. Wilcoxon F. Individual Comparisons by Ranking Methods.// Biometrics Bulletin, 1945, vol. 1, pp. 80–83.

207. Wilks D.S. Maximum likelihood estimation for the Gamma distribution using data containing zeros.// J. Climate, 1990, vol. 3, pp. 2285–2298.

208. Wilks D.S. Statistical Methods in Atmospheric Sciences: An Introduction.// Academic Press, 1995, 467 pp.

209. Wilks D.S. On «field significance» and the false discovery rate.// J. Appl. Meteorol. Climatol., 2006, vol. 45, pp. 1181– 1189.

210. Wilks D. «The stippling shows statistically significant grid points»: how research results are routinely overstated and overinterpreted and what to do about it.// Bull. Amer. Meteor. Soc., 2016, vol. 97, pp. 2263–2273, doi: 10.1175/BAMS-D-15-00267.1.

211. Wright D.A. and Purcell J.E. Effect of salinity an ionic shifts in mesohaline scyphomedusae, Chrysaora quinguecirrha.// Biological Bulletin, 1997, vol. 192, pp. 332-339.

212. Xie P. and Arkin P.A. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs.// Bull. Am. Meteorol. Soc., 1997, vol. 78, pp. 2539– 2558.

213. Xue Y., Huang B., Hu Z.-Z., Kumar A., Wen C., Behringer D. and Nadiga S. An assessment of oceanic variability in the NCEP Climate Forecast System Reanalysis.// Climate Dynamics, 2011, vol. 37, pp. 2511-2539, doi: 10.1007/s00382-010-0954-4.

214. Yau M.K. and Jean M. Synoptic aspects and physical processes in the rapidly intensifying cyclone of 6-8 March 1986.// Atmos.-Ocean, 1989, vol. 27, pp. 59-86, doi: 10.1080/07055900.1989.9649328.

215. Yu L. and Weller R.A. Objectively Analyzed air-sea heat fluxes for the global oce-free oceans (1981–2005).// Bull. Ameri. Meteor. Soc., 2007, vol. 88, pp. 527–539.

216. Zhang S., Harrison M.J., Rosati A. and Wittenberg A. System design and evaluation of coupled ensemble data assimilation for global oceanic climate studies.// Mon. Wea. Rev., 2007, vol. 135, pp. 3541–3564, doi: http://dx.doi.org/10.1175/MWR3466.1.

217. Zhang X., He J., Zhang J., Polyakov I., Gerdes R., Inoue J. and Wu P. Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend.// Nat. Climate Change, 2013, vol. 3, pp. 47–51, doi:10.1038/nclimate1631.

218. Zolina O. and Gulev S.K. Synoptic variability of ocean-atmosphere turbulent fluxes associated with atmospheric cyclones.// Journal of Climate, 2003, vol. 16, pp. 2717-2734.

219. Zolina O., Kapala A., Simmer C. and Gulev S.K. Analysis of extreme precipitations over Europe from different reanalyses: a comparative assessment.// Global and Planetary Change, 2004, vol. 44, pp. 129-161.

220. Zolina O., Simmer C., Kapala A. and Gulev S.K. On the robustness of the estimates of centennial-scale variability in heavy precipitation from station data over Europe.// Geophys. Res. Lett., 2005, vol. 32, doi:10.1029/2005GL023231.

221. Zolina O., Simmer C., Kapala A., Bachner S., Gulev S.K. and Maechel H. Seasonality of precipitation extremes over Central Europe during the last 50 years.// J. Geophys. Res. - Atmospheres, 2008, vol. 113, doi:10.1029/2007JD008393.

222. Zolina O., Simmer C., Belyaev K., Kapala A. and Gulev S.K. Improving estimates of heavy and extreme precipitation using daily records from European rain gauges.// Journal of Hydrometeorology, 2009, vol. 10, doi: 10.1175/2008JHM1055.1, 701-716.

223. Zolina O., Simmer C., Gulev S.K. and Kollet S. Changing structure of European precipitation: longer wet periods leading to more abundant rainfalls.// Geophys. Res. Lett., 2010, vol. 37, doi:10.1029/2010GL042468.

224. Zolina O., Detemmerman V. and Trenberth K.E. Improving the accuracy of estimation of climate extremes.// EOS Transactions, 2010, vol. 91, №51, p. 506.

225. Zolina O. Changes in European Extreme Precipitation.// UK: IAHS Press, 2012, In: “Changes of Flood Risk in Europe”, edited by Zbyszek Kundzewicz, pp. 97-120.

226. Zolina O., Simmer C., Belyaev K., Gulev S.K. and Koltermann P. Changes in the duration of European wet and dry spells during the last 60 years.// J. Climate, 2013, vol. 26, pp. 2022-2046, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00498.1.

227. Zolina O., Simmer C., Kapala A., Shabanov P., Becker P., Mächel H., Gulev S.K. and Groisman P. Precipitation variability and extremes in Central Europe: new view from STAMMEX results.// Bull. Amer. Meteor. Soc., 2014, vol. 95, pp. 995–1002, doi: http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00134.1

228. Zolina O. Multidecadal trends in the duration of wet spells and associated intensity of precipitation as revealed by very dense observational German network.// Env. Res. Lett., 2014, vol. 9, doi:10.1088/1748-9326/9/2/025003.

229. Zolina O., Dufour A., Gulev S.K. and Stenchikov G. Regional hydrological cycle over the Red Sea in ERA-Interim reanalysis.// Journal of Hydrometeorology, 2017, vol. 18, pp. 65-83.

230. Zveryaev I.I. Seasonality in precipitation variability over Europe.// J. Geophys. Res., 2004, vol. 109, doi:10.1029/2003JD003668.

231. Zveryaev I.I. Seasonally varying modes in long-term variability of European precipitation during the 20th century.// J. Geophys. Res., 2006, vol. 111, D21116, doi:10.1029/2005JD006821.