

Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации»

На правах рукописи

Травова Светлана Васильевна
АНАЛИЗ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ ДЛЯ ГЛОБАЛЬНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ ПЛАВ

25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
д. физ.-мат. наук, в.н.с Толстых М.А.

Москва – 2022

Оглавление

Введение.....	5
Глава 1. Обзор методов усвоения данных наблюдений для анализа влажности почвы...	12
1.1 Данные наблюдений влажности почвы.....	12
1.1.1 Наземные наблюдения влажности почвы.....	12
1.1.2 Спутниковые наблюдения влажности почвы.....	16
1.2 Методы усвоения данных наблюдений для объективного анализа влажности почвы.....	19
1.2.1 Метод подталкивания.....	19
1.2.2 Оптимальная интерполяция.....	21
1.2.3 Вариационное усвоение.....	22
1.2.4 Фильтр Калмана.....	24
1.2.4.1 Расширенный фильтр Калмана.....	25
1.2.4.2 Упрощенный расширенный фильтр Калмана.....	25
1.2.4.3 Ансамблевый фильтр Калмана.....	26
1.3 Выводы по Главе 1.....	28
Глава 2. Параметризации подстилающей поверхности суши в рамках модели ПЛАВ.....	30
2.1 Глобальная модель атмосферы ПЛАВ.....	31
2.1.1 Параметризации физических процессов.....	32
2.1.2 Параметризация приземной температуры и удельной влажности воздуха в глобальной модели атмосферы ПЛАВ.....	33
2.2 Параметризации подстилающей поверхности ISBA-2L.....	36
2.3 Многослойная модель деятельного слоя почвы ИВМ РАН-МГУ.....	41
2.4 Выводы по Главе 2	48
Глава 3. Анализ влажности почвы с помощью усвоения данных наблюдений.....	49
3.1 Задача усвоения наблюдений и основные определения.....	50
3.2 Адаптация метода усвоения приземных наблюдений для анализа влажности почвы в рамках модели ПЛАВ.....	54
3.2.1 Основные уравнения и предположения метода	54
3.2.2 Оценка ошибки первого приближения.....	59
3.3 Методика анализа полей влажности почвы.....	63
3.3.1 Исследование оператора наблюдений в рамках конкретной модели.....	64

3.3.2 Автономная модель подстилающей поверхности.....	67
3.3.3 Алгоритм анализа влажности нижнего слоя почвы модели ISBA-2L.....	69
3.3.4 Алгоритм анализа влажности почвы многослойной модели деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ.....	71
3.4 Выводы по Главе 3.....	73
Глава 4. Анализ поля влажности почвы модели ISBA-2L.....	75
4.1 Исследование оператора наблюдений модели ISBA-2L	75
4.1.1 Оператор приземных наблюдений.....	75
4.1.2 Отклик состояния поверхности на возмущение влажности почвы.....	78
4.2 Оценка ошибки первого приближения.....	80
4.2.1 Ошибки первого приближения по данным <i>in situ</i> наблюдений влажности почвы.....	80
4.2.2 Численные эксперименты с ошибками первого приближения	82
4.3 Влияние различных методов анализа влажности почвы на точность прогнозов приземных метеорологических характеристик.....	87
4.4 Выводы по Главе 4.....	91
Глава 5. Анализ влажности почвы для многослойной модели ИВМ РАН-МГУ.....	92
5.1 Оператор наблюдений.....	92
5.1.1 Выбор слоев анализа.....	93
5.1.2 Выбор величины возмущений.....	100
5.1.3 Суточный ход	103
5.2 Ковариационные матрицы ошибок первого приближения и ошибок наблюдений	104
5.3 Сравнение результатов численных экспериментов с расчетом оператора наблюдений автономной и совместной моделями.....	106
5.3.1 Анализ влажности почвы.....	107
5.3.2 Прогноз приземных переменных.....	108
5.4 Результаты методических численных экспериментов с анализом влажности почвы.....	113
5.4.1 Влияние анализов влагосодержания различных слоев почвы на точность прогнозов приземных метеорологических характеристик.....	114
5.4.2 Влияние величины ошибки первого приближения на точность прогнозов приземных метеорологических характеристик.....	118
5.4.3 Влияние выбора приземных наблюдений на точность анализа	

влажности почвы и прогнозов приземных характеристик.....	120
5.5 Влияние анализа влажности почвы на точность прогнозов приземных метеорологических характеристик.....	125
5.5.1 Оценки анализа влажности почвы.....	126
5.5.2 Оценки прогнозов приземных характеристик	128
5.6 Выводы по Главе 5.....	137
Заключение.....	138
Список сокращений.....	139
Список терминов.....	140
Список используемых источников и литературы.....	142

Введение

Актуальность работы

Влажность почвы является одной из ключевых составляющих влагооборота Земной системы и оказывает большое влияние на окружающую среду и ее климат.

Характеристики влаготермического состояния подстилающей поверхности суши, полученные с помощью численных схем, традиционно рассматриваются как нижнее граничное условие для моделей общей циркуляции атмосферы. В последние десятилетия вклад этих параметризаций в качество прогноза состояния атмосферы вырос, что привлекло большое внимание к проблеме их точности. От достаточно простых схем с тепловым и водным балансами [81, 82] они развились до моделей с функциями устьичного контроля эвапотранспирации растительным покровом и многослойным представлением деятельного слоя суши (например, SURFEX [62], CLASS [228, 229], HTESSEL [46, 47], NOAH model [180], CLM [158], TERRA [138], JULES [57]). Во многом такое внимание к развитию моделей именно подстилающей поверхности связано с изменением понятия успешности прогноза. На фоне повышения общей реалистичности численных прогнозов погоды (ЧПП) все большее внимание уделяется показателям качества прогнозов в приземном слое, а также на отдаленных интервалах времени, которые зависят от точности работы схем земной поверхности. В этом новом понятии успешности ЧПП вклад параметризаций подстилающей поверхности оказался высоким [119, 154].

В моделях прогноза погоды почва функционирует как стоковый резервуар для осадков и источник эвапотранспирации. Влажность может быстро меняться в первых нескольких сантиметрах почвы, при этом долго сохраняя свое состояние на больших глубинах. Медленное изменение влажности почвы приводит к наличию у нее эффекта “долгой памяти”, когда суммарная разница между количеством осадков и эвапотранспирацией за несколько месяцев определяет текущее содержание влаги в почве, которое, в свою очередь существенно влияет на атмосферную циркуляцию в следующие недели и первые месяцы [79, 93, 136]. Влажность почвы может оказывать значительное влияние на прогнозы на всех временных интервалах, от краткосрочных и среднесрочных [106, 108] до сезонных [156]. Например, результаты моделирования показывают, что экстремально низкое содержание влаги в почве в Европе весной 2003г внесло свой вклад в формирование аномальной жары последующим летом [121]. Исследования в бассейне р. Миссисипи выявили, что экстремально большое количество осадков в июле 1993г было вызвано преимущественно аномалиями крупномасштабной циркуляции атмосферы, которые развились под воздействием предыдущего состояния почвы [212, 225]. Статистический анализ ансамблевых прогнозов с различными параметризациями подстилающей

поверхности подтвердил, что во внетропических широтах в течение лета вклад влажности почвы в качество сезонных прогнозов больше, чем вклад температуры поверхности океана [79].

Контролируя распределение турбулентных потоков скрытого и явного тепла, влажность почвы оказывает существенное воздействие на состояние приземного слоя, осадки и облачность [93, 172, 204]. Например, исследования отдельных дней с выпадением осадков показали, что влажность почвы может влиять на зарождение и интенсивность конвективных осадков [120,124], морских бризов [41], засух [94, 112, 135]. В основном, это происходит за счет оказания эффекта скрытым потоком тепла, связанным с изменением количества влаги в почве, на выпадение осадков [120]. Степень влияния влажности почвы на атмосферные процессы зависит от состояния самой атмосферы. Например, при наличии интенсивных крупномасштабных атмосферных процессов или абсолютно устойчивой/неустойчивой стратификации атмосферы краткосрочные прогнозы погоды могут быть нечувствительны к изменению характеристик полей влаги в почве [120, 168].

С целью улучшения представления таких полей в последние десятилетия статистические методы усвоения, разработанные для данных наблюдений атмосферы и океана, были адаптированы к анализу влагосодержания почвы.

Для анализа и прогноза погоды необходимо проводить регулярные метеорологические наблюдения. Такие наблюдения проводятся на специализированной сети наземных станций Всемирной метеорологической организации (ВМО), которая в настоящее время в глобальном масштабе насчитывает несколько десятков тысяч пунктов измерений [244]. На этих станциях выполняются в основном наблюдения за состоянием атмосферы и ее параметрами, такими как температура воздуха, влажность, давление и т.д. Характеристики состояния поверхности (внутри и на поверхности почвы, а также растительности ее покрывающей) измеряются в меньшем объеме и с меньшей частотой.

Для того, чтобы восстанавливать начальные распределения метеорологических элементов для целей численного прогноза по данным наземной сети станций, важно производить измерения в единый момент времени. Основной интервал времени между установленными единичными сроками для наземных наблюдений, полученных с синоптических станций, составляет 3 ч. С такой частотой, например, передают информацию наземных наблюдений приземной температуры и влажности воздуха. Спутниковые измерения, в частности температуры и влажности поверхности, имеют свои регламенты работы, которые зависят от орбиты прибора и его технических характеристик.

Полученные данные наблюдений передаются в региональные и мировые прогностические центры Всемирной службы погоды (ВСП) ВМО, где они подвергаются процедуре автоматической обработки текущей (метеорологической) информации [7]. Первый этап такой

обработки представляет собой раскодирование поступивших данных наблюдений. Следующим шагом является автоматический контроль информации. Он преследует цель выявления и исключения грубых ошибок в исходных данных наблюдений. Далее следует этап *объективного анализа*, который по сути состоит в интерполяции значений каждого рассматриваемого метеорологического элемента со станций в точки (узлы) некоторой широтно-долготной сетки. Данные в этих узлах служат исходной информацией для численного прогноза метеорологических полей, результаты которого также получаются в виде значений в узлах сетки. Для связывания двух источников информации: численного расчета и наблюдений используются *методы ассимиляции (усвоения)* данных.

Наряду с наблюдениями непосредственно интересующей нас метеорологической величины для ее объективного анализа может использоваться и различного рода дополнительная информация. К последней относятся данные наблюдений за другими элементами, так или иначе связанными с анализируемыми. Использование дополнительных данных при объективном анализе метеорологических полей принято называть их *согласованием* [9]. Так, например, для объективного анализа влагосодержания почвы используют наземные регулярные измерения температуры и влажности приземного воздуха. В результате такого анализа строится «наилучшая» в некотором смысле оценка начального состояния системы, которая используется в качестве начальных данных для расчета численного прогноза погоды.

Процедура анализа влажности почвы внедрена в оперативную практику численного прогноза погоды во всех ведущих метеорологических центрах. Применение с этой целью таких методов, как оптимальная интерполяция [161], вариационный подход [139], модификации фильтра Калмана [87, 103, 111] позволило повысить успешность кратко- и среднесрочного прогнозов прежде всего приземных метеорологических характеристик моделями общей циркуляции атмосферы.

Глобальная модель атмосферы ПЛАВ имеет возможность использовать в качестве модели деятельного слоя суши двуслойную модель ISBA-2L [178, 179] или многослойную модель ИВМ РАН-МГУ [5] в зависимости от целей прогноза. При использовании модели ИВМ РАН-МГУ анализ влажности почвы не производился до начала этой работы, а при использовании модели ISBA-2L анализ подготавливается методом оптимальной интерполяции [1], в настоящее время устаревшим и не позволяющим включать в анализ новые виды наблюдений. Разработка и внедрение единого современного подхода к подготовке начальных данных влажности почвы для обеих схем деятельного слоя может привести к повышению точности численных прогнозов модели атмосферы ПЛАВ. Программная реализация анализа - служить диагностическим инструментом для отладки физических параметризаций в модели общей циркуляции атмосферы,

а поля анализа могут использоваться независимо от прогностической системы для решения агрометеорологических и гидрологических задач.

Цели и задачи диссертационной работы

Целью диссертационной работы является разработка современной технологии анализа влажности почвы в рамках системы глобальных численных прогнозов погоды на основе модели атмосферы ПЛАВ.

Для достижения поставленной цели в работе решаются следующие **задачи**:

1. Исследование существующих подходов к анализу влажности почвы для моделей общей циркуляции атмосферы.
2. Реализация метода упрощенного расширенного фильтра Калмана для усвоения приземных наблюдений в анализе влажности почвы модели подстилающей поверхности ISBA-2L.
3. Разработка и реализация методики усвоения приземных наблюдений для анализа влажности почвы многослойной модели ИВМ РАН-МГУ.
4. Проверка реализованных алгоритмов анализа влажности деятельного слоя почвы по данным контактных наземных наблюдений.
5. Оценка влияния применения разработанных алгоритмов анализа влажности почвы на прогнозы приземных характеристик в рамках модели ПЛАВ.

Научная новизна

1. Впервые в Российской Федерации реализован метод упрощенного расширенного фильтра Калмана для усвоения приземных наблюдений в анализе влажности почвы для модели общей циркуляции атмосферы.
2. Впервые разработана и реализована методика усвоения приземных наблюдений для анализа влажности почвы в рамках многослойной модели ИВМ РАН-МГУ методом упрощенного расширенного фильтра Калмана.
3. Исследовано влияние учета анализа влажности почвы на прогноз характеристик приземного слоя атмосферы в рамках глобальной модели ПЛАВ.

Теоретическая и практическая значимость работы

Сформулированы условия реализации метода упрощенного расширенного фильтра Калмана для анализа влажности почвы многослойной модели ИВМ РАН-МГУ в рамках модели общей циркуляции атмосферы ПЛАВ.

Создан программный комплекс анализа влажности почвы для модели подстилающей поверхности ISBA-2L, который будет применен для глобальной модели атмосферы ПЛАВ высокого разрешения.

Создан программный комплекс анализа влажности почвы для многослойной модели почвы ИВМ РАН-МГУ (свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2019662110 от 17.09.2019г).

Применение созданных программных комплексов позволяет повысить точность численных прогнозов приземных метеорологических характеристик.

Результаты работы были использованы при выполнении темы плана НИТР Росгидромет №1.1.2.1, посвященной развитию глобальной модели ПЛАВ, а также грантов РНФ № 14-37-00053 и № 14-37-00053-П «Комплексный прогноз гидрометеорологических процессов в Арктике», № 21-17-00254 «Долгосрочный прогноз аномальных погодных явлений на территории Северной Евразии».

Методология и методы исследования

В качестве основного инструмента применяется метод математического моделирования, результаты которого сравниваются с метеорологическими наблюдениями. Применяются модель общей циркуляции атмосферы, модели деятельного слоя суши. Для решения сформулированных в диссертационной работе задач использованы методы линейной алгебры, интерполяции, оптимизации и статистической обработки данных. Использованы архивы наблюдений на синоптических станциях и станциях, измеряющих влажность и температуру почвы.

Положения, выносимые на защиту

1. Новая методика адаптации и калибровки метода упрощенного расширенного фильтра Калмана для анализа влажности почвы.
2. Автономная модель подстилающей поверхности для расчета оператора наблюдений в методе упрощенного расширенного фильтра Калмана.
3. Результаты исследования влияния учета анализа влажности почвы на точность глобальных численных прогнозов погоды.

Степень достоверности результатов

Достоверность и обоснованность полученных результатов и сделанных выводов подтверждается их сравнением с независимыми данными контактных наблюдений и исследованиями других авторов, а также публикациями в рецензируемых периодических изданиях, обсуждением на различных международных конференциях и семинарах.

Апробация результатов

Основные результаты диссертационной работы докладывались и обсуждались на следующих научных конференциях и семинарах: Международная конференция и школа молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS-2016 (Россия, Томск, 2016); Международная молодежная школа и конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES-2017 (Россия, Таруса, Звенигород, 2017); 4th Satellite Soil Moisture Validation and Application Workshop (Austria, Vienna, 2017); Международная конференция и школа молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS-2018 (Россия, Томск, 2018); Международная молодежная школа и конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES-2019 (Россия, Москва, 2019); Международная молодежная школа и конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES-2021 (Россия, Москва, 2021); Joint WCRP-WWRP Symposium on data assimilation and reanalysis in collaboration with the ECMWF Annual Seminar 2021 (Germany, Bonn, virtual, 2021); Международная конференция «Марчуковские научные чтения 2021» (Россия, Новосибирск, Академгородок, виртуально, 2021; лауреат конкурса молодых ученых); 4th International Earth Surface Working Group (Finland, Helsinki, remote meeting, 2022); The International Ensemble Kalman Filter Workshop 2022 (Norway, Balestrand, remote meeting, 2022).

Также результаты докладывались на научных семинарах ФГБУ «Гидрометцентр России».

Публикации

По теме диссертации опубликовано 15 работ, в том числе 5 статей в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных в действующем перечне Высшей аттестационной комиссии (ВАК), 8 публикаций в материалах международных конференций, 1 публикация в разделе монографии, получено 1 свидетельство РОСПАТЕНТА о государственной регистрации программы для ЭВМ.

Личный вклад автора

1. Исследование существующих способов усвоения данных в целях анализа влажности почвы для моделей общей циркуляции атмосферы.
2. Реализация метода и разработка методики анализа влажности почвы для моделей подстилающей поверхности.
3. Проверка полученного анализа влажности почвы по данным контактных наземных наблюдений.

4. Оценка влияния разработанных анализов влажности на результат прогнозов приземных характеристик на примере глобальной модели атмосферы ПЛАВ.

Благодарности

Автор благодарит Толстых М.А. за научное руководство, Крупчатникова В.Н. за предоставленную возможность работать в области численных прогнозов погоды, Фадеева Р.Ю. за помощь в реализации автономной модели подстилающей поверхности, Розинкину И.А. за помощь в доработке текста диссертации, Шашкина В.В. и Ривина Г.С. за ценные советы по изложению текста диссертации, Травова А.В. за всестороннюю помощь и поддержку при проведении данного исследования.

Глава 1. Обзор методов усвоения данных наблюдений для анализа влажности почвы

В главе кратко описаны наземные и спутниковые наблюдения влажности почвы. Оба этих вида имеют свои достоинства и недостатки. Первые не имеют глобального покрытия, производятся нерегулярно, их данных нет в международной системе обмена метеорологическими наблюдениями. Как следствие этого, они, как правило, не усваиваются для анализа влажности почвы в глобальном масштабе. Спутниковые наблюдения, имея необходимый охват, могут оценить влажность почвы только в поверхностном слое (до глубины примерно 5 см) и имеют целый ряд ограничений при проведении измерений. Влажность почвы в корнеобитаемых слоях почвы гораздо сильнее и дольше, чем влагосодержание поверхностного слоя, влияет на состояние атмосферы, в первую очередь приземного слоя, и качество его прогноза [103, 204]. В основном, это происходит это за счет контроля процесса транспирации растений. Такая связь влажности почвы и приземного слоя позволяет усваивать наблюдения приземной температуры и относительной влажности воздуха для анализа влажности почвы в ее глубоких слоях, а спутниковую информации использовать для анализа поверхностного слоя. Применение косвенных наблюдений осложняется тем, что, как правило, они нелинейно связаны с влагосодержанием и температурой почвы (в основном с помощью упрощенных уравнений схем подстилающей поверхности). Различные виды наблюдений требуют различных подходов к их обработке и представлению на широтно-долготной сетке. Ниже будут рассмотрены современные виды наблюдений влажности почвы и наиболее используемые методы анализа этой характеристики.

1.1 Данные наблюдений влажности почвы

Существующие наземные измерения влажности почвы являются нерегулярными и не применяются в оперативной подготовке начальных данных для численных моделей прогноза погоды. Зачастую они используются для проверки данных влажности почвы, полученных непрямыми измерениями, например, в результате дистанционного зондирования Земли в микроволновых и инфракрасных диапазонах, или для оценки точности численных прогнозов состояния почвы. Рассмотрим подробнее виды наблюдений непосредственно влажности почвы.

1.1.1 Наземные наблюдения влажности почвы

При *in situ* (наземных) наблюдениях влажности почвы измеряется либо содержание почвенной влаги, либо почвенный потенциал [241].

Методы и приборы измерения влагосодержания почвы можно классифицировать тремя способами:

- По виду измеряемого параметра (содержание почвенной влаги либо почвенный потенциал);
Измерение почвенного потенциала осуществляется косвенными методами с использованием тензиометров, резисторных блоков и почвенных психрометров. Ни один из этих приборов не является эффективным в настоящее время в отношении полного спектра возможных значений потенциала влаги. Более подробно об этом написано в справочных пособиях [91, 125, 153, 175, 190].
- По типу измерения: прямому или косвенному. В первом случае производится выбор проб с обширной репрезентативной территории для проведения лабораторного анализа, в ходе которого имеющиеся образцы разрушаются. Во втором способе используется прибор, помещенный в почву для измерения определенной характеристики почвы, связанной с ее влажностью. Например, ее электропроводности.
- По оперативной приемлемости. В этом случае учитывается постоянный состав привлекаемого к наблюдениям персонала, затраты на оборудование, сложность функционирования, достоверность результата и т.д.

Подробнее с практическими вопросами измерения влажности почвы можно ознакомиться в обзорах ВМО [242, 243] и работах [190, 207].

Основным способом измерения влагосодержания почвы является гравиметрический метод. В его основе лежат прямые измерения, поэтому он является стандартом, по которому сравниваются другие методы [241]. Взятие гравиметрических проб нарушает структуру почвы и делает невозможным повторным измерения на то же самом почвенном образце. Ввиду трудностей точного измерения объемов сухой почвы и воды объемное содержание, в отличие от массового, обычно определяется расчетным способом.

Косвенные измерения влагосодержания почвы включают в себя:

- радиологические (с помощью рассеивания нейтронов или поглощения гамма-излучения);
- на основе измерений диэлектрических характеристик почвы (например, путем использования динамической рефлектометрии);
- дистанционные с помощью измерений тепловых или отражательных свойств Земли инструментами, установленными на искусственных спутниках Земли.

Гравиметрические измерения и наблюдения, основанные на диэлектрических методах, являются на сегодняшний день самыми надежными в оценке влагосодержания почвы с точностью примерно равной $0.04 \text{ м}^3/\text{м}^3$ или выше [190].

Гравиметрическое измерение содержания влаги в почве обычно осуществляется следующим образом. Образцы почвы массой около 50 г берутся в полевых условиях с помощью

наиболее доступных инструментов (лопаты, спирального ручного бура, ковшевого бура и т.д.), при этом образец структуры почвы разрушается по возможности в минимальной степени [91]. Пробы почвы помещают в водонепроницаемый, бесшовный, предварительно взвешенный и маркированный контейнер.

Пробы и контейнер взвешиваются в лаборатории перед высушиванием и после него, при этом разница представляет собой массу воды, первоначально содержащейся в пробе почвы. Процедура высушивания заключается в помещении открытого контейнера в электрическую печь при температуре 105 ± 5 °C до тех пор, пока масса не стабилизируется на постоянном уровне. Время, обычно необходимое для высушивания, колеблется от 16 до 24 часов. Необходимо отметить, что такое высушивание является частью общепринятого процесса определения «содержания влаги в почве», исходной целью которого является измерение содержания только «свободной влаги», которое не связано с матрицей почвы [125].

Кроме применения электрической печи для гравиметрического определения содержания воды в почве также может эффективно использоваться высушивание в микроволновой печи [126].

Гравиметрическое содержание влаги в воздушно-сухой (25°C) минеральной почве часто составляет менее 2 %, однако, по мере приближения почвы к точке насыщения, содержание влаги может увеличиться до значений от 25 до 60 % в зависимости от типа почвы. Объемное содержание влаги в почве может находиться в пределах от менее 10 % для воздушно-сухой почвы до 40–50 % для приближающихся к точке насыщения минеральных почв. Определение величины влажности почвы требует проведения измерения плотности почвы, например, посредством покрытия комка почвы парафином и его взвешивания в воздухе и воде, либо при помощи какого-либо другого метода [73].

Содержание влаги в каменистой или гравийной почве может быть весьма неопределенным. В тех случаях, когда камни занимают существенный объем почвы, они изменяют результат прямого измерения почвенной массы, не оказывая при этом аналогичного воздействия на пористость почвы [241].

Основной проблемой объективного анализа влажности почвы является отсутствие оперативных наземных наблюдений за ней в глобальном масштабе. В пределах Российской Федерации они являются частью мониторинга агрометеорологических условий роста, развития и формирования сельскохозяйственных культур. Такие измерения базируются на наблюдениях за запасами продуктивной влаги, проводимыми на станциях Росгидромета, в различных слоях почвы под разными сельскохозяйственными культурами на производственных полях. Из-за затратности метода наблюдений количество продуктивной влаги измеряется достаточно редко – один раз в декаду в течение вегетационного периода [20]. Измеренные на конкретной станции

значения обычно приписываются всему административному району, где эта станция расположена [10], без учета его физико-географического разнообразия. Тем не менее с применением этих данных в ФГБУ «Гидрометцентр России» разработана оперативная технология мониторинга увлажнения почвы на основе объективного анализа влажности почвы для европейской территории России [24]. В ней реализован алгоритм оптимального (в смысле статистических оценок) пересчета данных спутникового зондирования (прибор ASCAT) в запасы продуктивной влаги для верхних 10 и 20-сантиметровых слоев почвы [3, 4].

В других странах имеющиеся данные наблюдений за влажностью почвы, как правило, не являясь оперативной информацией в международном формате, используются в основном для калибровки спутниковой информации о ней (см. раздел 1.1.2). После процедуры валидации спутниковые данные могут использоваться как оперативные и усваиваться для анализа численных полей влажности почвы.

Одним из источников такой информации наземных измерений влагосодержания деятельного слоя является международная база данных International Soil Moisture Network (ISMN; <http://ismn.geo.tuwien.ac.at/>). Ее создание было инициировано проектом GEWEX (Global Energy and Water Exchanges) и Европейским космическим агентством (ESA, European Space Agency) с целью формирования согласованных наземных наблюдений за влажностью почвы и продвижения научных исследований по оценке и адаптации спутниковых данных к практическому использованию в численных моделях прогноза погоды [97, 98]. Хостинг-центр ISMN координируется проектом GEWEX совместно с группой геоисследований (GEO, Group of Earth Observation), комитетом спутниковых земных наблюдений (CEOS, Committee on Earth Observation Satellites) и пополняется на волонтерских началах. Информация ISMN бесплатна и доступна онлайн.

В рамках полностью автоматизированной технологической цепочки, собранные в этой базе данные согласуются с точки зрения единиц измерений, их шага по времени, метаданных, и проходят базовый контроль качества. На момент написания данной работы ISMN содержала данные более, чем 70 наземных наблюдательных сетей с примерно 1800 станций, доступных за различные промежутки времени, которые включают как историческую информацию, так и близкую к режиму реального времени. Сети, предоставляющие наблюдения в ISMN, не обмениваются данными в международном формате.

Другим общеизвестным источником *in situ* данных влажности почвы является информация проекта FLUXNET. Он представляет собой объединение специализированных наземных наблюдательных сетей, измеряющих определенный набор показателей подстилающей поверхности и приземного слоя атмосферы, в том числе и влажность почвы. Полное описание FLUXNET можно найти в [190]. Как правило, влагосодержание в рамках данного проекта

измеряется минимум на двух глубинах (поверхностной и ориентировочно корнеобитаемой) с получасовым шагом.

Если бы *in situ* наблюдения за влагосодержанием были бы более распространены, они бы имели определенные преимущества перед другими видами измерений. Например, методика таких измерений хорошо разработана, они не требуют наличия дорогостоящей инструментальной базы и могут предоставлять данные с различных глубин. Однако их сложно применить на обширных территориях на практике. Во многом это связано с тем, что сами методы измерений могут быть сложными, трудоемкими, иногда разрушительными по отношению к месту наблюдений и не всегда надежными. Даже в случае наличия плотной измерительной сети необходимо учитывать неоднородность как покрытия подстилающей поверхности, так и состава грунта. Для задач атмосферного моделирования точечные измерения мало применимы в силу очень грубого пространственного разрешения моделей. Физический смысл влажности почвы в задаче такого моделирования состоит в задании некоторой «сглаженной» величины, отображающий фактор формирования процессов испарения/эвапотранспирации в пределах сравнительно крупных ячеек модели атмосферы.

В данной работе для адаптации метода усвоения в рамках конкретных моделей почвы были использованы данные базы ISMN.

1.1.2 Спутниковые наблюдения влажности почвы

Более распространенным в оперативной практике объективного анализа влажности почвы является усвоение информации дистанционных спутниковых наблюдений.

Исследования в области дистанционного зондирования влажности почвы начались в середине 1970-х годов вскоре после всплеска развития спутниковых технологий. Последующие работы проводились по многим направлениям, охватывая большую часть электромагнитного спектра от инфракрасной до микроволновой области. С тех пор были запущены другие измерительные инструменты на различных платформах (рисунок 1.1) и проведено множество работ по их валидации (таблица 1.1).

Дистанционные датчики на спутниках измеряют яркостную температуру поверхности Земли. Эту температуру формируют следующие излучения: энергия, отраженная от облаков и земной поверхности, длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы. Из яркостной температуры поверхности влагосодержание почвы выражается с помощью математических мо-

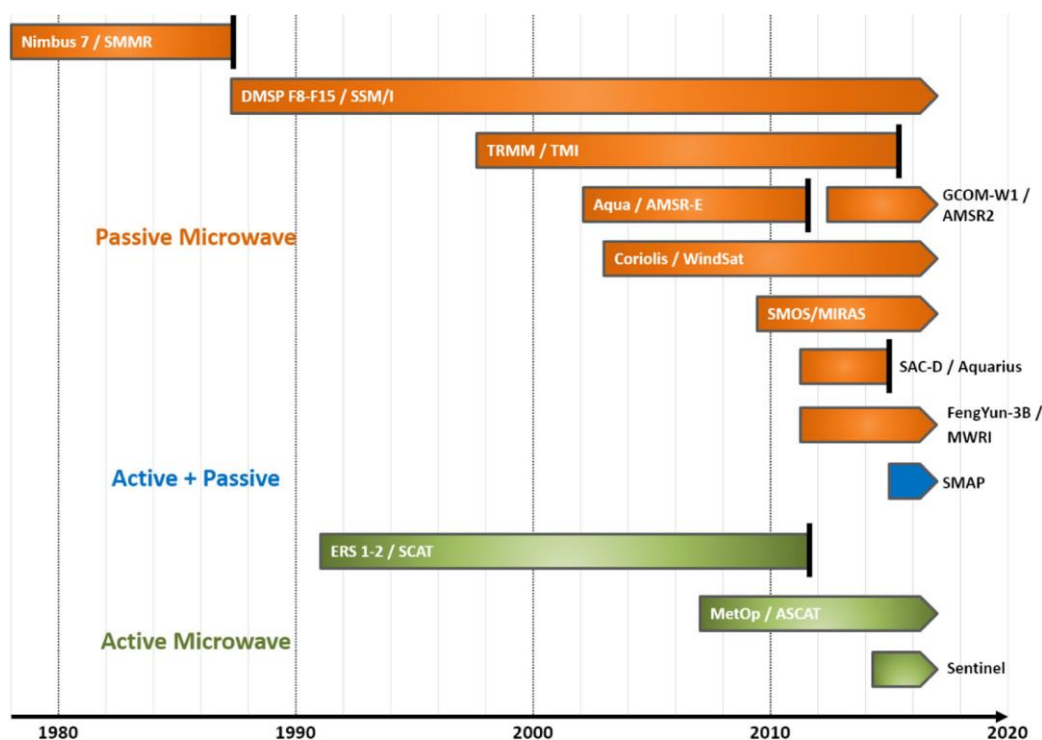


Рисунок 1.1 - Временная шкала спутниковых радиометров (пассивных микроволновых), скаттерометров (активных микроволновых), и их комбинации, которые могут быть или были использованы для получения данных о поверхностной влажности почвы влаги в глобальных масштабах (из статьи [152])

делей, которые описывают связь между измеренным сигналом и искомой переменной [88]. Обычно в прямой задаче модель имитирует реакцию прибора на основе соответствующих параметров поверхности земли [236]. А затем решается обратная задача, в ходе которой разрабатывается метод инвертирования модели путем минимизации остаточной ошибки между смоделированными в модели значениями и измеренными датчиком.

Наблюдения спутниковой влажности почвы с глобальным покрытием стали общедоступны в 2003г., когда был опубликован первый глобальный набор данных влажности почвы за несколько лет (1992-2000), полученный на базе данных измерений прибора SCAT спутников ERS-1 и ERS-2 [234].

Количественную информацию о содержании воды в почве можно получить с помощью спутниковых бортовых СВЧ-инструментов [206], в частности, в низкочастотном микроволновом диапазоне от 1 до 10 ГГц. После того, как было доказано, что влагосодержание самого верхнего слоя почвы влияет на микроволновое излучение поверхностей, покрытых растительностью, в диапазонах L и K (~1.42–23.8 ГГц) [206], L-диапазон был признан оптимальным для наблюдений за влажностью почвы, т.к. при более высоких частотах влияние помех, таких как атмосферные искажения или растительный покров, сказывается сильнее [150, 171].

Таблица 1.1 – Искусственные спутники Земли, измеряющие влажность почвы

Название спутника (инструмента)	Диапазон частот	Отличительная особенность	Описание спутника (инструмента) и работы по валидации измерений
MetOp (ASCAT)	C	Глубина измерений до 2 см. Наблюдения выдаются в виде индекса влажности почвы, который характеризует степень насыщения верхнего слоя почвы и колеблется от 0 до 1. Используется в оперативном анализе численных прогнозов погоды.	[39, 48, 49, 66, 137, 162, 232]
SMOS (MIRAS)	L	Глубина измерений до 5 см. Точность этих данных оценивается величиной среднеквадратического отклонения $0,04 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Широко используется в гидрологических задачах. Используется в оперативном анализе численных прогнозов погоды.	[38, 85, 149, 150, 151, 171, 193, 195, 203, 238, 235]
SMAP	L	Усваивается в NASA Catchment land surface model для создания продукта оценки влажности почвы корневой зоны. Предоставляет глобальный продукт таяния/замерзания поверхности почвы. Среднеквадратическая ошибка данных влажности почвы составляет $0,038 \text{ м}^3/\text{м}^3$	[52, 75, 118, 188, 246]
Sentinel-1, 2	C	Данные имеют высокое разрешение, около 1 км. Ведутся работы по исследованию возможности их усвоения в численные модели прогноза погоды	[42, 51, 118]

В таблице 1.1 представлено описание спутников, имеющих специализированные приборы для измерения влажности почвы и работающие в диапазонах, наиболее близким к L. С обзором их продуктов, полученных в результате обработки информации активной и пассивной микроволновой радиолокации, можно ознакомиться в [190]. Их данные используются в численных моделях прогноза погоды практически во всех мировых прогностических центрах. Работа с этими данными в рамках модели ПЛАВ планируется в будущем.

1.2 Методы усвоения данных наблюдений для объективного анализа влажности почвы

В настоящее время наиболее известны два основных подхода к ассимиляции данных наблюдений в моделях численного прогноза погоды. Первый подход основан на методах теории вероятности и математической статистики (оптимальная интерполяция, фильтры Калмана). Второй подход базируется на методах вариационного исчисления: оптимального управления и теории сопряженных уравнений (двумерный, трехмерный и четырехмерный вариационные анализы) [11].

Отсутствие прямых измерений влажности почвы по всей глубине деятельного слоя в глобальном масштабе, а также существенно меньшие вычислительные ресурсы, которые могут быть затрачены на инициализацию ее состояния, по сравнению с инициализацией состояния атмосферы, ограничили набор методов усвоения, применяемых в анализе влагосодержания почвы. Их описание будет представлено в данном разделе.

Наиболее распространенным подходом в оперативном усвоении наблюдений для анализа влагосодержания почвы является его задание в начале каждого прогноза путем связывания ошибок краткосрочных прогнозов приземных параметров (температуры и относительной влажности) с ошибками полей анализа влажности почвы. Этот способ базируется на использовании приземных регулярных наблюдений температуры и относительной влажности воздуха. В работе [161] было впервые показано, что с помощью анализа таких измерений можно получить косвенную, но релевантную информацию для инициализации полей влагосодержания почвы. В условиях отсутствия глобальной оперативной системы наземных наблюдений за влагосодержанием почвы, данные приземных характеристик воздуха становятся единственным источником информации о состоянии почвы, которые могут быть постоянно доступны в коде SYNOP. Вследствие этого большинство современных оперативных схем подстилающей поверхности ограничиваются анализом именно приземных переменных воздуха (температуры и относительной влажности) для инициализации влагосодержания почвы в корнеобитаемых слоях, а для анализа влажности до глубины 5 см используются спутниковые наблюдения.

1.2.1 Метод подталкивания

Метод подталкивания (nudging) был впервые оперативно применен в 1994г. в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) для коррекции влаги в почве [101]. Он отличался от классического метода подталкивания, в котором используются

наблюдения в предположении отсутствии их ошибок, а коррекция происходит путем добавления инкрементов непосредственно в прогностические уравнения [143].

В этом анализе подразумевалось, что инкремент влагосодержания почвы в каждом цикле усвоения должен быть пропорционален инкременту удельной влажности воздуха на нижнем уровне модели атмосферы, получаемому в результате работы атмосферного блока ассимиляции. В результате коррекция полей влажности производилась каждые 6 ч в блоке усвоения модели.

Это был первый метеорологический центр, где оперативно применили схему анализа влажности почвы, в основном, для предотвращения резкого пересушивания последней в летний период. Этот метод не учитывал процессы, которые регулируют соотношение количества влаги в почве и удельной влажности воздуха, а инкременты анализа влажности определялись систематическими ошибками модели с последовательными положительными и отрицательными отклонениями как на суточных, так и на сезонных масштабах [165]. После введения в работу анализа приземной температуры и относительной влажности метод подталкивания для анализа влажности почвы был заменен методом оптимальной интерполяции [165].

В первых крупномасштабных исследованиях усвоения спутниковой информации о влагосодержании почвы в численных моделях прогноза погоды также использовался простой метод подталкивания [95, 106, 209] в неклассическом понимании, описанном выше. Учитывая специфику спутниковых наблюдений, при ассимиляции корректировался только поверхностный слой. В таком подходе инкремент анализа влажности почвы представлял собой разницу между «супер-наблюдением», полученным из спутниковой информации, и первым приближением модели, умноженную на эмпирический весовой коэффициент.

Численные эксперименты показали улучшение корреляции модельных данных с наземными измерениями влажности почвы по сравнению с отсутствием учета спутниковой информации [209]. Однако усвоение данных ERS 1 раз в 2 недели было недостаточным, чтобы хорошо откорректировать поля влагосодержания в глубоком слое почвы. Как следствие по сравнению с усвоением приземных характеристик методом оптимальной интерполяции использование спутниковых данных со схемой подталкивания слегка ухудшило прогноз приземной температуры и относительной влажности [209]. Использование ежедневных данных TMI было более эффективным [106].

В Метеослужбе Великобритании И. Дарсси с коллегами [95] тоже исследовали влияние усвоения спутниковых данных влажности почвы с помощью простой схемы подталкивания, аналогичной той, что уже была реализована у них для усвоения приземных параметров [56], на точность анализа влажности почвы и прогноза приземной температуры и влажности воздуха. В этом эксперименте при дополнении данными ASCAT усвоения приземных температуры и относительной влажности воздуха анализ полей влажности почвы и точность прогнозов

состояния атмосферы моделью улучшились в районе тропиков, Австралии и Северной Америки [95]. Основываясь на этих положительных результатах, усвоение такого рода спутниковой информации методом подталкивания было внедрено в оперативную практику Метеослужбы Великобритании.

1.2.2 Оптимальная интерполяция

Алгоритм ОИ [9] основывается на уточнении полей первого приближения, полученных по результатам моделирования на предыдущем шаге по времени, с учетом результатов измерений, их ошибок и ошибок моделирования. Веса, с которыми учитывается разница между результатами измерений и наблюдений, определяются из условия минимизации среднеквадратической ошибки анализа. Для этого используется метод наименьших квадратов. Его применение приводит к необходимости решать систему уравнений для весов с использованием ковариационных и корреляционных соотношений, определяющих статистическую связь между ошибками измерений и ошибками моделирования на разных станциях и в узлах модельной сетки [23].

В случае применения к анализу почвы, инкремент влажности почвы является линейной функцией инкрементов приземной температуры и относительной влажности. В случае, когда влагосодержание почвы недооценивается, оценка приземной относительной влажности занижается, а температуры воздуха завышается [165]. Коэффициенты регрессии, связывающие ошибки прогноза приземных параметров и влажности почвы, были получены из ансамбля 100 симуляций, произведенных со случайно возмущенными полями влажности почвы (без учета горизонтального взаимодействия) и выбраны такими, что они минимизируют дисперсию ошибок анализа с учетом наличия информации об ошибках наблюдений и первого приближения [100]. Коэффициенты ОИ генерировались при условии безоблачного неба с максимумом инсоляции и основаны на предположении, что ошибки прогнозов приземных параметров являются прямым следствием ошибок представления полей влажности почвы. При применении полученных коэффициентов вводятся эмпирические ограничения, отфильтровывающие ситуации, когда это предположение не выполняется (сильная адвекция, осадки, промерзание почвы, наличие снежного и облачного покровов, ночное время и т.д.).

Вследствие простоты своего использования метод оптимальной интерполяции для инициализации полей влагосодержания почвы широко применяется в анализах многих численных моделей прогноза погоды. Он использовался в ЕЦСПП для оперативных прогнозов с июля 1999 г. до ноября 2010 г., в ходе создания данных реанализов ERA-40 [226] и ERA-Interim [84], до сих пор используется во французской службе погоды Météo-France [133], Environment

Canada [53] и консорциуме HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) [194], модели ПЛАВ (ФГБУ «Гидрометцентр России») [1, 2] .

Согласно исследованиям [107, 161], метод ОИ применимо к анализу влажности почвы улучшает прогноз приземных переменных. Но не всегда положительно влияет на поля влагосодержания почвы [107].

Большим недостатком этого способа усвоения является его плохая адаптивность. Отсутствие возможности легкого включения в анализ других типов данных, например, спутниковых [163]. Или необходимость обновления коэффициентов регрессии при каждом значительном изменении в параметризации подстилающей поверхности. Кроме этого, метод оптимальной интерполяции, вследствие использования фиксированных коэффициентов, не учитывает локальные процессы, такие как облачность или особенности характеристик почвы, которые влияют на степень взаимосвязи между влагосодержанием почвы и приземными характеристиками воздуха и, как следствие, на величину их инкрементов [Drusch M. et al., 2009].

1.2.3 Вариационное усвоение

Задачей ассимиляции данных измерений является минимизация отклонения результата анализа как от результатов наблюдений, так и от результатов моделирования (первого приближения) с учетом погрешности измерений и моделирования. В вариационном усвоении для контроля выполнимости данного критерия используется функционал качества, который необходимо минимизировать, чтобы расхождение с измерениями и моделированием было минимальным. Эта задача решается путем варьирования искомой переменной при заданных ошибках первого приближения и наблюдений. Для этого используются методы, основывающиеся на градиенте функционала. Если приравнять его к нулю и сформулировать задачу нахождения удовлетворяющих этому условию значений анализа, то она полностью совпадет с алгоритмом оптимальной интерполяции, только результат будет достигаться другим способом.

Для конкретной реализации вариационного алгоритма необходимо определить временной интервал, измерения в течение которого будут использоваться для минимизации функционала качества. Оно называется *окном усвоения*. Возможность усваивать измерения, полученные за некоторый промежуток времени, является существенным преимуществом данного подхода.

Вместе с алгоритмом оптимальной интерполяции в работе [161] была предложена реализация вариационного усвоения применительно к задаче анализа влажности почвы. В качестве наблюдений в ней также использовались данные приземных наблюдений температуры

и относительной влажности воздуха (в коде SYNOP). Одномерное вариационное усвоение было первым методом, который учитывал нелинейную связь между влажностью почвы и приземными параметрами, а также распределение наблюдений во времени. Он был изначально разработан для усвоения приземных температуры и относительной влажности, которые не являются прогностическими переменными в моделях подстилающей поверхности и, следовательно, не могут быть усвоены напрямую [161].

В этом подходе для оптимальной оценки содержания влаги в почве минимизируется функционал качества, оценивающий несоответствие между прогнозами модели и наблюдениями за выбранный период. С использованием данных полевого эксперимента HAPEX-MOBILHY, было показано, что вариационный анализ эффективно сходится к реальным значениям влажности почвы. Вариационный алгоритм был также протестирован в 5-дневном эксперименте в Немецкой метеорологической службе German Weather Service (Deutscher WetterDienst; DWD) [191]. Качество прогнозов приземных переменных улучшилось при его применении, но анализируемая влажность почвы была постоянно очень низкой и, вероятно, далека от реальных значений для выбранного весеннего периода. Отчасти это было связано с грубой схемой параметризации подстилающей поверхности [59]. В ней влажность почвы рассматривалась просто как параметр, который необходим для компенсации различных систематических ошибок модели, тем самым обеспечивая наилучшие нижние граничные условия для атмосферы.

В отличие от оптимальной интерполяции, вариационный анализ более дорогой в вычислительном смысле для оперативного применения. В 2000г. усвоение приземных характеристик вариационным методом было реализовано в оперативном режиме в DWD [139 - 141]. Для того, чтобы быть вычислительно эффективной, вариационной схеме ассимиляции необходимы сопряженные операторы модели, которые не разработаны для большинства схем подстилающей поверхности. В Météo-France предварительно протестировали вариационный анализ почвы, используя итерационную минимизацию функционала стоимости методом градиентного спуска [68]. Но этот подход оказался вычислительно слишком дорогим для оперативного применения. Р. Гесс смог избежать проблему стоимости итеративной минимизации путем линеаризации прогностической модели в окне ассимиляции, используя аппроксимацию Тейлора первого порядка, позволившую получить прямое решение минимизации функционала стоимости [139]. Применение аппроксимации Тейлора требует дополнительных (возмущенных) прогнозов для каждого элемента состояния вектора. Такой прогноз получается в результате одного запуска модели с каждой возмущенной почвенной переменной, при этом пренебрегается горизонтальной связью между приземными переменными и подстилающей поверхностью и предполагается независимость анализа (его одномерность) в каждом узле модельной сетки.

Météo-France разрабатывал свою версию вариационного анализа, аналогичную внедренной в DWD. Дж. Бальзамо, взяв за основу работы Ж.-Ф. Мафу [161] и Р. Гесса [139], тоже численно оценивал оператор наблюдений, но в отличие от работы [139], ковариационная матрица ошибок первого приближения была выбрана постоянной. Численную оценку оператора наблюдений Дж. Бальзамо назвал упрощением, а сам метод - двумерным упрощенным вариационным анализом (2D-VAR) [44].

Такой алгоритм позволяет легче усваивать новые типы данных, в отличие от различных вариаций ОИ, для которых необходимы новые коэффициенты для каждого дополнительного типа наблюдений, полученные либо методом Монте-Карло (как в случае ЕЦСПП или Météo - France) или в результате аналитического подхода (Метеослужба Великобритании). К тому же, упрощенный 2D-VAR имеет дополнительные преимущества в более точной оценке синоптических и сезонных условий за счет обновления в каждом цикле усвоения [139, 163], и, следовательно, более точно отражает физическую модель подстилающей поверхности [107]. Кроме этого, он лучше учитывает нелинейную зависимость между состояниями поверхности и атмосферы [139].

Несмотря на упрощение, предложенное Р. Гессом [139], высокая вычислительная стоимость по-прежнему остается одним из существенных недостатков вариационного усвоения. Эту проблему пытаются решить тремя путями: а) аналитическим выводом элементов матрицы Якоби [162, 163]; б) созданием автономной модели подстилающей поверхности для вычисления элементов матрицы Якоби [45, 102, 163]; в) вычислением общего с атмосферным усвоением оператора наблюдений [145]. В данной работе будет использоваться второй подход, как наиболее универсальный. Подробнее об этом написано в Главе 3.

1.2.4 Фильтр Калмана

Для реализации оптимальной интерполяции и вариационного анализа, до начала процесса ассимиляции необходимо определить коэффициенты ковариации ошибок моделирования и измерений. Во-первых, это не всегда можно сделать качественно, а во-вторых, существуют методы, которые позволяют оценивать изменчивость коэффициентов ковариации ошибок моделирования с учетом последних результатов ассимиляции, что теоретически повышает точность анализа. Класс таких методов называется фильтром Калмана [148]. Этот подход аналогичен ОИ в части методики оценки оптимальных весов измерений, однако является при этом самонастраивающейся системой, позволяющей оценивать изменчивость коэффициентов ковариации, используемых в алгоритме оптимальной интерполяции.

Применительно к задаче анализа влажности почвы Р. Гесс в своей работе [139] ввел учет изменения ошибок первого приближения во времени в алгоритм вариационного анализа, что характерно для алгоритма фильтра Калмана. С методологической точки зрения алгоритм фильтра Калмана находит оптимальную оценку дисперсий ошибок в смысле метода наименьших квадратов [11]. В этом подходе наилучшие линейные несмещенные оценки применяются к анализируемым переменным и к связанной с ними прогностической ковариационной матрице.

Фильтр Калмана в классической постановке предполагает применение к линейным системам [148]. Однако большинство физических систем нелинейны. Поэтому в случае усвоения приземных наблюдений для анализа влажности почвы предполагается локальная линеаризация оператора наблюдений в окрестности модельного решения [200]. Такой подход называется расширенным фильтром Калмана (extended Kalman filter, EKF) [122].

1.2.4.1 Расширенный фильтр Калмана

Ж.-Ф. Мафу в своей работе [162] показал, что вариационная задача в постановке [44] и [139] является частным случаем расширенного фильтра Калмана, когда инкремент анализа применяется не в начале окна ассимиляции, а в конце.

К. Дрэпер [102, 103] продолжила исследования метода EKF. И показала, что при усвоении спутниковых данных учет эволюции во времени ошибок первого приближения не приносит значительного улучшения качества анализа [102]. А при ассимиляции приземных наблюдений для анализа влажности почвы значения матрицы ошибок первого приближения стабилизируются за несколько циклов усвоения и, в принципе, могут быть заменены на постоянные, представленные в виде функции от свойств почвы [103]. Формулировка задачи, где матрица ошибок первого приближения задается постоянной, получила название упрощенного расширенного фильтра Калмана (simplified extended Kalman filter, SEKF).

1.2.4.2 Упрощенный расширенный фильтр Калмана

Этот метод усвоения на сегодняшний день получил довольно широкое распространение в оперативной практике. Его используют в ЕЦСПП [87], УКМО [134], Австралийском центре исследований погоды и климата [96], при создании реанализов ERA-5 [104] и ERA5-Land [176]. По сути, он эквивалентен упрощенному вариационному анализу в постановке Бальзамо Дж. [44], но применяет инкремент анализа в конце окна ассимиляции.

Ж.-Ф. Мафу показал, что усвоение приземных переменных методом SEKF с использованием автономной схемы подстилающей поверхности лучше воспроизводит обратную

связь подстилающей поверхности и приземных переменных, чем ОИ с коэффициентами, использовавшимися в параметризации Météo -France [163].

П. Дэ Роснэй с коллегами в своей работе [87] количественно оценили среднемесячные инкременты влажности почвы в глобальном масштабе за целый год с применением методов ОИ и SEKF для модели IFS. В результате было получено, что ОИ систематически увлажняла почву. Глобальное среднемесячное значение инкремента анализа в ОИ составляло 5.5 мм, что является значительным и нереалистичным вкладом в баланс влаги. Для SEKF это значение составляло 0.5 мм. Инкременты анализа в случае фильтра Калмана были существенно меньше, главным образом, вследствие систематического уменьшения инкрементов в слоях почвы, расположенных ниже самого первого, поверхностного. В методе ОИ инкременты, вычисленные для поверхностного слоя почвы, увеличивались с глубиной пропорционально толщине слоев, в результате чего происходило завышение влажности почвы. В схеме SEKF динамическая оценка инкрементов, основанная на прогнозах от возмущенных полей влажности почвы, позволяет их оптимизировать на различных глубинах соответственно изменениям приземных характеристик, определяемых взаимодействием системы "почва-растительность-атмосфера" в текущий момент времени в конкретном узле сетки модели. Еще одним преимуществом SEKF является дополнительный учет метеорологических внешних воздействий и состояния почвы. Таким образом, предотвращается нежелательная коррекция полей влажности почвы. Исследование согласованности полей, полученных в результате применения усвоения, с данными наземных наблюдений сети SMOSMANIA также показало, что коэффициент корреляции между истинными и модельными значениями влажности почвы выше при использовании метода SEKF по сравнению с ОИ [87].

Упрощенный расширенный фильтр Калмана становится неустойчивым при большой нелинейности процессов. К тому же, как уже упоминалось выше, он вычислительно затратный. Для преодоления этой проблемы исследовались другие алгоритмы, в том числе и ансамблевые.

1.2.4.3 Ансамблевый фильтр Калмана

Одним из наиболее удачных методов инициализации влажности почвы был признан ансамблевый фильтр Калмана (Ensemble Kalman Filter, EnKF) [185, 189, 200]. На его основе была создана канадская система усвоения для модели подстилающей поверхности CaLDAS [74], южнокорейская GDAPS-KIM [147], система усвоения спутниковых данных в модели NASA MERRA-2 [104] и др.

EnKF обладает несколькими преимуществами: во-первых, в этом методе используются динамические оценки ошибок фоновых полей, а не климатологические; во-вторых, EnKF может стохастически представлять случайные ошибки форсинга и физики модели, которые невозможно учесть в упрощенном расширенном фильтре Калмана; в-третьих, он не требует расчетов линейных операторов наблюдений для каждого прогностического слоя почвы. Однако для глобальной многослойной модели эта схема усвоения становится значительно дороже вычислительно, чем SEKF, т.к. достаточным размером ансамбля в ней считается 20-30 членов [86, 182].

Основная идея метода EnKF [116] состоит в представлении неопределенности прогностических переменных с помощью ансамбля модельных траекторий. Таким образом можно обойти проблему высокой вычислительной стоимости, связанной с явным хранением и обращением ковариационной матрицы фоновых ошибок большой размерности. Каждый член ансамбля оценивается линейной моделью. Среднее по ансамблю является детерминированным анализом.

В работе [200] на примере модели подстилающей поверхности, реализованной в Météo-France, продемонстрировали, что 1D-вариационный метод усвоения (с точки зрения теории похожий на SEKF) показывает результаты аналогичные EnKF с большим количеством членов ансамбля (порядка 200).

В основном, EnKF используется для усвоения влагосодержания почвы с привлечением спутниковой информации. Ассимиляция данных SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer, SMMR, С-диапазон), AMSR-E (X-диапазон) в модель CLM (Catchment Land Model), NASA методом EnKF улучшила оценки влажности почвы поверхностного слоя относительно как модельных данных, так и наблюдений, однако оценки полей в глубоком слое были неоднозначны: при усвоении данных SMMR отмечалось небольшое улучшение [186], в то время как при использовании AMSR-E оно было значительным [187]. Также, используя модель CLM и метод EnKF, группа ученых повысила качество анализа влагосодержания глубокого слоя почвы, усвоив данные SMMR С-диапазона в глобальном масштабе, а Дж. Уокер [239] улучшил соотношение между полями количества влаги в глубоком слое почвы модели и NDVI (Normalised Difference Vegetation Index) над территорией Австралии.

Исследования по сравнению эффективности расширенного и ансамблевого фильтров Калмана при усвоении синтетических [189] и реальных [207] наблюдений влажности почвы в модели подстилающей поверхности показали небольшое преимущество EnKF в большинстве случаев. Этот результат был неочевиден, т.к. оба метода усвоения используют предположение о линейной взаимосвязи приземных характеристик воздуха и влагосодержания почвы: SEKF- за счет линейной модели, EnKF – линейной комбинации ансамблевых членов.

Ассимиляции яркостной температуры (L-диапазон, эксперимент SGP97) методом ансамблевого фильтра Калмана улучшила анализ влагосодержания глубокого слоя почвы и прогноз неявного потока тепла в схеме подстилающей поверхности TOPMODEL-based Land Surface-Atmosphere Transfer Scheme [80]. Также с использованием данных проекта SGP97 путем усвоения были улучшены оценки неявного потока тепла, количества влаги в поверхностном и глубоком слое почвы в модели Noah [109].

Дрэпер К. [105] с соавторами исследовали комбинированное усвоение методом ансамблевого фильтра Калмана EnKF (Ensemble Kalman Filter) спутниковых измерений влажности почвы в активном и пассивном режиме. В ходе этой работы оценивалось влияние процесса ассимиляции на количественную оценку влаги в почве модели. Они установили, что несмотря на то, что корреляция с наземными наблюдениями выше у полей анализа модели, а не у спутниковых данных, усвоение последних положительно влияет на сами поля анализа. Это исследование подтверждает наличие потенциала использования оценок влажности почвы с помощью дистанционного зондирования в численных моделях прогноза погоды.

Сводные данные об используемых методах анализа влажности почвы в зарубежных прогностических центрах представлены в таблице 1.2.

Таблица 1.2 Методы анализа влажности почвы, используемые в зарубежных прогностических центрах

Метод анализа	Вид усваиваемых наблюдений	Название центра
ОИ	Приземные наблюдения температуры и влажности воздуха, спутниковые наблюдения влажности почвы	Météo-France, Env.Canada CC, ALADIN, HIRLAM
SEKF	Приземные наблюдения температуры и влажности воздуха, спутниковые наблюдения влажности почвы	ECMWF, DWD, UKMO
EnKF	Приземные наблюдения температуры и влажности воздуха, спутниковые наблюдения влажности почвы	Env.Canada CC, KIM, CMA, NCEP

1.3 Выводы по Главе 1

В силу ограничений вычислительных ресурсов и особенностей усваиваемых наблюдений наибольшее распространение в оперативной практике получили три метода усвоения информации: одномерная оптимальная интерполяция (ОИ), упрощенный расширенный фильтр

Калмана (упрощенный вариационный анализ, SEKF) и ансамблевый фильтр Калмана (EnKF). ОИ довольно проста в применении, однако требует перекалибровки при изменениях параметризаций подстилающей поверхности или включении спутниковых наблюдений, а также не может учитывать нелинейные связи между влажностью почвы и приземными переменными. EnKF не обладает недостатками ОИ, но является вычислительно затратным, т.к. требует генерации ансамбля из 20-30 членов для каждого слоя анализа. SEKF, в отличие от ОИ, частично учитывает нелинейные взаимосвязи и позволяет комбинировать спутниковые и наземные наблюдения, имеет динамические коэффициенты, а не статические, обновляющиеся на каждом цикле усвоения. Несмотря на необходимость дополнительных расчетов для оценки оператора наблюдений, SEKF менее вычислительно затратный, чем EnKF. Это достигается за счет использования одной линейной модели при оценке поля анализа влажности почвы вместо линейной комбинации участников ансамбля. Таким образом, в данной работе будет рассмотрена реализация упрощенного расширенного фильтра Калмана для усвоения наблюдений приземной температуры и относительной влажности воздуха. Ассимиляция будет производиться в целях улучшения анализа влажности почвы корнеобитаемых слоев для схем подстилающей поверхностей, используемых в глобальной модели атмосферы ПЛАВ.

Глава 2. Параметризации подстилающей поверхности суши в рамках модели ПЛАВ

Параметризационные модели подстилающей поверхности суши предназначены для формирования нижних граничных условий в численных моделях атмосферы над материками, по возможно, приближенными к реальности.

Взаимодействие между атмосферой и подстилающей поверхностью на суше зависит от процессов обмена тепла и влаги за счет турбулентных потоков, на которые влияет количество влаги, находящееся в почве [71, 191]. Связь процессов эвапотранспирации и выпадения осадков является одним из основных механизмов, связывающих состояние подстилающей поверхности и атмосферы. Среди почвенных характеристик, влияющих на такое взаимодействие, первостепенное значение имеет влагосодержание слоев почвы, расположенных в корнеобитаемой зоне и ниже [214].

Неточная оценка величины влагосодержания деятельного слоя суши может привести к ошибкам прогноза приземной температуры до нескольких градусов Цельсия [92, 108, 156, 191]. Вследствие того, что влагосодержание почвы влияет на атмосферу, в основном, через ограничение эвапотранспирации, максимальный эффект от его уточнения проявляется в теплый период, когда процессы испарения и транспирации на подстилающей поверхности наиболее активны. Зимой влажность почвы становится менее значимой, так как уменьшаются радиационные потоки, поступающие от Солнца. К тому же во многих районах земля покрывается снегом, который становится своеобразным барьером между влагой в почве и атмосферой.

В глобальной модели ПЛАВ при вычислении среднесрочного прогноза погоды для задания нижних граничных условий используется схема подстилающей поверхности ISBA-2L [178, 179]. Главное преимущество данной схемы заключается том, что она, используя минимальный набор параметров, сохраняет способность адекватно представлять особенности обменов потоками тепла и влаги между нижним слоем атмосферы, растительностью и почвой. В перспективе ее планируется заменить на многослойную модель деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ [5, 6], которая уже используется в модели ПЛАВ для долгосрочного прогноза.

Эта модель имеет более подробную дискретизацию по вертикали, что, например, позволяет воспроизводить фронт таяния /промерзания. Близость его к поверхности в переходные периоды года может увеличивать или уменьшать температуру нижней части приземного слоя атмосферы на несколько градусов [18]. В случае долгосрочных прогнозов становится важным отсутствие фиктивных стоков и притоков в модели почвы в отличие от схемы ISBA-2L, в которой состояние глубокого слоя релаксирует к климатическим значениям температуры и влажности почвы.

2.1 Глобальная модель атмосферы ПЛАВ

Глобальная полулагранжева модель атмосферы ПЛАВ (от ПолуЛагранжева, основанная на уравнении Абсолютной завихренности) разработана в Институте вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН и Гидрометцентре России [26 - 28]. Она является основным численным методом глобального среднесрочного прогноза погоды в Гидрометцентре России.

Модель ПЛАВ состоит из блока решения уравнений динамики атмосферы (далее – динамического ядра) собственной разработки и набора параметризаций подсеточного масштаба, в основном заимствованных.

В 2010 году в ФГБУ «Гидрометцентр России» была внедрена первая оперативная версия модели ПЛАВ для среднесрочного прогноза погоды, получившая наименование ПЛАВ2008. Она имела горизонтальное разрешение $0,9 \times 0,72$ градуса по долготе и широте соответственно, 28 сигма-уровней по вертикали.

С весны 2016 года оперативный вариант модели для среднесрочного прогноза погоды (ПЛАВ20) имеет горизонтальное разрешение 0.225° по долготе, по широте применяется переменное разрешение: от 0.24° в Южном полушарии до 0.16° в Северном полушарии (горизонтальное разрешение над территорией России около 20 км). Эта версия модели имеет 51 уровень по вертикали.

Для оперативного долгосрочного прогноза погоды от месяца до сезона пока применяется модель ПЛАВ с горизонтальным разрешением 1.40625° по долготе, 1.125° по широте и 28 уровнями по вертикали. Эта версия к настоящему моменту сильно устарела. На смену ей подготовлена и внедряется новая версия модели ПЛАВ2018 [27] с горизонтальным разрешением $0.9^\circ \times 0.72^\circ$ по долготе и широте соответственно, 96 уровнями по вертикали, которая успешно апробирована на климатических расчетах [31, 32].

Эксперименты по усвоению данных, представленные в этой работе, проводились с моделями ПЛАВ2008 и ПЛАВ2018 [14, 16]. Кроме того, были проведены исследования по усвоению для оперативной версии среднесрочного прогноза ПЛАВ20 [15, 167].

Динамическое ядро модели ПЛАВ предназначено для применения как в численном прогнозе погоды (среднесрочном и долгосрочном), так и в моделировании климата. В глобальной модели атмосферы ПЛАВ используется гибридная вертикальная координата [36], полунеевая схема интегрирования по времени [21] и полулагранжев подход к дискретизации адвективных членов уравнений [216]. Данное сочетание позволяет использовать шаги по времени значительно больше ограничения, определяемого из условия устойчивости Куранта. Практически можно использовать шаг по времени в 3–5 раз больше, чем максимально возможный при использовании

эйлеровой схемы расчета адвективных членов и/или явной схемы интегрирования по времени. Используется несмещенная сетка по горизонтали. Таким образом, для полулагранжевой схемы расчета адвекции необходимо вычисление только одного семейства обратных траекторий, а не трех, как при использовании смещенной сетки типа «С» [17]. Кроме того, точность расчета траекторий на неразнесенной сетке выше, чем на разнесенной, так как обе компоненты горизонтальной скорости ветра определены в одних и тех же узлах, а следовательно, требуется меньше интерполяций.

Хорошие свойства распространения инерционно-гравитационных волн и волн Россби на неразнесенной сетке достигаются за счет использования в качестве прогностических переменных вертикальной компоненты относительной завихренности и горизонтальной дивергенции поля скорости ветра (согласно [183]). Это требует восстановления скорости горизонтального ветра из завихренности и дивергенции на каждом шаге по времени. Данная задача эффективно и с высокой точностью решается прямым обращением конечно-разностных определений относительной завихренности и дивергенции [222].

Для вычисления градиента, дивергенции и завихренности используются конечно-разностные формулы четвертого порядка. Уравнение Гельмгольца в модели ПЛАВ решается прямым методом с использованием быстрого преобразования Фурье по долготе. Метод масштабируется как минимум до нескольких тысяч ядер. Подробное описание динамического блока модели приведено в [26, 221].

В модели детально описаны процессы в стратосфере (шаг сетки по вертикали в этой области составляет 500–700 м, а верхняя граница – 0.035 гПа), благодаря чему, она воспроизводит квазидвухлетние колебания зонального ветра на экваторе в стратосфере [35], что необходимо для качественного долгосрочного прогноза погоды.

2.1.1 Параметризации физических процессов

Эффект от процессов, происходящих на масштабе более мелком, чем масштаб сетки (например, глубокой конвекции), во всех гидродинамических моделях описывается с помощью известных в моделях значений термодинамических параметров атмосферы на масштабе сетки и ряда введенных из физических соображений зависимостей. Такое описание принято называть *параметризациями*.

Блок физических параметризаций описывает влияние радиационных, микрофизических, турбулентных, конвективных и происходящих внутри почвы процессов на состояние и прогноз атмосферы.

В модели ПЛАВ2018 блок физических параметризаций можно условно разделить на три основных части:

- радиационные процессы в атмосфере. Для их описания применяются свободно распространяемые пакеты CLIRAD SW [76, 218] и RRTMG LW [174] для коротко- и длинноволновой радиации соответственно. В ПЛАВ2008 параметризация коротко- и длинноволновой радиации была другой и рассматривала весь соответствующий участок спектра как один диапазон.

- физические процессы в атмосфере. Пограничный слой представлен параметризацией турбулентности для моделей атмосферы TOUCANS [50, 114]. В модели ПЛАВ2008 вместо нее использовалась [159] со многими усовершенствованиями. Микрофизические процессы в неконвективной облачности параметризуются с помощью алгоритмов, разработанных консорциумом RC-LACE ([131], части 1 и 3 раздела 2). Конвективные осадки рассчитываются с помощью алгоритма расчета потока массы [67] с усовершенствованиями из работы [130]. Другие процессы, как гравитационно-волновое сопротивление, облачность и т.д. подробно описаны в [26]. В параметризациях применяются алгоритмы, которые были разработаны под руководством Ж.-Ф. Желейна консорциумами по мезомасштабному прогнозу погоды ALADIN /LACE, также называемым ALARO [219]. В ПЛАВ2008 параметризация микрофизических процессов в модели отсутствовала. Для повышения точности описания радиационных потоков в модели ПЛАВ была разработана новая параметризация морских слоисто-кучевых облаков [31].

- процессы на поверхности Земли и в почве. Схема, согласно которой вычисляется температура морского льда на основе уравнения теплового баланса на поверхности представлена в [31]. В модели ПЛАВ2018 [31, 220] применяется многослойная модель почвы ИВМ РАН-МГУ [5, 6], а в остальных – двуслойная модель почвы ISBA-2L [178, 179]. Процессы на поверхности везде параметризованы схемой ISBA-2L. Подробно используемые параметризации представлены в следующих разделах.

2.1.2 Параметризация приземной температуры и удельной влажности воздуха в глобальной модели атмосферы ПЛАВ

В глобальной модели атмосферы ПЛАВ нижний счетный атмосферный уровень находится на высоте 15-30 м. Температура и относительная влажность на высоте 2 м (аналоги приземных, измеряемых на метеостанции) находятся путем интерполяции переменных между нижним модельным уровнем и подстилающей поверхностью с учетом числа Ричардсона. Такая

интерполяция должна учитывать большие градиенты, часто наблюдающиеся вблизи поверхности и, следовательно, опираться на теорию подобия Мони́на-Обухова.

В ее рамках предполагаются полуэмпирические функции, связывающие потоки импульса, тепла и влаги с вертикальными градиентами соответствующих осредненных величин, для устойчивого атмосферного пограничного слоя. В этих функциях присутствует свободный параметр, отражающий предписанный турбулентный поток (в слое постоянного потока). Этот коэффициент может быть определен из согласованности подсеточных структур (например, топографии), модельных значений на поверхности и на нижнем модельном уровне атмосферы. Использование уравнений Мони́на-Обухова осложняется тем, что они не имеют аналитического решения, а это ведет к трудоемким итеративным вычислениям [89].

В 1988г. Ж.-Ф.Желейн [127] предложил модификации функций Мони́на-Обухова для более аккуратного описания случаев устойчивой стратификации, из которых легко найти энтальпию как функцию от высоты. Однако этот подход при сильно устойчивой стратификации систематически занижает приземную температуру. Эта ошибка может объясняться чрезмерным упрощением функции.

Для исправления этого недостатка Л.Кулманн [157] в 2009г. предложил более реалистичную универсальную функцию и новую формулу для вертикальной зависимости энтальпии. Однако, этот подход завышает приземную температуру в условиях устойчивого пограничного слоя.

В конце 2014 г была предложена доработка метода интерполяции, основывающаяся на объединении подходов Ж.Ф.Желейна и Л.Кулманна [89]. Именно она реализована в глобальной модели атмосферы ПЛАВ.

Теория подобия Мони́на-Обухова применяется для консервативных переменных: энтальпии и удельной влажности. По их зависимости от высоты z можно вычислить приземную температуру (на высоте 2 м), где учитывается зависимость удельной теплоемкости C_p от удельной влажности q . Температура как функция высоты выражается следующим образом:

$$T(z) = \frac{\tilde{C}_p T_s + W(z)(C_{pL} T_L + z_L - \tilde{C}_p T_s)}{C_p(z)}, \quad (2.1)$$

где $\tilde{C}_p$ - удельная теплоемкость воздуха на уровне подстилающей поверхности,

Дж/К;

T_s - температура подстилающей поверхности, К;

T_L - температура на нижнем модельном уровне, К;

z_L – высота нижнего модельного уровня, м;

$W(z)$ - интерполяционный вес;

C_{pL} - удельная теплоемкость воздуха на нижнем модельном уровне, Дж/К;

$C_p(z)$ - удельная теплоемкость воздуха на высоте z , Дж/К.

$$C_p(z) = C_{pd} + (C_{pv} - C_{pd})q(z), \quad (2.2)$$

где C_{pd} - удельная теплоемкость сухого воздуха, Дж/К;

C_{pv} - удельная теплоемкость при постоянном объеме, Дж/К;

$q(z)$ - удельная влажность на высоте z , которая находится по формуле:

$$q(z) = \tilde{q} + W(z)(q_L - \tilde{q}), \quad (2.3)$$

где q_L - удельная влажность на нижнем модельном уровне, кг/кг;

$\tilde{q}$ - удельная влажность на уровне подстилающей поверхности, кг/кг.

$$W(z) = \omega \cdot W_G(z) + (1 - \omega)W_K(z), \quad (2.4)$$

где $W_G(z)$ - интерполяционный вес для энтальпии по формуле Желена Ж.-Ф.;

$W_K(z)$ - интерполяционный вес для энтальпии по формуле Л.Куллманна;

ω - смешанный весовой коэффициент.

В пределе для сильной устойчивости $W(z) = W_G(z)$. Введение ω и учет $W_G(z)$ уменьшает завышение приземной температуры, которое свойственно подходу Куллманна.

ω определяется параметром устойчивости σ . Для сглаживания первого используется (2.5):

$$\omega = 3\sigma^2 - 2\sigma^3, \quad (2.5)$$

В случае сильно устойчивого пограничного слоя $\omega = 1$, а в случае близкому к нейтральному $\omega = 0$.

$$\sigma = \begin{cases} 0 & b_H - b_{HN} \leq 400, \\ \frac{b_H - b_{HN} - 400}{1} & 400 < b_H - b_{HN} \leq 800, \\ 800 < b_H - b_{HN}. \end{cases} \quad (2.6)$$

$$b_H = \frac{\kappa \sqrt{C_D}}{C_H}, \quad (2.7)$$

$$b_{HN} = \frac{\kappa \sqrt{C_{DN}}}{C_{HN}}, \quad (2.8)$$

где C_D - поверхностное динамическое сопротивление для устойчивой стратификации,

C_{DN} - поверхностное динамическое сопротивление для нейтральной стратификации,

C_H - поверхностное термическое сопротивление для устойчивой стратификации,

C_{HN} - поверхностное термическое сопротивление для нейтральной стратификации.

$$W_G(z) = \frac{1}{b_H} \left[\ln \left(1 + \frac{z}{z_L} (e^{b_{HN}} - 1) \right) - \frac{z}{z_L} (b_{HN} - b_H) \right], \quad (2.9)$$

$$W_K(z) = \frac{1}{b_H} \left[\ln \left(1 + \frac{z}{z_L} (e^{b_{HN}} - 1) \right) + \alpha_K \ln \left(1 + \frac{z}{z_L} \left(e^{\frac{b_H - b_{HN}}{\alpha_K}} - 1 \right) \right) \right], \quad (2.10)$$

при $\lim \alpha_K \rightarrow \infty$ (2.10) переходит в (2.9).

Настраиваемый параметр α_K определяется из условий на нижнем модельном уровне:

$$\alpha_K = L \frac{\exp\left(\frac{b_H - b_{HN}}{a_K}\right) - 1}{z_L + z_{0H} \left(1 - \exp\left(\frac{b_H - b_{HN}}{a_K}\right)\right)}, \quad (2.11)$$

где $a_K = 5$,

z_{0H} - термический параметр шероховатости,

L - масштаб длины Монино-Обухова.

2.2 Параметризация подстилающей поверхности ISBA-2L

В оперативной версии глобальной модели атмосферы ПЛАН20, а также ПЛАН2008 для среднесрочного прогноза погоды используется схема подстилающей поверхности ISBA-2L [179] с учетом процессов замерзания, таяния [61] и модификациями из [133]. Она описывает взаимодействие в системе почва – растительность – атмосфера.

Почва в модели ISBA-2L состоит из двух слоев. Глубина (нижняя граница) поверхностного слоя почвы (d_s) в ней составляет 0.01 м, а нижнего (глубокого) слоя (d_p) непостоянна, колеблется в интервале от 0.1 м до 8 м; эта глубина больше, чем корнеобитаемая зона растений, зависит от климата и типа почвы в ячейке.

Модель ISBA-2L имеет восемь прогностических переменных, характеризующих изменения температуры и влагосодержания в почве: температуры поверхностного (T_s) и глубокого слоев почвы (T_p), содержания влаги в поверхностном слое почвы в жидком (W_s) и твердом (W_{si}) виде, влаги (W_p) и ледосодержание (W_{pi}) в глубоком слое почвы, количество влаги, перехваченное растительным покровом (W_l) и содержащееся в снеге (S_n) (см. далее уравнения (2.12) – (2.17)) [133]. После расчета эволюции T_p и W_p к их прогностическим значениям добавляется поправка на релаксацию к климатическим значениям.

При расчете температуры поверхности предполагается, что почва и растительный покров составляют единый слой. При расчете влажности почвы растительность выделяется в отдельный уровень, который может удерживать выпавшую из атмосферы влагу и требует рассмотрения отдельного баланса.

В основе схемы подстилающей поверхности лежат уравнения метода “force-restore”, разработанного Дж.У. Дирдоффом [81, 82]. Цель этого алгоритма состоит в воспроизведении (восстановлении) суточного и годового хода температуры почвы, предписывая ей соответствующие периодические изменения. При этом уравнение теплового баланса на поверхности почвы используется для расчета температуры поверхности (2.12), а состояние глубинного слоя релаксируется к климатическим значениям (2.13) [129].

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_t [B - H - L_v(E_g + E_{veg} + E_{tr}) - L(M_s - F_w)] - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_p), \quad (2.12)$$

где T_s - температура поверхности, К;

T_p - температура почвы нижнего слоя, К;

π - число Пи;

t - момент времени, с;

C_t - коэффициент тепловой инерции, К·м²/Дж;

B - радиационный баланс поверхности земли, Вт/м²;

H - турбулентный поток явного тепла, Вт/м² (см. уравнение 2.18);

L_v - удельная теплота конденсации, Дж/кг;

E_g - поток испарения с оголенной почвы, кг/с·м² (см. уравнение 2.23);

E_{tr} - поток транспирации, кг/с·м² (см. уравнение 2.26);

E_{veg} - поток испарения воды, перехваченной растениями, кг/с·м² (см. уравнение 2.24);

L - удельная теплота плавления, Дж/кг;

M_s - поток таяния снега, кг/с·м²;

F_w - поток таяния или замерзания воды, содержащейся в поверхностном почве, кг/с·м²;

τ - постоянная временная константа, равная одним суткам, с.

$$\frac{\partial T_p}{\partial t} = \frac{T_s - T_p}{\tau}, \quad (2.13)$$

Прогностические термовлажностные переменные в модели ISBA-2L зависят от тепловых и гидродинамических характеристик почвы, связанных с ее составом. Влажность поверхностного слоя вычисляется из уравнения баланса на поверхности (2.14):

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = C_1 [(1 - veg) \cdot Pr - E_g + R_l + M_s] - \frac{C_2}{\tau} (W_s - W_{seq}) - R_s - F_w, \quad (2.14)$$

где W_s - влажность поверхности, кг/м²;

veg - доля ячейки, покрытая растительностью, б/р ;

C_1, C_2 - гидравлические коэффициенты, б/р ;

Pr - поток осадков на уровне поверхности, кг/с·м²;

R_l - сток воды, перехваченной растениями, кг/с·м²;

W_{seq} - масса воды в почве, при котором сила тяжести сбалансирована капиллярными силами, кг/м²;

R_s - сток воды с поверхности почвы, кг/с·м².

Влажность глубокого слоя рассчитывается согласно (2.15) и используется для вычисления термодинамических и гидравлических коэффициентов переноса в подстилающей поверхности, которые учитываются в прогностических уравнениях модели ISBA-2L.

$$\frac{\partial W_p}{\partial t} = (1 - veg) \cdot Pr - E_g - E_{tr} + R_l + M_s - F_{wp} - R_p - \frac{C_3}{\tau} (W_p - W_{fc}), \quad (2.15)$$

где W_p – влажность почвы нижнего слоя, кг/м²;

R_p – сток воды из нижнего слоя почвы, кг/с·м²;

C_3 – коэффициент гравитационного дренажа, б/р ;

F_{wp} - поток таяние или замерзание воды, содержащейся в нижнем слое почвы, кг/с·м²;

W_{fc} – массовая влагоемкость почвы, кг/м².

Количества льда определяется балансовыми формулами:

$$\frac{\partial W_{si}}{\partial t} = F_w + E_i \quad (2.16)$$

где E_i – испарение с поверхности льда, кг/с·м².

$$\frac{\partial W_{pi}}{\partial t} = F_w + F_{wp} + E_i \quad (2.17)$$

В модели ISBA-2L сначала вычисляются турбулентные потоки импульса, тепла и влаги, а затем с их использованием рассчитываются эволюции температуры и влажности поверхности. Поток явного тепла вычисляется по формуле:

$$H = C_p C_H |V^L| (T_s - T^L) \rho^L, \quad (2.18)$$

где C_p - коэффициент теплоемкости при постоянном давлении, Дж/кг·К;

C_H - коэффициент сопротивления, зависящее от термической устойчивости атмосферы, б/р;

V^L - скорость ветра на нижнем модельном уровне, м/с;

T_s - температура поверхности, К;

T^L - температура на нижнем модельном уровне, К;

ρ^L - плотность воздуха на нижнем модельном уровне, кг/м³.

Подразумевается, что W_p отражает короткопериодные изменения потоков скрытого тепла на поверхности деятельного слоя, а также сглаживает эволюцию влажности в почве. Вследствие больших объемов хранящейся влаги в нижнем слое, величина изменений W_p в течение нескольких дней, как правило, незначительна, однако этого достаточно для ее влияния на среднесрочный и долгосрочный прогнозы приземных характеристик, в отличие от W_s , чей эффект ограничивается 12 часами [68].

Для того, чтобы различить море/озеро, ледник, пустыню/низкую растительность и высокую растительность в оценке величин коэффициентов тепловой инерции или вклада фотосинтеза в поверхностное сопротивление растений используется индекс землепользования [178]. Также в модели учитывается влияние растительного покрова на глубину почвенного слоя, высоту уровня шероховатости и альбедо. Поля физиографических характеристик для схемы ISBA-2L были взяты из базы данных ECOCLIMAP [169]. В модели используются физически обоснованные характеристики влажности почвы, которые влияют на поток эвапотранспирации и зависят от состава почвы. Таковыми являются полная влагоемкость, полевая влагоемкость (w_{fc}), влажность устойчивого завядания растений (w_{wilt}).

По сравнению с современными моделями, схема ISBA-2L достаточно простая: в ней растительность представлена одним слоем и двумя видами (низкой и высокой). Растительный покров в схеме описывается тремя параметрами: долей ячейки, покрытой растительностью (veg), индексом листовой поверхности (LAI) и минимальным устьичным сопротивлением растительного покрова (R_{sm}). Предполагается, что растительность может занимать только часть ячейки, а остальная представляет собой оголенную почву. Вегетативный слой моделируется «бесконечно тонким» листом, прилегающим к нижней границе атмосферы. Этот лист может удерживать на поверхности часть выпадающих осадков либо водного конденсата. С части листа, покрытой водой, идет поток испарения, а с сухой части – транспирации. Поверхностный сток на этом уровне начинается, когда количество воды, перехваченной растительностью превышает максимально возможную массу влаги для данного растительного покрова.

Сопротивление испарению из пор листьев складывается из двух частей: из сопротивления переходу пара листа в предельно сжатую атмосферу внутри растительности R_s и из сопротивления переходу пара из этой сжатой атмосферы в атмосферу над листом R^L .

$$R^L = \frac{1}{C_H |V^L|} \quad (2.19)$$

$$R_s = \frac{R_{sm}}{LAI} \frac{F_1}{F_2 F_3 F_4} \quad (2.20)$$

где F_1 – коэффициент, определяющий влияние солнечной радиации на фотосинтез [90];

F_2 – коэффициент, отражающий стресс растений, связанный с количеством влаги в почве;

$$F_2 = \begin{cases} 1, & \text{если } w_p > w_{fc} \\ \frac{w_p - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}}, & \text{если } w_{wilt} \leq w_p \leq w_{fc} \\ 0, & \text{если } w_p < w_{wilt} \end{cases} \quad (2.21)$$

F_3 – коэффициент, отражающий влияние дефицита влажности на R_s [210];

F_4 – коэффициент, отражающий влияние температуры воздуха на R_s [90].

Количество воды, перехваченное растениями, рассчитывается из баланса влаги на уровне растительного листа:

$$\frac{\partial W_l}{\partial t} = veg \cdot Pr - E_{veg} - R_l \quad (2.22)$$

Влажность почвы глубокого (нижнего) слоя оказывает влияние на состояние приземного слоя атмосферы посредством изменения термического коэффициента C_t , потока транспирации растительности и влажности почвы поверхностного слоя. Влияя на термическую инерцию почвы, влажность нижнего слоя воздействует на дневной ход температуры поверхности почвы и связанные с ней потоки. W_p также контролирует W_s через W_{seq} из формулы (2.14).

Для того, чтобы получить прогностические температуру поверхности и ее влажность решается система уравнений вертикальной диффузии в атмосфере [128]. В ходе этого решения турбулентные потоки линеаризуются и находятся поверхностные переменные. При этом сами потоки представлены с применением аэродинамического метода [133].

Поток испарения с поверхности почвы E_g зависит от W_s через относительную влажность поверхности h_1 и описывается следующим образом:

$$E_g = (1 - veg)\rho^L C_H V^L (h_1 q_{sat}(T_s) - q^L) \quad (2.23)$$

где $q_{sat}(T_s)$ - насыщенная удельная влажность поверхности при температуре T_s , кг/кг ;

q^L - удельная влажность воздуха на самом нижнем уровне атмосферы, кг/кг.

Поток испарения с поверхности растений E_{veg} контролируется W_p через устьичное сопротивление растительного покрова R_s , входящее в расчет коэффициента Холстеда h_2 [129]:

$$E_{veg} = veg \rho^L C_H V^L h_2 (q_{sat}(T_s) - q^L) \quad (2.24)$$

где h_2 - коэффициент Холстеда, б/р.

$$h_2 = \begin{cases} (1 - \delta) \frac{R^L}{R^L + R_s} + \delta, & \text{если } E_{veg} > 0 \\ 1 & \end{cases} \quad (2.25)$$

где δ – доля листа, покрытая перехваченными осадками.

Через R_s влажность нижнего слоя влияет и на поток транспирации E_{tr} [129].

$$E_{tr} = \rho^L veg \frac{1 - \delta}{R^L + R_s} (q_{sat}(T_s) - q^L) \quad (2.26)$$

Транспирация порами листьев определяется интенсивностью работы корней, которая зависит от влажности почвы. Она начинается в том случае, когда влагосодержание нижнего слоя превышает влажность уровня завядания, и не изменяется в случае превышения полевой влагоемкости. Заметим, что устьичное сопротивление растительного покрова также зависит и от атмосферных факторов.

Для системы почва-растительный покров рассматривается только один тепловой баланс, в результате чего обмен теплом и влагой между подстилающей поверхностью и атмосферой

характеризуются значениями T_s и W_p . В параметризации испарения W_s в явном виде определяет перенос воды в атмосферу с подстилающей поверхности над оголенной почвой, а W_p - над почвой, покрытой растительностью. Это объясняется тем, что устьичное сопротивление растений, которое контролирует транспирацию, зависит от W_p , в то время как W_s воздействует на атмосферу через относительную влажность подстилающей поверхности h_1 .

Учитывая, что поверхностная влажность почвы характеризует слой глубиной всего 1 см, испарение с поверхности довольно ощутимо контролируется влагосодержанием глубокого слоя почвы. Таким образом, можно сказать, что в схеме ISBA-2L существует только один «независимый» слой – нижний.

2.3 Многослойная модель деятельного слоя почвы ИВМ РАН-МГУ

В 2016 г в глобальную модель атмосферы ПЛАВ была включена многослойная модель почвы ИВМ РАН-МГУ [6], пришедшая на смену ISBA-2L. Первые результаты работы автора с ней представлены в [16].

Параметризация взаимодействия между атмосферой, биосферой и почвой ISBA-2L [133, 178, 179], которая используется в модели ПЛАВ, разработана для описания процессов, не только внутри деятельного слоя суши, но и на его поверхности и тесно связана с алгоритмом расчета потоков в приземном слое. По классификации [211] она относится к одному из самых ранних поколений моделей подстилающей поверхности. У схемы есть существенные недостатки, такие как однослойное представление растительности и снега, отсутствие учета паропроводности (необходимое для наилучшего описания процессов обмена между атмосферой и почвой в пустынях и засушливых районах) и термовлагопроводности, гомогенность состава вертикального профиля почвы и т. д. Современные системы численного прогноза погоды включают в себя более сложные модели подстилающей поверхности, в основном третьего поколения [62, 63].

Глубина рассматриваемого в модели слоя почвы и вертикальная дискретизация дифференциальных уравнений влияют на то, как моделируемая поверхность земли регулирует потоки воды и энергии. Эти процессы также зависят от параметров почвы и дополнительно управляются вертикальным распределением корней, которые контролируют эвапотранспирацию [217]. Более тонкая дискретизация вертикальных распределений влажности и температуры почвы позволяет гораздо лучше описать их нелинейное изменение, чем двухслойные или трехслойные модели [184]. Например, перемещение фронта таяния/промерзания внутри почвы, которое влияет на температуру поверхности и приземного слоя атмосферы.

Изменение схемы подстилающей поверхности в совместной модели с атмосферой – сложная задача, требующая тщательной валидации результатов [22], поэтому было принято решение о поэтапной замене двухслойной схемы ISBA-2L на многослойную схему ИВМ РАН - МГУ. В первую очередь было решено изменить описание процессов внутри почвы.

Температура верхнего слоя почвы в модели ISBA-2L зависит от теплового баланса подстилающей поверхности и регулируется коэффициентами тепловой инерции для почвы и растительности, которые в свою очередь зависят от влажности, процентного содержания песка и глины в почве, а также от типа растительности. Уравнение для температуры верхнего слоя в модели ПЛАВ решается неявно, является частью системы уравнений вертикальной диффузии и не может быть отсюда исключено. Вследствие этого при включении многослойной модели почвы прогностическая температура верхнего слоя рассчитывается по модифицированному алгоритму модели ISBA-2L в части расчета потока тепла в почву, являясь граничным условием для многослойной модели почвы ИВМ РАН – МГУ (2.27). Влажность верхнего слоя, полученная из условия баланса влаги алгоритмом модели ISBA-2L (2.14), временно используется в качестве граничного условия для модели многослойной почвы.

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_t [B - P_0 - L_v(E_g + E_{veg} + E_{tr}) - L (M_s - F_w)] - \frac{\lambda_T}{C_t \Delta z_1} (T_s - T_1), \quad (2.27)$$

где λ_T – теплопроводность поверхностного слоя, Вт/м·К;

Δz_1 – толщина первого слоя модели почвы, м;

T_1 – температура первого слоя модели почвы, К.

Таким образом, прогноз тепло- и влагосодержания почвы от поверхности и ниже определяется на основе схемы почвы из модели деятельного слоя ИВМ РАН - МГУ, а на поверхности - условиями теплового и водного балансов из модели ISBA-2L.

Влажность деятельного слоя является одним из основных источников предсказуемости долгосрочного прогноза погоды, поэтому описываемая схема была прежде всего применена для соответствующей версии модели ПЛАВ.

В модели ИВМ РАН-МГУ, также как и в ISBA-2L, все физические процессы в почве считаются одномерными, т.к. вертикальные градиенты температуры и влаги в почве предполагаются значительно больше горизонтальных. Уравнения тепловлагопереноса в почве решаются в слое от 0 до Н, где Н – глубина в почве, на которой не выражен годовой ход температуры (равный 14.58 м), и записываются следующим образом:

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T}{\partial z} + L \rho F_i, \quad (2.28)$$

$$\frac{\partial W_l}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_l \frac{\partial W_l}{\partial z} + \frac{\partial \gamma}{\partial z} - F_i - R - E_r, \quad (2.29)$$

$$\frac{\partial W_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_v \frac{\partial W_v}{\partial z}, \quad (2.30)$$

$$\frac{\partial W_i}{\partial t} = F_i, \quad (2.31)$$

где t - время, с; z - глубина, см; T — температура почвы, °C; W_l , W_v , W_i — масса (в долях от массы сухой почвы) почвенной влаги в жидком, газообразном (водяной пар) и твердом (лед) состоянии соответственно, г/г; C — удельная (на единицу массы сухой почвы) теплоемкость почвы, кал/(г · К); ρ — плотность сухой почвы, г/см³; λ — коэффициент теплопроводности почвы, кал/(см · с · К); λ_l , λ_v — коэффициенты диффузии воды и водяного пара в почве соответственно, см²/с; γ — коэффициент гидравлической проводимости, см/с; L — удельная теплота плавления льда, кал/г; F_i , R , E_r — скорости замерзания (таяния) воды, грунтового стока и всасывания воды корнями растений соответственно, с⁻¹.

В качестве верхнего граничного условия для системы (2.28) – (2.31) задается температура поверхности, вычисленная из уравнения теплового баланса (2.27), влажность поверхности из уравнения (2.14). На нижней границе предполагается отсутствие диффузионных потоков:

$$\begin{cases} \lambda_l \frac{\partial W_l}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0, \\ \lambda_v \frac{\partial W_v}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0, \\ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0, \end{cases} \quad (2.32)$$

где H - глубина нижнего уровня.

Задача решается с применением конечных разностей по пространству и неявной схемы интегрирования по времени [18]. По вертикали задается разностная сетка с девятью узлами на глубинах 0, 1, 2, 6, 18, 54, 162, 486, 1458 см; шаг по времени совпадает с шагом модели атмосферы. Каждому уровню соответствует слой почвы, толщина которого определяется как разница между глубинами уровней, расположенного выше рассматриваемого и расположенного ниже, деленная пополам. Предполагается, что переменные заданы непосредственно на уровнях, а потоки приписываются границам соответствующих слоев.

Для решения системы (2.28) – (2.31) используется метод расщепления по физическим процессам, состоящий из двух этапов: на первом этапе уравнения диффузии (2.28) - (2.30) решаются с помощью метода прогонки в предположении отсутствия источников и стоков, на втором полученные решения корректируются добавлением опущенных слагаемых и решается

уравнение (2.31). Более подробное изложение численного решения уравнений можно найти в работе [18].

В случае, если поверхность почвы покрыта снегом (температура поверхности меньше 0°C), процесс теплопереноса в снежном покрове толщиной h описывается следующим уравнением, которое дополняет систему (2.28) – (2.31) [5]:

$$\rho_{sn} C_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z}, \quad (2.33)$$

где T_{sn} – температура снега, °C;

ρ_{sn} – плотность снега, кг/м³;

C_{sn} – теплоемкость снега, кал/(г · К);

λ_{sn} – теплопроводность снега, кал/(см·с·К).

При расчете суммарной теплоемкости почвы C учитывается ее зависимость от содержания воды в разных агрегатных состояниях:

$$C = C_g + C_w \cdot W_l + C_i \cdot W_i, \quad (2.34)$$

где C_g - удельная теплоемкость сухой почвы, 0.2 кал/(г·К);

C_w - удельная теплоемкость воды, 1.0 кал/(г·К);

C_i - удельная теплоемкость льда, 0.5 кал/(г·К).

Коэффициент теплопроводности почвы рассчитывается по эмпирической формуле Юровой А.Ю.:

$$\lambda = \frac{W_l \cdot (6.6W_l + 0.0019)}{2 \cdot (W_l + W_i)} + \frac{W_i \cdot (8.9W_i + 2.1) \cdot 0.001}{W_l + W_i} \quad (2.35)$$

Теплоемкость и теплопроводность почвы зависят от ее типа и влагосодержания. В модели ИВМ РАН-МГУ, как и во многих других, предполагается, что грунт состоит из трех компонент: твердой - почвенного каркаса (минеральное вещество с включением в некоторых случаях органического вещества), жидкой – воды в почве, парообразной – влажного воздуха в порах почвы [142]. Часть почвенной колонки, занятая порами, называется *пористостью*. Она совпадает с максимальным количеством воды, которое может удержаться в ее порах (*влажностью насыщения*).

Почва характеризуется текстурой (распределением размеров почвенных частиц), структурой (пространственной организацией частиц), составом (типом минеральных составляющих) и влагосодержанием. Для тепло- и влагообмена наиболее важны влагосодержание и текстура. Первое модулирует интенсивность потоков тепла и влаги, а вторая определяет количество воды, которое может удерживать грунт при совокупном воздействии силы тяжести и давления.

Текстура почвы определяется процентным соотношением глины, песка и органики. В целях классификации департамент сельского хозяйства США предложил использовать текстурный треугольник, каждая сторона которого сообщается с типом частиц почвы, а пересечение всех показателей определяет тип почвы. Всего их 11, начиная от гладких (глина), через суглинок к грубым текстурам (песок). Эта классификация используется и в глобальной модели атмосферы ПЛАВ для схемы многослойной почвы [6]. По данной классификации в зависимости от содержания песка, глины и органических веществ (ила) в каждом вычислительном узле почвенного уровня определяется тип, на основе чего почве приписываются соответствующие средние значения ее характеристик. По вертикали состав почвенной колонки предполагается гомогенным.

Для решения уравнения (2.29) необходимо функционально связать влагопроводность и гидравлическую проводимость с влажностью почвы. Потенциал почвенной влаги ψ (его определение введено в словаре терминов), коэффициент диффузии воды в почве λ_l и гидравлический поток γ задаются согласно [77]:

$$\psi = \psi_{\max} \left(\frac{W_{l\max}}{W_l} \right)^b, \quad (2.36)$$

$$\lambda_l = \lambda_{l\max} \left(\frac{W_l}{W_{l\max}} \right)^{b+2}, \quad (2.37)$$

$$\gamma = \gamma_{\max} \left(\frac{W_l}{W_{l\max}} \right)^{2b+3}, \quad (2.38)$$

где $\gamma_{\max}$ - гидравлическая проводимость в состоянии насыщения почвы, см/с;

$\psi_{\max}$ - потенциал почвенной влаги при ее максимальном значении, см;

$\lambda_{l\max}$ - диффузия влаги в состоянии насыщения почвы, см²/с;

$W_{l\max}$ - максимальное влагосодержание в слое почвы, кг/кг;

b - безразмерный параметр (показатель Клаппа-Хорнбергера).

Заметим, что согласно (2.37) – (2.38) изменчивость влажности почвы оказывает большее влияние на проводимость, чем на диффузию. Значения $\gamma_{\max}$ и $\lambda_{\max}$, а также другие характеристики 11 типов почв представлены в [6]. Максимальное влагосодержание грунта $W_{l\max}$ зависит от плотности почвы $\rho_{\text{п}}$ и пористости P , которые наряду с параметром b определяются ее типом.

Для замыкания системы уравнений (2.28) – (2.31) используются экспериментальные зависимости. Так, при расчете количества льда при температурах почвы ниже нуля пренебрегают вкладом водяного пара и принимают во внимание эффект гистерезиса при замерзании/оттаивании почвы, то есть считается, что лед тает при нуле градусов Цельсия, но вода может находиться в переохлажденном состоянии, так что процесс ее замерзания происходит постепенно при понижении температуры. С этой целью используется эмпирическая зависимость

для максимального количества жидкой влаги W_{nf} , которое может оставаться незамерзшим при отрицательных температурах:

$$W_{nf} = W_m + (W_0 - W_m) \exp\left(\frac{T}{T_0}\right), \quad (2.39)$$

где $T_0 = 3^\circ\text{C}$,

W_0 - количество незамерзающей влаги при 0°C , г/г;

W_m - количество незамерзающей влаги при очень низкой температуре, г/г.

Оба параметра влажности (W_0 и W_m) зависят от типа почвы.

Фронт промерзания/оттаивания почвы в данной модели отыскивается как уровень конечно-разностной вертикальной сетки, на котором происходит перемена знака температуры.

При промерзании почвы в модели реализован процесс накопления льда тремя механизмами [5]:

1. Если после расчета диффузионного тепловлагоденоса при $T < 0^\circ\text{C}$ $W_l > W_0$, то эффективная теплоемкость полагается в данном месте настолько большой (задается значение $C = C_{eff} = 10^4$ кал/г·к), что весь отток тепла направляется на образование льда при температуре 0°C . Соответствующее выражение для скорости замерзания F_i может быть записано в этом случае следующим образом:

$$F_i = -\frac{1}{\rho L} \frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (2.40)$$

2. Если же при $T < 0^\circ\text{C}$ $W < W_0$, но $W > W_{nf}$, то при условии отрицательного притока тепла в качестве эффективной теплоемкости выбирается:

$$C_{eff} = C + L \frac{\partial W_{nf}}{\partial T}, \quad (2.41)$$

а скорость прироста льда рассчитывается по соотношению:

$$F_i = -\frac{(\tilde{T}-T)}{\Delta t} \frac{\partial W_{nf}}{\partial T}, \quad (2.42)$$

где T и $\tilde{T}$ температура почвы до и после этапа диффузии соответственно; Δt -временной шаг модели.

3. Если при $T < 0^\circ\text{C}$ нет оттока тепла и есть приток воды, такой что $W > W_{nf}$ при данной температуре, то при избыточном поступлении воды за рассматриваемый шаг по времени температура повышается до нуля и вычисляется соответствующий прирост льда. В противном случае, повышение температуры и количество замерзшей воды рассчитываются из условия $W = W_{nf}$.

При прогревании промерзшей почвы в модели реализован процесс ее оттаивания. Если температура почвы становится положительной, но в ней есть лед, то аналогично первому механизму, эффективная теплоемкость полагается настолько большой, чтобы весь приток тепла израсходовать на таяние льда при температуре 0°C . Вкладом водяного пара в фазовые переходы влаги в этом процессе пренебрегается. Если же лед отсутствует, то в рассмотрение вводятся процессы испарения воды и конденсации водяного пара в почвенных порах.

Даже в слабоувлажненной почве водяной пар считается насыщенным [18]. Если влажность почвы превышает максимальную гигроскопичность ($W_l > 0,04$ г/г), то для нахождения содержания водяного пара используется уравнение Меттса-Боуэна [170]:

$$W_v = W_{vmax} = 4.85 \cdot 10^{-4} \exp(0.06T) \frac{\Pi_{pw} - W_l \cdot p}{p_w} \quad (2.43)$$

Если при высушивании почвы $W_l < 0,04$ г/г, тогда вместо (2.43) используется кривая сорбции, связывающая жидкую часть влаги в почве W_l с относительной упругостью пара в почвенном воздухе:

$$\frac{W_v}{W_{vmax}} = 0.4 + 3.16\sqrt{W_l} \quad (2.44)$$

Эмпирические уравнения (2.43) и (2.44) в данном случае являются дополнительными соотношениями, с помощью которых система (2.28) – (2.31) решается до конца.

После решения уравнений диффузии количество водяного пара может отклониться от равновесного, задаваемого соотношениями (2.43) и (2.44), поэтому далее на каждом шаге по времени происходит согласование профилей температуры и влаги за счет различных источников и стоков. В процессе согласования анализируется возможность испарения жидкой влаги или конденсации водяного пара и рассчитываются соответствующие изменения температурного и влажностного режима почвы.

Поток транспирации в модели ИВМ РАН-МГУ вычисляется также, как в модели ISBA-2L. Однако параметр F_2 рассчитывается по среднему влагосодержанию всех корнеобитаемых слоев. Наличие более чем одного слоя в модели позволяет ввести переменную концентрации корней R_k и согласно нее извлекать влагу. Концентрация корней в каждом слое задается формулой [146]:

$$R_n = 0.5[\exp(-\alpha z_{n-1}) + \exp(-\beta z_{n-1}) - \exp(-\alpha z_{n+1}) - \exp(-\beta z_{n+1})], \quad (2.45)$$

где α, β - параметры распределения корней (0,07 и 0,02 соответственно);

z_n – глубина уровня n -го слоя ($n \in [1, 8]$), см.

2.4 Выводы по Главе 2

Глобальная модель атмосферы версий ПЛАВ2008 и ПЛАВ20 при вычислении прогнозов погоды для задания нижних граничных условий использует схему подстилающей поверхности ISBA-2L. В ПЛАВ2018 процессы в почве описываются многослойной моделью ИВМ РАН-МГУ, так как данная схема позволяет добиваться более высоких показателей точности на отдаленных заблаговременностях.

Параметризация ISBA-2L описывает процессы как внутри почвы, состоящей из двух слоев, с использованием подхода «force-restore», так и на ее поверхности, применяя формулы турбулентной диффузии. В модели многослойной почвы описываются только процессы в почве уравнениями диффузии и теплопроводности. Подробная детализация по вертикали позволяет ей точнее представлять процессы промерзания и таяния почвы и, потенциально, термодинамические процессы, связанные с паром.

Несмотря на то, что эти модели хорошо представляют основные закономерности изменения состояния подстилающей поверхности, они имеют ряд ограничений: необходимость большого количества входных данных, которые не могут быть точно представлены на сетках (например, поля характеристик почвы и растительного покрова); плохое представление относительно мелкомасштабных (порядка 0.1 – 1 км) гидрологических процессов подстилающей поверхности (сток, грунтовые воды) на масштабах сетки численных моделей прогноза погоды (порядка 10-100 км); ошибки представления метеорологических составляющих, внешних по отношению к параметризациям подстилающей поверхности (атмосферного форсинга), особенно осадков, которые значительно влияют на изменчивость влагосодержания почвы. Эти ограничения сказываются на моделировании эволюции влажности почвы и могут оказывать отрицательный эффект на качество прогнозов погоды. Принятие во внимание большой изменчивости покрытия подстилающей поверхности и состава грунта на небольших пространственных масштабах плохо влияет на численный прогноз модели атмосферы в целом, т.к. приводит к возникновению нежелательных шумов [240]. Они должны частично фильтроваться как на уровне вычисления прогноза в численной модели, так и предотвращаться путем применения различных методов усвоения наблюдений, чувствительных к изменению влагосодержания почвы.

Обе модели почвы требуют задания начального состояния путем усвоения данных наблюдений для наиболее точного прогноза. С этой целью в следующей главе будет рассмотрена постановка метода упрощенного расширенного фильтра Калмана, который позволяет ассимилировать данные, как для одного слоя модели почвы, так и для нескольких одновременно.

Глава 3. Анализ влажности почвы с помощью усвоения данных наблюдений

В Главе 1 показано, что существующие в настоящее время регулярные наземные наблюдения за влажностью почвы довольно редкие и не охватывают все регионы земного шара. К тому же, их данные не всегда репрезентативны. В связи с отсутствием доступной и качественной информации контактных измерений для задания начальных полей влагосодержания часто используются дистанционные наблюдения (в основном, спутниковые) и измерения приземных характеристик наземных метеорологических сетей [139, 120, 103, 164]. Учитывая небольшую глубину проникновения, спутниковую информацию, как правило, применяют для анализа поверхностной влажности, а наземные измерения – для корнеобитаемых уровней [87, 103].

Выбор последних связан с тем, что влагосодержание на этих уровнях оказывает влияние на состояние приземного слоя через процесс эвапотранспирации растений и на влажность подстилающей поверхность посредством механизмов диффузии и дренажа.

Усвоение приземной температуры и относительной влажности воздуха методом оптимальной интерполяции (ОИ) доказало свою надежность и эффективность и в настоящее время используется в оперативной версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ для среднесрочных прогнозов погоды [1, 2].

Однако этот метод не позволяет легко включить спутниковую информацию в анализ влажности почвы, так как для этого требуется получение новых коэффициентов регрессии. Кроме того, вследствие использования фиксированных коэффициентов, он не учитывает локальные процессы, такие как облачность или особенности характеристик почвы, которые влияют на степень взаимосвязи между влагосодержанием почвы и приземными характеристиками воздуха и, как следствие, на величину инкрементов анализа.

В методе упрощенного расширенного фильтра Калмана (Simplified Extended Kalman Filter - SEKF) аналоги статических коэффициентов метода ОИ обновляются на каждом временном шаге в каждом узле модели [45]. Это позволяет включать в анализ разные виды наблюдений без большой дополнительной работы, а также точнее учитывать состояния атмосферы и почвы в предположении о том, что ошибки прогноза приземных метеорологических переменных вызваны ошибками состояния почвы.

В этой работе рассматривается постановка задачи усвоения приземных наблюдений (температуры и относительной влажности воздуха) для анализа влажности почвы двух моделей деятельного слоя суши, которые могут использоваться в глобальной модели атмосферы ПЛАВ:

ISBA-2L и ИВМ РАН-МГУ. При этом в обоих случаях турбулентные потоки с подстилающей поверхности описаны уравнениями схемы ISBA-2L.

Многослойная модель деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ на сегодняшний день не имеет процедуры анализа влажности. Реализация метода упрощенного расширенного фильтра Калмана для этой цели представляется наиболее подходящей, как в силу определенной универсальности алгоритма, так и в силу его вычислительных требований.

3.1 Задача усвоения наблюдений и основные определения

С методологической точки зрения фильтр Калмана является обобщением метода оптимальной интерполяции. Оба они базируются на методе наименьших квадратов (МНК). МНК принадлежит семейству теории ошибок, применяемых для оценки неизвестных величин по данным измерений с учетом случайного характера ошибок измерений [11]. В Главе 1 было показано, что постановка упрощенного расширенного фильтра Калмана выросла из метода расширенного фильтра Калмана (Extended Kalman Filter, EKF). Представим кратко его суть.

Рассмотрим математическую модель, описывающую эволюцию почвенной системы в виде:

$$\begin{cases} \frac{d\mathbf{x}^f}{dt} = M(\mathbf{x}^f, t), & t > 0 \\ \mathbf{x}^f|_{t=0} = \mathbf{x}_0^f \end{cases} \quad (3.1)$$

где $\mathbf{x}^f$ – вектор состояния модели;

t – время;

M – соответствующий динамический оператор модели;

$\mathbf{x}_0$ – вектор начального состояния.

При численном прогнозе динамический оператор M в общем случае является нелинейным и детерминированным [37].

Наблюдения зададим некоторой вектор-функцией $\mathbf{y}_0(t)$, которая удовлетворяет уравнению:

$$\mathbf{y}_0(t) = H(\mathbf{x}^t, t) + \boldsymbol{\varepsilon}, \quad (3.2)$$

где H – оператор наблюдений;

$\mathbf{x}^t$ – истинное значение вектора состояния;

$\boldsymbol{\varepsilon}$ – ошибка наблюдений (шум).

Функция $\mathbf{y}_0(t)$ считается заданной, в то время как информация о $\boldsymbol{\varepsilon}$, как правило, отсутствует. Вектор $\mathbf{x}^f$ задается в пространстве модели, а вектор $\mathbf{y}_0$ – в пространстве

наблюдений. Оператор H , так же как M , может быть нелинейным. Он задает отображение вектора состояния в пространство наблюдений. В каждом конкретном случае для разработки численных алгоритмов важно исследовать вопросы разрешимости и свойства решения задачи (3.1) и (3.2).

Поставим задачу об усвоении следующим образом. При заданной функции наблюдений $y_0(t)$ требуется найти неизвестное априори начальное условие так, чтобы вектор состояния x удовлетворял задаче (3.1), а вектор $H(x^t, t)$ был в каком-либо смысле близок к $y_0(t)$ [37, 144]. Найденное в результате решение x называется *оценкой состояния* (или *анализом*) и обозначается x^a .

Дискретную модель, полученную за счет применения к (3.1) метода конечных разностей, и описывающую эволюцию x^f от момента времени t_i до момента t_{i+1} , можно выразить как:

$$x^f(t_{i+1}) = M_i(x^f(t_i)), \quad (3.3)$$

где $x^f(t_i)$ – вектор состояния размерности n ;

i – номер шага по времени;

M_i – дискретный оператор динамики вектора состояния.

В дискретной модели (3.3) наблюдения y_0 в момент времени t_i задаются уравнением:

$$y_{0,i} = H_i(x^t(t_i)) + \varepsilon_i, \quad (3.4)$$

где H_i – оператор наблюдений в момент времени $t = t_i$,

x^t – истинное значение вектора состояния;

ε_i – ошибка наблюдений.

В этой модели величина истинного значения отличается от представления на сетке модели на величину η :

$$x^t(t_{i+1}) = M_i(x^t(t_i)) + \eta(t_i), \quad (3.5)$$

где η – вектор ошибки модели.

Размерность вектора $y_{0,i}$ равна p_i . Как правило $p_i \ll n$, что является одной из проблем методов усвоения. В общем случае ε_i и η могут быть смещенными, зависимы от времени или пространства. В данной задаче ε_i и η предполагаются случайными гауссовскими векторами с нулевым математическим ожиданием. ε_i представляет собой инструментальные ошибки и ошибки репрезентативности, а η – ошибки модели, связанные с представлением процессов подсеточного масштаба. Введенным ошибкам соответствуют ковариационные матрицы:

$$R = E(\varepsilon\varepsilon^T), \quad (3.7)$$

$$Q = E(\eta\eta^T), \quad (3.8)$$

где E – операция математического ожидания.

Метод расширенного фильтра Калмана состоит из двух шагов. Прогностический шаг выглядит как:

$$\mathbf{x}^f(t_i) = M_{i-1}(\mathbf{x}^a(t_{i-1})), \quad (3.9)$$

$$\mathbf{P}^f(t_i) = \mathbf{M}_{i-1} \mathbf{P}^a(t_{i-1}) \mathbf{M}_{i-1}^T + \mathbf{Q}(t_{i-1}), \quad (3.10)$$

где $\mathbf{M}$ – линеаризованный оператор модели;

$\mathbf{P}^a$ – ковариационная матрица ошибок анализа.

Возьмем $\mathbf{x}^f = \mathbf{x}^b$, где $\mathbf{x}^b$ - предварительная информация о векторе состояния, полученная по результатам моделирования на предыдущем шаге по времени (*первое приближение*) [198]. В процессе работы фильтра $\mathbf{x}^b$ уточняется с учетом результатов наблюдений $\mathbf{y}_{0,i}$, их статистических ошибок ε , ошибок моделирования η и первого приближения ε_b . Тогда $\mathbf{P}^f$ можно назвать ковариационной матрицей ошибок первого приближения.

Прогностическому шагу предшествует шаг анализа, в котором данные наблюдений, доступные в момент времени t_i , «смешиваются» с информацией, полученной на предыдущем прогностическом шаге:

$$\mathbf{x}^a(t_i) = \mathbf{x}^b(t_i) + \mathbf{K}_i \mathbf{d}_i, \quad (3.11)$$

где $\mathbf{d}_i = \mathbf{y}_{0,i} - \mathbf{H}_i(\mathbf{x}^b(t_i))$. Его называют *инновационным вектором* или *невязкой наблюдений*.

$$\mathbf{P}^a(t_i) = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_i \mathbf{H}_i) \mathbf{P}^f(t_i), \quad (3.12)$$

где $\mathbf{H}_i$ – линеаризация оператора наблюдений;

$\mathbf{I}$ – единичная матрица;

$\mathbf{K}_i$ – матрица Калмана, которая вычисляется как:

$$\mathbf{K}_i = \mathbf{P}^f(t_i) \mathbf{H}_i^T (\mathbf{H}_i \mathbf{P}^f(t_i) \mathbf{H}_i^T + \mathbf{R}_i)^{-1}. \quad (3.13)$$

Предположение о возможности линеаризации оператора наблюдений является основной отличительной чертой метода расширенного фильтра Калмана.

Замечания:

Представленные ниже замечания заимствованы из [11, 144].

1. На практике, используются различные упрощения для описания $\mathbf{P}$ в целях уменьшения вычислительной стоимости алгоритма. Например, в методе упрощенного расширенного фильтра Калмана ковариационная матрица $\mathbf{P}^f$ заменяется аппроксимацией, $\mathbf{B}$, которая постоянна во времени. В этом случае уравнения (3.10), (3.12) исключаются из алгоритма.
2. Гипотеза о несмещенности.

Гипотезу о несмещенности случайных ошибок ε и ε_b проверить трудно. Она часто существенна как для модельных ошибок ε_b из-за «тренда модели», так и для наблюдений ε . Если смещение известно, то его можно вычесть и процедура построение оптимальной оценки сохраняется. Если смещение неизвестно, то оценка не будет оптимальной. При этом трудно оценить за счет чего она происходит: тренда модели или данных наблюдений. Это – проблема на будущее.

3. Гипотеза о некоррелируемости.

Гипотеза о некоррелируемости ошибок ε и ε_b обычно выполняется. Но нужно быть аккуратным при предварительной обработке некоторых данных, например, спутниковых. Если при этом учитывается смещение за счет тренда модели, то оценка будет не оптимальной.

4. Гипотеза о линейности H .

В случае, если операторы M и H - линейные, $M = \mathbf{M}$ или $H = \mathbf{H}$. Они могут быть как операторами, так и матрицами в зависимости от контекста решаемой задачи. В нелинейном случае используется линеаризация оператора H в окрестности модельного решения. В общем случае можно использовать приближение H в виде разложения по формуле Тейлора 1-го порядка в окрестности произвольного состояния x_t и возмущения h :

$$H(x_t + h) = H(x_t) + \tilde{H}h + O(\|h\|^2). \quad (3.14)$$

Оно справедливо, если вариациями H более высокого порядка можно пренебречь для всех возмущений модельного состояния, которые имеют такой же порядок малости как модельные ошибки. Оператор $\tilde{H}$ называется дифференциалом или первой производной оператора H в точке x . Предположение (3.15) при практических расчетах аппроксимации должно выполняться для малых возмущений.

$$H(x_t + h) - H(x_t) \cong \tilde{H}h \quad (3.15)$$

Проблема линеаризации H связана не только с ошибками наблюдений, но и с ошибками модели, которые есть прежде всего ошибки прогноза, зависящие от интервала прогноза и качества модели.

В Главе 1 было показано, что постановка упрощенного расширенного фильтра Калмана выросла из вариационного метода. Уравнение анализа (3.11) эквивалентно задаче оптимального управления, сводящейся к нахождению минимума квадратичного функционала [132]:

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b), \mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + \frac{1}{2}(\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{x} - \mathbf{y}_0), \mathbf{H}\mathbf{x} - \mathbf{y}_0). \quad (3.16)$$

Для этого необходимо потребовать обращения в нуль его первой производной:

$$J'_x(\mathbf{x})\delta\mathbf{x} = (\mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b), \delta\mathbf{x}) + (\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{x} - \mathbf{y}_0), \mathbf{H}\delta\mathbf{x}) = 0. \quad (3.17)$$

Отсюда получаем основное уравнение анализа:

$$\mathbf{x}^a = (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H})^{-1}(\mathbf{B}^{-1} \mathbf{x}^b + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{y}_0) = \mathbf{x}^b + \mathbf{B} \mathbf{H}^T (\mathbf{H} \mathbf{B} \mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1}(\mathbf{y}_0 - \mathbf{H} \mathbf{x}^b). \quad (3.18)$$

Уравнения (3.16) – (3.18) объясняют, почему упрощенный расширенный фильтр Калмана считается эквивалентным упрощенному вариационному анализу [162].

3.2 Адаптация метода усвоения приземных наблюдений для анализа влажности почвы в рамках модели ПЛАВ

Анализ состояния температуры и влагосодержания почвы формируется в рамках технологии расчета прогнозов модели ПЛАВ и производится отдельно от атмосферного. Для подготовки данных температуры почвы применяется одномерная оптимальная интерполяция [145]. Она основана на анализе приземной температуры воздуха, реализованном в блоке усвоения модели ПЛАВ. Этот приземный анализ, кроме температуры, включает также усвоение приземной относительной влажности воздуха [2].

Стандартные сообщения SYNOP содержат результаты измерений приземной температуры воздуха и температуры точки росы. В ходе анализа приземных характеристик значения температуры точки росы переводятся в относительную влажность воздуха. Затем методами 2D-VAR для температуры воздуха и оптимальной интерполяции для относительной влажности формируются поля анализа приземных характеристик. Значения именно этих полей анализа и выступают в качестве элементов вектора наблюдений $y_{0,i}$ (3.4) в анализе влажности почвы.

Поля анализа должны быть близки к данным наблюдений и быть «согласованы» с модельными прогностическими уравнениями, чтобы не приводить к инициализационному шоку. Примером такого явления может служить появление фиктивных мелкомасштабных волн при интегрировании уравнений модели с несогласованных данных. Эти фиктивные волны могут исказить прогноз и даже привести к нарушению устойчивости численной процедуры такого прогноза [8, 33]. Во избежание таких эффектов в модели ПЛАВ применяется процедура *инициализации*, динамического согласования полей атмосферы [160]. Однако для анализа влажности почвы такая процедура, как и во многих зарубежных моделях атмосферы, отсутствует. Поля анализа мало отличаются от полей первого приближения в силу небольшой величины инкремента и, как правило, не требуют процедуры согласования.

3.2.1 Основные уравнения и предположения метода

Модельными эквивалентами наблюдений приземной температуры и относительной влажности воздуха являются значения температуры и относительной влажности воздуха на уровне двух метров. Они рассчитываются как результат интерполяции между температурой и влажностью на нижнем модельном уровне (на высоте около 17 м) и температурой и влажностью поверхности, как указано в Главе 2. Температура поверхности зависит от ее влажности, а

влажность поверхности, в свою очередь, от влажности нижележащих слоев, как было показано ранее. Поэтому выбор приземных наблюдений в качестве информации для анализа влажности почвы в корнеобитаемых слоях является физически обоснованным.

Упрощенный расширенный фильтр Калмана (SEKF) был разработан в первую очередь для ассимиляции приземных наблюдений (температуры и относительной влажности воздуха), которые не являются прогностическими переменными ни в модели ISBA-2L, ни в других моделях почвы и таким образом не могут быть усвоены напрямую. Для установления связи между значениями наблюдений и прогностическими переменными используется оператор наблюдений, переносящий модельные данные в пространство измерений.

Модель подстилающей поверхности ISBA-2L имеет два слоя: поверхностный (верхняя граница которого расположена на глубине 0 см, а нижняя – на 1 см) и глубокий (верхняя граница которого расположена на глубине 1 см, а нижняя варьируется от 10 см до 8 м в зависимости от географического расположения модельной ячейки). Предварительные численные эксперименты с глобальной моделью атмосферы ПЛАВ продемонстрировали, что прогнозы приземной температуры и относительной влажности воздуха с заблаговременностями более 12ч оказываются практически нечувствительны к наличию или отсутствию анализа влагосодержания поверхностного слоя методом оптимальной интерполяции [16]. С учетом этого, а также ввиду того, что глубокий слой оказывает большее воздействие на состояние приземного слоя в модели, было решено выбрать его для реализации усвоения. Отметим, что метод упрощенного расширенного фильтра Калмана позволяет в будущем использовать спутниковые наблюдения для анализа влажности поверхностного слоя вместо приземных наблюдений, которые применяются в методе ОИ.

В модели ИВМ РАН – МГУ корнеобитаемая область почвы представлена не одним слоем, как в ISBA-2L, а шестью. Концентрация корней в первом и последнем довольно мала, поэтому их к данной области можно не относить. В остальных шести слоях количество корней различно и без предварительных экспериментов нельзя точно сказать, какое количество слоев достаточно использовать в анализе для оказания значимого эффекта на прогноз приземных метеорологических характеристик. Общие же физические принципы влияния влажности в корнеобитаемой зоне на поверхностные влажность и температуру в модели ИВМ РАН – МГУ аналогичны модели ISBA-2L.

В роли данных наблюдений в реализации для глобальной модели ПЛАВ используется анализ приземной температуры и относительной влажности воздуха. Таким образом, проблема интерполяции приземных наблюдений в узлы модельной сетки решается заранее.

Усвоение приземных наблюдений для анализа влажности почвы имеет некоторые недостатки. Гесс Р. [139] констатировал, что такой подход не гарантирует обеспечение точной

оценки влажности почвы, пытаясь скорее за счет почвенных характеристик компенсировать погрешности физической параметризации. В частности, он показал, что задание начальных полей влажности с использованием данных приземных наблюдений уменьшает ошибки прогноза температуры воздуха при сильном радиационном воздействии, путем компенсации ошибок радиационного форсинга. В то же время, такая процедура уменьшает точность полей анализа влажности почвы по сравнению с наблюдениями, проведенными в метеорологической обсерватории Линденберга. К аналогичным выводам пришли в работе [108].

Дополнительно к возможности отсутствия реализма в конечном поле анализа влажности почвы, использование приземных наблюдений ограничено степенью локального взаимодействия системы влагосодержание почвы – пограничный слой и не может быть применено при некоторых атмосферных ситуациях, о которых пойдет речь ниже.

Рассмотрим стандартные уравнения метода SEKF [163] применительно к усвоению приземных наблюдений для анализа влажности почвы как для модели ISBA-2L, так и для многослойной модели почвы ИВМ РАН-МГУ. Задача является локально одномерной, то есть усвоение приземных наблюдений происходит в каждом узле модели независимо от соседних по горизонтали. При этом при наличии несколько узлов по вертикали в почве (как в модели ИВМ РАН-МГУ), считается, что ошибки прогноза влагосодержания в них связаны в силу физики модели почвы [181].

Прогностический вектор $\mathbf{x}_{t_2}^b$ и вектор анализа $\mathbf{x}_{t_1}^a$ влажности почвы вычисляются согласно уравнениям (3.19) – (3.20) для произвольного количества уровней. Анализ будет проводиться для k выбранных слоев $\{n_1, \dots, n_k\}$, где $k \leq N$, $1 \leq n_1 < \dots < n_k \leq N$, N – общее количество слоев.

$$\mathbf{x}_{t_2}^b = M_{t_1 \rightarrow t_2} [\mathbf{x}_{t_1}^a], \quad (3.19)$$

$$\mathbf{x}_{t_1}^a = \mathbf{x}_{t_1}^b + \mathbf{K}_{t_1} [\mathbf{y}_{t_1} - H_{0 \rightarrow 1, t_1} (\mathbf{x}_{t_0}^b)], \quad (3.20)$$

$$\mathbf{K}_{t_1} = \mathbf{B} \mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}^T (\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1} \mathbf{B} \mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}^T + \mathbf{R})^{-1}, \quad (3.21)$$

где $M_{t_1 \rightarrow t_2}$ - нелинейный оператор прогностической модели почвы;

$\mathbf{x}_{t_1}^a$ – вектор, элементами которого являются анализы влажности почвы k выбранных слоев $[w_{n_1}^a, \dots, w_{n_k}^a]$ в момент времени $t_1 = t_0 + 6$ ч;

$\mathbf{x}_{t_1}^b$ – вектор, элементами которого являются первые приближения величины влажности почвы k выбранных слоев $[w_{n_1}^b, \dots, w_{n_k}^b]$ в момент времени t_1 ;

$\mathbf{K}_{t_1}$ - весовая матрица в момент времени t_1 ;

$\mathbf{y}_{t_1}$ - вектор, элементами которого являются приземные наблюдения $[T_{2m}, RH_{2m}]$ в момент времени t_1 (размерности m , где m – количество усваиваемых переменных);

$H_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b)$ – нелинейный оператор наблюдений, транслирующий влажность почвы рассматриваемых слоев в приземные характеристики;

$\mathbf{R}$ – ковариационная матрица ошибок наблюдений $[m \times m]$;

$\mathbf{B}$ – ковариационная матрица ошибок полей первого приближения $[k \times k]$;

$\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$ – линеаризованный оператор наблюдений $[m \times k]$.

Матрица $\mathbf{R}$ считается постоянной во времени. Температура воздуха и температура точки росы, из которой вычисляется относительная влажность, измеряются различными приборами, поэтому предполагается, что измерения независимы. Вследствие этого матрица $\mathbf{R}$ полагается диагональной. Она имеет следующий вид:

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \sigma_{T_{2M}}^2 & 0 \\ 0 & \sigma_{RH_{2M}}^2 \end{pmatrix}, \quad (3.22)$$

где $\sigma_{T_{2M}}$ – среднеквадратическое отклонение (СКО) ошибки наблюдений приземной температуры, К;

$\sigma_{RH_{2M}}$ – СКО ошибки наблюдений приземной относительной влажности, %.

Матрица $\mathbf{B}$ принята статической. В модели ISBA-2L при анализе рассматривается только глубокий слой $\{p\}$, поэтому она имеет размерность $[1 \times 1]$ и выглядит как:

$$\mathbf{B} = (\sigma_{w_p^b}^2), \quad (3.23)$$

где $\sigma_{w_p^b}^2$ – СКО ошибки поля первого приближения влажности почвы нижнего слоя модели, $\text{м}^3/\text{м}^3$.

В качестве полей первого приближения выступают модельные прогнозы с заблаговременностью 6 ч.

В модели ИВМ РАН-МГУ для анализа будут рассматриваться два соседних уровня $\{n, n + 1\}$ из девяти в силу вычислительной дороговизны метода, хотя метод не ограничивает их количество. При этом влажности на этих уровнях считаются полностью скоррелированными, так как влажность в соседних слоях почвы связана через потоки диффузии, гравитационного дренажа и транспирации. Тогда матрица $\mathbf{B}$ принимает следующий вид:

$$\mathbf{B} = \begin{pmatrix} \sigma_{w_n^b}^2 & \sigma_{w_n^b} \sigma_{w_{n+1}^b} \\ \sigma_{w_{n+1}^b} \sigma_{w_n^b} & \sigma_{w_{n+1}^b}^2 \end{pmatrix}, \quad (3.24)$$

где $\sigma_{w_n^b}$ – СКО ошибки 6-ти часового прогноза влажности почвы в n -ом слое анализа, где $n \in [1, 8]$;

$\sigma_{w_{n+1}^b}$ – СКО ошибки 6-ти часового прогноза влажности почвы в $n+1$ -ом слое анализа.

В расширенном фильтре Калмана матрица $\mathbf{B}$ рассчитывается и обновляется на каждом цикле усвоения. Однако ее сохранение требует дополнительных ресурсов, которые увеличиваются с ростом разрешения модели. Также для реализации метода ЕКФ необходимо наличие статистической информации об ошибках модели, что сильно усложняет его настройку. В работах [102, 200] было продемонстрировано, что в случае анализа влажности почвы обновление матрицы $\mathbf{B}$ не приносит значительного повышения его качества по сравнению с вкладом других факторов. Во многом это связано с тем, что в SEKF линеаризация оператора наблюдений $\mathbf{H}$ включает в себя интегрирование модели, таким образом неявно учитывая изменения полей первого приближения. Поэтому в нашем случае, как и в работах [87, 134, 162], принято предположение о статической ковариационной матрице ошибок первого приближения.

В общем случае оператор $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$, переносящий значения вектора состояния в пространство наблюдений, является нелинейным. Используя гипотезу о линейности, предложенную в предыдущем разделе, можно выразить $H_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b)$ с помощью разложения в ряд Тэйлора первого порядка (3.25) [139]:

$$H_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b + \delta \mathbf{x}_{t_0}) \cong H_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b) + \mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b) \delta \mathbf{x}_{t_0}, \quad (3.25)$$

где $H_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b + \delta \mathbf{x}_{t_0})$ – вектор значений приземных переменных в момент времени t_1 , проинтегрированных на интервале времени $[t_0, t_1]$ с возмущенных полей анализа влажности почвы в момент времени t_0 ;

$H_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b)$ – вектор значений приземных переменных в момент времени t_1 , проинтегрированных на интервале времени $[t_0, t_1]$ с невозмущенных полей анализа влажности почвы в момент времени t_0 ;

$\delta \mathbf{x}_{t_0}$ – вектор величин возмущений полей анализа влажности почвы в момент времени t_0 ;

$\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b)$ – матрица Якоби, описывающая главную линейную часть (линеаризация) оператора наблюдений H , и представляющая собой производную векторной функции H от векторного аргумента $\mathbf{x}_{t_0}^b$.

В случае модели ISBA-2L матрица Якоби $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b)$ имеет следующий вид (3.26):

$$\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b) = \begin{pmatrix} \frac{\partial T_{2M}^{t_1}}{\partial w_{p, t_0}} \\ \frac{\partial RH_{2M}^{t_1}}{\partial w_{p, t_0}} \end{pmatrix}, \quad (3.26)$$

а для модели ИВМ РАН-МГУ:

$$\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b) = \begin{pmatrix} \frac{\partial T_{2M}^{t_1}}{\partial w_{n, t_0}} & \frac{\partial T_{2M}^{t_1}}{\partial w_{n+1, t_0}} \\ \frac{\partial RH_{2M}^{t_1}}{\partial w_{n, t_0}} & \frac{\partial RH_{2M}^{t_1}}{\partial w_{n+1, t_0}} \end{pmatrix}. \quad (3.27)$$

Получить производные из (3.27) явным образом довольно затруднительно в силу сложности модельных уравнений, поэтому ее оценивают с помощью численного подхода. Для этого можно воспользоваться методом конечных разностей [44]:

$$\begin{aligned}\frac{\partial T_{2M}^{t_1}}{\partial w_{n,t_0}} &= 0.5 \cdot \left(\frac{\partial T_{2M}^{+,t_1}}{\partial w_{n,t_0}} + \frac{\partial T_{2M}^{-,t_1}}{\partial w_{n,t_0}} \right), \\ \frac{\partial T_{2M}^{+,t_1}}{\partial w_{n,t_0}} &= \frac{T_{2M}^{t_1}(w_{n,t_0} + \delta w_{n,t_0}) - T_{2M}^{t_1}(w_{n,t_0})}{\delta w_{n,t_0}}, \\ \frac{\partial T_{2M}^{-,t_1}}{\partial w_{n,t_0}} &= \frac{T_{2M}^{t_1}(w_{n,t_0} - \delta w_{n,t_0}) - T_{2M}^{t_1}(w_{n,t_0})}{-\delta w_{n,t_0}}\end{aligned}\quad (3.28)$$

Такая оценка оператора точна в том случае, если рассматриваемая функция линейна в окрестностях некоторого значения влажности почвы. В общем случае нелинейной функции это представление имеет погрешность (ошибку), которая определяется для каждой модели индивидуально. При относительно небольшом значении такой ошибки на оценку элементов оператора наблюдений (производной) не должны влиять ни величина, ни знак возмущения.

Вычисление матрицы Якоби с помощью метода конечных разностей предполагает линейный отклик процессов испарения с поверхности почвы на небольшие изменения ее влагосодержания.

Использование $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$ позволяет создавать динамические весовые коэффициенты (3.21), которые зависят от условий в каждом узле сетки. При этом такой подход к оценке оператора приводит к относительно простой интеграции дополнительных типов наблюдений в SEKF (например, к включению в анализ спутниковых наблюдений).

Уравнение (3.19) показывает, как ведет себя почвенный анализ. Значения инкремента анализа увеличиваются с ростом ошибки прогноза и с ростом величины зависимости приземных характеристик от влажности почвы. Инкремент анализа уменьшается при больших ошибках наблюдений и небольших ошибках фоновых полей влагосодержания почвы.

3.2.2 Оценка ошибки первого приближения

СКО ошибки первого приближения, используемое в матрице $\mathbf{B}$, требует предварительной оценки. Существует прямые и косвенные способы оценки ошибки полей влажности почвы [43]. Первые заключаются в сравнении модельных данных количества влаги и информации наблюдений за ней, вторые оценивают ошибки представления влажности почвы по другим выходным данным модели. Например, в работах [100, 163] величина ошибки первого приближения определялась разницей между осадками и потоком испарения с поверхности.

Одним из популярных способов задания величины ошибок первого приближения модели является подход с использованием аналитических функций. Основным требованием к таким аналитическим функциям является положительная определенность и хорошее воспроизведение корреляций, полученных на реальных данных. Параметры таких аналитических функций подбираются на основе статистических данных ошибок прогноза или экспериментальным путем.

На ошибку воспроизведения влажности почвы влияют не только свойства модели подстилающей поверхности, но и модели атмосферы, данные которой используются в качестве входных для схем деятельного слоя. Поэтому рекомендуется оценивать ошибку первого приближения индивидуально для каждой совместной системы атмосфера – подстилающая поверхность, имея ввиду результаты работ с другими системами.

Для оценки ошибок поля первого приближения влагосодержания почвы в данной работе предлагается использовать данные *in situ* наблюдений за влажностью почвы пяти наблюдательных сетей: SMOSMANIA [40], HOBE [58], TERENO [60], USCRN [55] и SCAN [205]. Первые три из них расположены на территории континентальной Европы, две последние – в Северной Америке. Все данные измерений сетей имеются в свободном доступе на сайте International Soil Moisture Network (<https://ismn.geo.tuwien.ac.at/en/> [97, 99]) (таблица 3.1).

Таблица 3.1 - Краткая характеристика сетей наземных станций

Сеть, станция (страна)	<i>N</i>	Глубина слоя почвы, см	Прибор
SMOSMANIA (юго-запад Франции)	22	5, 10, 20, 30	ThetaProbe-ML2X/ PT-100
HOBE (Дания)	32	0, 20, 50	Decagon-5TE и Decagon-5TE-A
TERENO (Германия)	5	5, 20, 50	Hydraprobe-II-Sdi- 12-A
USCRN (США)	115	5, 10, 20, 50, 100	Stevens Hydraprobe II Sdi-12
SCAN (США)	239	5, 10, 20, 51, 102	Hydraprobe Digital Sdi-12

Примечание. *N* - общее число станций в составе сети.

Как правило, представленные наблюдательные сети имеют довольно высокую плотность и занимают сотни квадратных километров. Однако это не становится ограничением для их использования с целью верификации глобальных моделей прогноза погоды, имеющих разрешение более 20 км [38].

Оценка ошибок полей первого приближения должна проходить в пространстве модели. То есть данные наблюдений должны быть интерполированы в модельные узлы. Предлагаемая интерполяция имеет несколько этапов:

1. для каждого модельного узла определяются станции наблюдений, которые входят в ближайшие от этого узла четверти модельных ячеек;
 2. для каждой группы таких станций наблюдений находится среднее значение влажности почвы на каждом уровне измерений;
 3. полученные средние значения наблюдений интерполируются на модельные уровни.
- Эти значения сравниваются с модельными данными в узлах сетки.

Все наблюдения должны быть подвергнуты контролю качества с использованием индикаторов, имеющихся в файлах наблюдений. В связи с тем, что поля первого приближения модели доступны каждые 6 ч, а данные наблюдений имеют периодичность 1 ч, предлагается использовать в численной оценке только результаты измерений, произведенные в момент времени, предписанный первому приближению.

Ошибка поля первого приближения на каждом n -ом модельном уровне в каждом узле модели может быть выражена как:

$$\varepsilon_{b_n} = w_n^b - y_n^{in situ}, \quad (3.29)$$

где $y_n^{in situ}$ – наблюдение влажности почвы на n -ом модельном уровне, полученное в результате процедуры интерполяции, предложенной выше;

w_n^b – значение поля первого приближения влажности почвы на n -ом модельном уровне.

Тогда ее среднеквадратическое отклонение может быть вычислено по формуле:

$$\sigma_{w_n^b} = \sqrt{\overline{\varepsilon_{b_n}^2} - (\overline{\varepsilon_{b_n}})^2}. \quad (3.30)$$

Эти величины могут считаться только приблизительными оценками ошибки влагосодержания почвы в силу ограниченного набора данных наблюдений и довольно большого шага модели по пространству. Поэтому, отталкиваясь от величин полученных ошибок, необходимо провести дополнительные эксперименты с их различными значениями для определения наиболее подходящих данной системе.

В реальности количество влаги на уровнях, расположенных ближе к поверхности, имеет большую изменчивость. Например, это особенно хорошо видно после выпадении дождя. Использование только одного значения для оценки σ_{b_n} и $\sigma_{b_{n+1}}$ для всех узлов модели не является методически наилучшим решением, так как не учитывает разнообразие свойств почвы и физику процессов внутри нее [163, 201]. В связи с этим, предлагается оценить возможность задания значений ошибок первого приближения аналитической формулой (3.31), предложенной в

работах [47, 103, 163]. Согласно нее СКО ошибки первого приближения является функцией от параметров почвы:

$$\sigma_{b_p} = 0.1 \cdot (w_{fcp} - w_{wilt_p}). \quad (3.31)$$

Данная функция положительно определена исходя из ее физического смысла.

Основное предположение для формирования матрицы **В** состоит в том, что ошибки должны быть случайными. В противном случае анализ будет постоянно пытаться скорректировать систематическую ошибку влажности почвы несмотря на то, что должен в первую очередь сокращать ее разброс.

Распределение многих метеорологических элементов (температуры воздуха, давления и т.д.) близко к нормальному, хотя факторы, влияющие на их изменение, не являются независимыми [19]. По этой причине многие алгоритмы усвоения, в том числе и рассматриваемый в этой главе, разрабатывались для приложений метеорологии в предположении, что ошибки модельного представления таких переменных несмещенные и имеют гауссово распределение. Немногочисленные исследования [199] показывают, что характеристики реальной влажности почвы также отвечают гауссову распределению.

Наличие систематического смещения влажности почвы в модели может быть вызвано несколькими причинами. Первая из них может быть связана с существованием систематической ошибки при оценке $\sigma_{w_n^b}$ по данным прямых измерений. В работе [71] указано, что наблюдения за влажностью почвы перед сравнениями с натурными наблюдениями должны быть нормализованы, так как количество влаги в первом приближении является модельно-зависимой величиной и содержит постоянный сдвиг из-за несоответствия модельного и реального описаний почвы. Например, максимальные и минимальные значения влажности почвы варьируются от модели к модели и зависят от эмпирических свойств почвы и функций, описывающих ее гидротермические свойства. Таким образом, для точной оценки ошибки полей первого приближения рекомендуется предварительно нормализовать наблюдения влажности почвы с использованием пиковых значений, допустимых в данной конкретной модели [200]. Для предложенного набора данных наземных наблюдений такая процедура не требуется.

Второй причиной наличия систематической ошибки в полях первого приближения количества влаги в почве может быть присутствие постоянного сдвига в анализах приземной температуры и относительной влажности воздуха, которые используются в качестве наблюдений [43]. Простая коррекция такой ошибки реализована в модели ПЛАВ перед вычислением анализа влажности почвы, но только для приземной относительной влажности воздуха. Она основана на удалении систематического инкремента, полученного за длительный период, из инновационного

вектора $[y_{t_1} - H_{0 \rightarrow 1, t_1}(x_{t_0}^b)]$ [194]. Этот контроль производится рекурсивно на каждом цикле усвоения по формуле (3.32):

$$\Delta RH_{2M}^{t_1} = (1 - r)\Delta RH_{2M}^{t_0} + r\Delta RH_{2M}^{sys}, \quad (3.32)$$

где $\Delta RH_{2M}^{t_1}$ – инкремент анализа относительной влажности воздуха в момент времени t_1 ;

$\Delta RH_{2M}^{t_0}$ – инкремент анализа относительной влажности воздуха в момент времени t_0 ;

r – весовой коэффициент, равный 0.5;

ΔRH_{2M}^{sys} – систематический инкремент относительной влажности воздуха, полученный за длительный период времени.

3.3 Методика анализа полей влажности почвы

Полноценную реализацию алгоритма анализа влажности почвы должны предварять методические исследования, направленные на калибровку метода усвоения приземных наблюдений в рамках конкретных моделей деятельного слоя суши и атмосферы. Кроме оценки СКО ошибок полей первого приближения, необходимо:

1. определить уровни, усвоение наблюдений для которых будет наиболее эффективно в смысле влияния на прогноз;
2. выбрать величину возмущения влажности почвы, при которой выполнялось бы гипотеза о линейности оператора наблюдений;
3. оценить вычислительные затраты на реализацию алгоритма и при их высокой стоимости рассмотреть разработку автономных моделей подстилающей поверхности.

В случае достаточных вычислительных ресурсов и чувствительности модели атмосферы следует выполнять анализ влажности почвы для всех слоев модели деятельного слоя суши. Однако при отсутствии первого или второго можно выбрать некоторое количество слоев или уровней (в зависимости от описания процессов в модели), точность представления влажности почвы на которых оказывает наибольшее влияние на состояние атмосферы. Это возможно при условии, что инкременты анализа будут сравнительно небольшими (не превышающими характерные размеры возмущений), чтобы не вызывать значимых градиентов в модели почвы. Кроме того, такой подход должен не противоречить описанию физических процессов в исследуемых моделях подстилающей поверхности. Степень взаимосвязи приземной температуры и относительной влажности воздуха с влажностью почвы можно определить по величине компонент оператора наблюдений.

3.3.1 Исследование оператора наблюдений в рамках конкретной модели

Оператор наблюдений $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ является нелинейным. В работах [107] и [110] было установлено, что точность представления $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$ сильно зависит от величины возмущений влагосодержания почвы δx_{t_0} . Поэтому ее необходимо подобрать правильно.

Величина возмущения δx_{t_0} должна быть достаточно небольшой, чтобы точно аппроксимировать производную, но не настолько, чтобы вызывать численный шум (ошибки округления). Она может быть задана постоянной величиной или аналитической функцией. Для того, чтобы учесть изменение свойств почвы в зависимости от ее гранулометрического состава в величине возмущений, можно взять δx_{t_0} как долю индекса влажности почвы SWI_{n, t_0} (Soil Wetness Index), где $SWI_{n, t_0} \in [0, 1]$ [44]. Этот индекс показывает часть влажности почвы от доступной растениям в узле для транспирации:

$$SWI_{n, t_0} = \frac{w_{n, t_0} - w_{wilt_n}}{w_{fc_n} - w_{wilt_n}}, \quad (3.33)$$

где w_{fc_n} – полевая влагоемкость почвы n -го слоя, $м^3/м^3$;

w_{wilt_n} – влажность на уровне завядания растений n -го слоя, $м^3/м^3$.

Для проверки требования на приемлемость величины возмущения влажности почвы компоненты $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$ вычисляются с возмущениями одинаковыми по величине, но противоположными по знаку ((3.28) на примере компоненты приземной температуры). Затем находится их линейная оценка со вторым порядком точности [44, 107]:

$$\frac{\partial T_{2M}^{t_1}}{\partial w_{n, t_0}} = 0.5 \cdot \left(\frac{\partial T_{2M}^{+, t_1}}{\partial w_{n, t_0}} + \frac{\partial T_{2M}^{-, t_1}}{\partial w_{n, t_0}} \right). \quad (3.34)$$

Введем обозначение:

$$\Delta_{lin} = \frac{\partial T_{2M}^{t_1}}{\partial w_{n, t_0}} \delta w_{n, t_0}. \quad (3.35)$$

Вклад всех членов выше первого порядка разложения в ряд Тейлора функции $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ (назовем его ошибкой линеаризации) может быть оценен как (на примере компонента приземной температуры воздуха) [44, 107]:

$$0.5 \cdot \left(\frac{\partial T_{2M}^{+, t}}{\partial w_{p, t_0}} - \frac{\partial T_{2M}^{-, t}}{\partial w_{p, t_0}} \right) \sim (T_{2M}^{t_1})'' \delta w_{n, t_0}. \quad (3.36)$$

Уравнение (3.36) количественно характеризует ошибку линеаризации. Поясним:

$$0.5 \cdot \left(\frac{\partial T_{2M}^{+, t_1}}{\partial w_{n, t_0}} - \frac{\partial T_{2M}^{-, t_1}}{\partial w_{n, t_0}} \right) = \frac{1}{2} \left(\frac{T_{2M}^{t_1}(w_{n, t_0} + \delta w_{n, t_0}) + T_{2M}^{t_1}(w_{n, t_0} - \delta w_{n, t_0}) - 2T_{2M}^{t_1}(w_{n, t_0})}{\delta w_{n, t_0}} \right). \quad (3.37)$$

Пусть

$$T_{2M}^{t_1}(w_{n, t_0} + \delta w_{n, t_0}) = T_{2M}^{t_1}(w_{n, t_0}) + (T_{2M}^{t_1}(w_{n, t_0}))' \delta w_{n, t_0} + (T_{2M}^{t_1}(w_{n, t_0}))'' \frac{(\delta w_{n, t_0})^2}{2} + O(\delta w_{n, t_0})^2, \quad (3.38)$$

$$T_{2M}^{t_1}(w_{n,t_0} - \delta w_{n,t_0}) = T_{2M}^{t_1}(w_{n,t_0}) - \left(T_{2M}^{t_1}(w_{n,t_0})\right)' \delta w_{n,t_0} + \left(T_{2M}^{t_1}(w_{n,t_0})\right)'' \frac{(\delta w_{n,t_0})^2}{2} + O(\delta w_{n,t_0})^2. \quad (3.39)$$

Тогда

$$0.5 \cdot \left(\frac{\partial T_{2M}^{+,t_1}}{\partial w_{n,t_0}} - \frac{\partial T_{2M}^{-,t_1}}{\partial w_{n,t_0}} \right) = \frac{1}{2\delta w_{n,t_0}} \left(2 \left(T_{2M}^{t_1}(w_{n,t_0}) \right)'' \frac{(\delta w_{n,t_0})^2}{2} + 2O(\delta w_{n,t_0})^2 \right) = \frac{\left(T_{2M}^{t_1}(w_{n,t_0}) \right)'' \delta w_{n,t_0}}{2} + O(\delta w_{n,t_0}), \quad (3.40)$$

$$\Delta_{non-lin} = 0.5 \cdot \left(\frac{\partial T_{2M}^{+,t_1}}{\partial w_{n,t_0}} - \frac{\partial T_{2M}^{-,t_1}}{\partial w_{n,t_0}} \right) \delta w_{n,t_0}. \quad (3.41)$$

Таким образом, величина $\Delta_{non-lin}$ позволяет определить вклад нелинейного компонента при линеаризации функции $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$. Чем больше ее величина, тем не оптимальнее выбран размер $\delta x_{n,t_0}$ для данной модели. Для правомерности проведения процедуры линеаризации необходимо найти такой интервал $\delta x_{n,t_0}$, в котором рассматриваемые функции линеаризуются с наименьшей ошибкой. Для наглядности представления результатов предлагается использовать отношение (3.42), которое показывает долю нелинейной части в оценке оператора наблюдений D :

$$D = \frac{|\Delta_{non-lin}|}{|\Delta_{non-lin}| + |\Delta_{lin}|}. \quad (3.42)$$

В работах [44, 96, 107] исследование Δ_{lin} и $\Delta_{non-lin}$ проводилось графическим способом. Коэффициент D (3.42) предложен в данной работе впервые.

Формулировка рассматриваемого метода усвоения предполагает пренебрежение горизонтальной взаимосвязью в системе почва-атмосфера в пользу вертикальной. Это предположение позволяет рассматривать взаимодействие в такой системе локально, по вертикали [140].

В случае, когда возмущения имеют один знак в каждом горизонтальном узле поля, за счет суммарного эффекта возмущенная влажность почвы может влиять на температуру и относительную влажность воздуха в соседних узлах [43]. Применение возмущений влажности различных знаков уменьшает количество узлов сетки, где проявляется такое влияние [44]. δx_{t_0} применяются к полям первого приближения таким образом, что, если узлы с $+\delta x_{t_0}$ обозначить белым цветом, а с $-\delta x_{t_0}$ черным, то поле, состоящее из элементов векторов возмущений, соответствующих одному почвенному уровню, будет выглядеть как шахматная доска.

Матрица Якоби оператора наблюдений $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ вычисляется в каждом узле независимо на каждом цикле усвоения. Это отличает представленный метод от подхода оптимальной интерполяции, которая использует фиксированные, полученные статистическим образом, линейные зависимости.

Прогноз с заблаговременностью 6 ч является основой для формирования анализа приземных характеристик, при этом в одном прогностическом файле присутствуют как поле приземной температуры, так и поле приземной относительной влажности воздуха. Если его использовать и для оценки $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ в процедуре анализа влажности почвы, рассматривая как прогноз с невозмущенного состояния, то реализация SEKF потребует $2k$ дополнительных расчетов модели с возмущенных начальных состояний влажности почвы (где k – количество слоев анализа).

Анализ влажности почвы предполагает, что связь приземной температуры и относительной влажности воздуха с влагосодержанием почвы может быть линеаризована. Это справедливо не всегда. Например, метод не работает при наличии снега или температуры почвы в анализируемых слоях ниже нуля. Для исключения ситуаций, зашумляющих линеаризацию оператора наблюдений, исходя из экспериментов с чувствительностью моделей, перед расчетом $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ были введены следующие условия.

Рассматриваемый узел должен принадлежать суше, быть расположен на высоте ниже 1.5 км (так как предполагается, что выше отсутствует почвогрунт и присутствуют только горные породы). В этом узле должно корректно воспроизводиться испарение, то есть инкременты анализа приземной температуры и относительной влажности воздуха должны иметь противоположные знаки [194].

Со стороны процессов атмосферы в этом узле не должно наблюдаться:

1. сильного ветра на уровне 2 метров (более 10 м/с);
2. существенных осадков на уровне поверхности (более 1 мм);
3. большого балла облачности (более 60% ячейки).

Со стороны физики почвы должны выполняться следующие условия:

1. отсутствие фронта промерзания/протаивания в узле сетки (для модели ИВМ РАН-МГУ) [96];
2. наличие небольшого процента льда (не более 5% от влажности насыщения) или его полное отсутствие [44];
3. влажность почвы должна быть меньше полевой влагоемкости, но больше влажности точки завядания, так как только в этом диапазоне влагосодержание в корнеобитаемых слоях контролирует процессы эвапотранспирации [163, 194].

Со стороны системы «почва-атмосфера» [163]:

1. температура на уровне двух метров должна уменьшаться при увеличении влажности почвы, и увеличиваться при уменьшении влагосодержания;
2. относительная влажность воздуха на уровне двух метров должна увеличиваться при увеличении влажности почвы, и уменьшаться при уменьшении влагосодержания.

При выполнении всех указанных выше условий линейаризованный оператор наблюдений может применяться для дальнейшего расчета анализа.

3.3.2 Автономная модель подстилающей поверхности

Модели подстилающей поверхности могут прогнозировать состояние подстилающей поверхности без включения их в состав моделей атмосферы. В этом случае они называются *автономными*. В качестве входных данных они используют предписанные поля атмосферных составляющих, необходимых для их работы (так называемый *атмосферный форсинг*). При этом, состояние почвы откликается на изменение атмосферного форсинга, а обратная связь отсутствует. Источником такого форсинга могут быть как данные наблюдений [29, 227], так и записанные данные атмосферной модели [45].

На территориях с хорошим охватом наблюдений, таких как США или Западная Европа, можно задавать начальное состояние влажности почвы с использованием данных об осадках (дождемеров и/или радарных оценок). В этом случае к автономным моделям подстилающей поверхности применяется форсинг, полученный из сетевых наземных наблюдений (температура, влажность, ветер, радиация и осадки). Этот подход используется в региональных моделях Метеослужбы Великобритании [215] и NCEP [173] с применением Североамериканской системы ассимиляции данных о состоянии поверхности (NLDAS). Для успешной работы одна и та же параметризация подстилающей поверхности должна использоваться как в автономной системе, так и в совместной с моделью атмосферы. Использование наблюдений позволяет исправить ошибки прогноза метеорологических величин, которые могли бы быть связаны с модельным форсингом (в основном, с неверным количеством осадков), но не исправляет ошибки в моделируемом испарении поверхности (поскольку поверхность не имеет обратной связи с атмосферой).

В предыдущем разделе упоминалось, что оценка оператора наблюдений требует дополнительных расчетов шестичасовых прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха. Это обстоятельство увеличивает вычислительную стоимость алгоритма. Для ее уменьшения при расчете оператора наблюдений часто используют автономные модели подстилающей поверхности [163].

Ассимиляция приземных наблюдений для анализа влажности почвы с применением автономных систем невозможна, если уровень применения атмосферного форсинга находится на уровне измерений. Однако Дж. Бальзамо с соавторами [45] показали, что это поправимо при использовании более высокого уровня атмосферного форсинга. Если он находится на уровне от

20 м до 50 м, то можно успешно ассимилировать приземные и спутниковые наблюдения с помощью ЕКФ. В этом случае численная модель прогноза погоды учитывает анализ полей подстилающей поверхности, полученный с помощью автономной модели, в качестве начальных данных. А последующий прогноз с этого анализа используется в качестве форсинга для автономной модели на следующем цикле усвоения. Такой подход значительно лучше, чем реализовано в большинстве схем, так как позволяет учитывать обратную связь между приземным уровнем атмосферы и подстилающей поверхностью. Кроме того, он является перспективным, поскольку вычислительные затраты на оценку оператора наблюдений с автономной схемой подстилающей поверхности значительно снижаются (по сравнению с совместной моделью). В своей работе Дж. Бальзамо с соавторами [45] продемонстрировали, что улучшения, полученные при применении 2D-VAR усвоения приземных характеристик и спутниковых наблюдений за подстилающей поверхностью, были одинаковыми как в случае автономной системы, так и в случае совместной канадской глобальной мультимасштабной модели окружающей среды (Canadian Global Environmental Multiscale model, GEM).

Еще одним аргументом в пользу применения автономной модели подстилающей поверхности для расчета оператора наблюдений является допущение, что точность выполнения предположения о линейности в этом случае должна быть больше, чем при использовании совместной модели [163]. Это связано с тем, что неустойчивые процессы в атмосфере, вызывающие нелинейный отклик приземных характеристик на изменение влажности почвы, такие как развитие облачности или выпадение осадков, в автономной модели не чувствительны к изменению состояния подстилающей поверхности.

В данной работе автономная система была разработана для многослойной модели почвы ИВМ РАН-МГУ, так как в ней используется больше слоев почвы для анализа, вследствие чего требуется больше запусков модели для оценки оператора наблюдений. Система представляет собой многослойную модель почвы ИВМ РАН-МГУ совместно с расчетом процессов обмена между уровнем подстилающей поверхности и нижним атмосферным уровнем глобальной модели атмосферы ПЛАВ (≈ 17 м).

В глобальной системе прогноза ПЛАВ, как в совместной версии, так и в случае использования для автономной модели подстилающей поверхности, прогностическими переменными являются температура и удельная влажность воздуха на нижнем модельном уровне атмосферы и температура и удельная влажность почвы на уровне подстилающей поверхности. Термовлажностные характеристики воздуха на уровне наблюдений (2 метров) являются результатом интерполяции прогностических переменных согласно теории Мони́на-Обухова (то есть диагностическими), как описано в Главе 2.

Пренебрегая эволюцией состояния атмосферы выше приземного слоя, в автономной модели подстилающей поверхности на нижнем модельном уровне используется предписанная траектория переменных модели ПЛАВ, известная из аналогичных расчетов, в которых взаимодействие атмосферы и подстилающей поверхности не было искусственно ограничено. При этом эволюции состояния почвы и атмосферного слоя от поверхности до высоты примерно 17 м вычисляются в полном объеме.

В качестве входных данных для этой системы используются поля осадков, ветра, температуры и влажности воздуха на нижнем модельном уровне, коэффициенты системы уравнений вертикальной диффузии, необходимые для расчета температуры и влажности поверхности, параметры турбулентных процессов, необходимые для пересчета коэффициентов сопротивления в слое от поверхности до уровня двух метров, а также климатические поля, описывающие поверхность.

Такие автономные системы нельзя использовать для полноценного прогноза состояния переменных почвы и приземного слоя. Однако чувствительности модели ПЛАВ достаточно для того, чтобы такое ограничение не сказывалось существенно на прогнозах состояния почвы с заблаговременностью до 6 ч. За счет сохранения зависимости между приземной температурой, влажностью воздуха и влажностью почвы, использование автономной модели подстилающей поверхности позволяет на коротком промежутке времени оценить отклик нижней части приземного слоя на небольшие возмущения влажности почвы [163].

3.3.3 Алгоритм анализа влажности нижнего слоя почвы модели ISBA-2L

Для задания СКО ошибок первого приближения и выбора величины возмущения влажности почвы были проведены дополнительные исследования по методике, изложенной выше. Их результаты представлены в Главе 4.

Общая схема подготовки анализа поля влагосодержания глубокого слоя модели ISBA-2L (W_p из уравнения 2.4) с применением SEKF для глобальной модели ПЛАВ представлена на рисунке 3.1. Пусть в момент времени t_0 в каждом модельном узле нам известен вектор анализа $\mathbf{x}_{t_0}^a$. К нему добавляются и отнимаются небольшие возмущения δx_{t_0} влагосодержания глубокого слоя почвы. Затем к получившимся значениям применяются уравнения модели, то есть с трех различных стартовых наборов данных рассчитываются 6-ти часовые модельные прогнозы приземных характеристик на момент времени t_1 . В результате них в каждом узле получаются вектора первого приближения модели, $\mathbf{x}_{t_1}^b$, $\mathbf{x}_{t_1}^{+,b}$ и $\mathbf{x}_{t_1}^{-,b}$. На их основании определяются компоненты матрицы Якоби $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b)$ из формулы (3.26). Его элементы находятся согласно

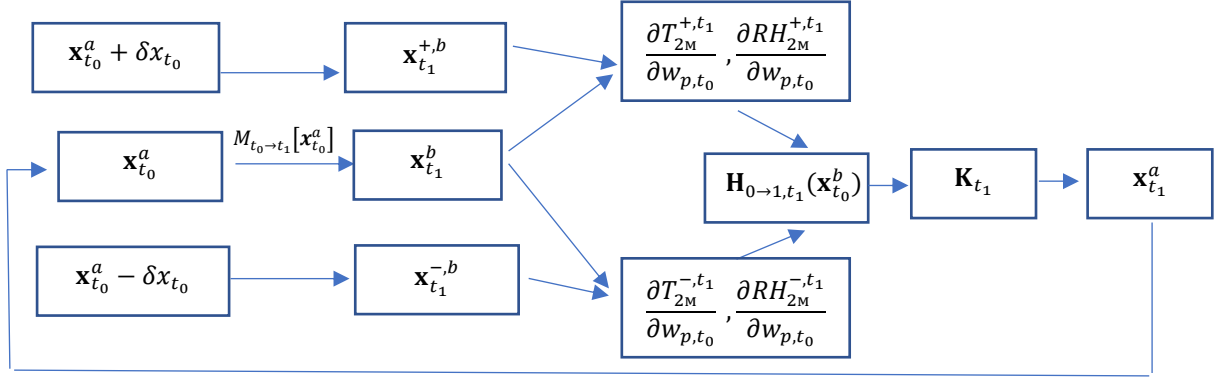


Рисунок 3.1 - Блок-схема алгоритма анализа влажности нижнего слоя почвы модели ISBA-2L

формуле (3.28) для приземной температуры и по аналогичным формулам для относительной влажности воздуха.

Матрица ошибок наблюдений $\mathbf{R}$ задается согласно (3.22). Почвенный анализ в рассматриваемом алгоритме в качестве наблюдений использует анализ приземных характеристик, $\sigma_{T_{2M}}$ и $\sigma_{RH_{2M}}$ равны отклонениям ошибок этого анализа [103]. В данном случае $\sigma_{T_{2M}} = 2K$, а $\sigma_{RH_{2M}} = 10\%$.

Задав матрицу $\mathbf{B}$, и учитывая, что нам известны $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$ и $\mathbf{R}$ мы можем найти весовую матрицу Калмана $\mathbf{K}_{t_1}$. Посредством ее применения к инновационному вектору $\mathbf{y}_{t_1} - \mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b)$ невязка наблюдений проецируется в пространство модели согласно уравнению (3.21). Полученный вектор инкрементов вместе со значениями первого приближения влагосодержания $\mathbf{x}_{t_1}^b$ составляют вектор анализа $\mathbf{x}_{t_1}^a$ (3.20). Применив к нему оператор модели $M_{t_1 \rightarrow t_2}$, получим поле первого приближения для следующего анализа $\mathbf{x}_{t_2}^b$ (3.19). Инкремент анализа влажности почвы применяется к полю анализа только в тех случаях, когда его введение не будет приводить к пересушиванию (падению влажности почвы ниже влажности уровня завядания) или переувлажнению (превышению полевой влагоемкости) [163]. Таким образом, на стоки в модели почвы такой анализ не влияет.

Согласно [107] введено ограничение на величину инкремента. Эта величина не должна превышать $0.1 \text{ м}^3/\text{м}^3$, при этом ее реальные значения в наших экспериментах в каждом цикле усвоения лежат в интервале от $-0.01 \text{ м}^3/\text{м}^3$ до $+0.01 \text{ м}^3/\text{м}^3$, что соответствует порядку возмущения влажности почвы, как рекомендовано в [44]. Их величины довольно маленькие, чтобы вызывать значимые ложные потоки в модели, вследствие их введения. В основном метод работает за счет накопительного эффекта от таких инкрементов. Так как этот процесс распределен во времени, то значительных аномалий в динамике почвы это не вызывает.

На практике, на нулевом шаге усвоения в качестве значений $\mathbf{x}_{t_0}^a$ применялись поля, полученные в ходе многолетнего интегрирования модели ISBA-2L в составе модели атмосферы ПЛАВ.

Перед вычислением весовой матрицы $\mathbf{K}_{t_1}$ был введен фильтр проверки качества компонент матрицы Якоби, согласно которому при составляющих $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1} \partial T_{2M}^{t_1} / \partial w_{p, t_0} > 25 \text{ K/м}^3 \text{ м}^{-3}$ или $\partial RH_{2M}^{t_1} / \partial w_{p, t_0} > 65 \% / \text{м}^3 \text{ м}^{-3}$, компонента вектора инкремента влагосодержания полагалась равным 0. Таким образом, из анализа исключались узлы, где проявлялась исключительная чувствительность приземного слоя к изменению влагосодержания [163].

Результаты численных экспериментов, проведенных в представленной постановке, описаны в Главе 4.

3.3.4 Алгоритм анализа влажности почвы многослойной модели деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ

Алгоритм анализа влажности почвы многослойной модели деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ использует те же уравнения (3.19) – (3.21), что и анализ ISBA-2L. Однако отличается от последнего размерностями векторов и матриц и расчетом оператора наблюдений. Для модели ИВМ РАН-МГУ матрица $\mathbf{B}$ задается формулой (3.27).

Модель ИВМ РАН-МГУ имеет 9 уровней в корнеобитаемой зоне, на которых задается влажность почвы. Для определения из них тех, усвоение для которых будет наиболее эффективно в смысле воздействия на качество прогноза, было проведено предварительное исследование, представленное в Главе 5.

Кроме него, для задания СКО ошибок первого приближения и выбора величины возмущения для каждого слоя анализа были проведены дополнительные исследования. Их результаты также представлены в Главе 5.

Расчет оператора наблюдений в случае многослойной модели затратнее, чем при рассмотрении только одного слоя анализа, так как на каждый слой требуется два дополнительных модельных прогноза. В связи с этим для модели ИВМ РАН-МГУ было реализовано два способа расчета оператора наблюдений: с помощью совместной модели атмосферы и подстилающей поверхности и с помощью автономной модели подстилающей поверхности. Первый алгоритм похож на алгоритм расчета анализа модели ISBA-2L (рисунок 3.2), а второй основан на рассуждениях подраздела 3.3.2 (рисунок 3.3).

Рассмотрим последовательность действий в анализе влагосодержания почвы для двух произвольных слоев модели ИВМ РАН-МГУ с использованием совместной модели для расчета оператора наблюдений (рисунок 3.2).

Пусть в момент времени t_0 в каждом модельном узле нам известен вектор анализа $\mathbf{x}_{t_0}^a$. К нему добавляются и отнимаются небольшие возмущения δx_{t_0} влагосодержания каждого анализируемого слоя почвы независимо. Затем к получившимся значениям применяются уравнения модели, то есть с пяти различных стартовых наборов данных рассчитываются 6-ти часовые модельные прогнозы приземных характеристик на момент времени t_1 . В результате в каждом узле получаются вектора первого приближения модели, $\mathbf{x}_{t_1}^b$, $\mathbf{x}_{t_1}^{+,b}$ и $\mathbf{x}_{t_1}^{-,b}$. Причем $\mathbf{x}_{t_1}^{+,b}$ и $\mathbf{x}_{t_1}^{-,b}$ рассчитываются для двух слоев независимо. На их основании определяются компоненты матрицы Якоби $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b)$ из формул (3.27). Его элементы находятся по формуле (3.28) в случае приземной температуры и по аналогичным формулам в случае относительной влажности воздуха для каждого слоя независимо.

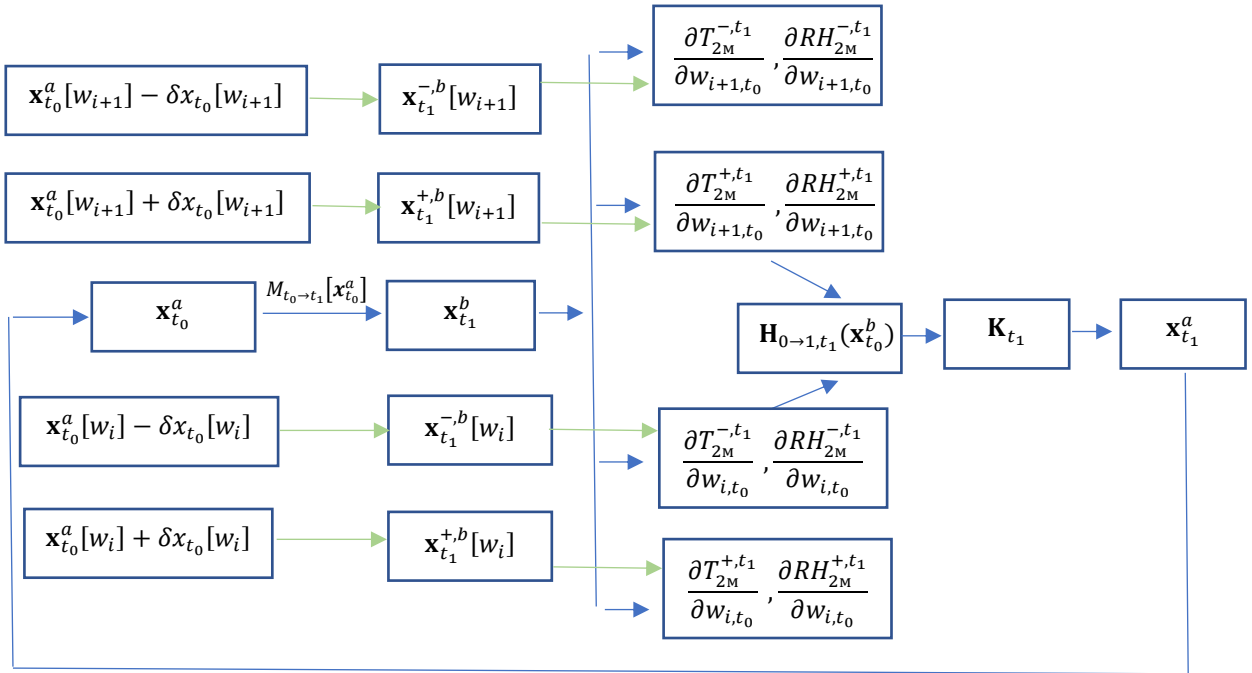


Рисунок 3.2 - Блок-схема алгоритма анализа влажности почвы для двух произвольных слоев модели ИВМ РАН-МГУ с расчетом оператора наблюдений при помощи совместной модели. Синими стрелками обозначены расчеты с использованием невозмущенных данных, зелеными — с возмущенных.

Так как нам известны $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$, $\mathbf{V}$ и $\mathbf{R}$, мы можем найти весовую матрицу Калмана $\mathbf{K}_{t_1}$. Посредством ее применения к инновационному вектору $\mathbf{y}_{t_1} - \mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}(\mathbf{x}_{t_0}^b)$ невязка наблюдений

проецируются в пространство модели согласно уравнению (3.21). Полученный вектор инкрементов вместе со значениями первого приближения влагосодержания $\mathbf{x}_{t_1}^b$ составляют вектор анализа $\mathbf{x}_{t_1}^a$ (3.20). Применив к нему уравнения модели $M_{t_1 \rightarrow t_2}$, получим поле первого приближения для следующего анализа $\mathbf{x}_{t_2}^b$ (3.19).

Алгоритм с использованием автономной (*offline*) модели подстилающей поверхности для расчета оператора наблюдений отличается тем, что для получения полей первого приближения $\mathbf{x}_{t_1}^{+,b}$ и $\mathbf{x}_{t_1}^{-,b}$ для двух произвольных слоев используется не совместная модель, а *offline* модель (рисунок 3.3). В качестве предписанного атмосферного форсинга она использует траектории модели ПЛАВ в фазовом пространстве, записанные при расчете поля первого приближения $\mathbf{x}_{t_1}^b$ (рисунок 3.3).

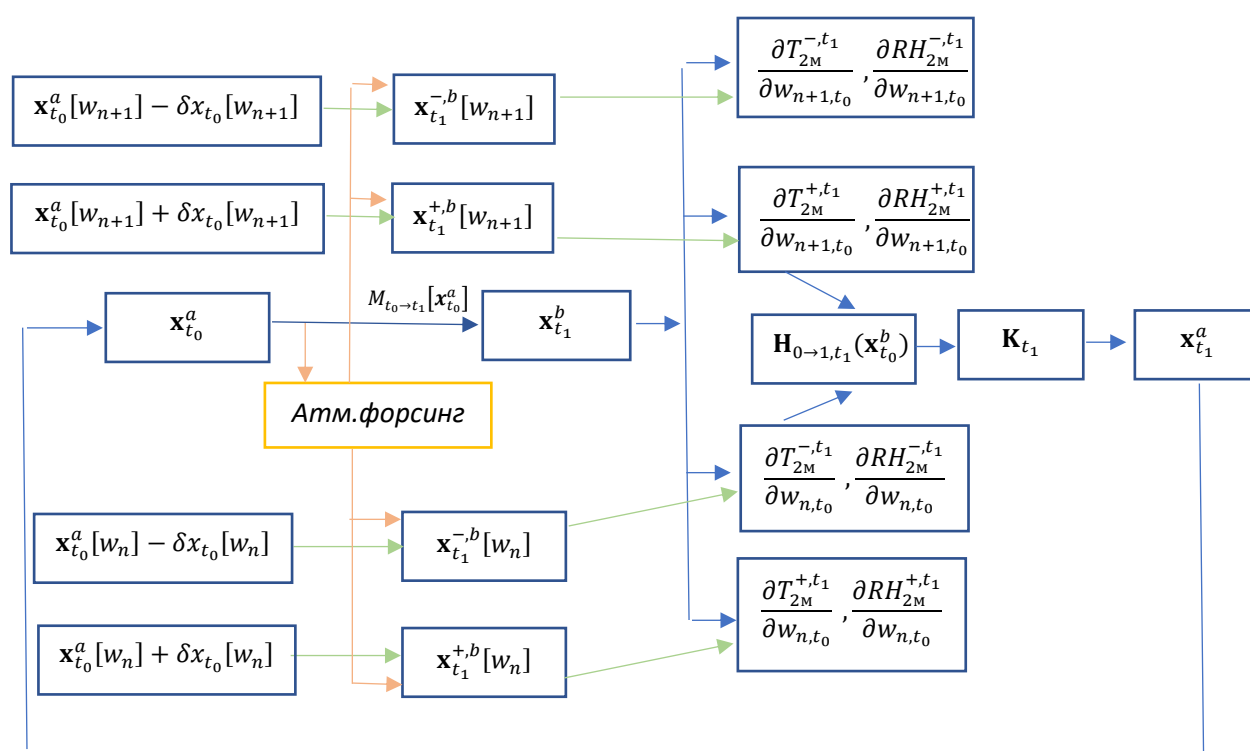


Рисунок 3.3. - Блок-схема алгоритма анализа влажности почвы для двух произвольных слоев модели ИВМ РАН-МГУ с расчетом оператора наблюдений при помощи автономной модели подстилающей поверхности. Синими стрелками обозначены расчеты с использованием невозмущенных данных, зелеными – с возмущенных, оранжевыми – с участием данных атмосферного форсинга.

3.4 Выводы по Главе 3

В главе представлена адаптация упрощенного расширенного фильтра Калмана применительно к усвоению приземных наблюдений температуры и относительной влажности воздуха для анализа влагосодержания почвы в рамках глобальной модели атмосферы ПЛАВ.

Рассмотрены постановки задачи как для двухслойной модели ISBA-2L в части процессов в почве, так и для многослойной модели деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ.

Предложена методика анализа влажности почвы в рамках модели атмосферы ПЛАВ, состоящая из нескольких шагов. Во-первых, было определено количество уровней анализа для каждой модели почвы. Для модели ISBA-2L в качестве анализируемого выбран один, нижний слой почвы, вследствие его независимости. Для модели ИВМ РАН-МГУ количество уровней анализа определено равным двум в целях уменьшения вычислительной стоимости алгоритма. Для конкретизации этих слоев требуется проведение дополнительного методического исследования, которое представлено в Главе 5.

Во-вторых, определено, что применимость гипотезы о линейности оператора наблюдений должна быть проверена для каждой модели. Точность выполнения этой гипотезы определяется совместной работой системы «модель атмосферы - модель подстилающей поверхности». Параметризация ISBA-2L ранее тестировалась в парах с другими моделями атмосферы, а модель ИВМ РАН-МГУ, насколько известно автору, не тестировалась вообще.

Для уменьшения вычислительной стоимости оператора наблюдений была предложена автономная модель подстилающей поверхности. Она позволяет вместо совместной модели атмосферы и почвы для дополнительных расчетов полей первого приближения использовать только почвенную модель с примыкающей к ней приземным слоем от поверхности земли до нижнего модельного уровня. В качестве атмосферного форсинга такая автономная система использует траектории совместной модели в фазовом пространстве. Ее работа будет проверена в составе системы усвоения для многослойной модели почвы ИВМ РАН-МГУ в Главе 5.

Глава 4. Анализ поля влажности почвы модели ISBA-2L

В этой главе описаны серии численных экспериментов, показывающие результаты адаптирования метода упрощенного расширенного фильтра Калмана для анализа глубокого слоя почвы модели подстилающей поверхности ISBA-2L [178] в рамках глобальной модели атмосферы ПЛАВ2008 [25].

Анализ характеристик подстилающей поверхности в блоке усвоения данных для модели ПЛАВ функционально отделен от атмосферного и рассчитывается циклически 4 раза в сутки в 00, 06, 12 и 18 часов ВСВ ежедневно. В ходе него на основе полей первого приближения (прогноза с заблаговременностью 6 ч) формируются поля анализа, стартуя с которых, вычисляются следующие поля первого приближения.

Согласно методике, предложенной в Главе 3, применение метода упрощенного расширенного фильтра Калмана требует предварительной калибровки основных составляющих алгоритма анализа: оператора наблюдений и СКО ошибки первого приближения, так как обе являются модельно-зависимыми [44]. Первые результаты работы автора с SEKF представлены в статье [13]. Затем в глобальную модель атмосферы ПЛАВ2008 были внедрены некоторые модификации и вновь проведены настройка алгоритма анализа влажности почвы и оценка его эффективности. Результаты этих работ описаны в данной главе.

4.1 Исследование оператора наблюдений модели ISBA-2L

Расчет оператора наблюдений является одним из ключевых моментов метода упрощенного расширенного фильтра Калмана. Это самая затратная не только в вычислительном смысле часть, но и в методологическом. Неправильное предположение о линейной взаимосвязи приземных характеристик и влажности почвы может привести к деградации как самого анализа влажности, так и прогноза состояния атмосферы, использовавшего его в качестве начальных данных.

4.1.1 Оператор приземных наблюдений

Согласно алгоритму, изложенному в Главе 3, в первую очередь из анализа исключаются те узлы суши, где почва не представлена (горы выше 1.5 км, ледники, водные объекты, участки суши, покрытые снегом, льдом и т.д.). Затем для фильтрации дополнительного шума при вычислениях рассматриваются только те узлы модельной сетки, где величина влагосодержания

нижнего слоя превышает почвенную влажность устойчивого завядания растений w_{wilt} , но является меньше значения полевой влагоемкости w_{fc} , т.е. почва в этих узлах не переувлажнена и не пересушена (как например, в области пустынь). Такое ограничение связано с тем, что если влажность почвы меньше w_{wilt} , то транспирация растениями в этом модельном узле прекращается и приземные характеристики в нем остаются чувствительны к положительным возмущениям влагосодержания почвы, но невосприимчивы к отрицательным [163]. Если влажность почвы превышает w_{fc} , то в таких узлах модельной сетки приземные характеристики чувствительны только к отрицательным возмущениям влаги в почве. В таких случаях увеличение влагосодержания в глубоком слое почвы приводит к образованию стока излишка влаги, но не влияет на турбулентные потоки с подстилающей поверхности. В результате в таких узлах невозможно корректно оценить оператор наблюдений с использованием и положительных, и отрицательных возмущений. На эти два условия, совместно с условием на корректное воспроизведение испарения, приходится около 70% узлов суши, не попадающих в анализ. Всего же после предварительного отсева на физические условия, потенциально приводящие к невыполнению предположения о линейности оператора, остается примерно 20% узлов суши, которые варьируются от запуска к запуску.

Для проверки гипотезы о линейности оператора наблюдений были проведены методологические численные эксперименты с различными δx_{t_0} (в дальнейших рассуждениях обозначим их δw_p). В этих экспериментах δw_p задавалось конкретным значением, а поле влажности почвы возмущалось по методике, предложенной в Главе 3. Доля нелинейной части в случае компоненты приземной температуры воздуха оператора наблюдений вычислялась по формуле (3.42) и аналогично рассчитывалась для компоненты относительной влажности воздуха. Эти доли оценивались в каждом узле анализа. Медиана и 90-ый процентиль глобального распределения каждой из них в зависимости от размера величины δw_p представлены на рисунке 4.1. Расчет производился по данным за 31 июля 2014 г в срок 00 часов ВСВ. Результаты показаны только для одного срока, чтобы не зашумлять их осреднением. Полученные по ним выводы подтверждались по данным для других сроков, дней и месяцев. В случае нелинейных систем сложно рассчитывать на идеальное выполнение гипотезы о линейности, поэтому найдем такой интервал δw_p , в котором рассматриваемые функции линеаризуются с наименьшей ошибкой.

Возьмем в качестве δw_p постоянную небольшую величину влажности почвы в интервале от $[0.001 \text{ до } 0.05] \text{ м}^3/\text{м}^3$. На рисунке 4.1 а показано, что при величине возмущения влажности почвы меньше $0.005 \text{ м}^3/\text{м}^3$ увеличивается вклад нелинейной компоненты в оценку функции приземной температуры. На промежутке δw_p от $0.005 \text{ до } 0.015 \text{ м}^3/\text{м}^3$, он практически не изменяется. Его медианное значение составляет 0.22, а 90-ый процентиль колеблется от 0.58 до

0.59. Эта величина сравнима со относительными значениями, показанными для глобальной модели прогноза IFS [107], в которой процессы почвы параметризовались моделью TESSEL, и мезомасштабной модели прогноза погоды ALADIN [44] с моделью ISBA-2L в составе. При δw_p больше $0.015 \text{ м}^3/\text{м}^3$

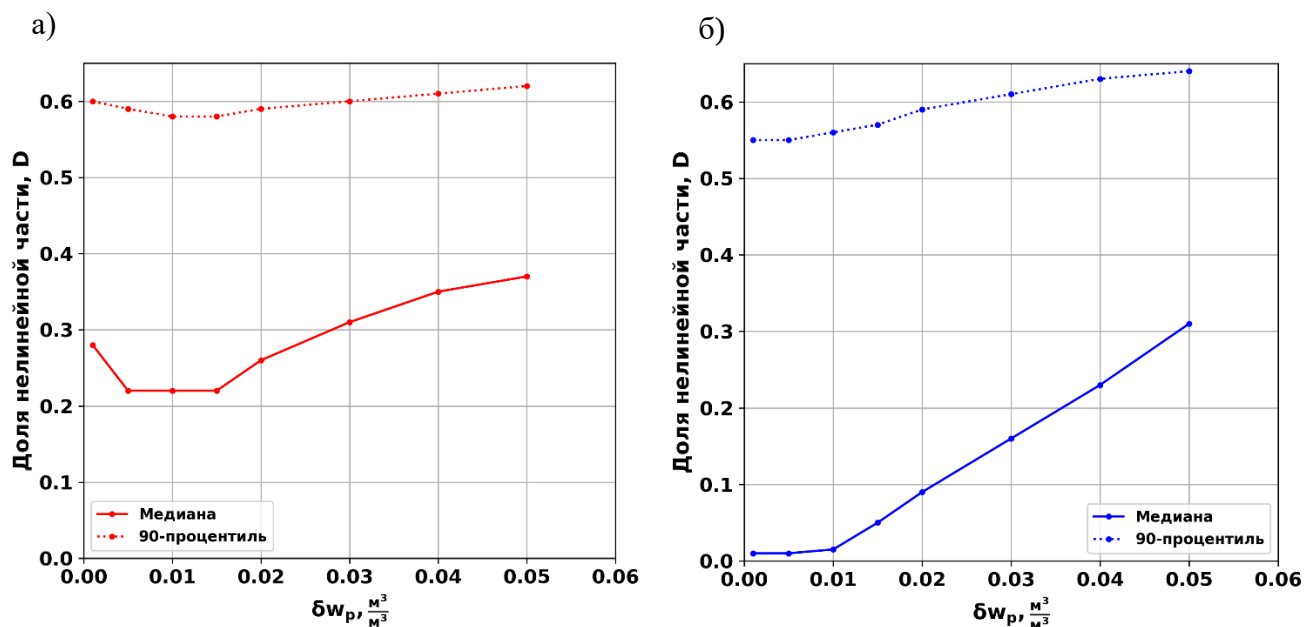


Рисунок 4.1 - Зависимость доли нелинейной части D в оценке $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ для элементов приземной температуры (а) и относительной влажности воздуха (б) от величины возмущения δw_p нижнего уровня почвы модели ISBA-2L за срок 00 ч ВСВ 31.07.2014 г.

вклад нелинейной части увеличивается. По результатам исследования можно сделать вывод, что интервал δw_p от 0.005 до $0.015 \text{ м}^3/\text{м}^3$ следует считать оптимальным для линейаризации компонента приземной температуры.

На рис. 4.1 б представлено изменение вклада нелинейной компоненты при линейаризации функции относительной влажности. Его поведение схоже с поведением производной приземной температуры. На интервале $\delta w_p \in [0.001, 0.01]$ медиана доли нелинейной части стабилизируется на уровне 0.06, а 90-ый процентиль колеблется от 0.55 до 0.57. При $\delta w_p > 0.01 \text{ м}^3/\text{м}^3$ D начинает расти. Медиана D в случае относительной влажности воздуха почти в 4 раза меньше, чем в случае приземной температуры. Значит, функция относительной влажности линейаризуется точнее.

Таким образом, оптимальный интервал возмущения δw_p для оценки оператора наблюдений равен $[0.005, 0.01] \text{ м}^3/\text{м}^3$.

Оба компонента оператора наблюдений имеют суточный ход. Для исключения влияния эффектов осреднения за длительный период в таблице 4.1 представлены медианы глобальных распределений значений компонент за один срок анализа в июле 2014 г и январе 2015 г.

Наибольшие значения компоненты приземной температуры в июле достигают, когда на максимальной площади поверхности Земли отмечается дневное время суток. Это объясняет тем, что влажность нижнего слоя почвы влияет на температуру воздуха опосредованно через поток эвапотранспирации, который именно днем является наиболее интенсивным. При глобальном рассмотрении таковыми являются 12 и 18 ч ВСВ, так как наибольший вес в распределении значения $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ оказывается у Евразийских регионов в силу большего количества данных.

Для компоненты относительной влажности воздуха наблюдается обратная зависимость. Свои наибольшие значения она принимает, когда на большей части территории суши в глобальном масштабе ночное и утреннее время. В отсутствии солнечного излучения влажность почвы верхнего слоя становится более чувствительной к изменениям влажности нижележащего за счет

Таблица 4.1 – Медианы глобальных распределений компонент матрицы Якоби

Название компоненты	00 ч ВСВ	06 ч ВСВ	12 ч ВСВ	18 ч ВСВ
01.07.2014 г.				
$\partial T_{2м}/\partial w_p$, К·м ³ /м ³	-2.38	-2.07	-2.91	-2.74
$\partial RH_{2м}/\partial w_p$, %·м ³ /м ³	17.8	20.4	16.3	12.0
05. 01.2015 г.				
$\partial T_{2м}/\partial w_p$, К·м ³ /м ³	-0.10	-0.12	-2.60	-0.18
$\partial RH_{2м}/\partial w_p$, %·м ³ /м ³	16.0	16.2	16.6	15.6

пересмотра баланса между капиллярными силами и гравитационным дренажом. Таким образом проявляется прямое воздействие нижнего слоя почвы на верхний и приземную относительную влажность воздуха.

В январе наибольшие значения компоненты приземной температуры отмечаются также в 12 и 18 ч ВСВ, а компоненты относительной влажности в 6 и 12 ч ВСВ, за счет того, что в этом месяце оператор наблюдений рассчитывается, в основном в узлах модельной сетки, расположенных в экваториальной области и в Южном полушарии. В то время, как значительные территории в Северном полушарии покрыты снегом. Физические принципы суточного хода глобально осредненного оператора наблюдений от этого не изменяются.

4.1.2 Отклик состояния поверхности на возмущение влажности почвы

Причинами нарушения предположения о линейной связи изменений приземных характеристик и влажности почвы могут быть как плохо отфильтрованные нелинейные эффекты

в облачности или осадках от возмущений влажности почвы, упомянутые в разделе 3, так и процессы, связанные с состоянием пограничного слоя [110]. Последние проявляют себя не только в случае оценки изменения приземной температуры и относительной влажности, но и в изменениях температуры и влажности поверхности через турбулентные потоки тепла и влаги.

Для того, чтобы проверить наличие условий, несвязанных с атмосферными гидрометеорами, были оценены производные температуры и влажности поверхности с теми же возмущениями влажности почвы, что в подразделе 4.1.1.

Заметим, что при линеаризации нелинейного оператора модели $M_{t_1 \rightarrow t_2}$ из уравнения (3.19), аналогичной представленной линеаризации оператора наблюдений $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ производные $\partial T_s / \partial w_p$ и $\partial w_s / \partial w_p$ были бы компонентами матрицы $\mathbf{M}_{t_1 \rightarrow t_2}$, согласно уравнениям модели ISBA-2L, описанным в Главе 2.

Вклад нелинейной части $M_{t_1 \rightarrow t_2}$ компонент $\partial T_s / \partial w_p$ ведет себя практически также, как $\partial T_{2m} / \partial w_p$ (рисунки 4.2 а и 4.1 а), имея минимальные медианные значения в интервале $\delta w_p \in [0.005, 0.01]$ равные 0.21. Значит, предположение о линейной связи с изменением влажности почвы температура поверхности выдерживает также, как приземная температура. Возможно, такой значительный вклад нелинейной части при линеаризации связан со слишком простым описанием подстилающей поверхности: отсутствием разделения температуры поверхности и

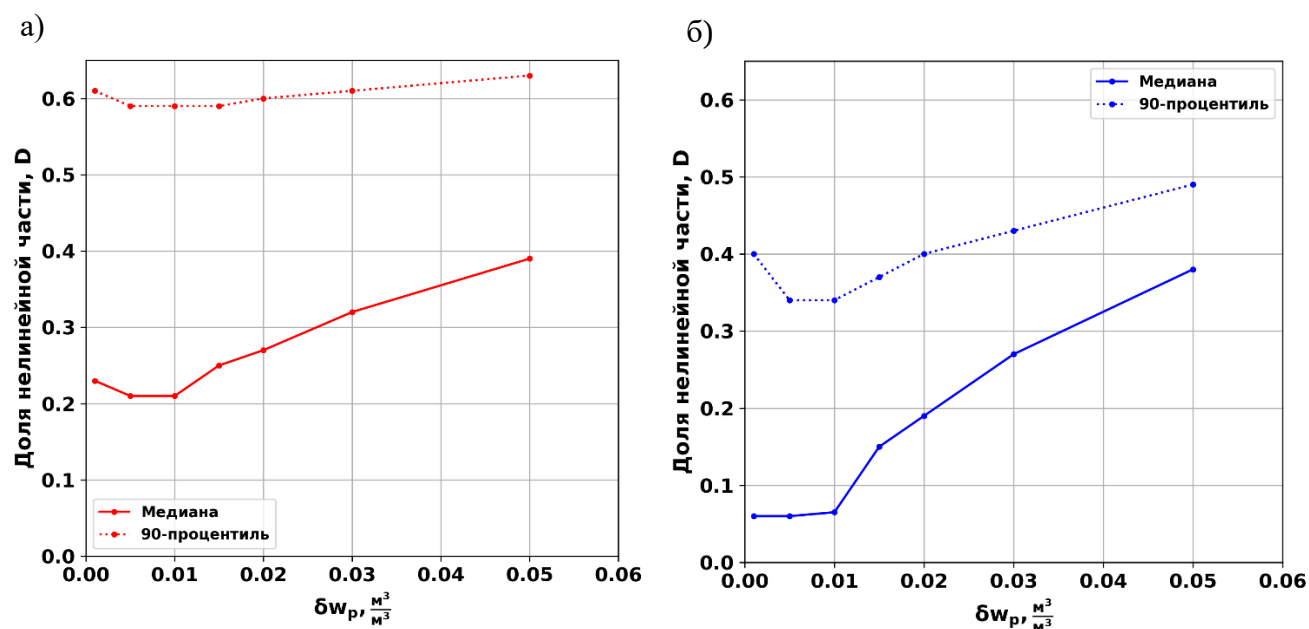


Рисунок 4.2 - Зависимость доли нелинейной части D для функций температуры поверхности (а) и влажности поверхности (б) от величины возмущения δw_p нижнего уровня почвы модели ISBA-2L за срок 00 ч ВСВ 31.07.2014 г.

растительности, наличием только двух типов растительности, отсутствием четко-выраженного корнеобитаемого слоя и т.д.

Для поверхностной влажности w_s характер изменений вклада величины нелинейной части не отличается существенно от случая температуры поверхности. Он имеет наименьшие значения в интервале от 0.001 до 0.01 м³/м³ равные 0.16, а выше 0.01 м³/м³ увеличивается. Как и в случае с приземными переменными, влажность (только теперь поверхности) имеет меньшую нелинейную часть (в относительных единицах), чем температура.

Из проведенного исследования можно заключить, что скорее всего проблемы в линеаризации оператора приземных наблюдений связаны не с влиянием процессов перемешивания в слое от уровня поверхности до нижнего расчетного модельного уровня, а с вычислением турбулентных потоков с поверхности, которые входят в решение уравнений T_s и w_s .

Общий интервал δw_p для линеаризации оператора модели составляет [0.005, 0.01] м³/м³. Такая оценка компонент полезна не только для рассмотрения источников нелинейных эффектов, но и для потенциальной реализации полноценного расширенного фильтра Калмана, где требуется оценка линейной части оператора модели [103].

4.2 Оценка ошибки первого приближения

Оценка ошибки первого приближения осуществлялась согласно предложенной методике в Главе 3.

4.2.1. Ошибка первого приближения по данным *in situ* наблюдений влажности почвы

Модель подстилающей поверхности ISBA-2L достаточно хорошо исследована. Сравнение прогнозов влагосодержания нижнего слоя почвы модели ISBA-2L с наземными наблюдениями влажности почвы производились в работах [71, 177]. По их оценкам СКО ошибки модели находится в интервале от 15 мм до 32 мм в зависимости от места расположения наблюдательной станции. В работе [103] была получена это же СКО ошибки для системы ALADIN - ISBA-2L равное 20мм.

В данной работе в целях оценки ошибок поля первого приближения влагосодержания нижнего слоя почвы обрабатывались данные *in situ* наблюдений за влажностью почвы в течение

июня 2014 г. на пяти наблюдательных сетях, предложенных в Главе 3. Краткое описание участвовавших в оценке данных представлено в таблице 4.2.

Как видно из таблицы 4.2 измерения на всех сетях имеют высокую дискретность по вертикали. В модели ISBA-2L всего два почвенных слоя. Границы поверхностного слоя распо-

Таблица 4.2 - Краткая характеристика сетей наземных станций

Сеть, станция (страна)	N	Глубина слоя почвы, см	n	M
SMOSMANIA (юго-запад Франции)	17	5, 10, 20, 30	0	0
HOBE (Дания)	24	0, 20, 50	0	0
TERENO (Германия)	5	5, 20, 50	0	0
USCRN (США)	20	5, 10, 20, 50, 100	15	15
SCAN (США)	19	5, 10, 20, 51, 102	10	10

Примечание. N - общее число рассмотренных станций сети, чьи данные прошли предварительный контроль качества; n – число станций, использованных для оценки качества модели; M – количество модельных узлов, попавших в оценку

жены на глубинах 0 см (уровень поверхности) и 1 см, а границы второго - от 1 см и ниже. Нижняя граница второго слоя неодинакова для всех узлов и колеблется от 10 см до 8 м. В таких условиях достаточно сложно точно оценить ошибки влагосодержания нижнего слоя относительно имеющихся наблюдений.

Физически нижняя граница второго слоя почвы модели ISBA-2L представляет собой глубину, которая больше, чем корнеобитаемый слой. Исходя из этого, было бы неправильно учитывать в его оценке данные наблюдений на относительно неглубоких уровнях (5 или 10 см). В большинстве модельных узлов, попавших в оценку, глубина нижней границы второго модельного уровня почвы составляет больше 1 м, поэтому суммирование имеющихся наблюдений для получения средней влажности почвы в столбе существенно меньшей модельной глубины также не является оптимальным способом. Вследствие всего вышесказанного, было решено использовать только данные наблюдений, которые измерялись на глубинах наиболее близких к глубине середины нижнего слоя почвы в рассматриваемом узле модели.

Измерения, проведенные на сетях SMOSMANIA, HOBE и TERENO не соответствовали последнему требованию, поэтому их данные не использовались о процедуре оценки. В

результате всего в валидации участвовало 25 станций. Количество наблюдений за июнь 2014 г на каждой из них составило 120 значений.

Полученные средние ошибки (таблица 4.3) имеют отрицательный знак, то есть влагосодержание в модели меньше, чем по данным измерений. СКО ошибки примерно в 2 раза

Таблица 4.3 - Ошибки поля первого приближения нижнего слоя ISBA-2L по данным наземных измерений

Название сети	Средняя ошибка, м ³ /м ³	СКО ошибки, м ³ /м ³
USCRN	-0.13	0.05
SCAN	-0.17	0.06

больше, чем в перечисленных работах. Это может объясняться менее точным краткосрочным прогнозом осадков в глобальной модели ПЛАВ или других атмосферных составляющих. Такая оценка ошибок может считаться только приблизительной в силу ограниченного набора данных наблюдений и довольно большого размера ячейки сетки модели.

Среднее глобальное значение σ_{bp} по формуле (3.31) составляет 0.08 м³/м³, что соизмеримо с оценками, полученными выше. Но так как их нельзя считать достаточными для однозначных выводов, было решено увеличить весовой коэффициент в формуле (3.31) вдвое:

$$\sigma_{bp} = 0.2 \cdot (w_{fcp} - w_{wilt_p}), \quad (4.1)$$

и провести несколько численных экспериментов. Среднее значение σ_{bp} по формуле (4.1) составляет 0.16 м³/м³. В следующем подразделе будут представлены результаты численных прогнозов, полученных при использовании анализов влагосодержания почвы с ошибками полей первого приближения, рассчитанных с помощью обеих аналитических функций.

4.2.2 Численные эксперименты с ошибками первого приближения

В целях выбора наиболее подходящей величины СКО ошибки первого приближения было проведено два численных эксперимента-близнеца с моделью подстилающей поверхности ISBA-2L в рамках глобальной модели ПЛАВ2008. В обоих вычислялся циклический анализ с усвоением приземных наблюдений. Для анализа влагосодержания глубокого слоя почвы использовался метод упрощенного расширенного фильтра Калмана в постановке из Главы 3.

Усвоение приземных наблюдений в коде SYNOP происходило каждые 6 часов с 12 часов ВСВ 14 июня по 31 июля 2014 г. включительно. В летнее время года небольшие изменения содержания влаги в глубоком слое почвы за счет процессов испарения, транспирации, выпадения

жидких осадков и т.д. постепенно накапливаются и начинают влиять на ход приземных характеристик в течение нескольких суток [103]. С учетом такого эффекта накопления численный эксперимент для июля начался за 2 недели до оценочного периода. После вычисления анализа, с использованием их в качестве начальных данных, рассчитывались прогнозы модели ПЛАВ с заблаговременностями до 72 часов. Прогнозы производились для июля 2014 г. Их расчет начинался в 12 ч ВСВ ежедневно в течение всего периода верификации. Оценка проводилась для регионов Северного полушария, как наиболее информативных в этот период года.

В первом эксперименте «0.1» СКО ошибки поля первого приближения влагосодержания почвы задавалась формулой (3.31), во втором «0.2» – формулой (4.1). В обоих экспериментах расчет оператора наблюдений проводился одинаковым способом, а величина возмущения влагосодержания выбрана равная $0.008 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

Среднемесячный инкремент анализа влажности почвы для обоих экспериментов представлен на рисунке 4.3. Амплитуда его значений может быть использована для диагностики прогностической модели. Хорошо настроенная и физически согласованная модель, как правило, характеризуется небольшими распределенными в случайном порядке инкрементами анализа. Большие постоянные значения указывают на неучтенные систематические ошибки модели или наблюдений [163].

Белые области на рисунке 4.3 в основном заняты ледниками, горами или пустынями, поэтому инкремент влажности в этих областях отсутствует. На большей части территории суши он имеет положительный знак. Это согласуется с приблизительными оценками полей первого приближения влажности почвы, которые были получены в предыдущем подразделе по данным наземных измерений влажности почвы на территории Северной Америки. Они не участвовали в анализе и имели отрицательный знак, т.е. модельная влажность почвы в июне 2014 г была меньше измеренной. С этой точки зрения, анализ влажности почвы должен приближать поле влагосодержания к его истинным значениям. Обширность областей, занятых положительным инкрементом анализа, может наводить на мысль о систематическом сдвиге, имеющимся в модели ПЛАВ2008. Однако, эта гипотеза требует дополнительного исследования. Инкремент влажности меньше нуля в основном характерен для предгорных районов, областей с широкой озерной сетью (например, территории Финляндии и Швеции) или водохранилищ (области Поволжья и Дона).

Географическое распределение инкрементов анализа в двух экспериментах очень похоже. Крупные паттерны одних и тех же знаков совпадают на рисунках 4.3 а и 4.3 б. Для эксперимента «0.2» величина инкрементов анализа существенно больше, по сравнению с экспериментом «0.1». Это согласуется с заданием большей величиной ошибки первого приближения в эксперименте «0.2».

Для оценки успешности объективных анализов рассмотрим результаты численных прогнозов, полученных по их данным [9]. Такой выбор верификации связан с тем, что процедура усвоения наблюдений выполняется главным образом для целей именно численного прогноза

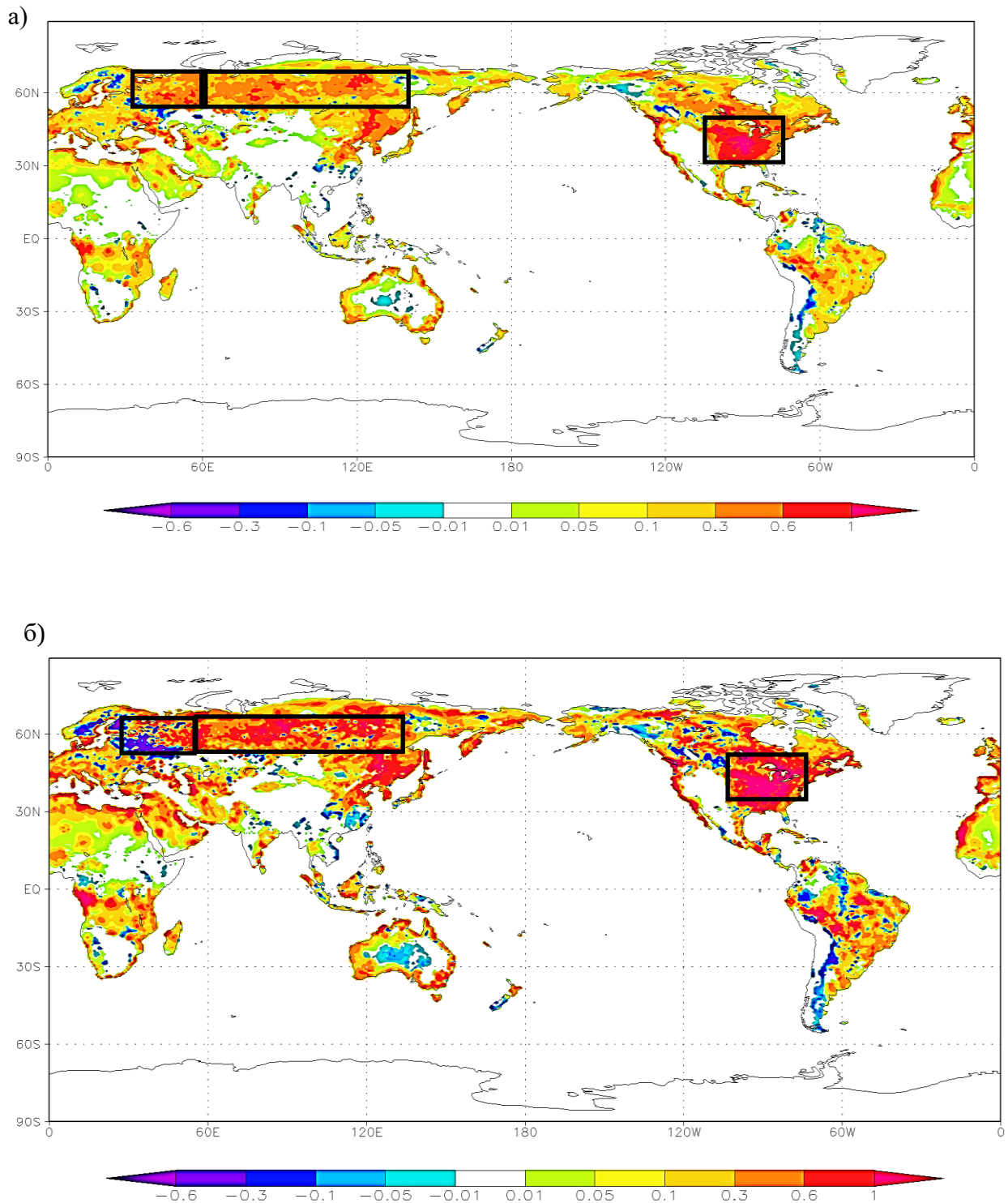


Рисунок 4.3 - Среднемесячный инкремент влажности (мм) для нижнего слоя почвы модели ISBA-2L за июль 2014 г. в экспериментах «0.1» (а) и «0.2» (б). Черными прямоугольниками отмечены регионы оценки прогнозов.

погоды. В качестве прогностических переменных выберем приземную температуру и относительную влажность воздуха, как наиболее зависимые от точности задания состояния подстилающей поверхности. Оценка качества прогнозов производилась относительно наблюдений в коде SYNOP за июль 2014 г. по трем регионам. Территория Европейской территории России (ЕТР) охватывала район от 30° до 55° в.д. и от 50° до 65° с.ш. (количество станций $N = 434$), под регионом Азия подразумевалась область от 55° до 135° в.д. и от 50° до 65° с.ш. ($N = 669$), Северная Америка имела границы [31°с.ш. - 51°с.ш., 82°з.д.- 100°з.д., $N = 138$]. Метеорологические станции, расположенные выше уровня моря на 1500 м и более, исключались из анализа.

Средняя и среднеквадратическая ошибки прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха обоих экспериментов в точках станций, осредненные по оцениваемым территориям, представлены на рисунке 4.4. На территории Европы использование того или иного СКО ошибки первого приближения существенно не повлияло на среднеквадратическую и среднюю ошибки прогнозов приземных переменных (рисунок 4.4 б, д).

На территории Азии использование увеличенного СКО ошибки первого приближения привело к более выраженному суточному ходу среднеквадратических ошибок прогнозов как приземной температуры, так и относительной влажности воздуха. Разница в этих ошибках двух экспериментов растет с увеличением заблаговременности прогнозов, что объясняет эффектом почвенной «памяти». Прогнозы эксперимента «0.2» на этой территории оказался немного точнее, чем эксперимента «0.1» с максимальными уменьшениями ошибок на 0.18°C и 2% для рассматриваемых переменных соответственно. Большее преимущество использования в анализе увеличенного значения СКО ошибки первого приближения (эксперимент «0.2») заметно в оценках средних ошибок (рисунок 4.4 а). Здесь наибольшее повышение точности прогноза приземной температуры при использовании увеличенного СКО ошибки первого приближения составило 0.5°C. Самым чувствительным регионом в этой серии экспериментов оказался восток Северной Америки. В нем среднеквадратические ошибки в расчете 0.2» максимально уменьшилась на 1°C и 5%, а средние – на 0.8°C и тоже 5%.

Дополнительно был проведен расчет анализа с экстремально небольшим среднеквадратическим отклонением ошибки первого приближения для модели ПЛАВ равным 0.01 м³/м³. Результаты прогнозов с использованием такого анализа представлены на рисунке 4.4 (эксперимент «0.01»). Оценки для региона Азии экспериментов «0.01» и «0.1» практически не отличаются. Для остальных областей различия в точности заметны, при этом уменьшение величины отклонения приводит к увеличению ошибок.

Несмотря на меньшие средние ошибки прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха на территории Азии и Северной Америки в эксперименте

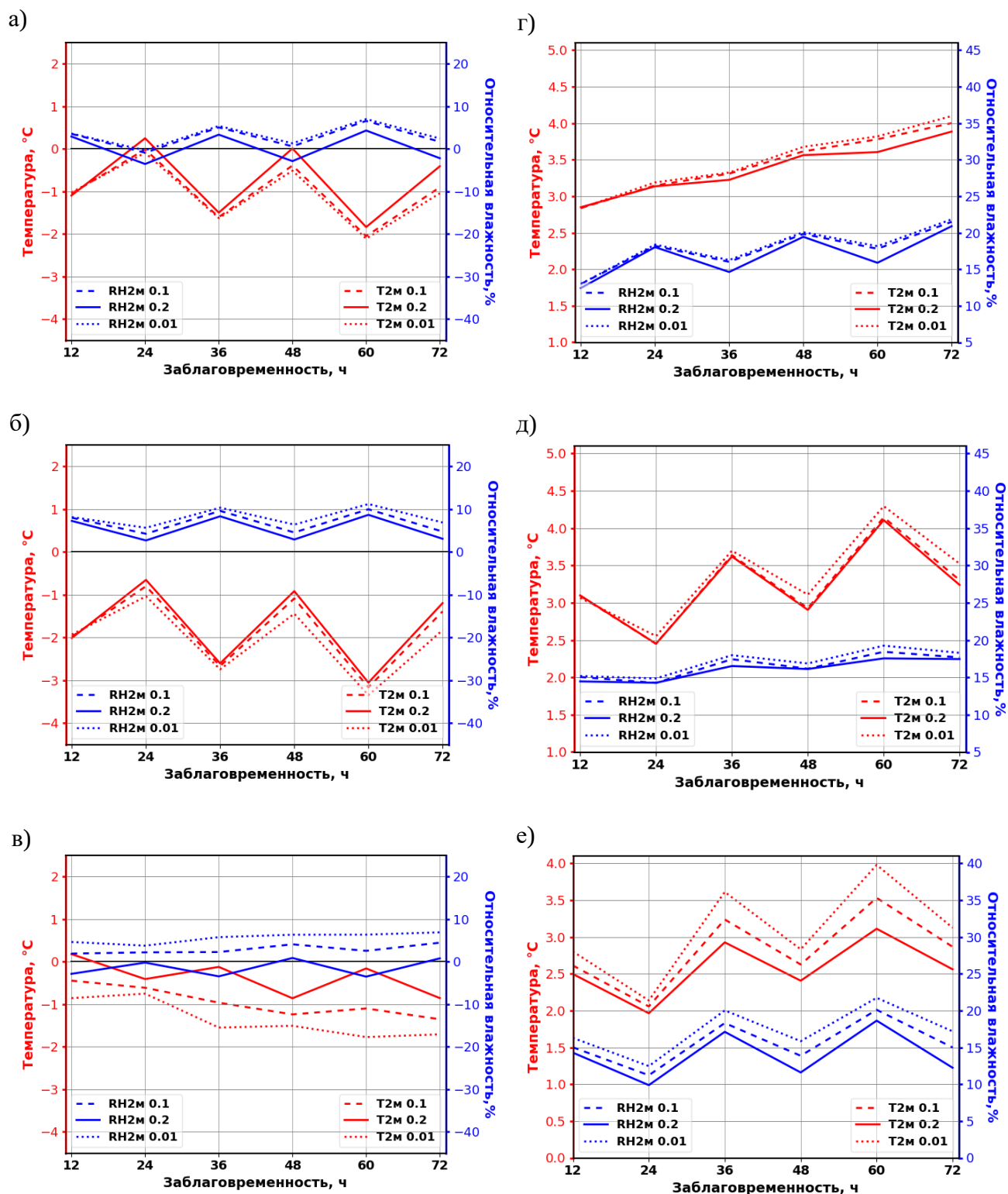


Рисунок 4.4 – Средняя (а, б, в) и среднеквадратическая (г, д, е) ошибки прогноза приземной температуры и относительной влажности за июль 2014 г. для территории Азии (а, г), ЕТР (б, д) и востока Северной Америки (в, е) с использованием данных анализа, отличающихся величиной СКО ошибки первого приближения.

«0.2», необходимо отметить, что среднемесячный инкремент влажности почвы в этом случае 1 мм и более на значительной территории суши (рисунок 4.3 б). Это существенная добавка к влагообороту Земной системы в модели ПЛАВ2008, что может привести к значительному увеличению модельных осадков. Поток осадков не оценивался в данной работе. Это задача на будущее.

4.3 Влияние различных методов анализа влажности почвы на точность прогнозов приземных метеорологических характеристик

В этой серии оценивался эффект от использования анализа влажности глубокого слоя почвы, подготовленного методом упрощенного расширенного фильтра Калмана, на прогнозы приземной температуры и относительной влажности воздуха при их заблаговременностях до 72 ч. В качестве анализа был взят набор из методического эксперимента «0.1», описанного в предыдущем разделе. Оценки таких прогнозов сравнивались с результатами прогнозов, которые в качестве начальных данных использовали анализ, подготовленный методом оптимальной интерполяции [1]. Эксперименты проводились в рамках модели ПЛАВ2008.

Оценка результатов проводилась за июль-август 2014 г и январь 2015 г. По техническим

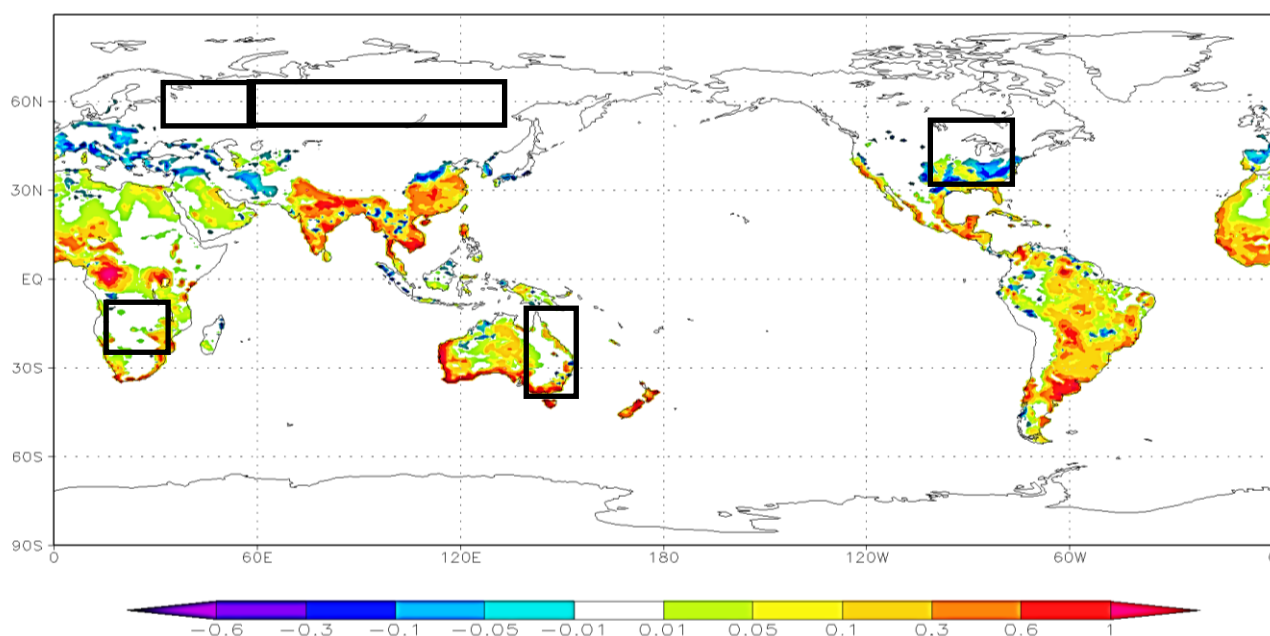


Рисунок 4.5 – Среднемесячный инкремент влажности для нижнего слоя почвы модели ISBA-2L за январь 2015 г в эксперименте «0.1». Черными прямоугольниками показаны районы оценок.

причинам представить среднемесячный инкремент влажности почвы, полученный с помощью метода оптимальной интерполяции, не представляется возможным. Инкремент анализа SEKF за июль 2014 г. представлен на рисунке 4.3 а, а за январь 2015 г. - на рисунке 4.5.

В соответствии с ходом сезонов года, коррекция поля влажности почвы в Северном полушарии в январе практически не происходит. Основные инкременты анализа расположены преимущественно в зоне экватора: от 30° ю.ш. до 30° с.ш., и Южном полушарии.

Инкременты анализа, также как и в июле, имеют преимущественно положительный знак. На территории Южной и Западной Европы значения инкрементов влажности почвы небольшие и, преимущественно, отрицательные. Учитывая сезон года, они скорее относятся к почве с активными фазовыми переходами на ее поверхности.

Также как и в предыдущем подразделе были оценены прогнозы в нескольких областях: ЕТР, Азии и Северной Америки за июль-август 2014 г и январь 2015 г с их осреднением по рассматриваемым территориям.

Изменение метода анализа влажности почвы не оказало существенного влияния на ошибки прогнозов приземных метеорологических характеристик в этих регионах в январе в силу того, что их территории были преимущественно покрыты снегом. Поэтому к оцениваемым регионам были добавлены области Южного полушария: востока Австралии [11° с.ш. - 38° с.ш., 142° в.д.- 153° в.д., $N = 209$] и юга Африки [12° ю.ш. - 25° ю.ш., 14° в.д.- 33° в.д., $N = 39$] (отмечены на рисунке 4.5). Однако в них тоже не отмечалось значимого эффекта от разработанного анализа, что, возможно, связано с небольшим количеством наземных станций в рассматриваемых областях, данные которых используются в анализе. Другие регионы планеты не оценивались также в связи с небольшим количеством наземных наблюдений в них, имеющихся в ФГБУ «Гидрометцентр России».

Полученные средние оценки для июля-августа 2014 г в этих же регионах представлены на рисунках 4.6 и 4.7. Для летнего сезона в зимнем полушарии отмечается уменьшение среднеквадратической ошибки прогнозов, как приземной температуры воздуха (максимально на 0.5°C по территории ЕТР и на 0.4°C по территории Азии), так и относительной влажности (максимально на 2.5% по территории ЕТР и на 4% по территории Азии). При этом преимущество прогнозов, произведенных с анализа, подготовленного методом SEKF увеличивается с ростом их заблаговременности. Такой эффект почвенной «памяти» позволяет экстраполировать этот результат на вычисления большей заблаговременности.

Средние ошибки прогнозов обеих приземных характеристик в регионах Азии и ЕТР уменьшились при использовании метода упрощенного расширенного фильтра Калмана по сравнению с методом оптимальной интерполяции в анализе влагосодержания нижнего слоя почвы. Максимальное повышение точности составило 0.7°C и 5% соответственно. В регионе Север-

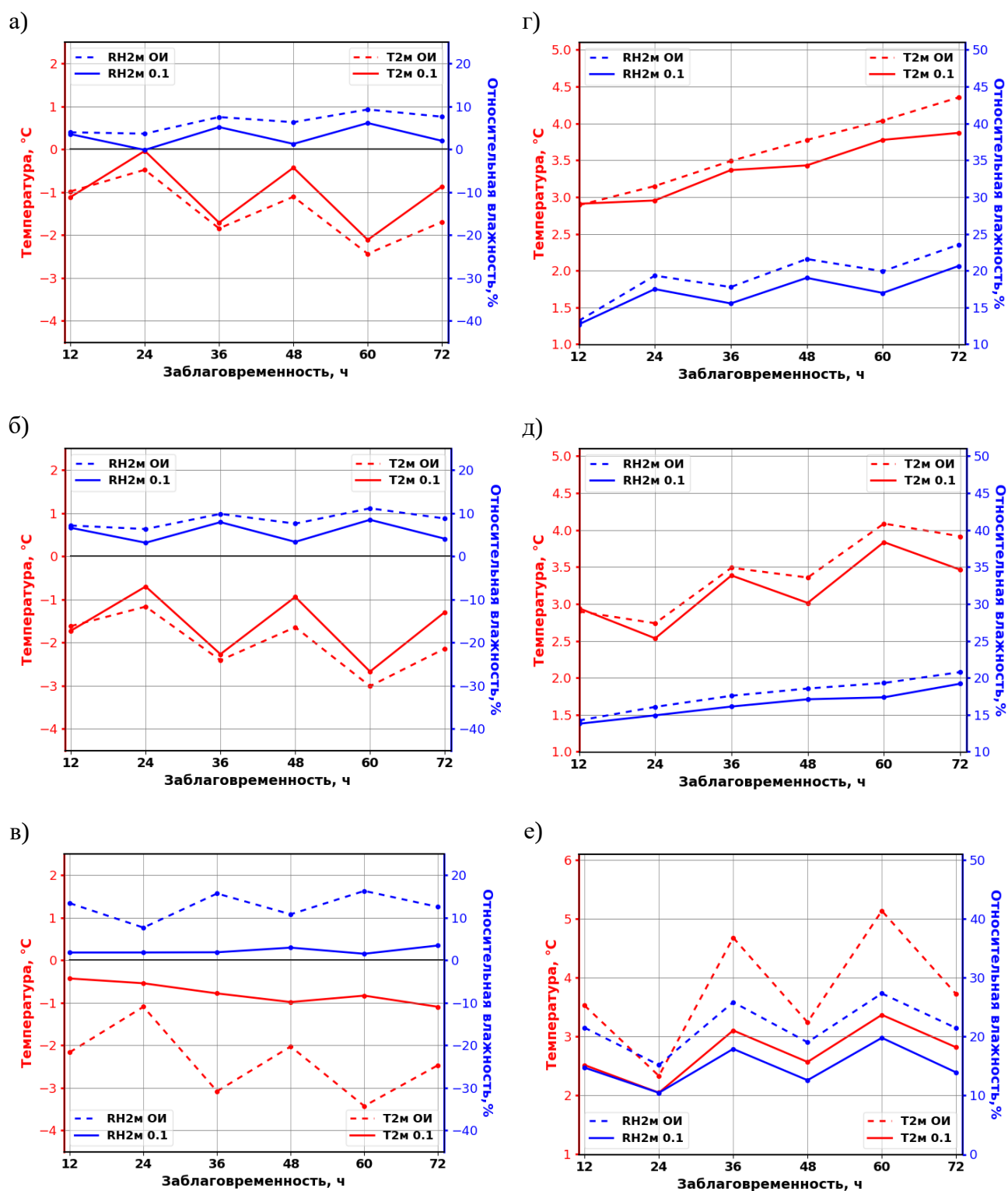


Рисунок 4.6 – Средняя (а, б, в) и среднеквадратическая (г, д, е) ошибки прогнозов приземной температуры и относительной влажности за июль-август 2014 г. для территории Азии (а, г), ЕТР (б, д) и востока Северной Америки (в, е) с применением метода ОИ для анализа влажности глубокого слоя почвы и метода упрощенного расширенного фильтра Калмана (эксперимент «0.1»). Все разницы между оценками значимы на уровне 95% по парному критерию Стьюдента.

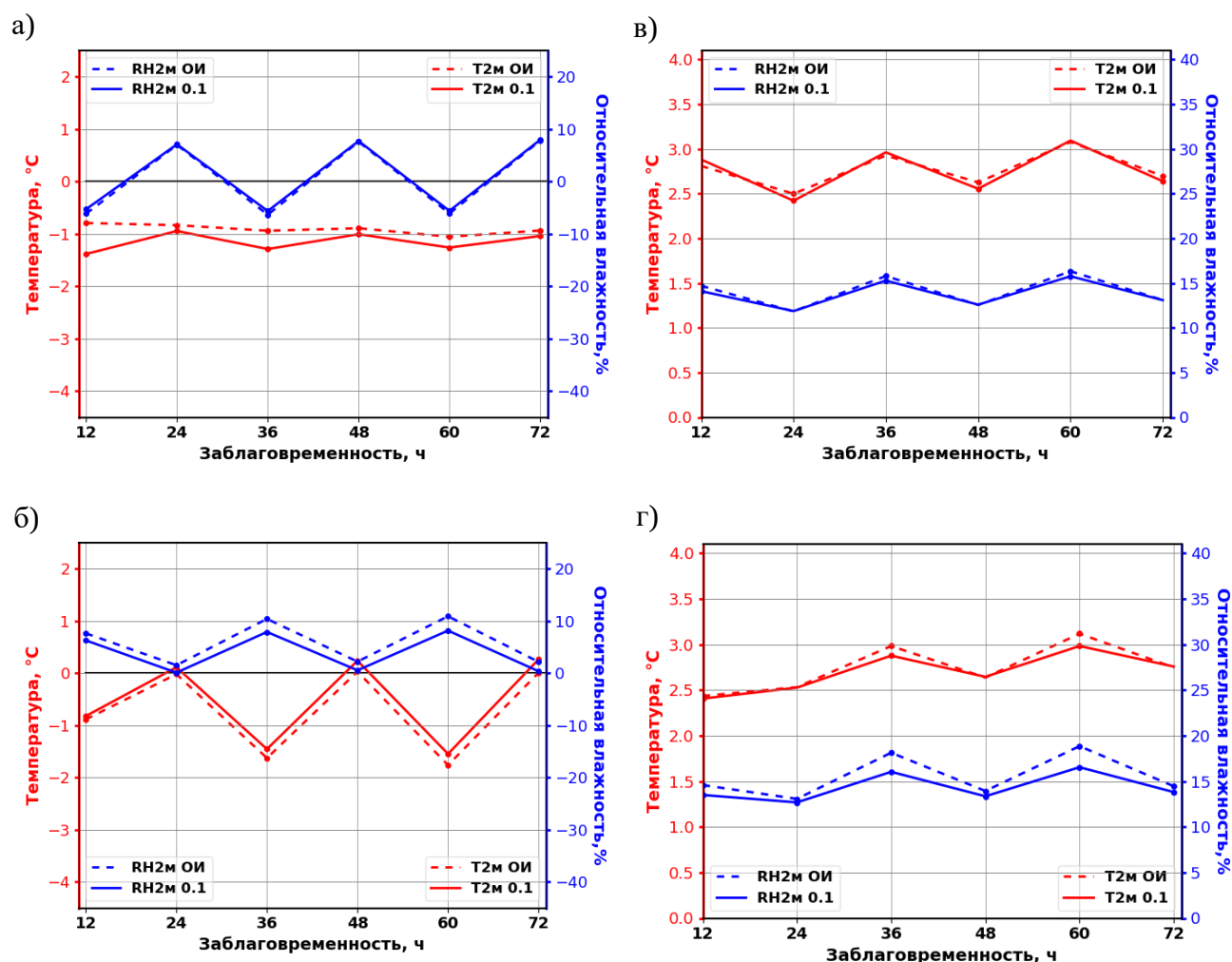


Рисунок 4.7 – Средняя (а, б) и среднеквадратическая (в, г) ошибки прогнозов приземной температуры и относительной влажности за июль-август 2014 г. для территории юга Африки (а, в) и востока Австралии (б, г) с применением метода ОИ для анализа влажности глубокого слоя почвы и метода упрощенного расширенного фильтра Калмана (эксперимент «0.1»). Точками обозначены пары, в которых разница между оценками значима на уровне 95% по парному критерию Стьюдента.

ной Америки уменьшения среднеквадратических ошибок составили до 1.9°C и 8%, а средних до 2.2°C и 8.5%.

Повышение точности прогнозов приземных метеорологических характеристик при использовании разработанного анализа в июле-августа 2014 г прослеживается и в Южном полушарии (рисунок 4.7). Уменьшение среднеквадратических ошибок приземной температуры и относительной влажности воздуха для востока Австралии составило до 0.2 °C и 2.5%. Тренд средних ошибок прогноза в этом регионе в эксперименте «0.1» расположен ближе к нулю, чем в эксперименте «ОИ». В области Африки среднеквадратические ошибки при использовании

нового анализа не изменились, а средние ошибки температуры воздуха увеличились в среднем на 0.2°C .

4.4 Выводы по Главе 4

В главе представлена адаптация упрощенного расширенного фильтра Калмана для анализа влажности нижнего слоя почвы модели подстилающей поверхности ISBA-2L в рамках глобальной модели атмосферы ПЛАВ. Для проведения этой адаптации была использована методика, предложенная в Главе 3. Показано, что при соблюдении ограничений на величину возмущения влажности почвы гипотеза о линейности оператора наблюдений может быть применима в данной конфигурации модели.

Проведены эксперименты по подбору среднеквадратического отклонения ошибки поля первого приближения. Использовано его задание как функции от величины доли влажности почвы, доступной для транспирации растениям. Величина СКО влияет на инкремент анализа влагосодержания и, как следствие, на качество прогнозов, использующих полученные поля анализа в качестве начальных данных. Задание СКО по формуле (4.1) привело к наибольшему повышению точности прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха в регионах Северного полушария. Эффект от применения такого анализа требует дополнительного исследования с использованием данных наблюдений количества осадков.

Также было проведено сравнение точности прогнозов приземных метеорологических переменных с заблаговременностями до 72 часов, которые в качестве начальных данных использовали поля влагосодержания глубокого слоя почвы, подготовленные методом ОИ и SEKF. Оно показало, что использование метода упрощенного расширенного фильтра Калмана в анализе влажности почвы повышает точность прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха для заблаговременностей от 24 до 72 часов относительно прогнозов с применением анализа методом ОИ. Разница в точности прогнозов растет с увеличением их заблаговременности. Этот результат получен для территорий Северного полушария в летний сезон и Южного в зимний.

Глава 5. Анализ влажности почвы для многослойной модели ИВМ РАН-МГУ

Легкость адаптации метода упрощенного расширенного фильтра Калмана позволяет его применить к подготовке начальных данных для включенной в 2016 году в модель ПЛАВ многослойной модели почвы ИВМ РАН-МГУ [5]. Результаты применения этого метода усвоения к многослойной модели представлены в работах автора диссертации [16, 28 - 31, 223, 224].

Проведению итоговых численных экспериментов с алгоритмом упрощенного расширенного фильтра Калмана для многослойной модели ИВМ РАН-МГУ в составе модели общей циркуляции атмосферы ПЛАВ предшествуют методические в постановке Главы 3. В первую очередь необходимо:

1. выбрать уровни модели, анализ влажности почвы на которых будет наиболее эффективным;
2. определить диапазон возмущений влажности почвы, при которых функция оператора наблюдений линеаризуется с наименьшей ошибкой.

Перечисленные работы следует провести для операторов наблюдений, полученных как в автономной, так и в совместной моделях подстилающей поверхности. Результаты этих численных экспериментов приведены в первой половине главы, в которой, кроме того, оцениваются ошибки первого приближения полей влажности почвы на выбранных уровнях анализа. Вторая половина главы посвящена описанию влияния усвоения данных приземных наблюдений на качество анализа полей влажности и температуры почвы, а также прогнозов приземной температуры и относительной влажности в различных регионах Земного шара в зимний и летний месяцы.

5.1 Оператор наблюдений

С физической точки зрения автономная модель подстилающей поверхности отличается от совместной в первую очередь пренебрежением откликом атмосферы выше нижнего модельного уровня на изменение влажности почвы. Использование автономной модели предполагается только для расчета оператора наблюдений, для оценки которого необходимы поля первого приближения (прогнозы с заблаговременностью 6 часов) с возмущенных начальных данных влажности почвы. На таком временном масштабе указанное пренебрежение допустимо, однако оно может отразиться на точности аппроксимации оператора, так как исключает нелинейные эффекты обратной связи в осадках и облачности от возмущения влажности почвы.

5.1.1 Выбор слоев анализа

Первичная проверка автономной модели подстилающей поверхности показала, что она может корректно воспроизводить потоки на поверхности, эволюцию состояния почвы и приземных метеорологических характеристик. В этом разделе представлены оценки изменений приземной температуры, относительной влажности воздуха и характеристик поверхности при возмущениях влажности почвы на различных уровнях модели почвы. Результаты получены как для совместной, так и для автономной модели подстилающей поверхности.

Определим уровни модели многослойной почвы ИВМ РАН-МГУ, для которых усвоение приземных наблюдений будет наиболее эффективно. Возьмем $\delta w_{n,t_0}$ равное 2% от SWI_{n,t_0} (3.33) и вычислим оператор наблюдений для почвенных уровней с первого по седьмой с помощью автономной и совместной моделей. В этом случае полученные значения, в большей части, будут определяться интенсивностью физических процессов взаимодействия внутри почвы и на ее поверхности, а также в приземном слое.

Для проведения расчетов используем предложенные реализации алгоритмов из Главы 3. В них для большей точности элементы матрицы Якоби вычисляются как среднее оценок, полученных с положительными и отрицательными возмущениями.

Затем подвергнем полученные операторы наблюдений предварительной проверке на наличие состояний атмосферы или почвы, способствующих нелинейному отклику или нарушающих предположение об определяющей роли ошибок состояния почвы в ошибках прогноза приземных метеорологических переменных, описанных в Главе 3. В узлах, прошедших данную проверку, соблюдается линейный характер взаимосвязи приземных характеристик и состояния почвы с различной точностью. Узлы, не прошедшие проверку, были исключены из анализа. В среднем, для дальнейших вычислений остается порядка 20% узлов суши, которые варьируются в каждом цикле анализа.

Для сравнения компонент матрицы Якоби $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$, оцененных в каждом узле анализа, на различных почвенных уровнях в глобальном масштабе, построим их распределения и найдем медианы и 90-ые процентиля. Полученные значения представлены в таблице 5.1, где жирным шрифтом выделены наибольшие. Их величины отличаются в зависимости от глубины исследуемого уровня, соответствующей ему толщины слоя и доли корней в нем.

Наибольшие средние значения элементов матрицы Якоби характерны для уровней с максимальными концентрациями корней, а именно, 6, 18, 54 и 162 см. Этот вывод справедлив как при использовании автономной модели, так и при использовании совместной. При этом медианы и 90-ый процентиль распределений несколько больше по абсолютным значениям в совместной модели.

Таблица 5.1 - Статистические характеристики распределений элементов матрицы Якоби для различных слоев многослойной модели ИВМ РАН-МГУ в анализе за срок 6 ч ВСВ 01.06.2014 г.

№ уровня (n)	Глубина уровня, см	Толщина слоя, см	Концентрация корней в слое (доли единицы)	$\partial T_{2м}/\partial w_n$, K (медиана и 90-ый процентиль)				$\partial RH_{2м}/\partial w_n$, % (медиана и 90-ый процентиль)			
				Автономная модель		Совместная модель		Автономная модель		Совместная модель	
1	1	1	0.04	-0.15	-0.05	-0.24	-0.06	0.92	2.55	1.94	7.12
2	2	2.5	0.05	-0.56	-0.15	-0.72	-0.19	3.42	8.61	6.57	16.4
3	6	8	0.14	-0.67	-0.22	-0.78	-0.26	5.20	12.6	8.65	22.5
4	18	24	0.28	-1.08	-0.21	-1.25	-0.27	8.40	24.3	14.2	37.7
5	54	72	0.31	-1.00	-0.20	-1.14	-0.24	8.56	25.6	14.0	36.9
6	162	216	0.16	-0.67	-0.12	-1.01	-0.21	5.97	14.2	12.0	29.4
7	486	648	0.02	-0.10	-0.03	-0.15	-0.08	0.68	1.7	1.6	4.2

Для дополнительного сравнения были построены гистограммы распределения $\partial T_{2м}/\partial w_n$ и $\partial RH_{2м}/\partial w_n$ для рассматриваемых уровней. На рисунках 5.1 и 5.2 представлены такие графики для компоненты приземной температуры воздуха. Из-за того, что влажность почвы преимущественно воздействует на состояние атмосферы в интервале от влажности точки завядания до полевой влагоемкости, узлы, в которых влажность почвы находится за его пределами, исключены из анализа. Таким образом, количество точек модели, для которых может быть проведен рассматриваемый анализ, отличается для различных уровней.

Уровни 18 и 54 см содержат наибольшее количество узлов, пригодных для анализа. Это связано с тем, что влажность почвы на них наиболее близка к состоянию, при котором растения могут транспирировать. К тому же из-за наибольшей концентрации корней на этих уровнях изменение влажности почвы на них приводит к наибольшему отклику в состояниях приземных метеорологических характеристик. Полученные зависимости прослеживаются при рассмотрении всех сроков анализа, независимо от выбранного дня. Рассматриваемые поля влажности почвы в момент времени t_0 , с которых стартуют представленные расчеты, получены в результате трехлетнего интегрирования модели, поэтому такое выделение уровней 18 и 54 см можно считать особенностью данной модели.

На рисунках 5.1 и 5.2 видно, что автономная модель подстилающей поверхности хорошо воспроизводит распределение откликов приземной температуры воздуха на возмущения влажности почвы на уровнях 6, 18, 54 и 162 см. У них близки величины моды и медианы, ассиметрии. При этом из-за ограниченной по вертикали обратной связи, уменьшающей нелинейные эффекты в атмосфере, в случае автономной модели количество узлов анализа больше, чем в случае совместной модели.

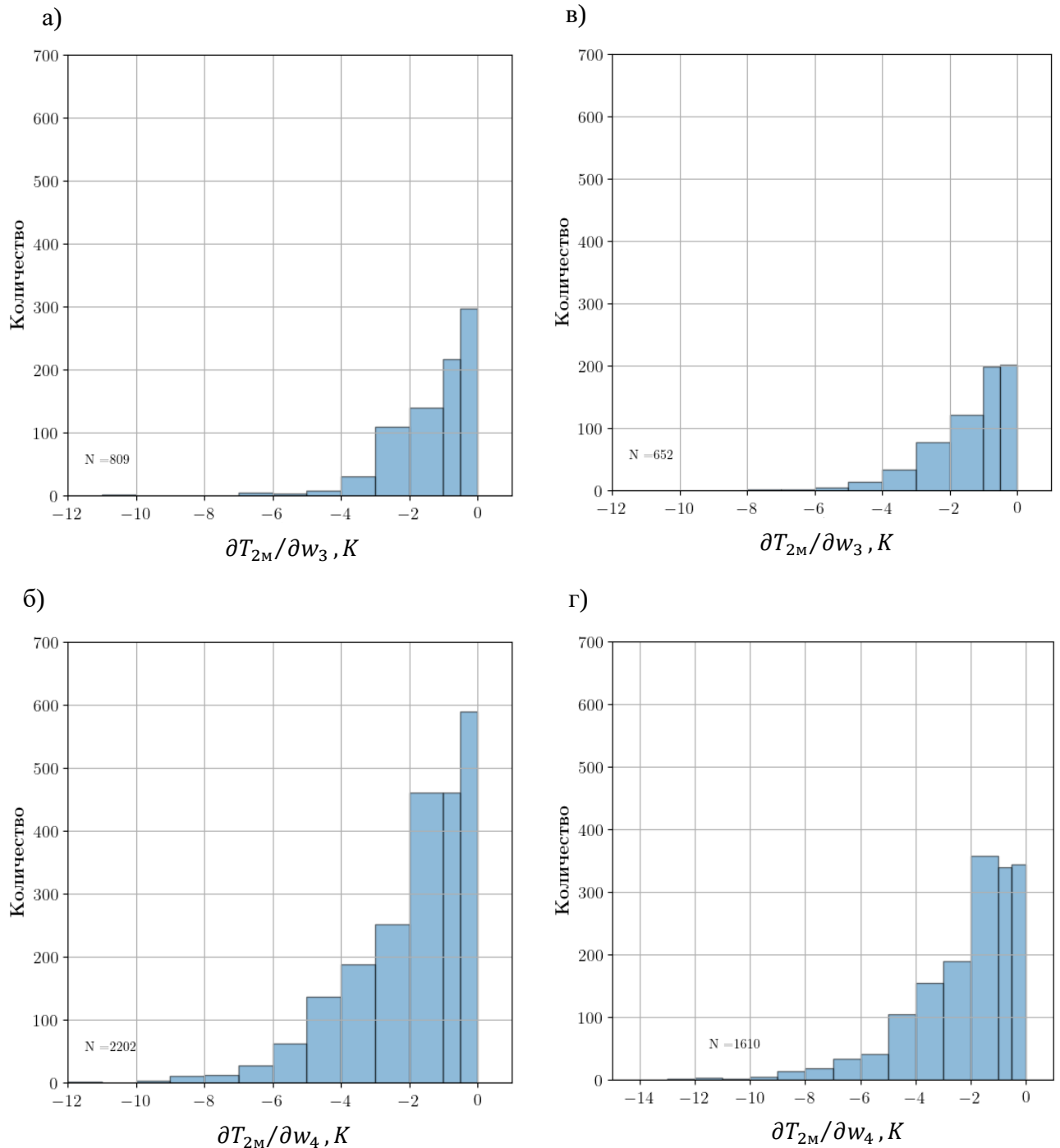


Рисунок 5.1 - Гистограммы распределения $\partial T_{2m}/\partial w_3$ (а, в) и $\partial T_{2m}/\partial w_4$ (б, г) за срок 06 ч ВСВ 01.06.2014 г. для автономной (левый столбец) и совместной (правый столбец) моделей. N – общее количество узлов, представленных на гистограмме.

Отклик приземных переменных на возмущения влажности почвы определяется не только физикой почвы, но и физическими процессами приземного слоя. Влажность почвы влияет на состояние атмосферы опосредованно, через температуру T_s и влажность поверхности w_s . T_{2m} – это результат интерполяции между T_s и температурой воздуха на нижнем модельном уровне атмосферы с учетом числа Ричардсона. Поэтому исследование изменений температуры и влаж-

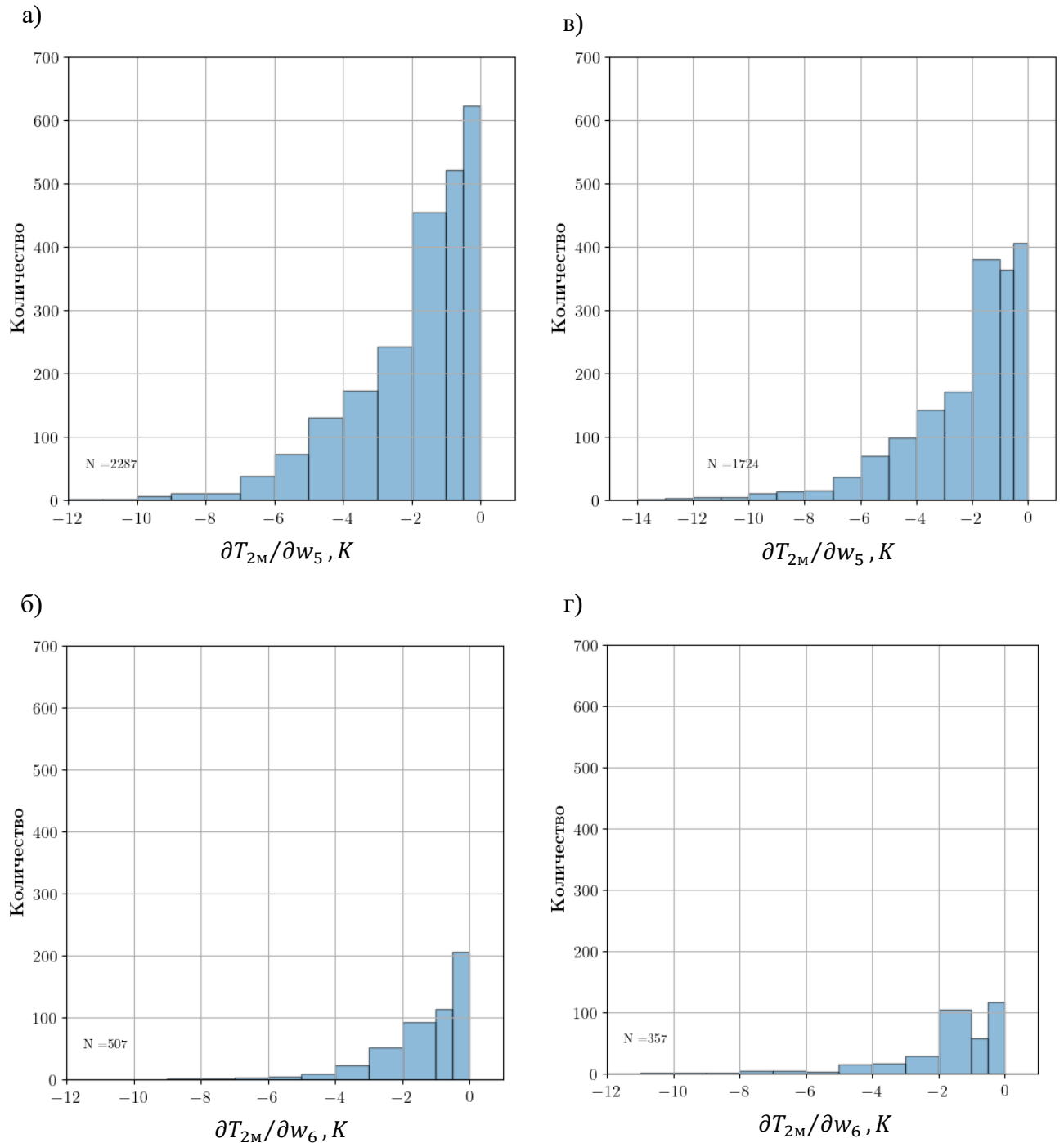


Рисунок 5.2 - Гистограммы распределения $\partial T_{2M}/\partial w_5$ (а, в) и $\partial T_{2M}/\partial w_6$ (б, г) за срок 06 ч ВСВ 01.06.2014 г. для автономной (левый столбец) и совместной (правый столбец) моделей. N – общее количество узлов, представленных на гистограмме.

ности поверхности в ответ на изменения влажности почвы на глубинах представляет отдельный интерес.

При рассмотрении производных метеорологических характеристик также оценивались производные характеристик поверхности по влажности почвы на глубинах: температуры и объемной влажности. Из-за того, что распределение производной температуры поверхности

является двухмодальным (рисунки 5.3, 5.4), средние величины для него не представлены. Оценки производной поверхностной влажности показаны в таблице 5.2.

Таблица 5.2 - Статистические характеристики глобальных распределений производной влажности поверхности для различных слоев многослойной модели ИВМ РАН-МГУ в анализе за срок 06 ч ВСВ 01.06.2014 г.

№ уровня (<i>n</i>)	Глубина уровня, см	Толщина слоя, см	Концентрация корней в слое (доли единицы)	$\partial w_s / \partial w_n$ б/р (медиана и 90-ый процентиль)			
				Автономная модель		Совместная модель	
1	1	1	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02
2	2	2.5	0.05	0.09	0.16	0.10	0.17
3	6	8	0.14	0.03	0.07	0.03	0.08
4	18	24	0.28	0.003	0.02	0.008	0.04
5	54	72	0.31	0.003	0.02	0.008	0.04
6	162	216	0.16	0.002	0.01	0.006	0.03
7	486	648	0.02	0.0004	0.002	0.0008	0.004

Влажность деятельного слоя связана с температурой его поверхности, так как количество влаги в почве контролирует турбулентный поток скрытого тепла. Величина отклика температуры поверхности на возмущения влажности почвы на уровнях 6, 18, 54 и 162 см хорошо согласуется с толщиной слоя и концентрацией корней в нем: чем они больше, тем больше значение производной (рисунки 5.3 и 5.4). Для уровней 162 и 486 см величина $\partial T_s / \partial w_n$ уменьшается относительно уровня 54 см. Несмотря на то, что соответствующие им слои являются самыми толстыми в почвенной колонке, концентрация корней в них значительно ниже, что и сказывается на величине отклика. Наибольшие изменения в температуре поверхности вызывают возмущения влажности почвы на глубинах 6, 18, и 54 см в обеих моделях. Автономная модель подстилающей поверхности хорошо воспроизводит распределение $\partial T_s / \partial w_n$, полученное в совместной модели (рисунки 5.3 и 5.4).

Медиана величины отклика влаги на поверхности через 6 ч интегрирования на ее возмущение на первом сантиметровом уровне составляет всего 0.01 в автономной модели и 0.02 в совместной (таблица 5.2). Это объясняется маленькой толщиной соответствующего слоя и небольшой концентрацией корней в нем; как следствие, быстрым «забыванием» возмущений. Максимальная величина $\partial w_s / \partial w_n$ характерна для уровня 2 см в обеих моделях, с глубиной она уменьшается. Отметим, что производные поверхностной влажности по количеству влаги на уровнях 18 и 54 см примерно одинаковы в рамках каждой модели.

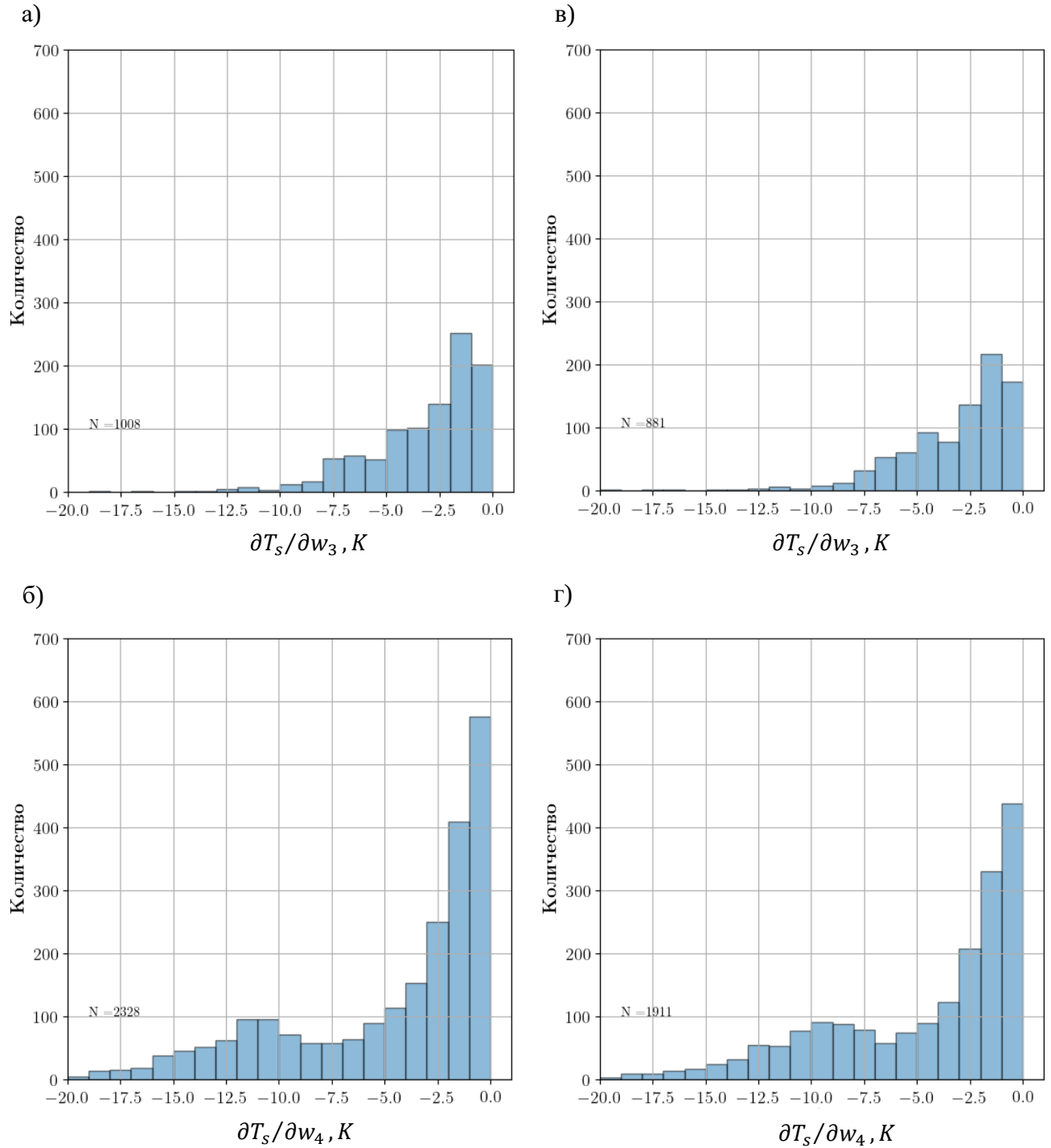


Рисунок 5.3 - Гистограммы распределения $\partial T_s / \partial w_3$ (а, в) и $\partial T_s / \partial w_4$ (б, г) за срок 06 ч ВСВ 01.06.2014 г. для автономной (левый столбец) и совместной (правый столбец) моделей. N – общее количество узлов, представленных на гистограмме.

В результате выражения приземных метеорологических переменных через поверхностные для одних и тех же величин $\delta w_{n,t_0}$ на одинаковых почвенных уровнях $\partial T_{2м} / \partial w_n$ стала меньше $\partial T_s / \partial w_n$ в зависимости от глубины возмущения, а $\partial RH_{2м} / \partial w_n$ меньше $\partial w_s / \partial w_n$.

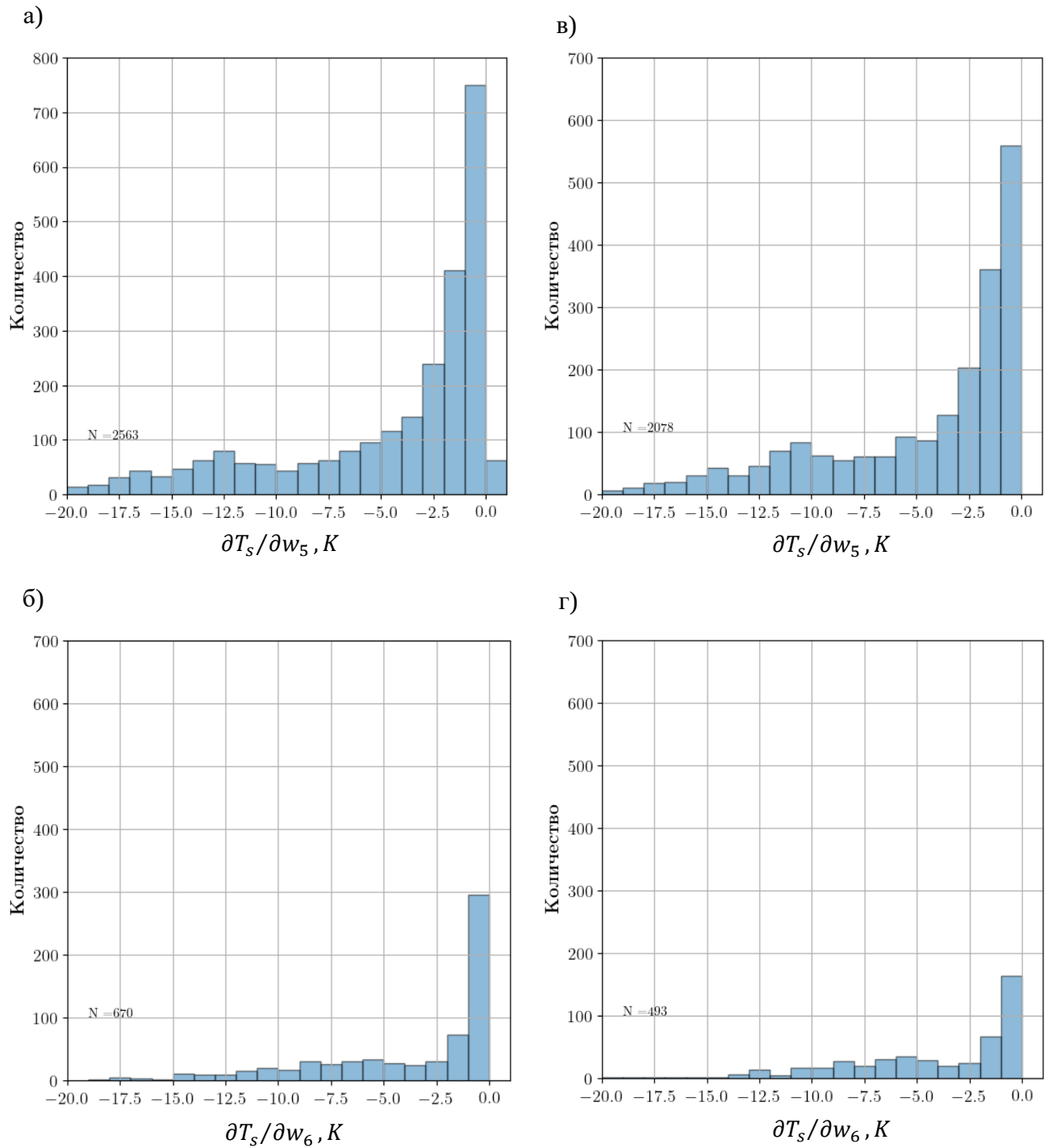


Рисунок 5.4 - Гистограмма распределения $\partial T_s / \partial w_5$ (а, в) и $\partial T_s / \partial w_6$ (б, г) за срок 06ч ВСВ 01.06.2014 г. для автономной (левый столбец) и совместной (правый столбец) моделей. N – общее количество узлов, представленных на гистограмме.

По результатам сопоставления расчетов элементов оператора наблюдений, полученных в автономной и совместной моделях подстилающей поверхности, можно сделать вывод о том, что автономная модель воспроизводит физические и временные связи приземных метеорологических и почвенных переменных схожими с представлениями совместной модели и может быть

использована для оценки оператора наблюдений в случае модели многослойной почвы ИВМ РАГ-МГУ.

Кроме этого, исследования показали, что наибольшие компоненты матрицы Якоби $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$ характерны для уровней 6, 18, 54 и 162 см. Однако уровень 162 см содержит небольшое количество узлов, пригодных для анализа, поэтому в дальнейших исследованиях он рассмотрен не будет.

5.1.2 Выбор величины возмущения

Выбор величины $\delta w_{n, t_0}$ (3.33) зависит от полноты описания взаимодействия подстилающей поверхности и атмосферы в модели (совместного или автономного), так как это влияет на чувствительность общей схемы [110].

В нашем случае функция $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ нелинейна, поэтому необходимо определить масштаб величины возмущения влажности почвы $\delta w_{n, t_0}$, на котором вклад нелинейных компонентов, появляющихся при ее разложении в ряд Тейлора, является наименьшим (3.42). Для оценки точности линеаризации оператора $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$ была проведена серия экспериментов. Уровни с наибольшими $\partial T_{2м}/\partial w_n$ и $\partial RH_{2м}/\partial w_n$ возмущались положительными и отрицательными значениями $\delta w_{n, t_0}$ в шахматном порядке, как было предложено ранее. Величины $\delta w_{n, t_0}$ брались в процентах от SWI_{n, t_0} (3.33). На рисунке 5.5 представлены зависимости доли нелинейной части для компонент приземной температуры оператора наблюдений $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ от значений $\delta w_{n, t_0}$ для уровней 6, 18 и 54 см. Статистические характеристики получены для глобальных распределений исследуемой величины. На рисунке 5.6 показаны такие же зависимости, но для компонент относительной влажности воздуха. Рассмотрены операторы наблюдений, полученные в автономной и совместной моделях подстилающей поверхности.

Для применения разложения в ряд Тейлора функция $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ должна линеаризоваться на некотором промежутке. В данном случае предположим, что на некотором промежутке значения компонент $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$ не должны быть зависимы от величины $\delta w_{n, t_0}$ (стабилизироваться). Также заметим, что согласно определению производной, бесконечно малое возмущение должно наилучшим образом аппроксимировать функцию $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$, т.е. с уменьшением $\delta w_{n, t_0}$ вклад нелинейных членов должен стремиться к нулю.

На практике оказывается, что слишком маленькие возмущения (менее 1% от SWI_{n, t_0}) вызывают численный шум и приводят к увеличению нелинейной части. Слишком большие возмущения (больше 8% от SWI_{n, t_0}) также ухудшают качество линеаризации. Эти выводы согла-

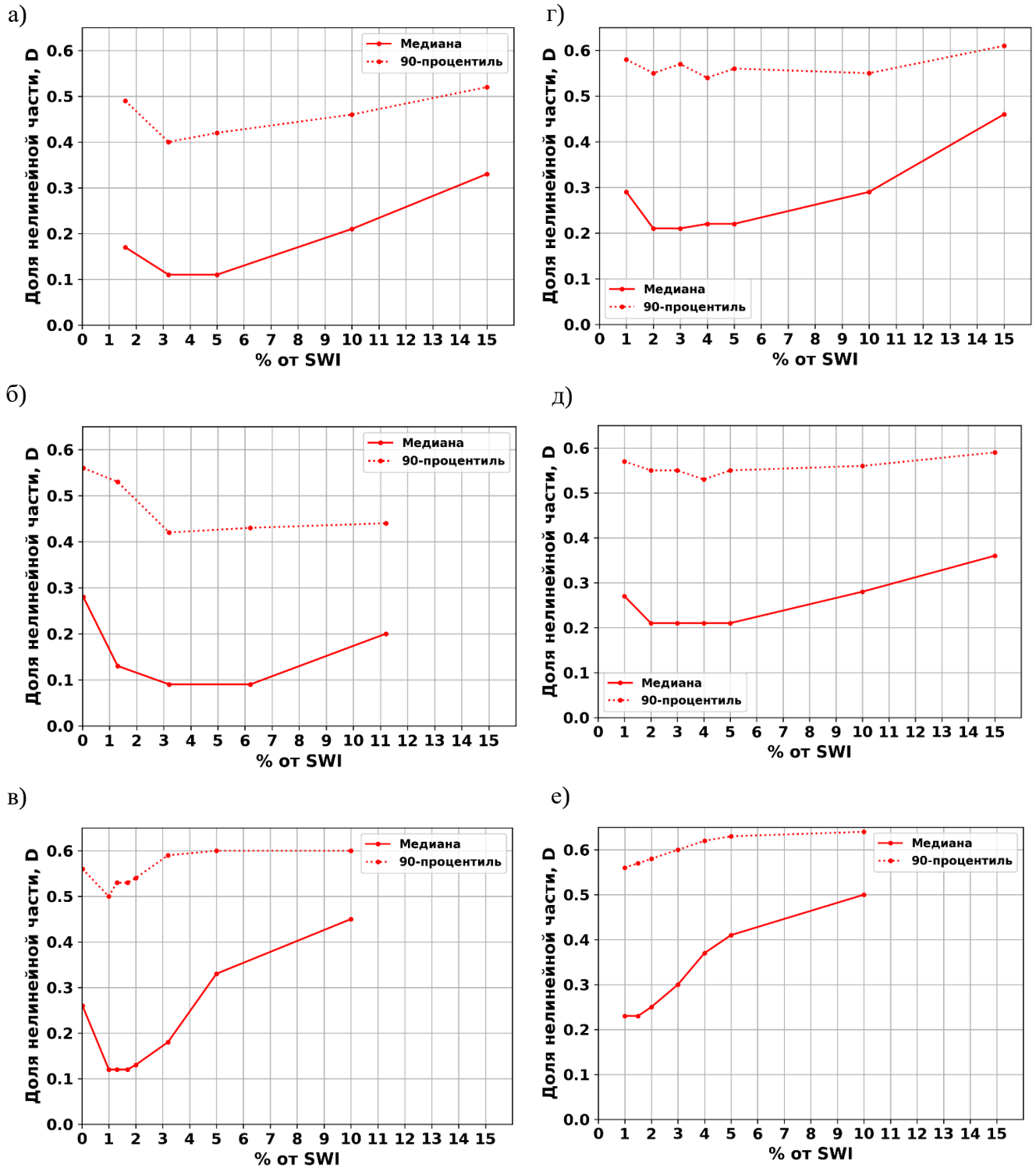
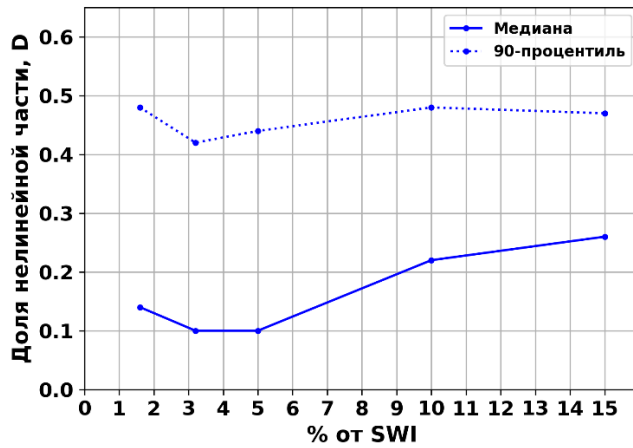
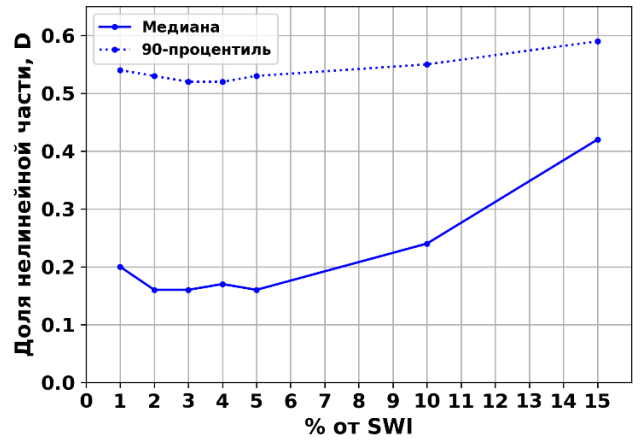


Рисунок 5.5 – Зависимость доли нелинейной части $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ для элементов приземной температуры воздуха от величины возмущения $\delta W_{n, t_0}$ (в процентах от SWI) для уровней 6 (а, г), 18 (б, д) и 54 (в, е) см при расчете $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ автономной (левый столбец) и совместной (правый столбец) моделями.

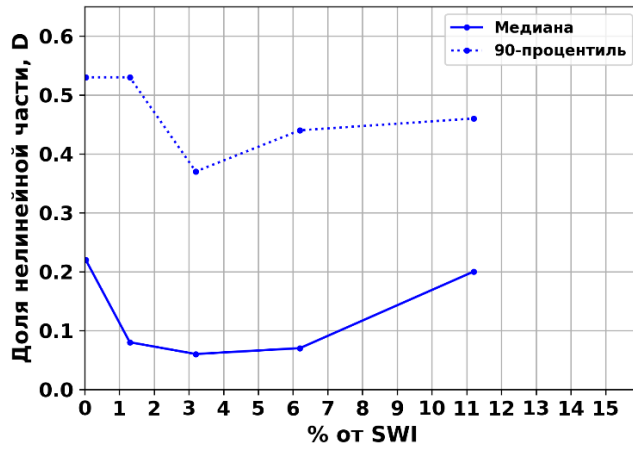
а)



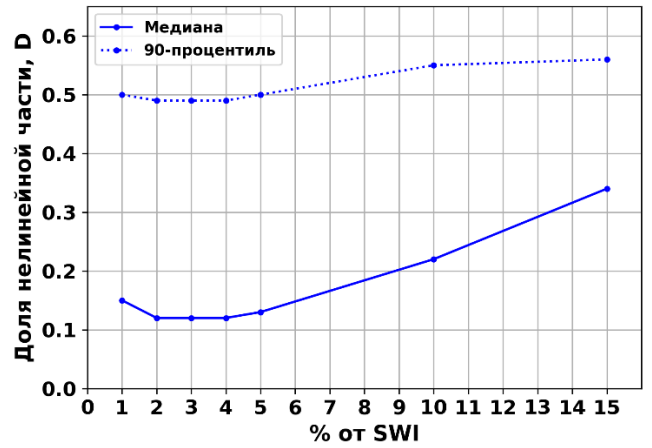
г)



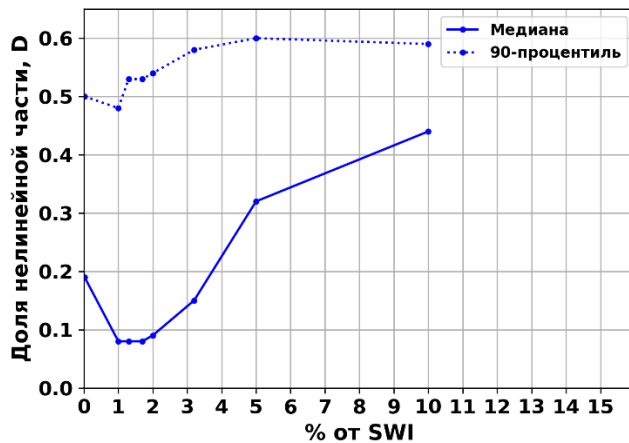
б)



д)



в)



е)

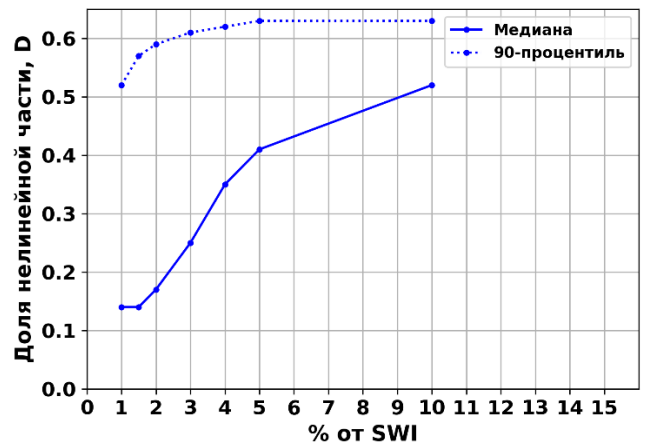


Рисунок 5.6 – Зависимость доли нелинейной части элементов приземной относительной влажности воздуха $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ от величины возмущения $\delta w_{n, t_0}$ (в процентах от SWI) для уровней 6 (а, г), 18 (б, д) и 54 (в, е) см при расчете $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ автономной (левый столбец) и совместной (правый столбец) моделями.

суются с полученными в работах [44, 96, 107]. В результате, как для автономной, так и для совместной модели диапазон приемлемых возмущение составляет от 1 до 6.2% от SWI_{n,t_0} . Сопоставляя кривые для автономной (рисунки 5.5 а – в, 5.6 а – в,) и совместной моделей (рисунки 5.5 г – е, 5.6 г – е), видно, что доля нелинейной части примерно на 10% больше у совместной модели для всех рассматриваемых слоев. На основании этого можно сделать вывод о том, что использование автономной модели подстилающей поверхности не только сокращает время вычислений, но и позволяет точнее аппроксимировать оператор наблюдений.

Диапазоны оптимальных возмущений выбирались как интервалы, где D было наименьшим, а медиана ее глобального распределения практически не зависела от $\delta w_{n,t_0}$. Для уровней 6 и 18 см в автономной модели таковым является $[0.03 \cdot SWI_{3,4}; 0.05 \cdot SWI_{3,4}]$, а в совместной $[0.02 \cdot SWI_{3,4}; 0.05 \cdot SWI_{3,4}]$. Для уровня 54 см в автономной модели $\delta w_{5,t_0} \in [0.01 \cdot SWI_5; 0.02 \cdot SWI_5]$, в совместной модели $\delta w_{5,t_0} \in [0.01 \cdot SWI_5; 0.015 \cdot SWI_5]$.

5.1.3 Суточный ход

Необходимо отметить, что компоненты матрицы Якоби имеют как суточный, так и годовой ход. В таблице 5.3 представлены статистические характеристики глобальных распределений значений компонент приземной температуры и относительной влажности для уровня 18 см за сутки 02.06.2014 г. и 02.01.2015 г. в основные синоптические сроки наблюдений. Наибольшие средние глобальные величины $\partial T_{2м}/\partial w_4$ и $\partial RH_{2м}/\partial w_4$ отмечаются для сроков анализа 12 и 18 ч ВСВ независимо от сезона, что отличает имеющиеся результаты от статистики оператора наблюдений в модели ISBA-2L в зимний период.

Оператор $\mathbf{H}_{0 \rightarrow 1, t_1}$ представляет собой значения траекторий модельных переменных в моменты наблюдений, полученные в результате 6-ти часового интегрирования модели. То есть наибольшие значения компоненты матрицы Якоби приобретают в результате отклика приземных характеристик воздуха на возмущения влажности почвы в период с 06 до 12 ч ВСВ и с 12 до 18 ч ВСВ. Эти промежутки соответствуют времени, когда большая часть территории суши, в узлах которой проводится анализ, освещена и турбулентные процессы около ее поверхности наиболее интенсивны (в летний период). Из таблицы 5.3 видно, что автономная модель хорошо воспроизводит суточный ход элементов матрицы Якоби в летний для Северного полушария период. Хотя величины элементов приземной относительной влажности в автономной модели меньше, чем в совместной, что уже отмечалось выше.

Таблица 5.3 – Суточный ход медиан глобальных распределений значений элементов матрицы Якоби для уровня 18 см многослойной модели почвы ИВМ РАН-МГУ

Оцениваемый элемент матрицы и дата оценки	Вид модели	Сроки анализа, часы ВСВ			
		00	06	12	18
$\partial T_{2м}/\partial w_4, K$	Автономная	-1.02	-0.67	-1.86	-1.26
	Совместная	-1.22	-1.26	-2.19	-2.95
$\partial RH_{2м}/\partial w_4, \%$	Автономная	5.76	5.20	6.12	7.86
	Совместная	10.79	15.48	18.11	20.95
02.01.2015 г.					
$\partial T_{2м}/\partial w_4, K$	Автономная	-0.64	-0.67	-2.00	-2.89
	Совместная	-1.19	-1.15	-2.65	-3.65
$\partial RH_{2м}/\partial w_4, \%$	Автономная	3.20	6.26	9.04	8.06
	Совместная	7.12	10.57	19.51	15.98

5.2 Ковариационные матрицы ошибок первого приближения и ошибок наблюдений

Для оценки ошибок фоновых полей влагосодержания многослойной модели ИВМ РАН-МГУ в составе модели ПЛАВ использовались данные наблюдений станции наземных сетей SMOSMANIA, TERENO, NOBE, USCRN и SCAN, описанные в Главе 3. Методика оценки выбрана такая же, как в Главе 3. Расчет ошибок проводился для модельных уровней 6, 18 и 54 см, так как они являются наиболее перспективными для анализа. Наличие дискретизации в корнеобитаемой зоне позволило точнее определить эти ошибки, чем для модели ISBA-2L. Результаты средних оценок по сетям представлены в таблице 5.4. Количество использованных станций в каждой сети указано в таблице в скобках к ее названию, в отдельной колонке указано количество узлов модели, попавших в оценку.

Ошибки оценивались за июнь 2014 г. Длина оцениваемого ряда равна 120 значениям для каждого модельного узла и каждой станции наблюдений.

Средняя ошибка для рассмотренных уровней модели в основном имеет отрицательный знак, то есть моделируемая влажность почвы суше, чем фактическая. По данным наблюдений она колеблется от -0.06 до -0.12 м³/м³ для уровня 6 см, от -0.03 м³/м³ до -0.12 м³/м³ для уровня 18 см, и от -0.17 до 0.03 м³/м³ для уровня 54 см. СКО ошибки лежит в диапазоне от 0.03 м³/м³ до 0.08 м³/м³ для всех уровней.

Таблица 5.4 - Ошибки полей первого приближения влажности почвы в отсутствии их анализа по данным *in situ* наблюдений влажности почвы. Июнь 2014 г.

Глубина уровня сравнения, <i>см</i>	Средняя ошибка, $\text{м}^3/\text{м}^3$	СКО ошибки, $\text{м}^3/\text{м}^3$	Количество узлов модели
USCRN (20)			
6	-0.12	0.05	18
18	-0.10	0.07	18
54	-0.09	0.08	18
SCAN (16)			
6	-0.08	0.08	14
18	-0.12	0.05	14
54	-0.17	0.06	9
HOBE (22, 21)			
6	-0.12	0.05	2
18	-0.06	0.036	2
54	0.03	0.026	2
TERENO (4, 4)			
6	-0.12	0.05	2
18	-0.11	0.05	2
54	-0.11	0.05	2
SMOSMANIA (15)			
6	-0.06	0.036	11
18	-0.03	0.05	11

Какой-либо зависимости изменения величины среднеквадратической ошибки с глубиной, характерной для всех сетей, не прослеживается. На двух из пяти она уменьшается с глубиной, на двух других увеличивается. Такая оценка ошибок может считаться только приблизительной в силу ограниченного набора данных наблюдений и довольно большого размера ячейки сетки модели. Поэтому рассматривалась возможность задания СКО этих ошибок функцией от параметров почвы, предложенной в Главах 3 и 4 (формулы (3.31) и (4.1)). Для этого было решено провести серию численных экспериментов в различных постановках, отличающихся величиной задания оценок полей первого приближения влажности почвы, аналогичных экспериментам с анализом модели ISBA-2L.

Отметим, что такие небольшие значения σ_{b_n} , которые накладывают ограничение на итоговую величину инкремента, связаны с описанием параметров почвы в параметризации. Полевая влагемкость и влажность на уровне завядания в нашей реализации модели многослойной почвы ИВМ РАН-МГУ вычисляется также, как и в схеме ISBA-2L [179]. В последней для компенсации переоцененной глубины залегания корней была искусственно уменьшена максимальная величина влаги, доступная для транспирации растений ($w_{fc_i} - w_{wilt_i}$) [103], от которой зависят ошибки первого приближения.

5.3 Сравнение результатов численных экспериментов с расчетом оператора наблюдений автономной и совместной моделями

Как указывалось в Главе 3, использование совместной модели подстилающей поверхности для вычисления оператора наблюдений должно быть методологически вернее, чем автономной, так как она отражает в полной мере реакцию переменных пограничного слоя на возмущение влагосодержания почвы. Однако в оперативном режиме такая система усвоения малоприменима из-за высокой стоимости расчетов. Эксперименты в разделе 5.1 показали, что предложенная автономная модель подстилающей поверхности может быть использована для расчета оператора наблюдений, в связи с тем, что она правильно воспроизводит физические процессы и позволяет точнее аппроксимировать оператор наблюдений.

Использование предложенной в разделе 3.3.4 системы усвоения для модели многослойной почвы требует 4 дополнительных прогноза, то есть увеличивает время подготовки анализа примерно в 2.7 раза. Применение автономной модели подстилающей поверхности для расчета оператора наблюдений позволяет уменьшить время подготовки анализа за счет отсутствия вычислений динамики атмосферы. В этом случае увеличение время расчета одного цикла анализа составляет примерно 1.7 раза (с учетом чтения и записи файлов). Приведенные цифры могут отличаться в зависимости от количества используемых ядер и процессоров.

Для проверки того, сказывается ли расчет оператора наблюдений с помощью автономной модели на точности итоговых анализов влажности почвы и прогнозов метеорологических характеристик, использующих эти анализы в качестве начальных данных, была проведена серия экспериментов.

В нем рассчитывалось два анализа для уровней 18 и 54 см. В первом из них прогнозы для расчета $H_{0 \rightarrow 1, t_1}$ производились автономной моделью подстилающей поверхности (“18 – 54_01”), во втором – совместной (“18 – 54_01_coup”). Алгоритм обеих технологий представлен в Главе 3. Согласно методическим экспериментам из раздела 5.1, величины возмущений влажности почвы задавались равными $\delta w_{4, t_0} = 0.03 \cdot SWI_4$ и $\delta w_{5, t_0} = 0.015 \cdot SWI_5$. СКО ошибок первого приближения рассчитывалась по формуле (3.31), согласно рассуждениям раздела 5.2.

Усвоение производилось каждые 6 ч вместе с формированием анализа приземных характеристик в сроки 00 ч ВСВ, 06 ч ВСВ, 12 ч ВСВ и 18 ч ВСВ. Оба почвенных анализа получены в результате циклического усвоения, когда на основе полей первого приближения (прогноза с заблаговременностью 6 ч) рассчитываются поля анализа, стартуя с которых,

вычисляются следующие поля первого приближения. Анализ температуры почвы производился одновременно с анализом влажности почвы для уровней 1 и 2 см [146].

5.3.1 Анализ влажности почвы

Для оценки ошибок анализа влагосодержания многослойной модели ИВМ РАН-МГУ в составе модели ПЛАВ использовались данные наблюдений станции наземных сетей SMOSMANIA, TERENO, NOBE и USCRN, описанные в Главе 3. Методика оценки выбрана следующая: модельные данные должны оцениваться в пространстве наблюдений, то есть модельный прогноз интерполировался в узлы станций, и на уровне измерений; сравнивался с наблюдениями и полученные оценки осреднялись по каждой сети отдельно. Таким образом для каждой сети получались ряды, длина каждого из которых составляет 124 значения.

Результаты средних оценок по сетям для июля 2014 г представлены в таблице 5.5 (жирным шрифтом выделены наименьшие ошибки в паре экспериментов). Количество станций каждой сети, участвовавших в оценке, указано в таблице в скобках к ее названию. Разница (при ее наличии) в ошибках двух рядов значима на уровне 95% по парному критерию Стьюдента. Несмотря на то, что анализ проводился только для уровней 18 и 54 см в оценке изменения его точности исследовались и уровни, расположенные выше. Это связано с тем, что, во-первых, анализ рассчитывался в системе циклического усвоения. В результате чего он становится сильно модельно-зависимым, так как изменение состояния поля влаги находит обратный отклик в атмосфере и наоборот. Таким образом, изменение влагосодержания в анализе, осредненное за месяц, может быть связано не только с добавлением/удалением количества влаги за счет инкремента анализа, но и объясняться косвенными причинами. Например, небольшое изменение влажности почвы в анализе может привести к формированию конвективной облачности и выпадению осадков при вычислении полей первого приближения. В результате чего увеличится влагосодержание поверхности сначала в полях первого приближения, а затем и в анализе на следующем цикле усвоения.

На рисунках 5.7 и 5.8 видно, что величина и география распределения инкрементов влажности почвы в обоих экспериментах отличается незначительно. Как следствие не отмечается и больших отличий в оценках анализа влажности почвы (таблица 5.5).

Таблица 5.5 - Ошибки полей анализа влажности почвы, полученные с использованием автономной (18 – 54_01) и совместной (18 – 54_01_coup) моделей подстилающей поверхности для уровней 18 и 54 см по данным наземных наблюдений влажности почвы

Глубина уровня сравнения, см	Средняя ошибка (Δ), м ³ /м ³		Среднеквадратическая ошибка, м ³ /м ³	
	18 – 54_01	18 – 54_01 _coup	18 – 54_01	18 – 54_01 _coup
USCRN (20)				
5	-0.07	-0.06	0.19	0.19
10	-0.06	-0.06	0.19	0.19
20	-0.04	-0.04	0.18	0.18
50	-0.03	-0.03	0.17	0.17
100	-0.06	-0.06	0.16	0.16
HOBE (22, 22, 21)				
0	-0.03	-0.03	0.07	0.07
20	-0.02	-0.02	0.06	0.06
50	0.02	0.02	0.07	0.07
TERENO (5, 4, 4)				
5	-0.06	-0.06	0.12	0.12
20	-0.04	-0.04	0.09	0.09
50	-0.08	-0.08	0.10	0.10
SMOSMANIA (15)				
5	0.11	0.11	0.34	0.34
10	0.10	0.10	0.33	0.33
20	0.15	0.15	0.34	0.34
30	0.17	0.17	0.35	0.35

Отсутствие значимых в статистическом смысле отличий подтверждает возможность использования автономной модели подстилающей поверхности в расчете анализа. Полученные результаты не охватывают все регионы земного шара, поэтому нельзя утверждать, что повышение точности аппроксимации в автономной модели, которое отмечалось в разделе 5.1, никак не сказывается на качестве анализа влажности почвы.

5.3.2 Прогноз приземных переменных

Для проверки возможности использования анализа влажности почвы, полученного с помощью автономной модели подстилающей поверхности, в глобальном масштабе был проведен следующий численный эксперимент. В качестве начальных данных были использованы два анализа «18 – 54_01» и «18 – 54_01_coup» из предыдущего подраздела, на их основе были вычислены две серии прогнозов с заблаговременностью от 12 до 96 часов с использованием одной и той же прогностической модели. Расчет прогнозов стартовал в 12 ч ВСВ ежедневно в течение июля и августа 2014 г. Для оценки успешности этих прогнозов были получены средние

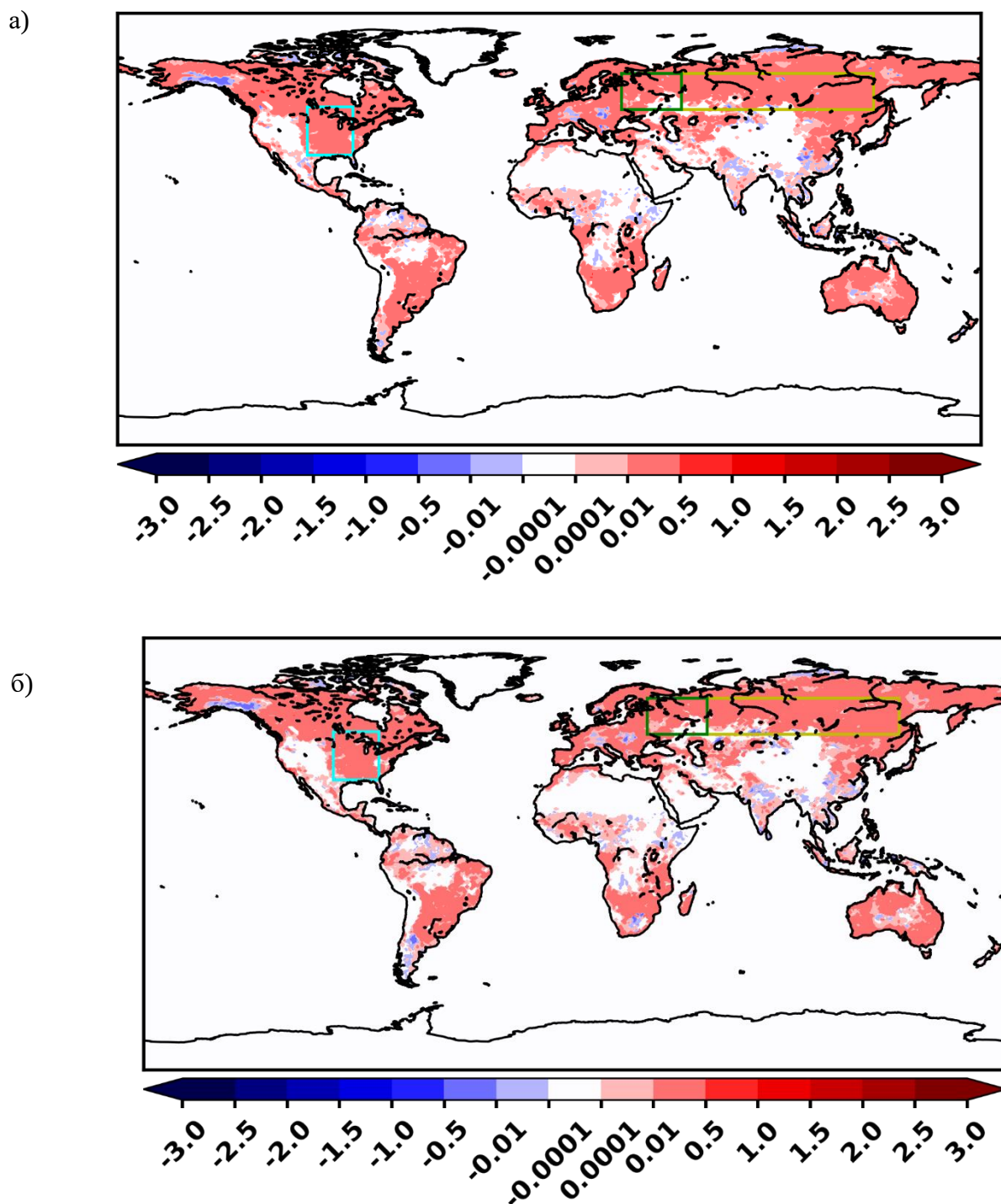
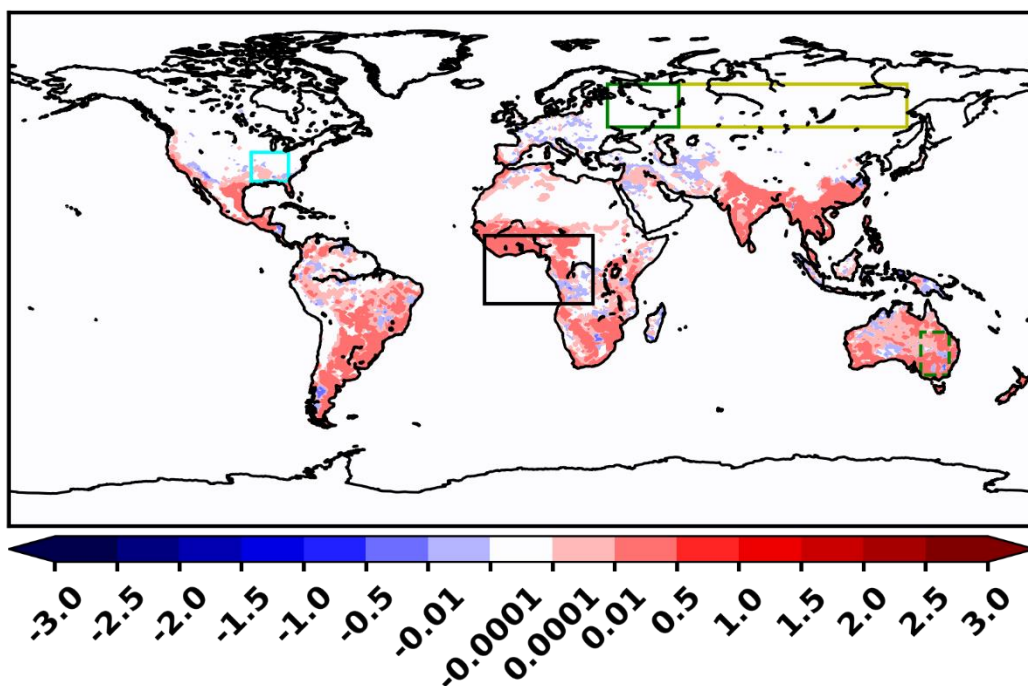


Рисунок 5.7 - Среднемесячные суммарные инкременты анализа влажности (мм) в почвенном столбе для экспериментов «18 – 54_01 (а)» и «18 – 54_01_soupr» (б) за июль-август 2014 г. Прямоугольниками показаны области оценки прогнозов: Азия (желтый цвет), ЕТР (зеленый цвет), юго-восток Северной Америки (бирюзовый цвет).

а)



б)

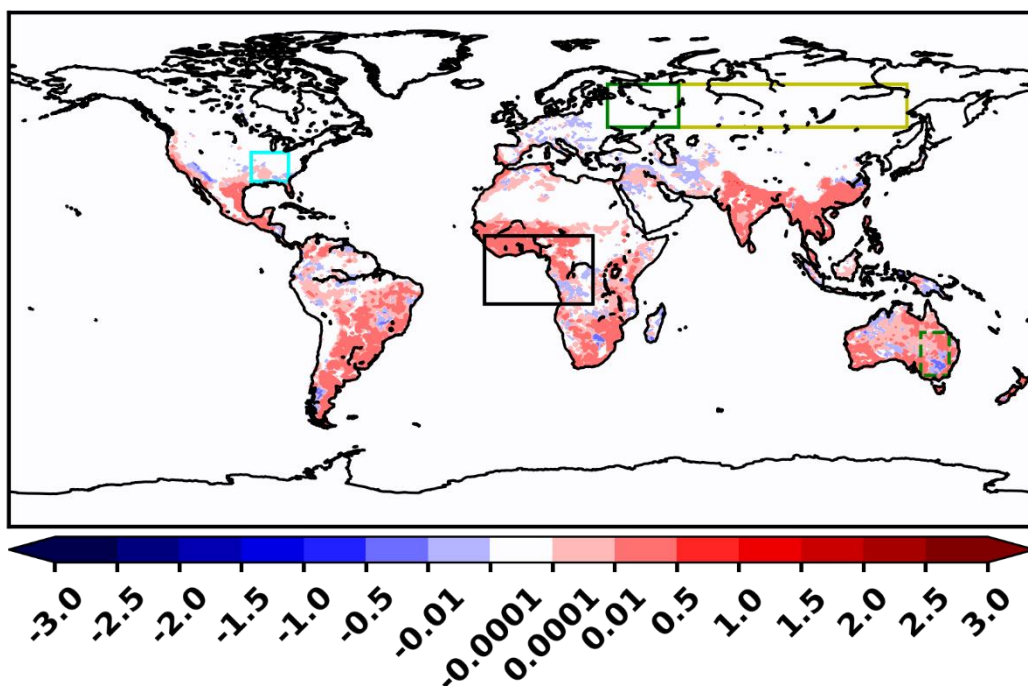


Рисунок 5.8 - Среднемесячные суммарные инкременты анализа влажности (мм) в почвенном столбе для экспериментов «18 – 54_01 (а)» и «18 – 54_01_сoup» (б) за январь 2015 г. Прямоугольниками показаны области оценки прогнозов: Азия (желтый цвет), ЕТР (зеленый цвет), юго-восток Северной Америки (бирюзовый цвет).

и среднеквадратические ошибки по регионам: Азия [$50^{\circ}\text{с.ш.} - 65^{\circ}\text{с.ш.}, 55^{\circ}\text{в.д.} - 135^{\circ}\text{в.д.}, N = 671$], европейская территория России [ЕТР, $30^{\circ}\text{с.ш.} - 55^{\circ}\text{с.ш.}, 50^{\circ}\text{в.д.} - 65^{\circ}\text{в.д.}, N = 439$] и восток Северной Америки [$31^{\circ}\text{с.ш.} - 51^{\circ}\text{с.ш.}, 82^{\circ}\text{з.д.} - 100^{\circ}\text{з.д.}, N = 138$].

Для оценки возможности круглогодичного применения предложенной технологии были рассчитаны прогнозы для января 2015 г по этой же технологии. В качестве оцениваемых регионов в этот период выбраны регионы: Африка ($[12^{\circ}\text{ю.ш.} - 12^{\circ}\text{с.ш.}, 13^{\circ}\text{з.д.} - 25^{\circ}\text{в.д.}, N = 76]$) и восточная часть Австралии ($[22^{\circ}\text{ю.ш.} - 37^{\circ}\text{с.ш.}, 140^{\circ}\text{в.д.} - 150^{\circ}\text{в.д.}, N = 82]$), так как предложенные выше области Северного полушария в этот период покрыты снегом.

Как указывалось в предыдущем подразделе, инкременты влажности почвы в экспериментах «18 – 54_01» и «18 – 54_01_soup» в Северном полушарии в июле-августе 2014 г отличаются незначительно. Как следствие, различия в точности прогнозов приземных характеристик небольшие, но статистически значимые на уровне 95% по парному критерию Стьюдента (рисунок 5.9). Для региона Азии использование анализа влажности почвы, полученного с использованием автономной модели, уменьшило среднюю и среднеквадратическую ошибку прогноза приземной температуры воздуха на величину до 0.1°C , а относительной влажности воздуха до 0.5%. Для региона ЕТР обе ошибки прогноза приземной температуры уменьшились на величину до 0.05°C . А для территории Северной Америки максимальное повышение точности прогноза в величинах средней ошибки для T_{2M} составило 0.2°C , для RH_{2M} 0.7%; в величинах среднеквадратической ошибки – 0.1°C и 1% соответственно.

В рассматриваемых областях Африки и Австралии значимых отличий в оценках прогнозов экспериментов «18 – 54_01» и «18 – 54_01_soup» за январь 2015 г не отмечается (рисунок 5.10). Применение автономной модели подстилающей поверхности для расчета оператора наблюдений в анализе не приводит к деградации прогноза, использующего полученный анализ в качестве начальных данных, по сравнению с прогнозом, начальные данные для которого подготавливались совместной моделью. При этом применение автономной модели позволяет сократить время расчета анализа примерно в полтора раза по сравнению с использованием совместной модели. Следовательно, технология, включающая в себя расчет оператора наблюдений автономной моделью, может быть использована как основная при дальнейших исследованиях.

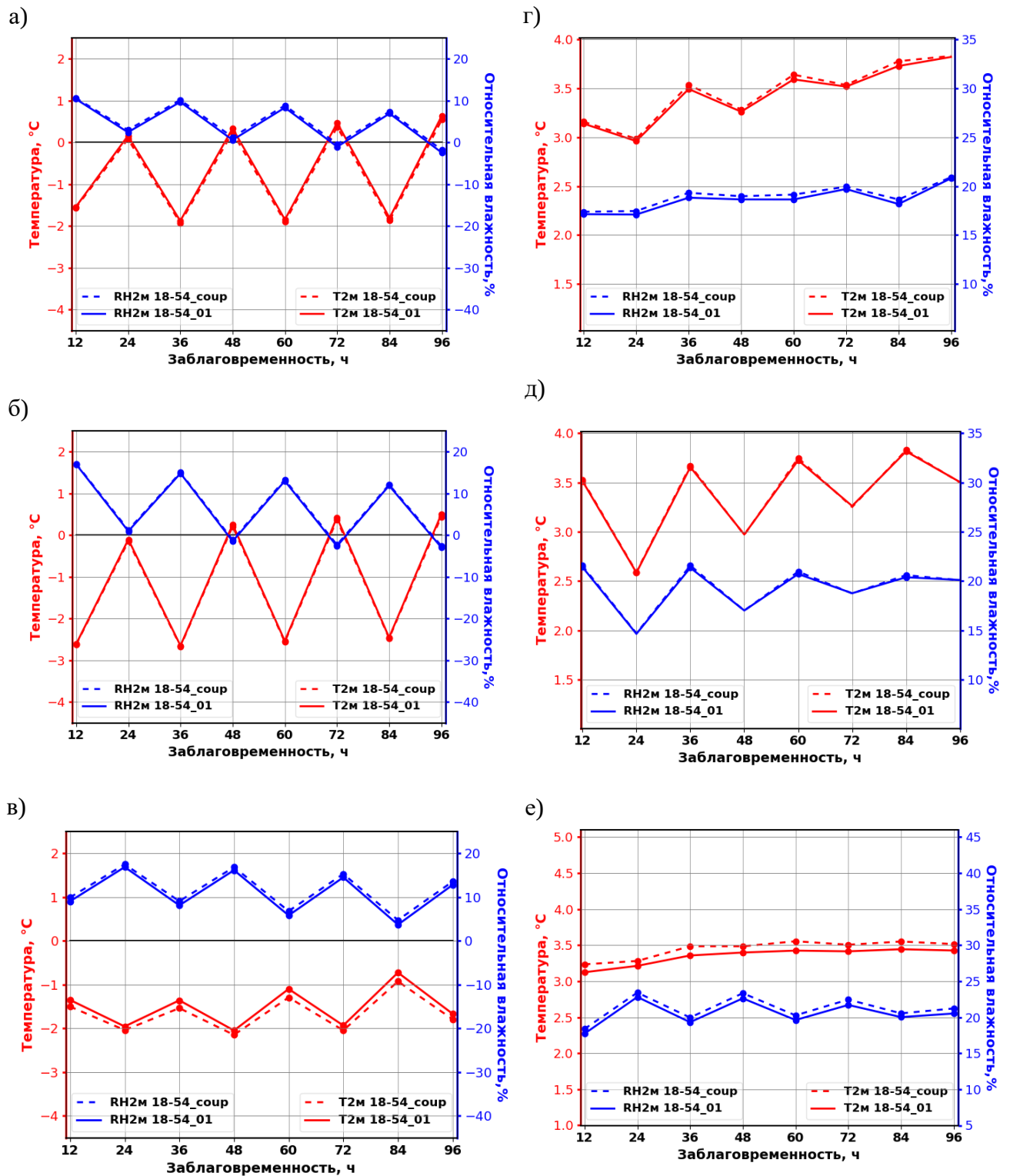


Рисунок 5.9 - Средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) ошибки прогнозов T_{2m} (красный цвет) и RH_{2m} (синий цвет, в %) для территории регионов Азии (а, г), ЕТР (б, д), юго-востока Северной Америки (в, е) за период с 1 июля по 31 августа 2014 г. «18 – 54_01_coupe» – прогноз с анализа, полученного совместной моделью, «18 – 54_01» – прогноз с анализа влажности почвы, полученного автономной моделью. Точками обозначены пары, разница между которыми значима на уровне 95% по парному критерию Стьюдента.

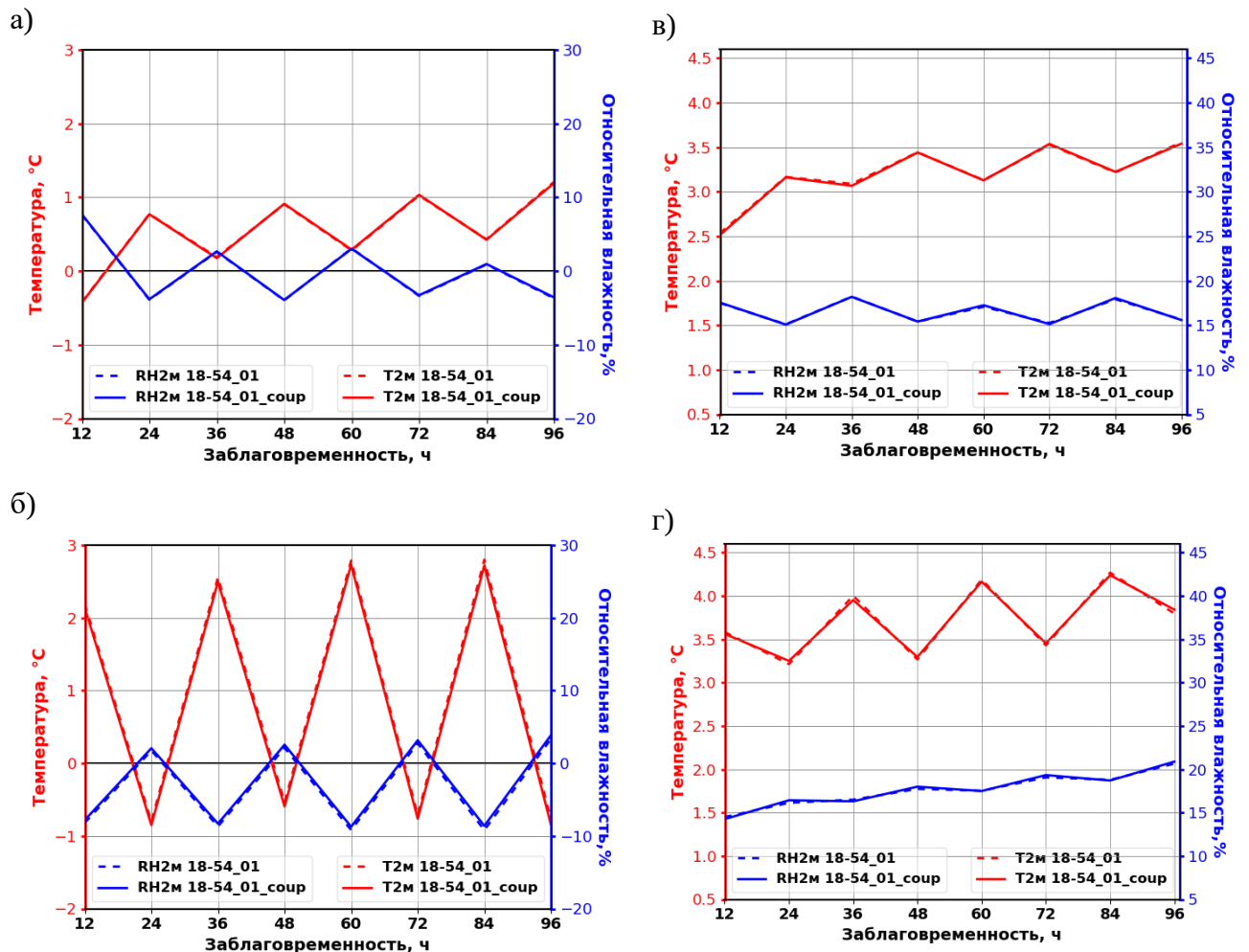


Рисунок 5.10 - Средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) ошибки прогнозов T_{2m} (красный цвет) и RH_{2m} (синий цвет, в %) для регионов Африки (а, в) и Австралии (б, г) за период с 1 по 31 января 2015 г. «18 – 54_01_coup» – прогноз с анализа, полученного совместной моделью, «18 – 54_01» - прогноз с анализа влажности почвы, полученного автономной моделью.

5.4 Результаты методических численных экспериментов с анализом влажности почвы

В этом разделе будут продолжены методические исследования, связанные с оператором наблюдений и оценкой ошибок полей первого приближения. Согласно выводам, сделанным в разделе 5.3 для расчета оператора наблюдений в экспериментах, представленных в данном разделе, будет использоваться автономная модель подстилающей поверхности.

Во всех постановках, представленных ниже, сначала вычислялся анализ влажности почвы в ходе циклической технологии для многослойной модели ИВМ РАН-МГУ, предложенной в Главе 3. Затем с его использованием рассчитывался прогноз приземных характеристик

глобальной моделью ПЛАВ 2018. В данном разделе будут показаны оценки экспериментов в различных постановках, рассчитанные для июля 2014 г.

Предполагается, что усвоение приземных характеристик приближает состояние почвы к фактическому. Поэтому эффект от него может прослеживаться и в прогностических полях модели атмосферы, например, в прогнозах приземных метеорологических характеристик или осадков. В этом разделе будет рассмотрено влияние анализа почвенных переменных на прогнозы приземной температуры и относительной влажности воздуха.

5.4.1 Влияние анализов влагосодержания различных слоев почвы на точность прогнозов приземных метеорологических характеристик

В этом эксперименте сравнивались две серии численных прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха. В качестве начальных данных для них задавались поля анализа влажности почвы. В первом случае анализу подвергались данные на уровнях 6 и 18 см (эксперимент «6 – 18_02»), а во втором - на уровнях 18 и 54 см (эксперимент «18 – 54_02»). Оба анализа почвы подготавливались методом упрощенного расширенного фильтра Калмана по технологии расчета, предложенной в Главе 3. Циклическое усвоение анализа наблюдений $T_{2м}$ и $RH_{2м}$ производилось каждые 6 часов вместе с его формированием в сроки 00 часов ВСВ, 06 часов ВСВ, 12 часов ВСВ и 18 часов ВСВ.

Исследуемые прогнозы стартовали с начальных данных для срока 12 часов ВСВ. В качестве оценочного выбран временной интервал с 1 по 31 июля 2014 г. При этом на адаптацию модели к усвоению отводился один месяц (июнь 2014 г.).

Ошибки наблюдений приняты одинаковыми в обоих расчетах и равны $\sigma_{T_{2м}} = 1К$, $\sigma_{RH_{2м}} = 10\%$. СКО ошибки фоновых полей также были одинаковыми и вычислялись по формуле (4.1). Величины возмущений $\delta w_{n,t_0}$ в экспериментах «6 – 18_02» и «18 – 54_02» выбраны равными $0.032 \cdot SWI_{3,4}$ и $0.02 \cdot SWI_5$ для верхнего и нижнего уровня анализа соответственно. Такие значения соответствуют рекомендациям, полученным в разделе 5.1.

В относительных единицах ($м^3/м^3$) размеры инкрементов анализа примерно одинаковы в обоих экспериментах, но при переводе их в толщину слоя воды (мм) значения инкремента увеличиваются пропорционально суммарной толщине корректируемых слоев. Таким образом величина инкремента почти на всей территории суши становится больше в эксперименте «18 – 54_02» (рисунок 5.11).

Результаты прогнозов показаны на рисунке 5.12. Регионы и параметры оценки выбраны такими же, как и в предыдущем разделе, кроме области Северной Америки [$31^{\circ}с.ш.$ - $41^{\circ}с.ш.$,

82°з.д. - 95°з.д., $N = 33$]. Данные регионы выбраны в связи с тем, что в них отмечались наибольшие среднемесячные инкременты влажности почвы в представленных экспериментах.

Среднеквадратические ошибки прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха с заблаговременностями, кратными суткам (+24 ч, +48 ч), для регионов ЕТР и Азии в обоих экспериментах оказались примерно равны, с небольшим ухудшением точности прогноза на сроки +72 ч и +96 ч для расчета с более глубокими слоями (рис. 5.12 д). На территории ЕТР оно составило 0.2 – 0.25°C в случае приземной температуры и 1.2 – 1.6% – приземной относительной влажности воздуха. Для прогнозов с заблаговременностями, кратными полусуткам (+12ч, +36ч и т.д.) среднеквадратические ошибки обеих приземных характеристик меньше в эксперименте «18 – 54_02». Преимущество расчета с более глубокими слоями составило до 0.4°C и 5% на территории ЕТР, и до 0.24°C и 2.5 % на территории Азии.

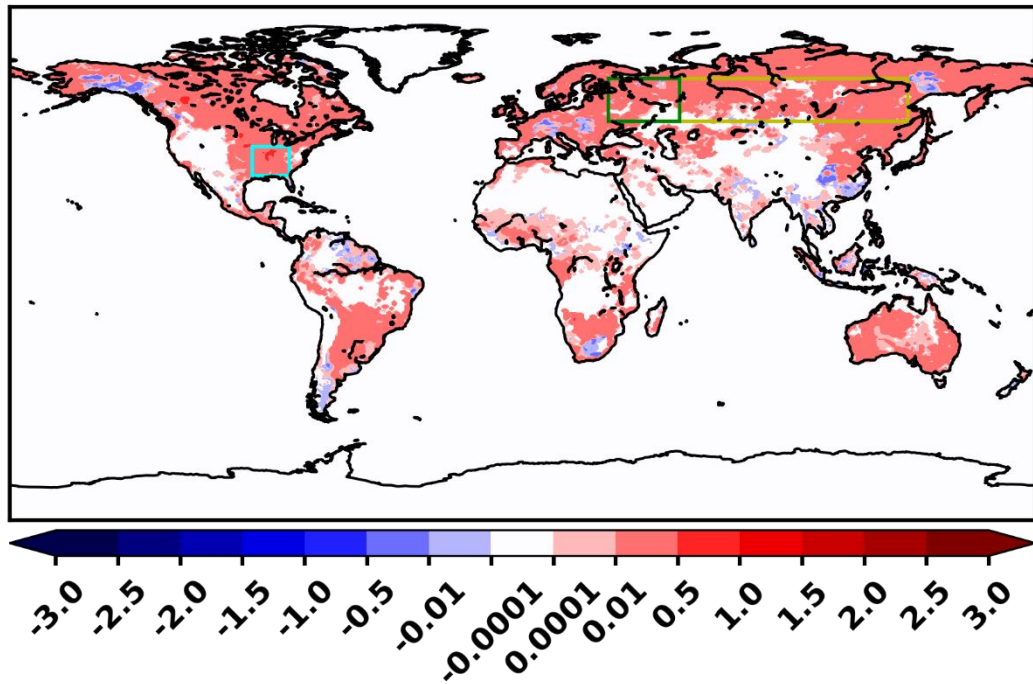
Для региона Северной Америки зависимости от заблаговременности прогноза не прослеживается, и расчет с использованием анализа более глубоких слоев всегда имеет меньшую среднеквадратическую ошибку (рисунок 5.12 е). Максимальная разница этой оценки между двумя экспериментами составила 0.75°C и 3.1% для метеорологических параметров в пользу прогнозов из эксперимента «18 – 54_02».

Отметим, что ход среднеквадратических ошибок прогнозов приземных характеристик относительно заблаговременностей одинаковый для выбранных областей оценок в Северной Америке и Европе, но обратный ходу для области в Азии. Это связано с отличием количества солнечной энергии, поступающей в одно и то же время на подстилающую поверхность, в различных регионах Земного шара. Учитывая, что в обоих экспериментах расчеты стартовали в 12 ч ВСВ, можно сказать, что максимальная среднеквадратическая ошибка в прогнозе приземной температуры и относительной влажности приходится на ночные и вечерние часы при минимальном радиационном воздействии. В них же наблюдаются наибольшие отличия этой оценки в двух рассматриваемых экспериментах.

На величину среднеквадратических ошибок прогноза приземных характеристик влияет термическая неоднородность подстилающей поверхности, зависящая в том числе и от воспроизведения потока тепла в почву. Этот поток играет большую роль в тепловом балансе поверхности в ночное время, чем в дневное. В его формулировку входит теплопроводность почвы, которая очень чувствительна даже к небольшим изменениям влажности почвы. Поэтому влияние анализа влажности почвы на разброс ошибки приземных характеристик прослеживается в ночные прогностические часы лучше, чем в дневные [166].

Как правило, исследуемая ассимиляция не должна влиять на среднюю ошибку анализа влажности почвы и, как следствие, на среднюю ошибку прогноза приземной температуры и относительной влажности воздуха. Однако в нашем случае увеличение глубины анализируемых

а)



б)

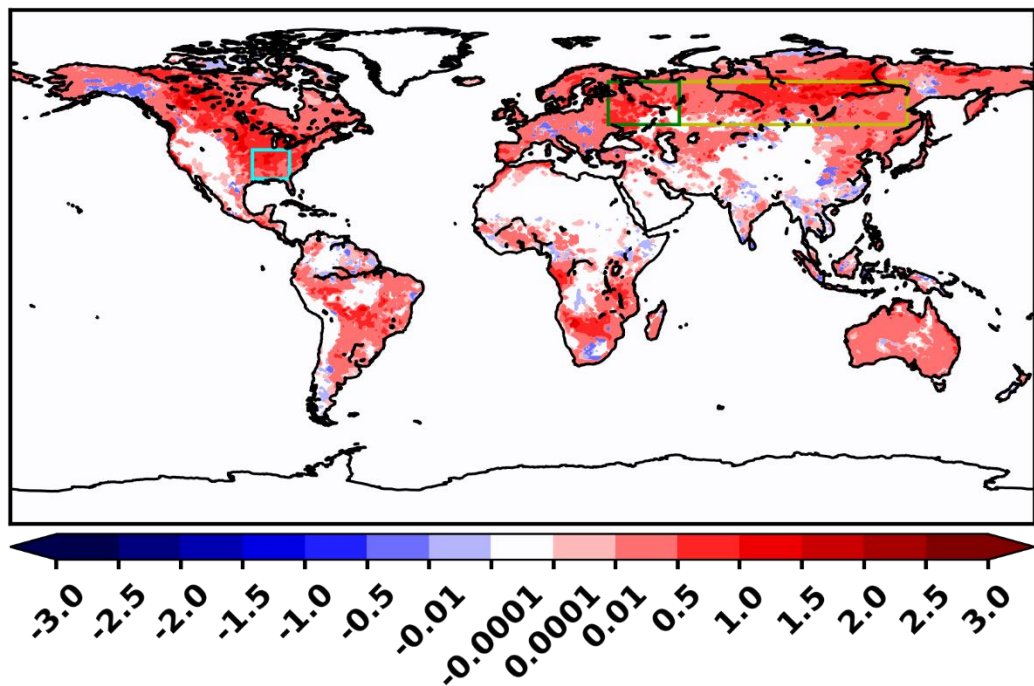


Рисунок 5.11 - Среднемесячные суммарные инкременты анализа влажности (мм) в почвенном столбе за июль 2014 г. для экспериментов «6-18_02» (а), «18-54_02» (б). Прямоугольниками показаны области оценки прогнозов: Азия (желтый цвет), ЕТР (зеленый цвет), юго-восток Северной Америки (бирюзовый цвет). Описание экспериментов см. в тексте.

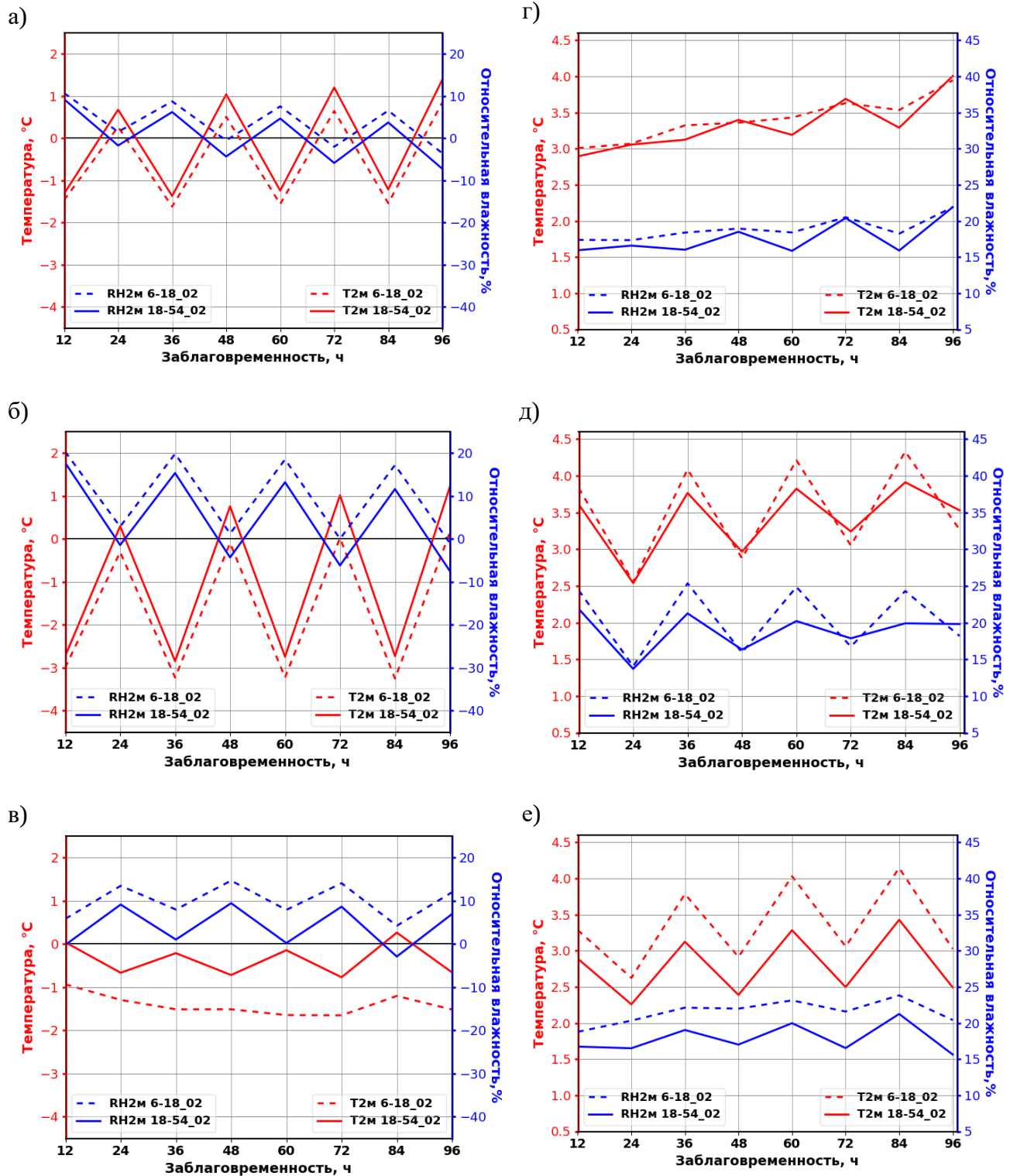


Рисунок 5.12 - Средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) ошибки прогнозов приземной температуры (красный цвет) и относительной влажности воздуха (синий цвет, в процентах) с заблаговременностью от 12 до 96 ч для территории регионов Азии (а, г), ЕТР (б, д), юго-востока Северной Америки (в, е) за период с 1 по 31 июля 2014 г. «6-18_02» – прогноз с использованием анализа влажности почвы для уровней 6 и 18 см, «18-54_02» – прогноз с использованием анализа влажности почвы для уровней 18 и 54 см.

уровней почвы изменило эту оценку во всех рассматриваемых регионах, приблизив ее к нулю. Максимальные средние ошибки как температуры, так и влажности воздуха на территории Азии и ЕТР приходится также на ночные и утренние часы (т.е. на заблаговременности прогнозов +12ч, +36 ч и т.д.). Наибольшие различия оценок двух экспериментов на дневные и вечерние (+24ч, +48 ч и т.д.), когда турбулентные потоки скрытого и явного тепла достигают максимальных значений. Их соотношение очень чувствительно к содержанию влаги в корнеобитаемых слоях, а значит, и к ее анализу. Систематические и среднеквадратические ошибки приземной температуры и относительной влажности воздуха на территории Северной Америки всегда меньше в эксперименте «18 – 54_02».

По результатам проведенного исследования можно заключить, что в рассматриваемой версии модели ПЛАВ для анализа почвы предпочтительнее выбрать уровни 18 и 54 см, так как они в большей степени способствуют росту точности прогнозов приземной температуры и относительной влажности.

5.4.2 Влияние величины ошибки первого приближения на точность прогнозов приземных метеорологических характеристик

В этом эксперименте сравнивались прогнозы приземной температуры и относительной влажности воздуха, стартовавшие с двух анализов почвы, отличающихся величиной ошибки первого приближения. Сравнивались результаты экспериментов-близнецов «18 – 54_01» из раздела 5.3 и эксперимента «18 – 54_02» из подраздела 5.4.1. Их подробное описание представлено в соответствующих частях главы. Единственное отличие между ними состоит в том, что в «18 – 54_01» СКО ошибки первого приближения задавалось по формуле (3.31), а в «18 – 54_02» - по формуле (4.1). Оценочным периодом, также как и в предыдущих сериях, выбран июль 2014 г.

В анализах «18 – 54_01» (рисунок 5.8 а) и «18 – 54_02» (рисунок 5.11 б), также как и в «6 – 18_02» (рисунок 5.11 а) были получены преимущественно положительные среднемесячные инкременты влажности почвы. Это сигнализирует о наличии в модели атмосферы систематической ошибки, приводящей к перегреву и пересушиванию почвы. Изучение среднемесячных инкрементов анализа приземной температуры и относительной влажности (рисунки не представлены) позволили сделать вывод о том, что такое смещение скорее всего является результатом наличия систематической ошибки в данных, используемых в упрощенном расширенном фильтре Калмана в качестве наблюдений. Иными словами, долгопериодные тренды в анализе приземных характеристик не отфильтровываются.

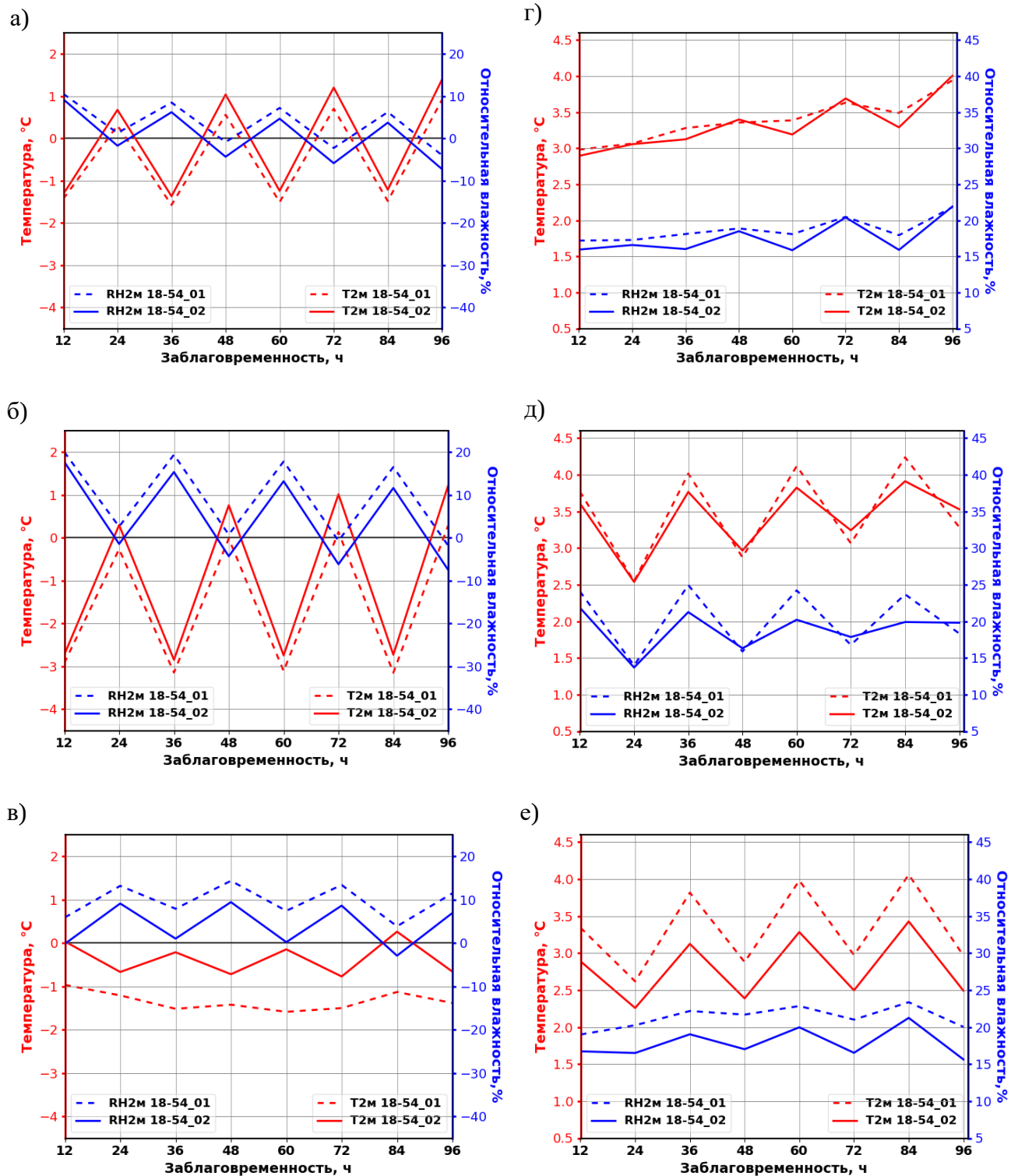


Рисунок 5.13 - Средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) ошибки прогнозов приземной температуры (красный цвет) и относительной влажности воздуха (синий цвет, в процентах) с заблаговременностью от 12 до 96 ч для территории регионов Азии (а, г), ЕТР (б, д), юго-востока Северной Америки (в, е) за период с 1 по 31 июля 2014 г. «18-54_01» – с использованием анализа влажности почвы с меньшей σ_{b_n} , «18-54_02» - прогноз с использованием анализа влажности почвы с большей σ_{b_n} .

На рисунке 5.13 видно, что средняя и среднеквадратические ошибки прогноза приземной температуры и относительной влажности воздуха в эксперименте «18 – 54_02» меньше, чем в эксперименте «18 – 54_01». Что объясняется большим инкрементом влажности почвы. Преимущество в точности прогнозов «18 – 54_01» на территории ЕТР прослеживается только для прогнозов с заблаговременностями +72 ч, +96 ч, когда вклад модельных ошибок в качество прогноза начинает преобладать над вкладом неточных начальных данных. Для всех остальных заблаговременностей преимущество расчета с более глубокими слоями составило до 0.4°C и 5% на территории ЕТР, и до 0.24°C и 2.5 % на территории Азии.

Для региона Северной Америки зависимости от заблаговременности прогноза не прослеживается, и расчет с использованием анализа «18 – 54_02» всегда имеет меньшие ошибки (рисунок 5.13 в, е). Максимальная разница среднеквадратических ошибок между двумя экспериментами составила 0.7°C и 5.0% в пользу прогнозов эксперимента «18 – 54_02».

Дополнительно к описанным экспериментам проводились еще два, в которых СКО ошибки первого приближения в анализе задавалось небольшим, равным $0.01 \text{ м}^3/\text{м}^3$, и большим, равным $0.1 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Оценки прогнозов, использовавших эти анализы в качестве начальных данных, показали, что в случае с $0.01 \text{ м}^3/\text{м}^3$ они несущественно отличаются от оценок прогнозов «18 – 54_01», а в случае $0.1 \text{ м}^3/\text{м}^3$ – от оценок прогнозов «18 – 54_02». Также исследовалась возможность задания диагональной матрицы **В**, в которой корреляция ошибок первого приближения в двух соседних слоях почвы была равна 0. В этом случае прогноз приземных характеристик деградировал относительно прогноза с анализа, в котором не пренебрегалось взаимосвязью двух соседних слоев.

5.4.3 Влияние выбора приземных наблюдений на точность анализа влажности почвы и прогнозов приземных характеристик

Метод упрощенного расширенного фильтра Калмана позволяет использовать различные виды и наборы наблюдений. Например, в модели COSMO для анализа влажности почвы используются только данные приземной температуры воздуха [208]. В этой серии численных экспериментов оценивался вклад усвоения приземной относительной влажности воздуха в точность анализа влажности почвы и влияние применения таких начальных данных на точность прогноза приземных характеристик.

С этой целью сравнивались два набора данных анализа. В качестве первого из них использовались поля эксперимента «18 – 54_02», где усваивалась информация приземной температуры и относительной влажности воздуха (при $\sigma_{T_{2м}} = 1\text{К}$ и $\sigma_{RH_{2м}} = 10\%$). Второй набор

(«18 – 54_t») получен в ходе численного эксперимента, повторяющего постановку «18 – 54_02» с тем отличием, что в роли наблюдения выступали данные только приземной температуры (при этом $\sigma_{T_{2m}} = 1\text{K}$). Оценка полученных анализов и прогнозов производилась только в Северном полушарии за июль 2014 г в соответствующих сезону областях (рисунок 5.14).

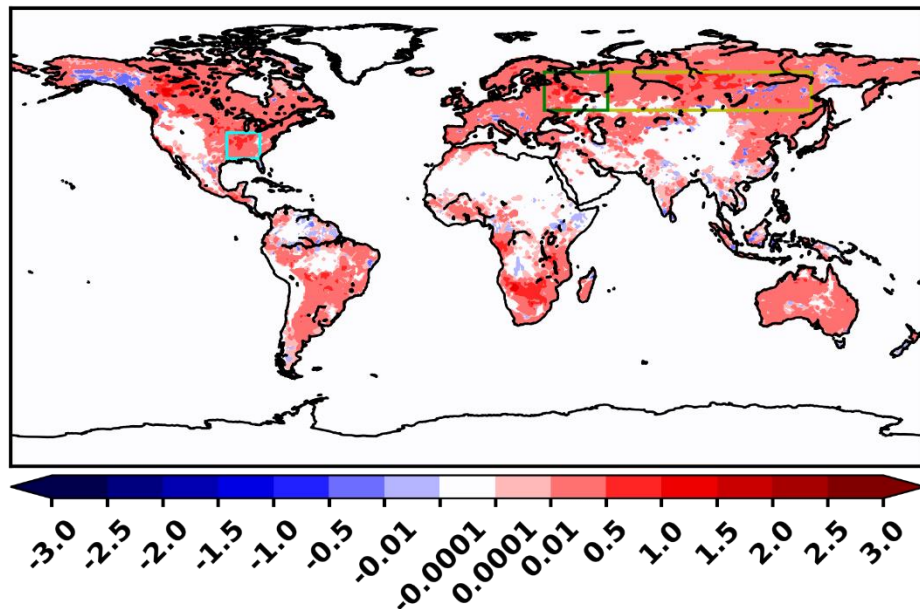


Рисунок 5.14 - Среднемесячные суммарные инкременты анализа влажности (мм) в почвенном столбе за июль 2014 г для эксперимента «18-54_t». Прямоугольниками показаны области оценки прогнозов: Азия (желтый цвет), ЕТР (зеленый цвет), юго-восток Северной Америки (бирюзовый цвет).

Распределение среднемесячных инкрементов влажности в почвенном столбе при наличии ассимиляции только приземной температуры воздуха очень похоже на карты инкрементов для экспериментов «6 – 18_02» и «18 – 54_02» (рисунок 5.11), с появлением областей отрицательных значений в районе озера Байкал и уменьшением таких же областей на территории Европы. Для сравнения оценок анализа влажности почвы в двух экспериментах были применены данные сетей наземных наблюдений температуры и влажности почвы USCRN, TERENO, NOBE и SMOSMANIA за июль 2014 г. Их информация уже была использована для аналогичной задачи в разделе 5.3. Длина ряда наблюдений на каждой станции составила 120 значений. Результаты оценок представлены в таблице 5.6. Разница в оценках рядов (при ее наличии) значима на уровне 95% по парному критерию Стьюдента. Пары со статистически незначимой разницей (при ее наличии) выделены курсивом. Жирным шрифтом выделена наименьшая ошибка.

На трех из четырех рассматриваемых сетях наблюдений исключении из анализа информации о влажности воздуха привело к статистически значимому увеличению средней

ошибки влажности почвы. В основном она увеличилась на $0.01 \text{ м}^3/\text{м}^3$, а среднеквадратическая ошибка практически везде осталась без изменений. Наибольшие ошибки характерны для сети

Таблица 5.6 - Ошибки полей анализа влажности почвы в отсутствии усвоения данных относительной влажности («18-54_t») и с ее использованием («18 – 54_02») для уровней 18 и 54 см по данным наземных наблюдений влажности почвы. Июль 2014 г.

Глубина уровня наблюдений, см	Средняя ошибка (Δ), $\text{м}^3/\text{м}^3$		Среднеквадратическая ошибка, $\text{м}^3/\text{м}^3$	
	18-54_t	18 – 54_02	18-54_t	18 – 54_02
USCRN (20)				
5	-0.06	-0.05	0.19	0.19
10	-0.06	-0.04	0.19	0.18
20	-0.04	-0.03	0.18	0.18
50	-0.03	-0.02	0.17	0.17
100	-0.06	-0.05	0.16	0.16
HOBE (22, 22, 21)				
0	-0.03	-0.02	0.07	0.06
20	-0.02	0.01	0.06	0.06
50	0.02	0.04	0.07	0.08
TERENO (5, 4, 4)				
5	-0.06	-0.05	0.12	0.11
20	-0.04	-0.03	0.09	0.08
50	-0.08	-0.07	0.10	0.09
SMOSMANIA (15)				
5	0.11	0.12	0.34	0.34
10	0.11	0.11	0.32	0.32
20	0.15	0.16	0.34	0.34
30	0.17	0.18	0.35	0.35

SMOSMANIA. Скорее всего, в этом случае крупный шаг модельной сетки (порядка 75 км) не позволяет хорошо представлять состояние почвы в данном регионе.

Теплопроводность почвы в модели ИВМ РАН-МГУ является функцией ее влагосодержания (2.35), поэтому изменения количества почвенной влаги в анализе при циклическом усвоении приводит к изменениям в поле первого приближения температуры почвы. Для оценки этих изменений были использованы данные наземных наблюдений за температурой почвы, проведенные на тех же станциях и тех же глубинах, что и измерения влажности почвы. Ряды оценивались по той же методике, что и анализ влажности почвы. Результаты представлены в таблице 5.7. Способы выделения в таблице 5.7, такие же, как в таблице 5.6.

В основном средняя ошибка температуры почвы уменьшилась на $0.1 - 0.2^\circ\text{C}$, а среднеквадратическая ошибка на 0.02°C , кроме сети SMOSMANIA. Эти изменения значимы на

уровне 95% по парному критерию Стьюдента. Представленный выше набор данных не является достаточным для полноценных выводов, поэтому далее были вычислены прогнозы с использо-

Таблица 5.7 - Ошибки полей первого приближения температуры почвы в экспериментах «18-54_t» и «18 – 54_02» для уровней 18 и 54 см по данным наземных наблюдений. Июль 2014 г.

Глубина уровня наблюдений, см	Средняя ошибка (Δ), °C		Среднеквадратическая ошибка, °C	
	18-54_t	18 – 54_02	18-54_t	18 – 54_02
USCRN (20)				
5	0.76	0.68	5.38	5.35
10	0.55	0.46	4.82	4.80
20	0.23	0.16	4.25	4.23
50	-0.83	-0.88	4.01	4.02
100	-1.73	-1.76	4.03	4.04
HOBE (22, 22, 21)				
0	2.74	2.53	4.79	4.58
20	2.16	1.89	3.56	3.37
50	0.98	0.83	2.77	2.71
TERENO (5, 4, 4)				
5	0.43	0.37	3.68	3.65
20	0.96	0.88	2.27	2.23
50	-0.12	-0.20	2.16	2.16
SMOSMANIA (15)				
5	-2.30	-2.32	4.02	4.04
10	-2.33	-2.36	3.41	3.44
20	-2.41	-2.45	3.25	3.29
30	-2.33	-2.36	3.02	3.06

ванием двух рассмотренных анализов.

Сравнение оценок прогнозов приземных характеристик в экспериментах «18-54_t» и «18-54_02» (рисунок 5.15) показало, что отсутствие учета наблюдений относительной влажности воздуха в подготовке полей влажности почвы приводит к уменьшению точности прогнозов приземной температуры и относительной влажности во всех рассмотренных областях для заблаговременностей от 12 до 96 ч. Наибольшая разница среднеквадратических ошибок исследуемых прогнозов приземных характеристик в пользу ассимиляции пары наблюдений T_{2M} и RH_{2M} составила 0.51°C и 3.9% для территории Северной Америки, 0.2°C и 2.0% для области Азии, 0.2°C и 2.8% для ЕТР. Отметим, что в обоих экспериментах амплитуда суточного хода среднеквадратических ошибок с увеличением заблаговременности прогноза на европейской

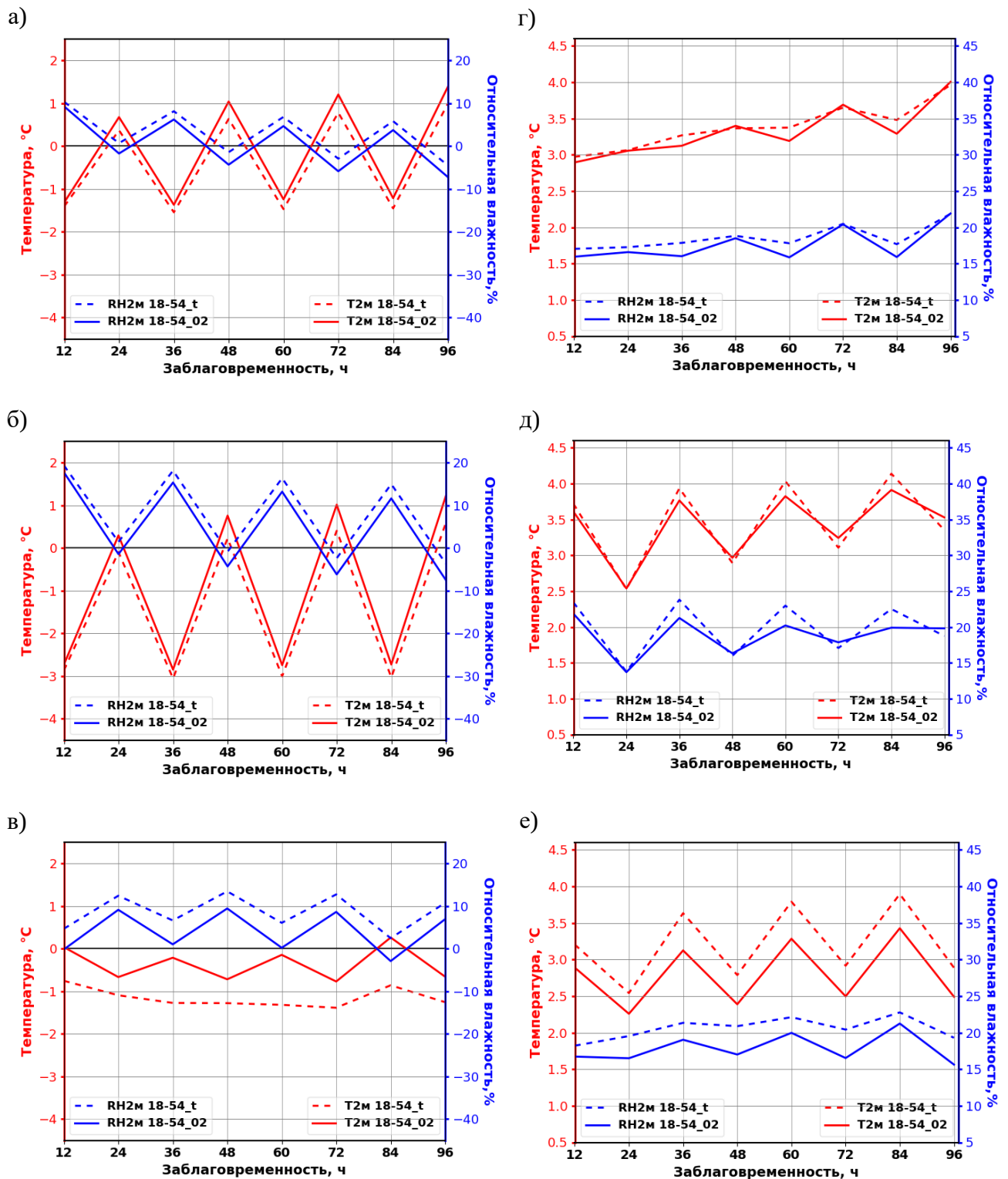


Рисунок 5.15 - Средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) ошибки прогнозов приземной температуры (красный цвет) и относительной влажности воздуха (синий цвет) для территории регионов Азии (а, г), ЕТР (б, д), юго-востока Северной Америки (в, е) за период с 1 по 31 июля 2014 г. «18-54_02» – прогноз с анализа влажности почвы, в котором усваивались T_{2m} и RH_{2m} , «18-54_t» – прогноз с анализа влажности почвы, в котором усваивалась только T_{2m} .

территории России уменьшается, в области Азии растет, а на территории Северной Америки остается примерно постоянной.

Средние ошибки прогнозов на всех рассматриваемых территориях увеличиваются в случае исключения наблюдений приземной относительной влажности воздуха из почвенного анализа. Больше всего этот эффект заметен в Северной Америке, где падение точности прогнозов составило 1.1°C и 6.0%. Стоит заметить, что в случае усвоения приземной относительной влажности воздуха суточный ход среднеквадратической ошибки ее прогноза и средней ошибки прогноза приземной температуры становится более выраженным.

На основании вышеизложенного можно заключить, что усвоение относительной влажности воздуха вносит существенный вклад как в точность анализа влажности почвы, так и в точность прогнозов, его использующих.

В качестве вывода по разделу, можно сказать, что наименьшие ошибки имеют прогнозы метеорологических переменных, которые в качестве начальных данных используют следующий анализ влажности почвы. В нем в качестве наблюдений усваивается информация приземной температуры и относительной влажности воздуха, оценка полей первого приближения задается формулой (4.1), а сам анализ производится на уровнях 18 и 54 см. То есть таким анализом является набор данных эксперимента «18-54_02».

В следующем разделе будет рассмотрено влияние включения и отключения анализа влажности почвы на прогнозы приземных метеорологических характеристик.

5.5 Влияние анализа влажности почвы на точность прогнозов приземных метеорологических характеристик

В предыдущем разделе были получены параметры анализа влажности, при использовании которого прогнозы приземных метеорологических переменных будут иметь меньшие ошибки. Таким анализом оказались данные эксперимента «18-54_02». В этом разделе будут сравнены оценки полей влагосодержания почвы из эксперимента «18-54_02» и эксперимента-близнеца, отличающегося только отключением анализа влажности почвы. В нем в качестве начальных данных использовались поля первого приближения без коррекции. Назовем его «OL» (open loop). Кроме оценок полей начальных данных, в разделе будут показаны оценки прогнозов, применявших их. Как и в предыдущих разделах, в эксперименте «OL» расчет прогнозов начинался в 12 ч ВСВ.

Оценка анализа полей влажности почвы, подготовленных методом упрощенного расширенного фильтра Калмана, относительно данных наземных нерегулярных наблюдений за весь летний сезон 2014 г. по территории Западной Европы представлена в работах автора диссертации [Травова С.В. и др., 2021; Травова С.В. и др., 2022].

5.5.1 Оценки анализа влажности почвы

Как указывалось в разделе 5.3. в циклическом анализе влажность почвы может изменяться не только за счет непосредственного добавления/удаления инкремента анализа, но и за счет обратной связи с атмосферой. Например, выпадения осадков в результате изменения влажности почвы или изменения интенсивности процесса эвапотранспирации. Поэтому для полноценной картины стоит оценивать изменения начальных данных влажности почвы во всем почвенном столбе, а не только на уровнях анализа (18 и 54 см). По указанным причинам оценка полей вла-

Таблица 5.8 - Ошибки полей анализа влажности почвы в отсутствии процедуры усвоения («OL») и с ее использованием («18-54_02») по данным наземных наблюдений влажности почвы. Июль 2014 г.

Глубина уровня сравнения, см	Средняя ошибка (Δ), м ³ /м ³		Среднеквадратическая ошибка, м ³ /м ³	
	OL	18-54_02	OL	18-54_02
USCRN (20)				
5	-0.07	-0.05	0.19	0.19
10	-0.06	-0.05	0.19	0.18
20	-0.05	-0.03	0.18	0.18
50	-0.04	-0.02	0.17	0.17
100	-0.06	-0.05	0.16	0.16
HOBE (22, 22, 21)				
0	-0.03	-0.02	0.07	0.06
20	-0.04	0.01	0.07	0.06
50	-0.003	0.04	0.07	0.08
TERENO (5, 4, 4)				
5	-0.06	-0.05	0.12	0.11
20	-0.05	-0.03	0.10	0.08
50	-0.09	-0.07	0.11	0.09
SMOSMANIA (15)				
5	0.11	0.12	0.34	0.34
10	0.10	0.11	0.33	0.32
20	0.14	0.16	0.34	0.34
30	0.16	0.18	0.35	0.35

госодержания почвы проводилась для всех доступных уровней. Ее результаты приведены в таблице 5.8.

Значимость разницы ошибок экспериментов «18-54_02» и «OL», представленных в таблице 5.8, оценивалась парным критерием Стьюдента на уровне статистической значимости 95%. По этому критерию, в случае наличия таких отличий, оно является статистически значимым. Жирным шрифтом в таблице 5.8 выделена наилучшая оценка в паре.

Среднеквадратическая ошибка полей влажности почвы в случае усвоения либо уменьшилась, преимущественно на $0.01 \text{ м}^3/\text{м}^3$, либо практически не изменилась. Средняя ошибка анализа влагосодержания почвы в результате применения процедуры усвоения уменьшилась для всех рассматриваемых уровней наблюдений сетей USCRN, TERENO и для уровней 0 см и 20 см сети NOBE в среднем на $0.02 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

Таблица 5.9 - Ошибки полей первого приближения температуры почвы в отсутствии процедуры усвоения для влажности почвы («OL») и с ее использованием («18-54_02») по данным *in situ* наблюдений температуры почвы. Июль 2014 г.

Глубина уровня сравнения, см	Средняя ошибка (Δ), °C		Среднеквадратическая ошибка, °C	
	OL	18-54_02	OL	18-54_02
USCRN (20)				
5	0.83	0.68	5.39	5.35
10	0.62	0.46	4.83	4.80
20	0.31	0.16	4.26	4.23
50	-0.78	-0.88	4.02	4.02
100	-1.71	-1.76	4.03	4.04
NOBE (22, 22, 21)				
0	2.86	2.53	4.90	4.58
20	2.32	1.89	3.68	3.37
50	1.07	0.83	2.81	2.71
TERENO (5, 4, 4)				
5	0.49	0.37	3.71	3.65
20	1.06	0.88	2.32	2.23
50	-0.04	-0.20	2.16	2.16
SMOSMANIA (15)				
5	-2.24	-2.32	4.00	4.04
10	-2.26	-2.36	3.38	3.44
20	-2.34	-2.45	3.20	3.29
30	-2.27	-2.36	2.98	3.06

По данным *in situ* наблюдений сети SMOSMANIA и уровня 50 см сети NOBE, Δ , наоборот, увеличилась, в среднем на те же $0.02 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Можно предположить, что влажность почвы в этих узлах воспроизводится неправильно. В этом случае ассимиляция приземных наблюдений может

увеличивать нереалистичность представления влажности почвы в анализе, аккумулируя ошибки описания состояния атмосферы.

Как упоминалось в разделе 5.3 при циклическом усвоении изменение влажности почвы может сказываться и на температуре почвы за счет участия в расчете полей ее первого приближения. Рассмотрим ошибки полей первого приближения температуры почвы (таблица 5.9) двух исследуемых экспериментов. Для их оценки были также использованы данные наземных наблюдений, проведенные на тех же станциях и тех же глубинах, что и измерения влажности почвы. Ряды оценивались по той же методике, что и анализ влажности почвы. Результаты, в качественном смысле, получились очень похожими.

Для сетей NOBE, USCRN (уровни 5, 10, 20 см), TERENO (5, 20 см) точность первого приближения относительно *in situ* наблюдений температуры почвы при наличии усвоения влажности почвы повысилась. Средняя ошибка уменьшилась преимущественно на 0.2°C, среднеквадратическая от 0.04°C до 0.3°C. Для сетей SMOSMANIA, TERENO (50 см), USCRN (50 и 100 см) ошибки первого приближения температуры почвы вследствие применения усвоения для ее влажности увеличились. В среднем Δ из таблицы 5.9 выросли на 0.1°C, а среднеквадратические на 0.05°C. Включение усвоения приземных наблюдений для влажности почвы ухудшает точность полей первого приближения температуры почвы в узлах, где разрешение модели не позволяет правильно воспроизводить влажность почвы. В будущем планируется оценить влияние усвоения на точность анализа влажности почвы и полей первого приближения температуры почвы с использованием большего количества измерений, например, данных агрометеорологических наблюдений на территории России.

5.5.2 Оценки прогнозов приземных характеристик

В этом подразделе рассмотрим оценки прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха в экспериментах «18-54_02» и «OL». Постановка этих экспериментов описана выше. В качестве оценочного интервала взяты периоды: июль-август 2014 г., январь-февраль 2015 г. и июль-август 2015 г. Расчет обоих экспериментов начался 31 мая 2014 г и продолжался непрерывно до конца августа 2015 г. В случае расчета анализа первый месяц отводился на накопление изменений в полях влажности почвы.

Для полноценного представления о влиянии разработанной технологии анализа в июле-августе на прогноз метеорологических характеристик к уже рассмотренным ранее регионам Азии ([50°с.ш. - 65°с.ш., 55°в.д. - 135°в.д., $N = 671$]) и ЕТР ([30°с.ш. - 55°с.ш., 50°в.д. - 65°в.д., $N = 439$]), был добавлен регион Африки ([12°ю.ш. - 25°ю.ш., 14°в.д. - 33°в.д., $N = 39$]), увеличены регионы

Австралии ($[11^{\circ}\text{с.ш.} - 38^{\circ}\text{с.ш.}, 142^{\circ}\text{в.д.} - 153^{\circ}\text{в.д.}, N = 209]$) и Северной Америки ($[31^{\circ}\text{с.ш.} - 51^{\circ}\text{с.ш.}, 82^{\circ}\text{з.д.} - 100^{\circ}\text{з.д.}, N = 138]$). Их границы представлены на рисунке 5.16.

Оценки прогнозов по территориям, расположенным в Южном полушарии представлены

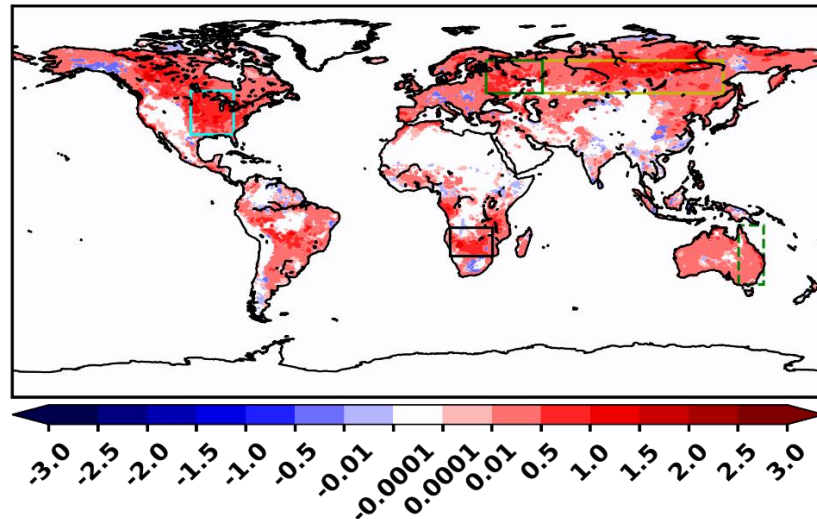


Рисунок 5.16 - Среднемесячные суммарные инкременты анализа влажности (мм) в почвенном столбе за август 2014 г для эксперимента «18-54_02». Прямоугольниками показаны области оценки прогнозов: Азия (желтый цвет), ЕТР (зеленый цвет), юго-восток Северной Америки (бирюзовый цвет), юг Африки (черный цвет) и восточная часть Австралии (пунктир зеленого цвета).

на рисунке 5.17, в Северном – на рисунке 5.18. Значимость разницы каждой пары оценивалась по парному критерию Стьюдента. Каждый ряд в такой оценке состоял из 62 средних значений по каждому региону для каждой заблаговременности (то есть длина ряда равна количеству дней в двух рассматриваемых месяцах).

Для регионов Африки и Австралии статистически значимое уменьшение среднеквадратических ошибок прогнозов приземной температуры и относительной влажности при использовании анализа влажности почвы не превышает 0.1°C и 1% соответственно. Средние ошибки в восточной части Австралии уменьшилась на такие же величины. Средние ошибки для юга Африки уменьшилась в среднем на 0.7°C и 5% для заблаговременностей кратных суткам +24 ч, +48 ч и т.д.

Для региона Азии среднеквадратические ошибки прогноза обеих переменных статистически значимо уменьшились для всех заблаговременностей, кроме +72ч и +96ч в случае приземной температуры. Максимальное повышение точности составило 0.4°C и 4%. Для региона ЕТР отмечается такая же картина с такими же показателями.

В регионе Северной Америки прогнозы за июль-август 2014 г. с использованием усвоения приземных наблюдений для подготовки стартовых данных влажности почвы всегда лучше, чем без него. Максимальные изменения среднеквадратической ошибки составили 0.85°C и 6%.

Тренд средних ошибок прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха стал ближе к нулю для всех оцениваемых регионов при использовании анализа влажност-

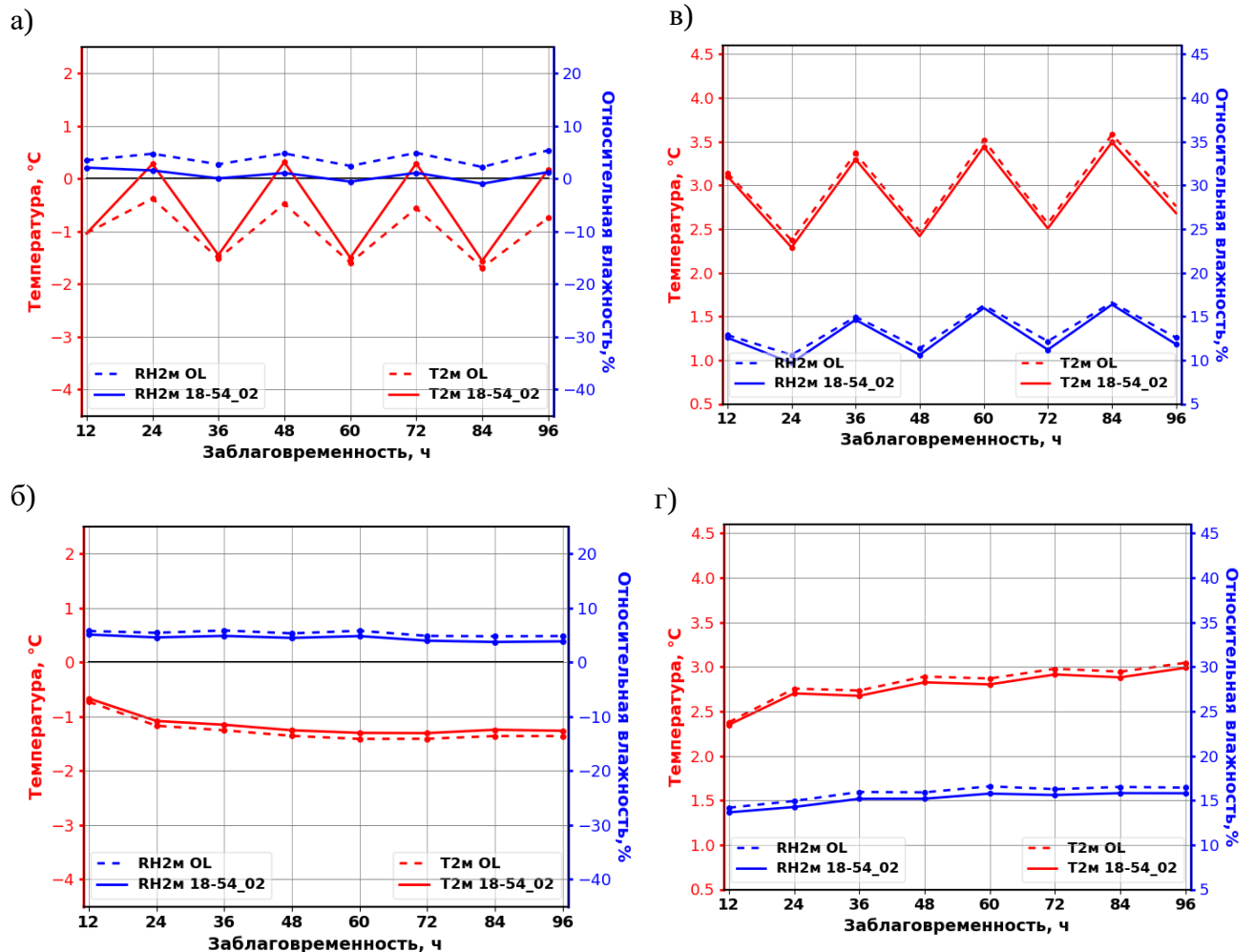


Рисунок 5.17 - Средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) ошибки прогнозов приземной температуры (красный цвет) и относительной влажности воздуха (синий цвет) для территории регионов юга Африки (а, в), и востока Австралии (б, г) за период с 1 июля по 31 августа 2014 г. «18-54_02» – прогноз с анализом влажности почвы, «OL» - прогноз без анализа влажности почвы. Точками обозначены пары, разница между которыми значима на уровне 95% по парному критерию Стьюдента.

ти почвы по сравнению с прогнозами, где его не было.

Усвоение для влажности почвы работает только в том случае, если поверхность не покрыта снегом и содержит достаточное количество влаги в жидком агрегатном состоянии.

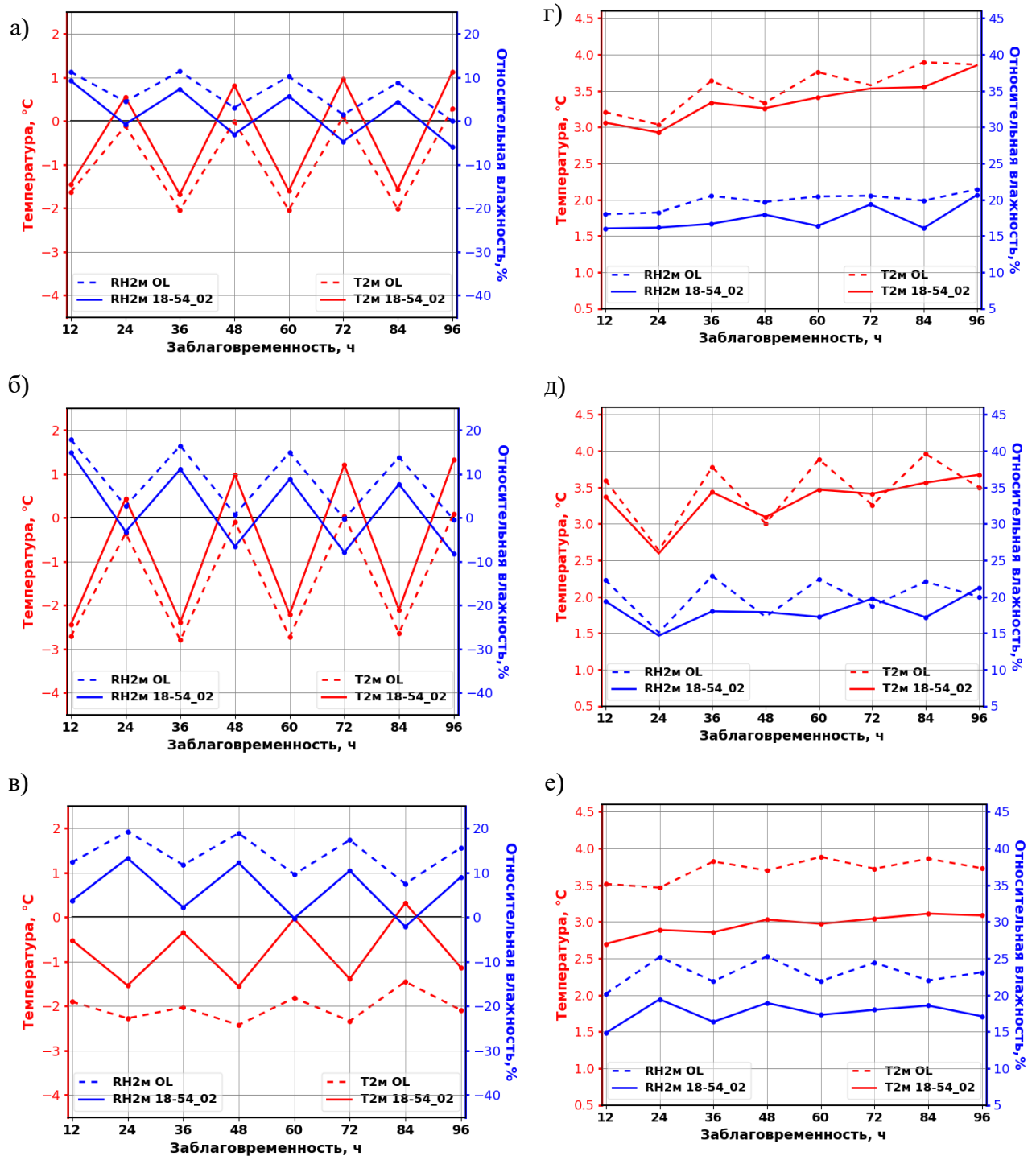


Рисунок 5.18 - Средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) ошибки прогнозов приземной температуры (красный цвет) и относительной влажности воздуха (синий цвет) для территории регионов Азии (а, г), ЕТР (б, д), востока Северной Америки (в, е) за период с 1 июля по 31 августа 2014 г. «18-54_02» – прогноз с анализом влажности почвы, «OL» - прогноз без анализа влажности почвы. Точками обозначены пары, разница между которыми значима на уровне 95% по парному критерию Стьюдента.

Поэтому в январе регионы Северного полушария, участвовавшие ранее в оценках, оказываются неинформативны. Анализ в них не производился (рисунок 5.19) и прогноз остался практически неизменным.

Распределение среднемесячного инкремента влажности почвы за январь 2015 г. (рисунок 5.19) показало, что в качестве дополнительных регионов оценок могут быть выбраны область тропиков в Африке ($[12^{\circ}\text{ю.ш.} - 12^{\circ}\text{с.ш.}, 13^{\circ}\text{з.д.} - 25^{\circ}\text{в.д.}, N = 76]$) и восточная часть Австралии ($[22^{\circ}\text{ю.ш.} - 37^{\circ}\text{с.ш.}, 140^{\circ}\text{в.д.} - 150^{\circ}\text{в.д.}, N = 82]$). Количество и плотность наземных станций Всемирной наблюдательной сети, измеряющих температуру и влажность воздуха, в Южном полушарии значительно меньше, чем в Северном. Поэтому качество анализа здесь может быть ниже. Отметим, что в январе в отличие от июля появляются существенные инкременты влажности почвы в областях Индостана и Индокитая. Это обусловлено особенностями муссонного климата, а именно, прекращением проливных дождей, при которых рассматриваемый метод усвоения влажности почвы не работает. То же самое можно сказать про инкременты в области влажных тропических лесов Африки. В оцениваемом регионе Австралии

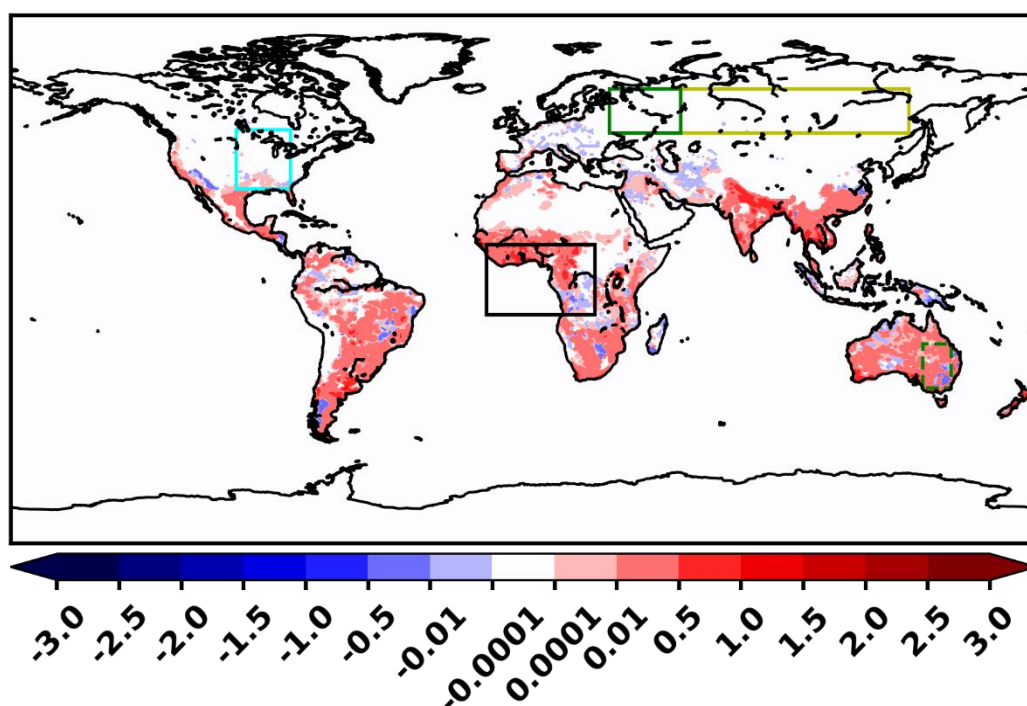


Рисунок 5.19 - Среднемесячные суммарные инкременты анализа влажности (мм) в почвенном столбе за январь 2015 г для эксперимента «18-54_02». Прямоугольниками показаны области оценки прогнозов: Азия (желтый цвет), ЕТР (зеленый цвет), восток Северной Америки (бирюзовый цвет), центральная часть Африки (черный цвет) и восточная часть Австралии (пунктир зеленого цвета).

в январе - середина лета, обменные процессы между почвой и атмосферой интенсифицируются и величина инкремента влажности, таким образом, тоже увеличивается по сравнению с июлем.

Применение усвоения приземных наблюдений не повлияло существенно на среднеквадратическую ошибку прогноза приземной температуры в регионе тропиков, а ошибка прогноза относительной влажности уменьшилась всего на 1% при заблаговременностях свыше 36 часов (рисунок 5.20).

Средняя ошибка прогноза приземной температуры в области экватора (рисунок 5.20) при применении усвоения увеличилась в среднем на 0.5°C , а относительной влажности на 4%.

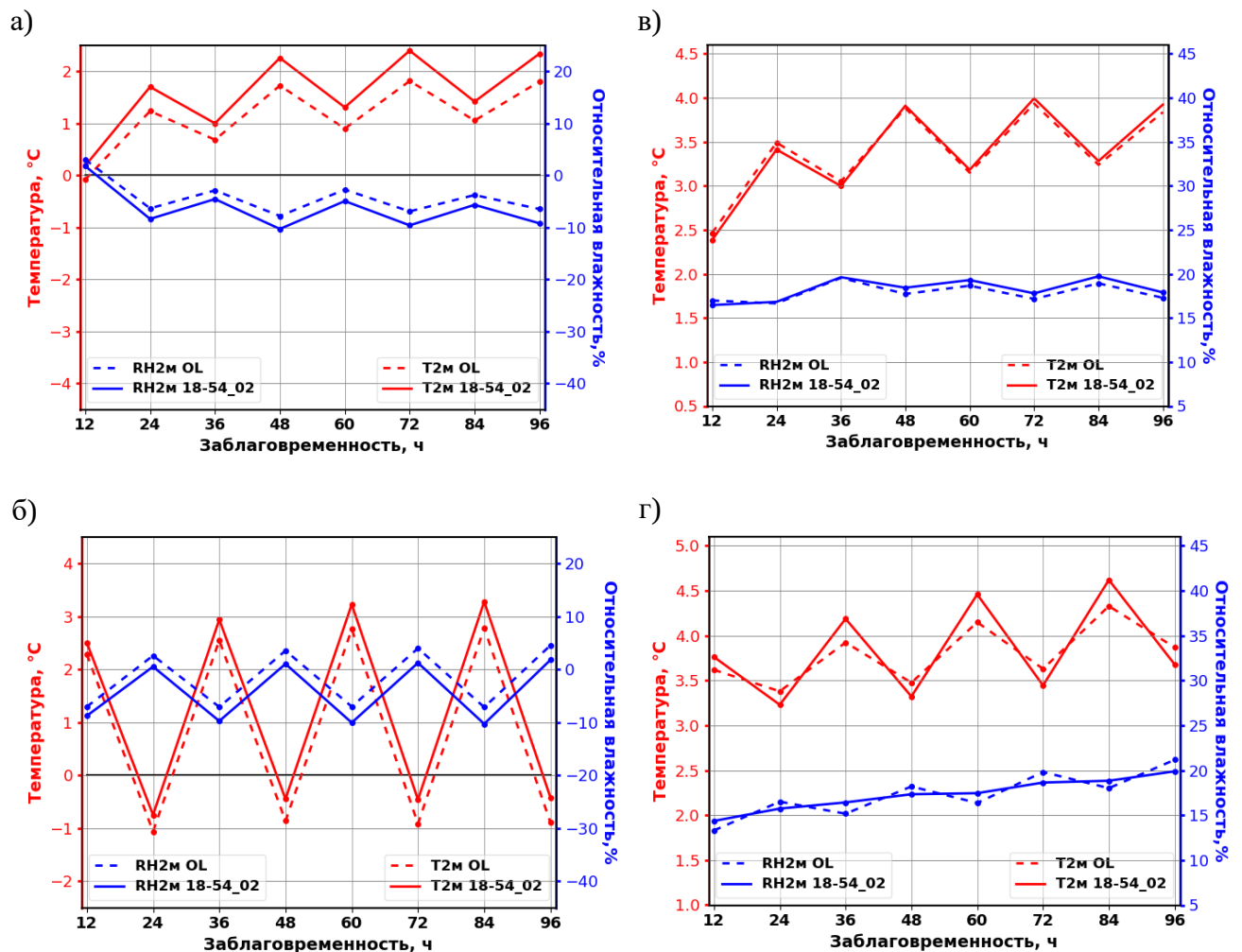


Рисунок 5.20 - Средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) ошибки прогнозов приземной температуры (красный цвет) и относительной влажности воздуха (синий цвет) с заблаговременностью от 12 до 96 ч для центральной части Африки (а, в) и востока Австралии (б, г) за период с 1 января по 28 февраля 2015 г. «18-54_02» – прогноз с использованием анализа влажности почвы, «OL» - прогноз без анализа влажности почвы. Точками обозначены пары, разница между которыми значима на уровне 95% по парному критерию Стьюдента.

Среднемесячный инкремент влажности почвы в оцениваемой области Африки за январь преимущественно положительный. То есть увеличение влажности почвы в этом регионе привело к уменьшению температуры на уровне 2 метров и, как следствие, росту ее ошибки. Такие результаты могут свидетельствовать о том, что причинами ошибок прогноза приземной температуры в этом регионе является не состояние почвы, которое корректируется в ходе усвоения, а другие компоненты модели. Кроме того, средние ошибки в этой части света наименьшие из рассматриваемых. Поэтому можно предположить, что комплексная перенастройка модели с учетом работы системы усвоения может изменить его вклад в прогноз состояния атмосферы в тропиках. Немаловажным фактором является маленькое количество

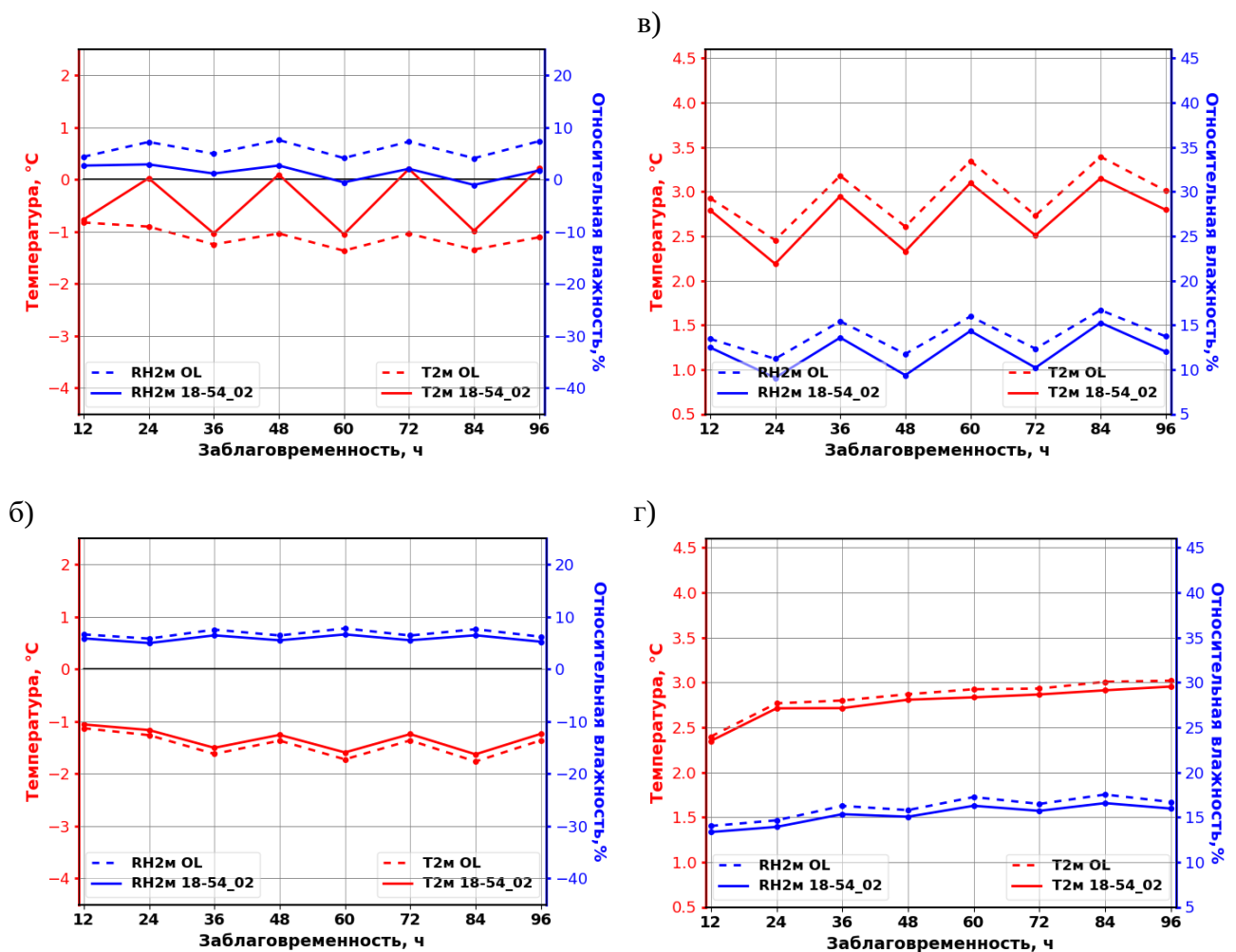


Рисунок 5.21 - Средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) ошибки прогнозов приземной температуры (красный цвет) и относительной влажности воздуха (синий цвет, в процентах) для территории регионов юга Африки (а, в), и востока Австралии (б, г) за период с 1 июля по 31 августа 2015 г. «18-54_02» – прогноз с анализом влажности почвы, «OL» – прогноз без анализа влажности почвы. Точками обозначены пары, разница между которыми значима на уровне 95% по парному критерию Стьюдента.

наземных метеорологических станций в рассматриваемой области (76 штук), что сказывается на качестве как анализа, так и проверки прогнозов.

Для австралийского региона включение усвоения приземных наблюдений практически не повлияло на среднеквадратические ошибки прогноза относительной влажности, выровняв их малозаметный суточный ход (рисунок 5.20 г). В среднеквадратических ошибках приземной температуры прослеживается увеличение суточного хода: когда точность прогнозов с заблаговременностями +12, +36, +60 и т.д. уменьшилась в среднем на 0.3°C , а точность прогнозов с заблаговременностями +24, +48, +72 и т.д., наоборот, повысилась в среднем на 0.2°C . Средние ошибки приземной температуры ведут себя аналогично среднеквадратическим (рисунок 5.20 в), только уменьшения/увеличения точности прогноза составили $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$. Средняя ошибка относительной влажности уменьшилась в среднем на 3.5%.

Оценки за июль – август 2015 г представлены на рисунке 5.21 и 5.22. Оценочные регионы такие же, как для прогнозов июль – август 2014 г. Для всех рассматриваемых регионов использование начальных данных, в которых влажность почвы подвергалась анализу методом упрощенного расширенного фильтра Калмана, позволило статистически значимо повысить точность прогнозов как приземной температуры, так и относительной влажности воздуха.

Уменьшение среднеквадратических и средних ошибок для восточной части составило в среднем 0.1°C и 1.5%. Для юга Африки среднеквадратическая ошибка уменьшилась в среднем на 0.3°C и 2.5%, а средняя ошибка на 7% для относительной влажности воздуха и от 0.3 до 1.0°C для приземной температуры воздуха.

В отличие от оценок за июль-август 2014 г, в период июль-август 2015 г заблаговременностей, при которых использование анализа влажности почвы понижало бы точность прогнозов приземных метеорологических характеристик не отмечается (рисунок 5.22). Наибольший эффект от его применения также прослеживается в регионе Северной Америки и составляет до 0.5°C и 5% для среднеквадратических ошибок и до 1.2°C и 9% для средних ошибок. В регионе Азии среднеквадратические ошибки прогнозов максимально уменьшились на 0.3°C и 4%, в регионе ЕТР – на 0.45°C и 6%. Средние ошибки стали располагаться ближе к нулю.

Таким образом, можно сказать, что в летний сезон в Северном полушарии применение усвоения приземных наблюдений для коррекции влажности почвы на уровнях 18 и 54 см в среднем улучшает как задание начального состояния влагосодержания почвы, так и точность прогноза приземных характеристик. В Южном полушарии и тропиках такого однозначного улучшения не наблюдается и требуется дополнительная настройка модели атмосферы с учетом работы системы усвоения.

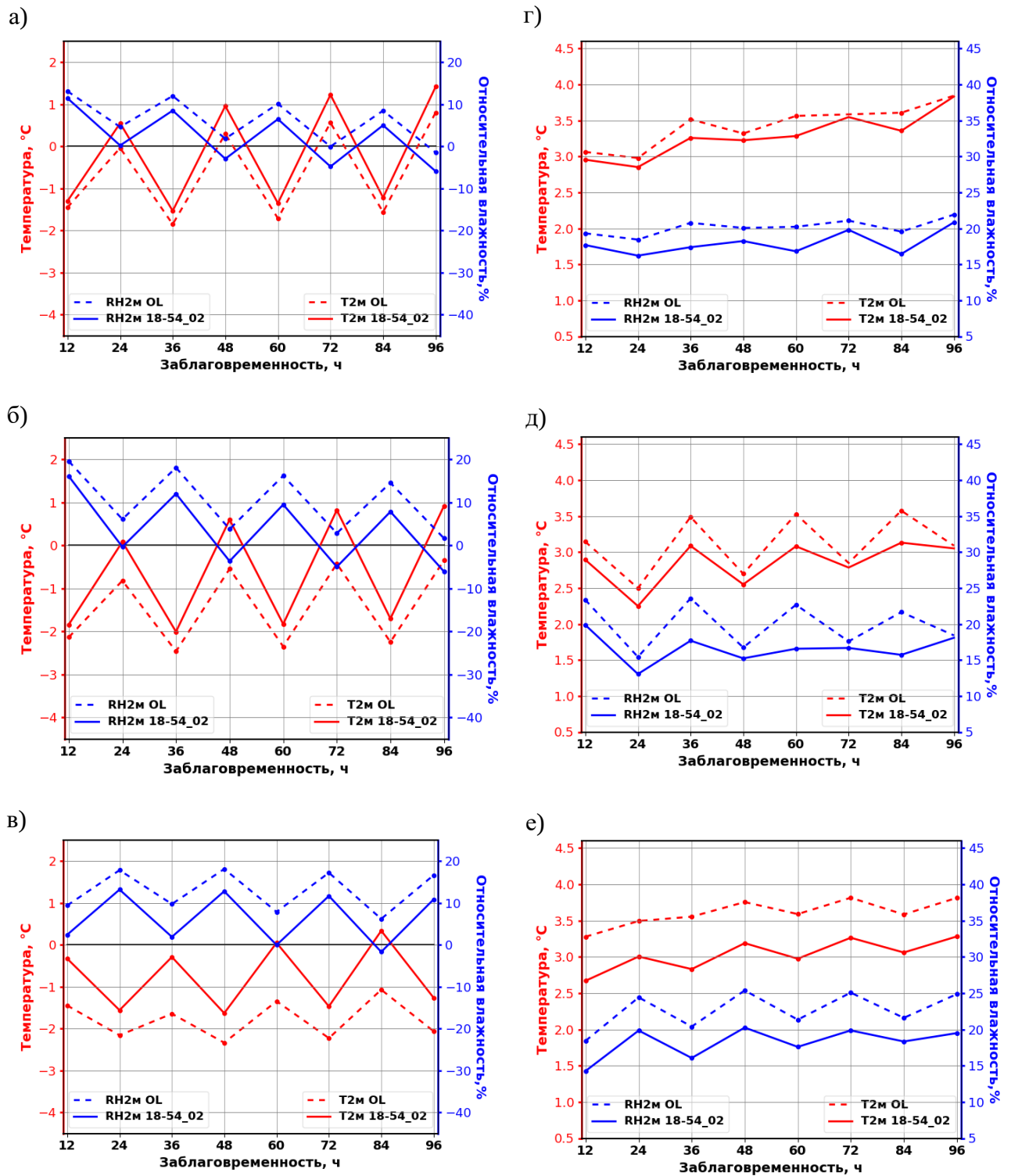


Рисунок 5.22 - Средние (левый столбец) и среднеквадратические (правый столбец) ошибки прогнозов приземной температуры (красный цвет) и относительной влажности воздуха (синий цвет, в процентах) для территории регионов Азии (а, г), ЕТР (б, д), востока Северной Америки (в, е) за период с 1 июля по 31 августа 2015 г. «18-54_02» – прогноз с анализом влажности почвы, «OL» - прогноз без анализа влажности почвы. Точками обозначены пары, разница между которыми значима на уровне 95% по парному критерию Стьюдента.

5.6 Выводы по Главе 5

В главе представлены подходы к адаптации и калибровке упрощенного расширенного фильтра Калмана для модели многослойной почвы ИВМ РАН-МГУ в составе модели атмосферы ПЛАВ. Проверки гипотезы применимости метода показали, что он может использоваться в модели при соблюдении ограничений на величину возмущения влажности почвы, применяемой для оценки линейного оператора наблюдений. Наиболее подходящей конфигурацией анализа влажности почвы выбрана реализация для уровней 18 и 54 см и ошибками фонового приближения равными 20% от объемного количества влаги, доступного растениям для транспирации. Установлено, что усвоение наблюдений относительной влажности воздуха вносит существенный вклад в качество анализа влажности почвы и точности прогнозов, использующих этот анализ.

Применение автономной модели расчета оператора наблюдений позволяет не только примерно в 1.5 раза сократить время расчета анализа влажности почвы по сравнению с использованием совместной модели, но и улучшить его качество в некоторых регионах за счет более точной линеаризации оператора наблюдений.

Оценка начальных данных количества влаги в почве, подготовленных с использованием упрощенного расширенного фильтра Калмана, относительно наземных данных показала статистически значимое повышение точности модельных данных в большинстве исследованных случаев.

Проведены эксперименты по оценке влияния учета анализа влажности почвы на точность прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха для заблаговременностей до 96 часов. В летний сезон в Северном полушарии и зимний сезон в Южном полушарии применение усвоения приземных наблюдений для коррекции влажности почвы на уровнях 18 и 54 см повышает точность прогноза приземных метеорологических характеристик. В зависимости от региона степень повышения точности прогнозов различается. Увеличение влияния анализа на качество прогноза с ростом его заблаговременности позволяет сделать вывод о необходимости исследования эффекта от анализа влагосодержания почвы на более долгих сроках.

Заключение

В ходе диссертационной работы была разработана современная технология анализа влажности почвы и применена в рамках системы глобальных численных прогнозов погоды на основе модели атмосферы ПЛАВ.

Были получены следующие основные результаты:

1. Разработана новая методика адаптации и калибровки метода упрощенного расширенного фильтра Калмана для анализа влажности почвы.

В рамках этой методики проведены исследования оператора наблюдений, ошибок первого приближения как для двухслойной параметризации подстилающей поверхности ISBA-2L, так и для многослойной модели почвы ИВМ РАН-МГУ. В ходе циклического усвоения впервые получены поля анализа влажности для модели деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ в рамках глобальной модели атмосферы ПЛАВ.

2. Разработана автономная модель подстилающей поверхности для расчета оператора наблюдений в алгоритме метода упрощенного расширенного фильтра Калмана. Она позволяет сократить время расчета анализа примерно в 1.5 раза, точнее вычислять оператор наблюдений, а также имеет самостоятельное применение в качестве инструмента диагностики ошибок модели атмосферы.

3. Результаты численных прогнозов погоды с заблаговременностями до 96 часов показали, что точность прогнозов приземной температуры и относительной влажности воздуха при использовании начальных данных, в которых значения влажности почвы задавались по данным анализа, выше, чем при применении метода оптимальной интерполяции или отключении анализа. Величина уменьшения ошибок колеблется в зависимости от региона, сезона года и заблаговременности прогноза. В регионах Северного полушария (востока Северной Америки, ЕТР, Азиатской части России) среднеквадратическая ошибка прогноза приземной температуры уменьшилась на величину от 0.1 до 0.85°C, а прогноза относительной влажности воздуха на величину от 1 до 6%.

Список сокращений

ВМО	Всемирная метеорологическая организация
ВСП	Всемирная служба погоды
ЕЦСПП	Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды
ИВМ РАН	Институт вычислительной математики им. Г.И.Марчука
МГУ	Московский государственный университет им М.В.Ломоносова
МНК	Метод наименьших квадратов
НИТР	Научно-исследовательские и технические работы
ОИ	Оптимальная интерполяция
РНФ	Российский научный фонд
ПЛАВ	ПолуЛагранжева, основанная на уравнении Абсолютной завихренности
СВЧ	Сверхвысокочастотное излучение
СКО	Среднеквадратическое отклонение
ФГБУ	Федеральное государственное бюджетное учреждение
ЧПП	Численный прогноз погоды
EKF	Extended Kalman filter
ESA	European Space Agency
CLASS	The Canadian Land Surface Scheme
CLM	Community Land Model
EnKF	Ensemble Kalman Filter
GEM	Canadian Global Environmental Multiscale model
GEO	Group of Earth Observation
GEWEX	Global Energy and Water Exchanges
HTESSEL	The Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land
ISBA-2L	The two-layer Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere model
ISMN	International Soil Moisture Network
JULES	The Joint UK Land Environment Simulator
ERS	European radar satellite
NCEP	National centers for Environmental Prediction
NLDAS	North American land data assimilation system
SEKF	simplified extended Kalman filter
SMAP	Soil moisture active passive, NASA
SMOS	Soil Mission and Ocean Salinity
SURFEX	The externalized surface model
TMI	Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager

Словарь терминов

Влажность насыщения (полная влагоемкость) почвы: максимальное количество воды, которое может содержать почва.

Влажность почвы, доступная растениям (продуктивная влага): количественная разница между полевой влагоемкостью и влажностью устойчивого завядания.

Влажность устойчивого завядания (влажность в точке устойчивого завядания): значение влажности почвы, которого почва достигает в момент прекращения извлечения влаги растениями. Идеализированное понятие, основанное на предположении о том, что ниже данного уровня влажности растения завянут и не восстановятся. Она зависит от типа почвы, вида растений и погодных условий.

Гравиметрическое содержание влаги: масса воды в почвенном образце на единицу массы сухой почвы.

Методы ассимиляции (усвоения): методы, связывающие два источника информации: численный расчет и наблюдения.

Наименьшая (полевая) влагоемкость: значение влажности, которое достигается и поддерживается в почве после насыщения ее влагой и беспрепятственного дренирования в течение 1 – 2 дней. Поскольку для большинства типов почв не характерно дренирование до фиксированного значения влажности, которое бы они затем сохраняли в течение неопределенного долгого времени, полевая влагоемкость является идеализированным понятием. Превышение этого параметра приводит к образованию стока излишней влаги.

Объективный анализ (анализ): получение значений метеорологических элементов в точках применяемой в численном прогнозе регулярной или нерегулярной сетки по данным наблюдений с использованием заранее предписанного алгоритма.

Объемное содержание влаги: объем воды в почвенном образце на единицу объема влажной почвы.

Окно усвоения: временной интервал, измерения в течение которого будут использоваться для минимизации функционала качества.

Параметризация: описание эффектов от процессов, происходящих на масштабе более мелком, чем масштаб сетки (например, глубокой конвекции), с помощью известных в моделях значений термодинамических параметров атмосферы на масштабе сетки и ряда введенных из физических соображений зависимостей.

Первое приближение: предварительная информация о векторе состояния, полученная по результатам моделирования на предыдущем шаге по времени.

Потенциал влажности почвы: количество работы, которую необходимо совершить против действия капиллярных, осмотических, гравитационных и адсорбционных сил для извлечения из почвы влаги единичной массы.

Пористость: часть почвенной колонки, занятая порами.

Порозность почвы: объем, не занятый твердым веществом (то есть объем, занятый почвенным раствором и почвенным воздухом).

Почва: пористая среда. Твердые частицы различных размеров и форм образуют ее «скелет». Между этими частицами находятся сообщающиеся между собой поры, также различающиеся по размеру и форме. В совершенно сухой почве все поровое пространство заполнено воздухом, а в полностью насыщенной - водой. Оба эти состояния считаются экстремальными. Как правило, почвы находятся в промежуточных состояниях [Хэнкс Р.Дж. и др., 1985].

Процесс инициализации», построенный с помощью ассимиляции данных наблюдений: построение «наилучшей» в некотором смысле оценки начального состояния системы, которая используется в качестве начальных данных для расчета численного прогноза погоды.

Согласование данных: использование различного рода дополнительной информации наряду с наблюдениями непосредственно интересующей нас метеорологической величины для ее объективного анализа.

Циклическое усвоение: усвоение, в котором на основе полей первого приближения (в данной работе, прогноза с заблаговременностью 6 часов) рассчитываются поля анализа, стартуя с которых, вычисляются следующие поля первого приближения.

In situ: наземные наблюдения.

Список используемых источников и литературы

1. Богословский, Н.Н. Реализация схемы усвоения для почвенных переменных в глобальной полулагранжевой модели прогноза погоды / Н.Н.Богословский, М.А.Толстых // Вычислительные технологии. - 2006. - т.11, спецвыпуск, ч.3. - с.20-25.
2. Богословский, Н.Н. Усвоение почвенных и приземных переменных в глобальной полулагранжевой модели прогноза погоды / Н.Н.Богословский, А.В.Шляева, М.А.Толстых // Вычислительные технологии. - 2008. - т.13, спецвыпуск. - с.111-116.
3. Быков, Ф.Л. Статистическая структура поля влажности верхнего слоя почвы по данным наземных и спутниковых наблюдений / Ф.Л.Быков, Е.В.Василенко, В.А.Гордин, Л.Л.Тарасова // Метеорология и гидрология. - 2017. - №6. - с.68-84.
4. Василенко, Е.В. Использование данных с прибора ASCAT/MetOp для мониторинга влажности почвы / Е.В.Василенко, Л.Л.Тарасова // Вестник Московского университета. - 2015. - Серия 5. География, №2. - с.40-49.
5. Володин, Е.М. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность-почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений / Е.М.Володин, В.Н.Лыков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. - 1998. - т.34, №4. - с.453-465.
6. Володин, Е.М. Параметризации процессов тепло- влагообмена в системе растительность-почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 2. Численные эксперименты по воспроизведению климата / Е.М.Володин, В.Н.Лыков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. - 1998b. - т.34, №5. - с.622-633.
7. Всемирная метеорологическая организация. Наставление по Глобальной системе обработки данных и прогнозирования: Дополнение IV к Техническому регламенту ВМО. - Женева: ВМО. - 2019. - №485.
8. Гандин, Л.С. Четырехмерный анализ метеорологических полей / Л.С.Гандин. – Л.: Гидрометеиздат. - 1976. - 62с.
9. Гандин, Л.С. Статистические методы интерпретации метеорологических данных / Л.С.Гандин, Р.Л.Каган. – Л.:Гидрометеиздат. - 1976б. - 359 с.
10. Гридасов, В.Ф. Оценка степени увлажнения почв / В.Ф.Гридасов, Ю.В.Астафьева // Метеоспектр. - 2011. - №1. - с84-92.
11. Дымников, В.П. Основы вычислительной геофизической гидродинамики / В.П.Дымников, В.Б.Залесный. - М.:ГЕОС. - 2019. - 447с.

12. Кислов, А.В. Роль весенней влажности почвы в формировании крупномасштабных засух Восточно-Европейской равнины 2002 и 2010 гг. / А.В.Кислов, М.И.Варенцов, Л.Л.Тарасова // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. - 2015. - т.51, №4. - с.464-471.
13. Махнорылова, С.В. Усвоение косвенных данных о влагосодержании почвы методом упрощенного расширенного фильтра Калмана в модели среднесрочного прогноза погоды ПЛАВ / С.В.Махнорылова, М.А.Толстых // Метеорология и гидрология. - 2017. - №6. - с.55–67.
14. Махнорылова, С.В. Усвоение влагосодержания почвы методом упрощенного расширенного фильтра Калмана в модели среднесрочного прогноза погоды ПЛАВ / С.В.Махнорылова, М.А.Толстых // Сборник Избранные труды Enviromis 2016. Международная конференция и школа молодых ученых по измерению, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды. - 2016. - с.124-128.
15. Махнорылова, С.В. Усвоение данных приземных характеристик воздуха для инициализации полей влажности почвы в глубоком слое почвы глобальной модели атмосферы ПЛАВ20 / С.В.Махнорылова, М.А.Толстых // Сборник тезисов CITES 2017. Международная молодежная школа и конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде. - 2017b. - с.79-82.
16. Махнорылова, С.В. Инициализация влагосодержания деятельного слоя подстилающей поверхности для многослойной параметризации почвы в глобальной модели атмосферы ПЛАВ / С.В.Махнорылова, М.А.Толстых // Сборник тезисов CITES 2019. Международная молодежная школа и конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде. - 2019. - с.195-198.
17. Мезингер, Ф. Численные методы, используемые в атмосферных моделях / Ф.Мезингер, А.Аракава // Л.: Гидрометеиздат. - 1979. - т.1. - 89с.
18. Палагин, Э.Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур / Э.Г.Палагин // Л.: Гидрометеиздат. - 1981. - 191с.
19. Пановский, Г.А. Статистические методы в метеорологии / Г.А.Пановский, Г.В.Брайер // Л.: Гидрометеиздат. - 1972. - 209с.
20. РД 52.33.217-99 Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 11 Агрометеорологические наблюдения на станциях и постах. Часть 1 Основные агрометеорологические наблюдения, кн. 1. - СПб.: Гидрометеиздат. - 2000. - 348с.
21. Робер, А. Полу неявный метод. Численные методы, используемые в атмосферных моделях / А.Робер // Л.: Гидрометеиздат. - 1982. - т.2. - с.302-315.
22. Розинкина, И.А. Модель Гидрометцентра России почва – растительность – приземный слой атмосферы: алгоритм и результаты тестирования / И.А.Розинкина // Метеорология и гидрология. - 2001. - №3. - с.19-33.

23. Смышляев, С.П. Методические указания по дисциплине «Ассимиляция гидрометеорологических данных» для бакалавров по направлению подготовки 05.03.05 – «Прикладная гидрометеорология», профиль - «Прикладная метеорология» / С.П.Смышляев // СПб.:Изд. РГГМУ. - 2016. - 22с.
24. Страшная, А.И. Современное состояние и проблемы агрометеорологического обеспечения сельского хозяйства России / А.И.Страшная, О.В.Бережа, Л.Л.Тарасова и др. // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. - 2019. - №4(374). - с.219-240.
25. Толстых, М.А. Разработка многомасштабной модели атмосферы ПЛАВ / М.А.Толстых, Ж.-Ф.Желен, Е.М.Володин и др. // Метеорология и гидрология. - 2015. - №6. - с.26-36.
26. Толстых, М.А. Система моделирования атмосферы для бесшовного прогноза / М.А.Толстых, Р.Ю.Фадеев, А.В.Шляева, В.Г.Мизяк, В.С.Рогутов, Н.Н.Богословский, Г.С.Гойман, С.В.Махнорылова, А.Ю.Юрова, В.В.Шашкин // М.:Триада лтд. - 2017. - 166с.
27. Толстых, М.А. Многомасштабная глобальная модель атмосферы ПЛАВ: результаты среднесрочных прогнозов погоды / М.А.Толстых, Р.Ю.Фадеев, В.В.Шашкин, Г.С.Гойман, Р.Б.Зарипов, Д.Б.Киктев, С.В.Махнорылова, В.Г.Мизяк, В.С.Рогутов // Метеорология и гидрология. - 2018. - №11. - с.90-99.
28. Толстых, М.А. Развитие глобальной полулагранжевой модели атмосферы ПЛАВ в 2009 – 2019 гг. / М.А.Толстых, Р.Ю.Фадеев, В.В.Шашкин, С.В.Травова, Г.С.Гойман, В.Г.Мизяк, В.С.Рогутов, А.В.Шляева, А.Ю.Юрова // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. - 2019. - №4(374). - с.77-91.
29. Травова, С.В. Качество воспроизведения состояния почвы моделью деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ в составе модели прогноза погоды ПЛАВ / С.В.Травова, В.М.Степаненко, А.И.Медведев, М.А.Толстых, В.Ю.Богомоллов // Метеорология и гидрология. - 2022. - №3. - с.5-24.
30. Травова, С.В. Оценка воспроизведения влажности и температуры почвы в летний сезон глобальной моделью атмосферы ПЛАВ / С.В.Травова, М.А.Толстых // Труды международной молодежной школы и конференции по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES '2021. - 2021. - 199с.
31. Фадеев, Р.Ю. Климатическая версия модели атмосферы ПЛАВ: разработка и первые результаты / Р.Ю.Фадеев, М.А.Толстых, Е.М.Володин // Метеорология и гидрология. - 2019. - №1. - с.22-35.
32. Фадеев, Р.Ю. Развитие системы долгосрочного прогноза Гидрометцентра России / Р.Ю.Фадеев, В.В.Шашкин, М.А.Толстых, С.В.Травова, В.Г.Мизяк, В.С.Рогутов, К.А.Алипова // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. - 2021. - №1(379). - с.58-72.

33. Федорова, Н.Г. О динамическом согласовании исходных полей для моделей по полным уравнениям гидротермодинамики / Н.Г.Федорова, М.С.Фукс-Рабинович // Метеорология и гидрология. - 1972. - №5. - с.3-11.
34. Хэнкс, Р.Дж. Прикладная физика почв. Влажность и температура почвы. Перевод с англ. / Р.Дж.Хэнкс, Дж.Л.Ашкрофт. Л.:Гидрометеиздат. - 1985. - 154с.
35. Шашкин, В.В. Моделирование циркуляции стратосферы полулагранжевой моделью атмосферы ПЛАВ / В.В.Шашкин, М.А.Толстых, Е.М.Володин // Метеорология и гидрология. - 2019. - №1. - с.5-21.
36. Шашкин, В.В. Версия модели атмосферы ПЛАВ в гибридной системе координат по вертикали / В.В.Шашкин, М.А.Толстых, А.Р.Иванова, Е.Н.Скриптунова // Метеорология и гидрология. - 2017. - №9. - с.24-35.
37. Шутяев, В.П. Методы усвоения данных наблюдений в задачах физики атмосферы и океана / В.П.Шутяев // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. - 2019. - т.55, №1. - с.17-34.
38. Albergel, C. Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in-situ observations / C.Albergel, RosnayP.de, C.Gruhier, J.-M.Sabater, S.Hasenauer, L.Isaksen, Y.Kerr, W.Wagner // Remote Sens. Environ. - 2012. - №18. - pp.215–226.
39. Albergel, C. An evaluation of ASCAT surface soil moisture products with in situ observations in Southwestern France / C.Albergel, C.Rüdiger, D.Carrer, J.-C.Calvet, N.Fritz, V.Naeimi, Z.Bartalis, S.Hasenauer // Hydrol. Earth Syst. Sci. - 2009. - №13. - pp.115–124.
40. Albergel, C. From near-surface to root-zone soil moisture using an exponential filter: An assessment of the method based on in situ observations and model simulations / C.Albergel, C.Rudiger, T.Pellarin, J.C.Calvet, N.Fritz, F.Froissard, D.Suquia, A.Petitpa, B.Piguet, E.Martin // Hydrol. Earth Syst. Sci. - 2008. - vol.12. - pp. 1323–1337; doi: 10.5194/hess-12-1323-2008.
41. Baker, R. The influence of soil moisture, coastline curvature, and land-breeze circulations on sea-breeze initiated precipitation / R.Baker, B.Lynn, A.Boone, W.-K.Tao, J.Simpson // Journal of Hydrometeorology. - 2001. - №2. - pp.193-211.
42. Balenzano, A. SMOSAR algorithm for soil moisture retrieval using Sentinel-1 data / A.Balenzano, F.Mattia, G.Satalino, V.Pauwels, P.Snoeiij // In Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). IEEE Int. - 2012. - pp.1200–1203.
43. Balsamo, G. Analysis of soil moisture in a mesoscale weather prediction model / G.Balsamo // PhD, Toulouse, France. - 2003. - 197p.
44. Balsamo, G. A simplified bi-dimensional variational analysis of soil moisture from screen-level observations in a mesoscale numerical weather-prediction model / G.Balsamo, F.Bouysse, J.Noilhan // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. - 2004. - №130. - pp.895-915.

45. Balsamo, G. A land data assimilation system for soil moisture and temperature: An information content study / G.Balsamo, J.-F.Mahfouf, S.Bélair, G.Debblonde // *Journal of Hydrometeorology*. - 2007. - №8. - pp.1225-1242.
46. Balsamo, G. A revised hydrology for the ECMWF model / G.Balsamo, P.Viterbo, A.Beljaars et al. // *J. Hydro.Met.* - 2009; doi:10.1175/2008JHM1068.1.
47. Balsamo, G. A revised hydrology for the ECMWF model: Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the Integrated Forecast System / G.Balsamo, P.Viterbo, A.Beljaars, B.van den Hurk, M.Hirschi, A.K.Betts, K.Scipal // *J. Hydrometeor.* - 2009. - №10. - pp.623-643
48. Bartalis, Z. WARP-NRT 2.0 Reference Manual / Z.Bartalis, S.Hasenauer, V.Naeimi, W.Wagner // Vienna University of Technology: ASCAT Soil Moisture Report Series. - 2007b. - №14.
49. Bartalis, Z. Initial soil moisture retrievals from the METOP-A advanced Scatterometer (ASCAT) / Z.Bartalis, Wagner, W., V.Naeimi, S.Hasenauer, K.Scipal, H.Bonekamp, J.Figa, C.Anderson // *Geophys. Res. Lett.* - 2007a. - vol.34.
50. Bašták Ďurán, I. A compact model for the stability dependency of TKE production-destruction-conversion terms valid for the whole range of Richardson numbers / I.Bašták Ďurán, J.-F.Geleyn, F.Vana // *J. Atmos. Sci.* - 2014. - vol.71. - pp.3004–3026; doi: 10.1175/JAS-D-13-0203.1.
51. Bauer-Marschallinger, B. Toward global soil moisture monitoring with sentinel-1: harnessing assets and overcoming obstacles / B.Bauer-Marschallinger, V.Freeman, S.Cao, C.Paulik, S.Schaufler, T.Stachl, S.Modanesi, C.Massari, L.Ciabatta, L.Brocca, W.2018a.Wagner // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* - 2018a. - vol.57. - pp.520–539.
52. Beck, H.E. Evaluation of 18 satellite- and model-based soil moisture products using in situ measurements from 826 sensors / H.E.Beck, M.Pan, D.G.Miralles et al. // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* - 2021. - vol.25. - pp.17–40; doi: 10.5194/hess-25-17-2021.
53. Bélair, S. Operational implementation of the ISBA land surface scheme in the Canadian regional weather forecast model. Part I: warm season results / S.Bélair, L.P.Crevier, J.Mailhot, J.Bilodeau, Y.Delage // *J. Hydrometeorol.* - 2003. - №4. - pp.352–470.
54. Beljaars, A.C.M. The anomalous sensitivity over USA during July 1993: sensitivity to land surface parameterization / A.C.M.Beljaars, P.Viterbo, M.J.Miller, A.K.Betts // *Mon. Wea. Rev.* - 1996 - №124 - pp.362-383.
55. Bell, J.E. U.S. Climate Reference Network soil moisture and temperature observations / J.E.Bell, M.A.Palecki, C.B.Baker, W.G.Collins, Lawrimore, H.J., R.D.Leeper et al. // *J.Hydrometeorol.* - 2013. - vol.14. - pp.977-988; doi: 10.1175/JHM-D-12-0146.1.
56. Best, M. A physically based soil moisture nudging scheme / M.Best, P.Maisey // Exeter: Met Office Hadley Centre. - 2002. - Hadley Centre Technical. - №35. - p.22.

57. Best, M.J. The joint UK land environment simulator (JULES), model description – Part 1: Energy and water fluxes / M.J.Best, M.Pryor, D.B.Clark et al. // *Geosci. Model Dev.* - 2011. - vol.4. - pp.677-699.
58. Bircher, S. A soil moisture and temperature network for SMOS validation in Western Denmark / S.Bircher, N.Skou, K.H.Jensen, J.P.Walker, L.Rasmussen // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* - 2012. - vol.16. - pp.1445–1463; doi: 10.5194/hess-16-1445-2012.
59. Blondin, C. Parameterization of land-surface processes in numerical weather prediction. *Land Surface Evaporation: Measurement and Parameterization* / C.Blondin, T.J.Schmugge and J.C.André Eds // Springer. - 1991. - pp.31–54.
60. Bogen, H. Tereno-long-term monitoring network for terrestrial environmental research / H.Bogen, R.Kunkel, T.Putz, H.Vereecken et al. // *Hydrol. und Wasserbewirtschaftung.* - 2012. - No.56. - pp.138–143.
61. Boone, A. The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme / A.Boone, V.Masson, T.Meyers, J.Noilhan // *J. Appl. Meteor.* - 2000. - vol.9. - pp.1544-1569.
62. Boone, A. The interactions between soil-biosphere-atmosphere land surface model with a multi-energy balance (ISBA-MEB) option in SURFEXv8 – Part 1: Model description / A.Boone, P.Samuelsson, S.Gollvik et al. // *Geosci. Model Dev.* - 2017. - vol.10. - pp.843-872.
63. Boussetta, S. ECLand: The ECMWF Land Surface Modelling System / S.Boussetta, G.Balsamo, G.Arduini, E.Dutra, J.McNorton, M.Choulga, A.Agustí-Panareda, A.Beljaars, N.Wedi, J.Munoz-Sabater et al. // *Atmosphere.* - 2021. - vol.12. - No.723; doi: 10.3390/atmos12060723.
64. Bouttier, F. Sequential Assimilation of Soil Moisture from Atmospheric Low-Level Parameters. Part I: Sensitivity and Calibration Studies / F.Bouttier, J.-F.Mahfouf, J.Noilhan // *J.Appl. Meteor.* - 1993a. - vol.32. - pp.1335-1351.
65. Bouttier, F. Sequential Assimilation of Soil Moisture from Atmospheric Low-Level Parameters. Part II: Implementation in a Mesoscale Model / F.Bouttier, J.-F.Mahfouf, J.Noilhan // *J.Appl. Meteor.* - 1993b. - vol.32. - pp.1352-1364.
66. Brocca, L. ASCAT soil wetness index validation through in situ and modelled soil moisture data in central Italy / L.Brocca, F.Melone, T.Moramarco, W.Wagner, S.Hasenauer // *Remote Sens. Environ.* - 2010. - vol.114. - №11. - pp.2745-2755.
67. Bougeault, P. A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection / P.Bougeault // *Mon. Wea. Rev.* - 1985. - vol.113. - pp.2108-2212.
68. Bouysse, F. Variational surface analysis from screen level atmospheric parameters / F.Bouysse, V.Cassé, J.Pailleux // *Tellus.* - 1999. - №51A. - pp. 453-468.

69. Callies, U. A case study on variational soil moisture analysis from atmospheric observations / U.Callies, A.Rhodin, D.P.Eppel // *Journal of Hydrology*. - 1998. - vol.212-213. - p.95-108.
70. Calvet, J.-C. In situ soil moisture observations for the CAL/VAL of SMOS: the SMOSMANIA network. International geoscience and remote sensing symposium / J.-C.Calvet, N.Fritz, F.Froissard, D.Suquia, B.Petitpa, B.Piguet // Barcelona, Spain: IGARSS, - 2007.
71. Calvet, J.-C. From near-surface to root-zone soil moisture using year-round data / J.-C.Calvet, J.Noilhan // *J. Hydrometeorol.* - 2000. - vol.1. - pp.393-411.
72. Calvet, J.-C. An interactive vegetation SVAT model tested against data from six constraining sites / J.-C.Calvet, J.-L.Noilhan, P.Roujean, P.Bessemoulin et al. // *Agric. For. Meteorol.* - 1998. - №92. - pp.73-95.
73. Campbell, D.J. Bulk density. In: *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* / D.J.Campbell, J.K.Henshall // K.A. Smith and C.E. Mullins, eds., Marcel Dekker, New York. - 2001. - pp. 315-348.
74. Carrera, M. The Canadian Land Data Assimilation System (CaLDAS): description and synthetic evaluation study / M.Carrera, S.Bélair, B.Bilodeau // *J. Hydrometeorol.* - 2015. - №16. - pp.1293–1294.
75. Chan, S.K. Assessment of the SMAP Passive Soil Moisture Product / S.K.Chan, R.Bindlish, P.E.O'Neill // *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*. - 2016. - 14p; doi:10.1109/TGRS.2016.2561938.
76. Chou, M.-D. A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies / M.-D.Chou, M.J.Suarez // *NASA Tech. Memo NASA/TM*. - 1999. - 10460, Vol.15.MD. - 48p.
77. Clapp, R.B. Empirical equations for some soil hydraulic properties / R.B.Clapp, M.G.Hornberger // *Water Resources Research*. - 1978. - vol.14. - №4. - pp.601-604.
78. Conil, S. Contribution of realistic soil moisture initial conditions to boreal summer climate predictability / S.Conil, H.Douville, S.Tyteca // *Clim. Dyn.* - 2009. - №32. - pp. 79-93.
79. Conil, S. The relative influence of soil moisture and SST in climate predictability explored within ensembles of AMIP type experiments / S.Conil, H.Douville, S.Tyteca // *Climate Dynamics*. - 2007. - vol.28. - No.2. - pp.125–145; doi: 10.1007/s00382-006-0172-2.
80. Crow, W. The assimilation of remotely sensed soil brightness temperature imagery into a land surface model using Ensemble Kalman filtering: a case study based on ESTAR measurements during SGP97 / W.Crow, E.Wood // *Advances in Water Resources*. - 2003. - №26. - pp.137-149.
81. Deardorff, J.W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation / J.W.Deardorff // *J. Geophys. Res.* - 1978. - vol.83. - pp.1889–1903.
82. Deardoff, J.W. A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models / J.W.Deardoff // *J. Appl. Geophys.* - 1977. - vol.17. - pp.1182-1185.
83. Daley, R. *Atmospheric Data Analysis* / R.Daley // Cambridge: Cambridge University Press. - 1991. - 457p.

84. Dee, D. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system / D.De, S.Uppala, A.Simmons, P.Berrisford, P.Poli et al. // Q.J.R. Meteorol. Soc. - 2011. - №137. - pp.553-597.
85. de Jeu, R. Evaluation of SMOS soil moisture with other existing satellite products / R.de Jeu, T.Holmes, W.Wagner, W.Dorigo, S.Hanh, R.Parinussa // Remote Sensing and Hydrology, Proceedings of a symposium held at Jackson Hole, Wyoming, USA. - 2010.
86. de Lannoy, G. Assimilation of SMOS brightness temperatures or soil moisture retrievals into a land surface model / G.deLannoy, R.Reichle // Hydrol. Earth Syst. Sci. - 2016. - vol. 20. - pp.4895–4911.
87. de Rosnay, P. A simplified extended Kalman filter for the global operational soil moisture analysis at ECMWF / P.de Rosnay, M.Drusch, D.Vasiljevic, G.Balsamo, C.Albergel, L.Isaksen // Q. J. R. Meteorol Soc. - 2012.
88. de Troch, F.P. Application of Remote Sensing for Hydrological Modelling, ch.9 / F.P.deTorch, P.A.Torch, Z.Su, D.S.Lin // In: Abbott M.B., Refsgaard J.C., eds. - Distributed Hydrological Modelling. - Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. - 1996
89. Dian, M. Improving the computation of screen level fields (temperature, moisture) / M.Dian, J.Masek // Report of LACE stay at CHMI in, Prague 11.04.2015-29.04.2015. - 2015. - Prague. - 15p.
90. Dickinson, R.E. Modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models / R.E.Dickinson // Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophys.Monogr. - 1984. - vol.29. - pp.58-72.
91. Dirksen, C. Soil Physics Measurements / C.Dirksen // Catena Verlag, Reiskirchen, Germany. - 1999
92. Dirmeyer, P.A. Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulation / P.A.Dirmeyer // J. Climate. - 2000. - vol.13. - pp.2900–2922.
93. Dirmeyer, P.A. Precipitation, recycling, and land memory: An integrated analysis / P.A.Dirmeyer, C.A.Schlosser, K.L.Brubaker // Journal of Hydrometeorology. - 2009. - vol.10. - №1. - pp.278–288.
94. Dirmeyer, P.A. Land-atmosphere interactions exacerbated the drought and heatwave over northern Europe during summer 2018 / P.A.Dirmeyer, G.Balsamo, E.M.Blyth, R.Morrison, H.M.Cooper // AGU Advances. - 2021. - vol.2,e2020AV000283; doi: 10.1029/2020AV000283.
95. Dharssi, I. Operational assimilation of ASCAT surface soil wetness at the MetOffice / I.Dharssi, K.Bovis, B.Macpherson, C.Jones // Hydrol. Earth Syst. Sci. - 2011. - №15. - pp.2729–2746.
96. Dharssi, I. Towards a Kalman Filter based land surface data assimilation scheme for ACCESS / I.Dharssi, P.Steinle, B.Candy // CAWCR Technical Report. - 2012. - №54. - 44p.
97. Dorigo, W.A. The International Soil Moisture Network: A data hosting facility for global in situ soil moisture measurements / W.A.Dorigo, W.Wagner, R.Hohensinn, S.Hahn, C.Paulik, M.Drusch, S.et.al.Mecklenburg // . – Hydrol.Earth Syst.Sci. - 2011a, - vol.15. - pp.1675-1698.

98. Dorigo, W.A. A new international network for in situ soil moisture data / W.A.Dorigo, P.VanOevelen, W.Wagner, M.Drusch, S.Mecklenburg, A.Robock, T.Jackson // *Eos Trans., AGU.* - 2011b. - vol.92. - pp.141-142.
99. Dorigo, W.A. Global automated quality control of in situ soil moisture data from the International Soil Moisture Network / W.A.Dorigo, A.Xaver, M.Vreugdenhil et al. // *Vadose Zone J.* - 2013. - vol.12. - No.3; doi: 10.2136/vzj2012.0097.
100. Douville, H. Evaluation of optimal interpolation and nudging techniques for soil moisture analysis using FIFE data / H.Douville, J.-F.Mahfouf, A.Beljaars // *Mon Weather Rev.* - 2000. - №128. - pp.1733–1756.
101. Douville, H. Sequential soil moisture analysis in the presence of internal and prescribed errors using the ECMWF single column model / H.Douville, P.Viterbo, J.-F.Mahfouf, A.C.M.Beljaars // *Technical Memorandum.* - 1998. - №257. - p.43.
102. Draper, C. An EKF assimilation of AMSR-E soil moisture into the ISBA surface scheme / C.Draper, J.-F.Mahfouf, J.Walker // *J. Geophys. Res.* - 2009. - №114.
103. Draper, C.S. Root zone soil moisture from the assimilation of screen-level variables and remotely sensed soil moisture / C.S.Draper, J.-F.Mahfouf, J.P.Walker // *J. Geophys. Res.* - 2011. - vol.116. - D02127; doi:10.1029/2010JD013829.
104. Draper, C. Assimilation of Satellite Soil Moisture for Improved Atmospheric Reanalyses / C.Draper, R.H.Reichle // *Mon. Weather Rev.* - 2019. - vol.147. - pp.2163-2188.
105. Draper, C. Assimilation of passive and active microwave soil moisture retrievals / C.Draper, R.Reichle, G.D.Lannoy, Q.Liu // *Geophys. Res. Lett.* - 2012. - №39.
106. Drusch, M. Initializing numerical weather prediction models with satellite-derived surface soil moisture: Data assimilation experiments with ECMWF's Integrated Forecast System and the TMI soil moisture data set / M.Drusch // *J. Geophys. Res.* - 2007. - vol.112. - D03102; doi: 10.1029/2006JD007478.
107. Drusch, M. Towards a Kalman filter based soil moisture analysis system for the operational ECMWF Integrated Forecast System / M.Drusch, K.Scipal, P.deRosnay, G.Balsamo, E.Andersson, P.Bougeault, P.Viterbo // *Geophys. Res. Lett.* - 2009. - №36. - Issue 10. - L10401.
108. Drusch, M. Assimilation of screen-level variables in ECMWF's Integrated Forecast System: A study on the impact on the forecast quality and analyzed soil moisture / M.Drusch, P.Viterbo // *Mon. Weather Rev.* - 2007. - vol.135. - pp.300-314.
109. Dunne, S. Land surface state and flux estimation using the ensemble Kalman smoother during the Southern Great Plains 1997 field experiment / S.Dunne, D.Entekhabi // *Water Resources Research.* - 2006. - №42.

110. Duerinckx, A. Study of the Jacobian of an extended Kalman filter for soil analysis in SURFEXv5 / A.Duerinckx, R.Hamdi, J.-F.Mahfouf, P.Termonia // *Geosci. Model Dev.* - 2015. - vol.8. - pp.845-863.
111. Duerinckx, A. Combining an EKF soil analysis with 3D-Var upper-air assimilation in a limited-area NWP model / A.Duerinckx, R.Hamdi, A.Deckmyn et al. // *Q.J. Roy. Met. Soc.* - 2017; doi: 10.1002/qj.3141.
112. Ek, M.B. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta / M.B.Ek, K.E.Mitchell, Y.Lin, P.Grunmann, E.Rogers, G.Gayno, J.D.Tarpley, V.Koren // *J. Geophys. Res.* - 2003. - №108. - p.8851.
113. Entekhabi, D. The Soil Moisture Active Passive (SMAP) Mission / D.Entekhabi, E.G.Njoku, P.E.O'Neill et al. // *Proc. IEEE.* - 2010. - vol.98. - pp.704–716.
114. Esau, I. Systematic errors in northern Eurasian short-term weather forecasts induced by atmospheric boundary layer thickness / I.Esau et al. // *Environ. Res. Lett.* - 2018. - vol.13. - No.12,125009; doi: 10.1088/1748-9326/aaecfb.
115. Essery, R.L.H. Explicit representation of subgrid heterogeneity in a GCM land surface scheme / R.L.H.Essery, M.J.Best, R.A.Betts, P.M.Cox, C.M.Taylor // *J. Hydrometeor.* - 2003. - vol.4. - №3, pp.530-543.
116. Evensen, G. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics / G.Evensen // *J. Geophys. Res.* - 1994. - № 99. - pp.10143–10162.
117. Fairbairn, D. Comparing the Ensemble and Extended Kalman Filters for in situ soil moisture assimilation with contrasting soil conditions / D.Fairbairn, A.L.Barbu, J.-F.Mahfouf, J.-C.Calvet, E.Gelati // *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* - 2015. - Vol.12. - pp.7353-7403.
118. Fayad, I. Near-real time freeze detection over agricultural plots using Sentinel-1 Data / I.Fayad, N.Baghdadi, H.Bazzi, M.Zribi // *Remote Sens.* - 2020. - vol.12, p.1976; doi:10.3390/rs12121976.
119. Ferranti, L. The European summer of 2003: Sensitivity to soil water initial conditions / L.Ferranti, P.Viterbo // *J. Clim.* - 2006. - vol.19. - pp.3659-3680.
120. Findell, K. Atmospheric controls on soil moisture boundary layer interactions. Part 1: Framework development / K.Findell, E.Eltahir // *Journal of Hydrometeorology.* - 2003. - №4. - pp.552-569.
121. Fischer, E. Soil moisture atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave / E.Fischer, S.Seneviratne, P.Vidale, D.Lüthi, C.Schär // *Journal of Climate.* - 2007. - №20. - pp.5081-5099.
122. Fletcher, S.J. Data assimilation for the geosciences. From theory to application / S.J.Fletcher // Elsevier. - 2017. - 957p.

123. Fore, A.G. Combined active/passive retrievals of ocean vector wind and sea surface salinity with SMAP / A.G.Fore, S.H.Yueh, W.Tang, B.W.Stiles, A.K.Hayashi // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. - 2016. - vol.54. - pp.7396-7404.
124. Gallus, W. Sensitivity of forecast rainfall in a Texas convective system to soil moisture and convective parameterization / W.Gallus, M.Segal // Weather and Forecasting. - 2000. - №15. - pp.509-525.
125. Gardner, C.M.K. Soil water content. In: Soil and Environmental Analysis: Physical Methods (Smith K.A. and Mullins C.E. eds.) / C.M.K.Gardner, D.A.Robinson, K.Blyth, J.D.Cooper // Marcel Dekker, New York. - 2001. - pp.1-64.
126. Gee, G.W. Soil water content by microwave drying: A routine procedure / G.W.Gee, M.E.Dodson // Soil Science Society of America Journal. - 1981. - vol.45. - pp.1234-1237.
127. Geleyn, J.F. Interpolation of wind, temperature and humidity values from the model levels to the height of measurement / J.F.Geleyn // Tellus. - 1988. - №40A. - pp.347-351.
128. Gerard, L. Physical Parametrizations in Arpège-Aladin operational model. Part III. Turbulent fluxes and PBL processes [Электронный ресурс] / L.Gerard // November. - 2001. - 16p. <http://www.umr-cnrm.fr/gmapdoc/spip.php?article12&lang=en>
129. Gerard, L. Physical Parametrizations in Arpège-Aladin operational model. Part V. Soil processes [Электронный ресурс] / L.Gerard // November. - 2001b. - 16p. <http://www.umr-cnrm.fr/gmapdoc/spip.php?article12&lang=en>
130. Gerard, L. Evolution of a subgrid deep convection parametrization in a limited-area model with increasing resolution / L.Gerard, J.-F.Geleyn // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. - 2005. - vol.131. - pp.2293-2312.
131. Gerard, L. Cloud and precipitation parameterization in a Meso-Gamma-Scale Operational Weather Prediction Model / L.Gerard, J.-M.Piriou, R.Brozkova, J.-F.Geleyn, D.Banciu // Mon. Wea. Rev. - 2009. - vol.137. - pp.3960-3977.
132. Ghil, M. Data assimilation in meteorology and oceanography / M.Ghil, P.Malanotte-Rizzoli // Adv. Geophys. - 1991. - vol.33. - pp.141-266.
133. Giard, D. Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model / D.Giard, E.Bazile // Mon. Weather. Rev. - 2000. - №128. - pp.997-1015.
134. Gómez, B. The Met Office soil moisture analysis system / B.Gómez, C.L.Charlton-Pérez, H.Lewis, B.Candy // Remote Sens. - 2020. - vol.12. - p.3691; doi:10.3390/rs12223691.
135. Grasso, L. A numerical simulation of dryline sensitivity to soil moisture / L.Grasso // Monthly Weather Review. - 2000. - №128. - pp.2816-2834.

136. Guo, Z. Rebound in atmospheric predictability and the role of the land surface / Z.Guo, P.A.Dirmeyer, T.DelSole, R.D.Koster, Z.Guo, P.A.Dirmeyer et al. // J. Climate. - 2012. - vol.25. - No.13, pp.4744-4749; doi: 10.1175/JCLI-D-11-00651.1.
137. Hahn, S. Characterisation of calibration-related errors on the initial METOP ASCAT soil moisture product / S.Hahn, W.Wagner // Geophysical Research Abstract. - 2011. - №13. - EGU2011-3178.
138. Heise, E. Improvement and validation of the multi-layer soil model / E.Heise, M.Lange, B.Ritter, R.Schrodin // COSMO Newsletter. - 2003. - №3. - pp.198-203.
139. Hess, R. Assimilation of screen-level observations by variational soil moisture analysis / R.Hess // Meteorology and Atmospheric Physics. - 2001. - №77. - pp.145-154.
140. Hess, R. Variational soil moisture analysis with first operational results / R.Hess // Newsletter of the Consortium for Small-Scale Modelling (COSMO). - 2001. - Deutscher Wetterdienst. - №1, pp.79-88.
141. Hess, R. Evaluation of the variational soil moisture assimilation scheme at Deutscher Wetterdienst / R.Hess, M.Lange, W.Wergen // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. - 2008. - №134. - pp.1499-1512.
142. Hillel, D. Introduction to soil physics / D.Hillel // Academic Press. - 1982. - p.370.
143. Hoke, J.E. The initialization of numerical models by a dynamic-initialization technique / J.E.Hoke, R.A.Anthes // Monthly Weather Review. - 1976. - vol.104. - №12. - pp.1551-1556.
144. Ide, K. Unified notation for data assimilation: Operational, sequential and variational. / K. Ide, P. Courtier, M. Ghil, and A. C. Lorenc// J. Meteorol. Soc. Jpn..-1997. – vol. 75. – pp.181 – 189.
145. IFS documentation – Cy47r3. Part II: Data assimilation // European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading. - 2020. - 105p.
146. IFS documentation Cy43r3. Part IV: Physical Processes // European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Shinfield Park, Reading, RG2 9AX, England. - 2017. - p.221.
147. Jun, S. Impact of Soil Moisture Data Assimilation on Analysis and Medium-Range Forecasts in an Operational Global Data Assimilation and Prediction System / S.Jun, J.-H.Park, H.-J.Choi, Y.-H.Lee, Y.-J.Lim, K.-O.Boo, H.-S.Kang // Atmosphere. - 2021. - vol.12. - p.1089; doi:10.3390/atmos12091089.
148. Kalman, R.E. A new approach to linear filtering and prediction problems / R.E.Kalman // Trans ASME J. Basic Eng. - 1960. - vol.82. - pp.35-45.
149. Kerr, Y.H. Overview of SMOS performance in terms of global soil moisture monitoring after six years in operation / Y.H.Kerr, A.Al-Yaari, N.Rodriguez-Fernandez, M.Parrens et al. // Remote Sens. Environ. - 2016. - vol.180. - pp.40-63.
150. Kerr, Y.H. The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle / Y.H.Kerr, P.Waldteufel, J.P.Wigneron, S.Delwart, F.Cabot, J.Boutin et al. // Proc. IEEE. - 2010. - vol.98. - pp.666-687.

151. Kerr, Y.H. Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission / Y.H.Kerr, P.Waldteufel, J.P.Wigneron, J.Martinuzzi, J.Font, M.Berger // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. - 2001. - vol.39. - pp.1729-1735.
152. Kim, S. A review of satellite-derived soil moisture and its usage for flood estimation / S.Kim, R.Zhang, H.Pham, A.Sharma // Remote Sensing in Earth Systems Sciences. - 2019; doi: 10.1007/s41976-019-00025-7.
153. Klute, A. Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods / A.Klute (ed). // Americal Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, United States. - 1986.
154. Koster, R.D. Contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: First results from a multi-model experiment / R.D.Koster, S.P.P.Mahanama, T.J.Yamada et al. // Geophys. Res. Lett. - 2010. - vol.37. - L02402; doi:10.1029/2009GL041677.
155. Koster, R.D. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation / R.D.Koster et al. // Science. - 2004. - № 305. - pp.1138-1140.
156. Koster, R.D. Impact of land surface initialization on seasonal precipitation and temperature prediction / R.D.Koster, J.Suarez.M. // J. Hydrometeor. - 2003. - vol.4. - pp.408-423.
157. Kullmann, L. New interpolation formula instable situation for the calculation of diagnostic fields at measurement height / L.Kullmann // Aladin/Hirlam workshop. - 2009.
158. Lawrence, D.M. The Community Land Model version 5: Description of new features, benchmarking, and impact of forcing uncertainty / D.M.Lawrence, R.A.Fisher, C.D.Koven et al. // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. - 2019. - vol.11. - pp.4245-4287; doi:10.1029/2018MS001583.
159. Louis, J.F. A short history of the operational PBL parameterization at ECMWF / J.F.Louis, M.Tiedtke, J.F.Geleyn // Workshop on the Planetary boundary layer parameterization. ECMWF, Reading. - 1981, 25–27 November. - pp. 59–80.
160. Lynch, P. Initialization of HIRLAM model using a digital filter / P.Lynch, X.-Y.Huang // Mon. Wea. Rev. - 1992. - vol.120. - pp.1019-1034.
161. Mahfouf, J.-F. Analysis of soil moisture from near-surface parameters: a feasibility study / J.-F.Mahfouf // J. Appl. Meteorol. - 1991. - №30. - pp.1534-1547.
162. Mahfouf, J.-F. Assimilation of satellite-derived soil moisture from ASCAT in a limited-area NWP model / J.-F.Mahfouf // Q. J. R. Meteorol. Soc. - 2010. - №136. - pp.784-198.
163. Mahfouf, J.-F. A comparison of two offline soil analysis schemes for assimilation of screen level observations / J.-F.Mahfouf, K.Bergaoui, C.Draper, F.Bouyssel, F.Taillefer, L.Taseva // J. Geophys. Res. - 2009. - №114.

164. Mahfouf, J.-F. Combined assimilation of screen-level observations and radar-derived precipitation for soil moisture analysis / J.-F.Mahfouf, V.Bliznak // Q.J.R.Meteorol.Soc. - 2011. - vol.137. - pp.709-722.
165. Mahfouf, J.-F. A revised land-surface analysis scheme in the Integrated Forecasting System / J.-F.Mahfouf, P.Viterbo, H.Douville, A.Beljaars, S.Saarinen // ECMWF Newslett 88. - 2000.
166. Mahrt, L. Stratified atmospheric boundary layers / L.Mahrt // Boundary Layer Meteorol. - 1999. - vol.90. - pp.375-396.
167. Makhnorylova, S. The study of the observation operator of simplified extended Kalman filter in the SL-AV global medium-range weather forecast model / S.Makhnorylova, M.Tolstykh // Satellite Soil Moisture Validation & Application Workshop and the CCI Soil Moisture User Workshop. Ed. by Wagner W. – Austria, Vienna, Vienna University of Technology. – 2017c. – 92p.
168. Martin, W. Sensitivity analysis of convection of the 24 May 2002 IHOP case using very large ensembles / W.Martin, M.Xue // Monthly Weather Review. - 2006. - №134. - pp. 192-207.
169. Masson, V. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models / V.Masson, J.-L.Champeaux, F.Chauvin, C.Meriguet, R.Lacaze // Journal of climate. - 2003. - vol.16. - №9, pp.1261-1282.
170. Mattes, R.K. Water vapor transfer in the soil by thermal gradients and its control / R.K.Mattes, H.D.Bowen // Trans. ASAE. - 1963. - vol.6. - pp.244-248.
171. McMullan, K.D. SMOS: the payload / K.D.McMullan, M.A.Brown, M.Martin-Neira, W.Rits, S.Ekholm, J.Marti, J.Lemanczyk // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 2008. - vol.46. - №3.
172. Miralles, D.G. Land-atmospheric feedbacks during droughts and heatwaves: State of the science and current challenges / D.G.Miralles, P.Gentine, S.I.Seneviratne, A.J.Teuling // Annals of the New York Academy of Sciences. - 2018. - vol.1436. - №1. - pp.19-35.
173. Mitchell, K.E. The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS): Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system / K.E.Mitchell et al. // J. Geophys. Res. - 2004. - vol.109. - D07S90; doi:10.1029/2003/2003JD003823.
174. Mlawer, E.J. RRTM, a validated correlated-k model for the longwave / E.J.Mlawer, S.J.Taubman, P.D.Brown, M.J.Iacono, S.A.Clough // J. Geophys. Res. - 1997. - Vol.102. - no.16. - pp.16.663-16.682.
175. Mullins, C.E. Matric potential. In: Soil and Environmental Analysis: Physical Methods (Smith K.A. and Mullins C.E. eds.) / C.E.Mullins // Markel Dekker, New York. - 2001. - pp.65-93.
176. Muñoz-Sabater, J. ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications / J.Muñoz-Sabater, E.Dutra, A.Agusti-Panareda, C.Albergel et al. // Earth Syst. Sci. Data. - 2021. - vol.13. - pp.4349-4383.

177. Muñoz-Sabater, J. From near-surface to root-zone soil moisture using different assimilation techniques / J.Muñoz-Sabater, L.Jarlan, J.Calvet et al. // *Journal of Hydrometeorology*. - 2007. - vol.8. - №2. - pp.194-206.
178. Noilhan, J. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models / J.Noilhan, S.Planton // *Mon. Wea. Rev.* - 1989. - №117. - pp.536-549.
179. Noilhan, J. The ISBA land surface parameterization scheme / J.Noilhan, J.-F.Mahfouf // *Global Planet. Change*. - 1996. - vol.13. - pp.145-159.
180. Niu, G.-Y. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements / G.-Y.Niu, Z.-L.Yang, K.E.Mitchell, F.Chen et al. // *J. Geophys. Res.* - 2011. - vol.116. - D12109; doi: 10.1029/2010JD015139.
181. Parrens, M. Assimilation of surface soil moisture into a multilayer soil model: design and evaluation at local scale / M.Parrens, J.-F.Mahfouf, A.L.Barbu, J.-C.Calvet // *Hydrol. Earth Syst.Sci.* - 2014. - vol.18. - pp.673-689.
182. Peters-Lidard, C. Estimating evapotranspiration with land data assimilation systems / C.Peters-Lidard, S.Kumar, D.Mocko, Y.Tian // *Hydrol. Processes*. - 2011. - vol.25. - pp.3979–3992.
183. Randall, D.A. Geostrophic adjustment and the finite-difference shallow water equations / D.A.Randall // *Mon. Wea. Rev.* - 1991. - Vol.122. - P.1371-1377.
184. Reichle, R.H. Variational assimilation of remote sensing data for land surface hydrologic applications / R.H.Reichle // Ph.D. thesis. – Massachusetts, Massachusetts Institute of Technology. - 2000.
185. Reichle, R. An adaptive Ensemble Kalman Filter for soil moisture data assimilation / R.Reichle, W.Crow, C.Keppenne // *Water Resour. Res.* - 2008. - №44.
186. Reichle, R. Global assimilation of satellite surface soil moisture retrievals into the NASA Catchment Land Model / R.Reichle, R.Koster // *Geophysical Research Letters*. - 2005. - №32.
187. Reichle, R. Comparison and assimilation of global soil moisture retrievals from the Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E) and the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) / R.Reichle, R.Koster, P.Liu, S.Mahanama, E.Njoku, M.Owe // *Journal of Geophysical Research*. - 2007. - №112.
188. Reichle, R.H. Assessment of the SMAP Level-4 Surface and Root-Zone Soil Moisture Product Using In Situ Measurements / R.H.Reichle, G.J.M.D.Lannoy, Q.Liu, J.V.Ardizzone et al. // *Hydrometeorol.* - 2017. - vol.18. - pp.2621-2645.
189. Reichle, R. Extended vs ensemble Kalman filtering for Land Data Assimilation / R.Reichle, J.Walker, R.Koster, P.Houser // *J. Hydrometeorol.* - 2002. - №3. - pp.728-740.
190. Remote Sensing of Energy Fluxes and Soil Moisture Content. 1st Edition. Edited by Petropoulos G. Boca Raton: CRC Press. - 2013. - 562p.; doi: 10.1201/b15610.

191. Rhodin, A. Variational soil moisture analysis from screen-level atmospheric parameters: Application to a short-range weather forecast model / A.Rhodin, F.Kucharski, U.Callies, D.P.Eppel, Wergen.W. // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* - 1999. - vol.125. - pp.2427–2448.
192. Rind, D. The influence of ground moisture conditions in North America on summer climate as modeled in the GISS GCM / D.Rind // *Mon. Wea. Rev.* - 1982. - №110. - pp.1487-1494.
193. Rodriguez-Fernandez, N.J. Soil Moisture Retrieval Using Neural Networks: Application to SMOS / N.J.Rodriguez-Fernandez, F.Aires, P.Richaume et al. // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* - 2015. - vol.53. - pp.5991–6007.
194. Rodríguez, A. Analysis of surface variables and parameterization of surface processes in HIRLAM. Part I: approach and verification by parallel runs / A.Rodríguez, B.Navascues, J.Ayuso, S.Järvenoja // *HIRLAM technical report, Norrköping, Sweden.* - 2003. - №59. - pp.52.
195. Rodriguez-Fernandez, N.J. SMOS near-real-time soil moisture product: Processor overview and first validation results / N.J.Rodriguez-Fernandez, J.M.Sabater, P.Richaume, P.deRosnay et al. // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* - 2017. - vol.21. - pp.5201–5216.
196. Rowell, D.P. The influence of soil wetness distribution on short-range rainfall forecasting in West African Sahel / D.P.Rowell, C.Blondin // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* - 1990. - №116. - pp.1471-1485.
197. Rowntree, P.R. Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe / P.R.Rowntree, J.A.Bolton // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* - 1983. - №109. - pp.501-526.
198. Rutherford, I.D. Data assimilation by statistical interpolation for forecast error fields. // *J.Atmos.Sci.* – 1972. – vol. 29. – pp. 809 – 815.
199. Ryu, D. Characterization of footprint-scale surface soil moisture variability using Gaussian and beta distribution functions during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) hydrology experiment / D.Ryu, J.S.Famiglietti // *Water Resour.Res.* - 2005. - vol.41. - W12433; doi: 10.1029/2004WR003835.
200. Sabater, M.-J. From near-surface to root-zone soil moisture using different assimilation techniques / M.-J.Sabater, L.Jarlan, J.-C.Calvet, F.Boysse // *J.Hydrometeorol.* - 2007. - №8. - pp.194-206.
201. Sabater-Munoz, J. Sensitivity of soil moisture analyses to contrasting background and observation error scenarios / J.Sabater-Munoz, P.deRosnay, C.Albergel, L.Isaksen // *Water.* - 2018. - vol.10. - №890. - doi:10.3390/w10070890.
202. Sánchez, N. Validation of the SMOS L2 Soil Moisture Data in the REMEDHUS Network (Spain) / N.Sánchez, J.-M.Fernández, A.Scaini, C.-P.Gutiérrez // *Geoscience and remote sensing.* - vol.50. - №5. - pp.1602-1611.
203. Sánchez, N. A combined approach with SMOS and MODIS to monitor agricultural drought / N.Sánchez, J.Martínez-Fernández, A.González-Zamora // *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XXIII ISPRS Congress, 12–19 July 2016, Prague, Czech Republic Volume XLI-B8.* - 2016.

204. Santanello, J.A. Land-atmosphere interactions: The LoCo perspective / J.A.Santanello, P.A.Dirmeyer, C.R.Ferguson et al. // Bulletin of the American Meteorological Society. - 2018. - vol. 99. - pp.1253–1272.
205. Schaefer, G. The USDA natural resources conservation service soil climate analysis network (SCAN) / G.Schaefer, M.Cosh, Jackson, T. // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. - 2007. - vol.24. - pp.2073-2077.
206. Schmugge, T.J. Remote sensing of soil moisture: recent advances / T.J.Schmugge // IEEE T. Geosci. Remote Sens. - 1983. - GE21. - pp.145-146.
207. Schmugge, T.J. Survey of methods for soil moisture determination / T.J.Schmugge, T.J.Jackson, H.L.McKim // Water Resources Research. - 1980. - vol.16. - pp.961-979.
208. Schraff, C. A description of the nonhydrostatic regional COSMO-model. Part III. Data assimilation / C.Schraff, R.Hess // Offenbach: Deutscher Wetterdienst Business Area “Research and Development”. - September 2021. - 102 p.; doi:10.5676/DWD_pub/nwv/cosmo-doc_6.00_III.
209. Scipal, K. Assimilation of a ERS-scatterometer derived soil moisture index in the ECMWF numerical weather prediction system / K.Scipal, M.Drusch, W.Wagner // Adv. Water Resour. - 2008.
210. Sellers, P.J. The design of a Simple Biospher model (SiB) for use within general circulation models / P.J.Sellers, Y.Mintz, Y.C.Sud, A.Dalcher // J. Atmos. Sci. - 1986. - vol.43. - pp.505-531.
211. Sellers, P.J. Modeling the exchanges of energy, water and carbon between continents and the atmosphere / P.J.Sellers, R.E.Dickinson et al. // Science. - 1997. - vol.275. - pp.502-509.
212. Seth, A. The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model / A.Seth, F.Giorgi // Journal of Climate. - 1998. - №11. - pp.2698-2712.
213. Seuffert, G. The usage of screen-level parameters and microwave brightness temperature for soil moisture analysis / G.Seuffert, H.Wilker, M.Viterbo, P.Drusch, J.-F.Mahfouf // J. Hydrometeorol. - 2004. - №5. - pp.516-531.
214. Shukla, J. Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth’s climate / J.Shukla, Y.Mintz // Science. - 1982. - №215. - pp.1498-1501.
215. Smith, R.N.B. Soil state and surface hydrology diagnosis based on MOSES in the Met Office Nimrod nowcasting system / R.N.B.Smith, E.M.Blyth, J.W.Finch, S.Goodchild, R.L.Hall, S.Madry // Met Office Forecasting Research Technical Report. - 2004. - №428. - 35p.
216. Staniforth, A. Semi-Lagrangian integration schemes for atmospheric models – A review / A.Staniforth, J.Côté // Mon. Wea. Rev. - 1991. - Vol.119. - pp.2206-2223.
217. Stevens, D. Sensitivity of surface fluxes in the ECMWF Land Surface Model to the remotely sensed leaf area index and root distribution: Evaluation with tower flux data / D.Stevens, P.M.A.Miranda, R.Orth, S.Boussetta, G.Balsamo, E.Dutra // Atmosphere. - 2020. - vol.11. - pp.1362-1381.

218. Tarasova, T. The Use of New Parameterizations for Gaseous Absorption in the CLIRAD-SW Solar Radiation Code for Models / T.Tarasova, B.Fomin // J. Atmos. and Oceanic Techn. - 2007. - Vol.24. - no.6. - pp.1157-1162.
219. Termonia, P. The ALADIN System and its canonical model configurations AROME CY41T1 and ALARO CY40T1 / P.Termonia, C.Fischer, E.Bazile, F.Bouyssel, R.Brozková, P.Bénard, B.Bochenek, D.Degrauwe, M.Derková, R.E.Khatib, R.Hamdi, J.Mašek, P.Pottier, N.Pristov, Seity, SmolikováP.Y., O.Španiel, M.Tudor, Y.Wang, C.Wittmann, A.Joly // Geosci. Mod. Devel. - 2018. - Vol.11. - pp.257-281.
220. Tolstykh, M.A. Recent developments of SL-AV numerical weather prediction model [Электронный ресурс] / M.A.Tolstykh, R.Yu.Fadeev, V.V.Shashkin, G.S.Goyman, S.V.Travova, K.A.Alipova // Marchuk Scientific Readings-2021: Abstracts of the Intern. conf. - October 4–8, 2021 // Institute of comput. mathematics and mat. geophysics SB RAS. - 2021. - 211p. http://conf.nsc.ru/msr2021/ru/msr2021_sbornik. Дата доступа 10.05.2022г.
221. Tolstykh, M. Vorticity-divergence semi-Lagrangian global atmospheric model SL-AV20: dynamical core / M.Tolstykh, V.Shashkin, R.Fadeev, G.Goyman // Geosci. Model Dev. - 2017b. - Vol.10. - pp.1961-1983.
222. Tolstykh, M. Vorticity-divergence mass-conserving semi-Lagrangian shallow-water model using the reduced grid on the sphere / M.Tolstykh, V.Shashkin // J. Comput. Phys. - 2012. - Vol.231. - P.4205-4233.
223. Travova, S. Soil moisture assimilation system for multilayer soil model [Электронный ресурс] / S.Travova, M.Tolstykh // The first joint WCRP-WWRP Symposium on data assimilation and reanalysis. Book of Abstracts. - 2021b. - 137p. <https://symp-bonn2021.sciencesconf.org/>. Дата доступа 10.05.2022г.
224. Travova, S.V. Soil moisture analysis for the multilayer soil scheme of the global atmospheric model SLAV [Электронный ресурс] / S.V.Travova, M.A.Tolstykh // Marchuk Scientific Readings-2021: Abstracts of the Intern. conf, October 4–8. - 2021 // Institute of comput. mathematics and mat. geophysics SB RAS. - 2021c. - 211p. http://conf.nsc.ru/msr2021/ru/msr2021_sbornik. Дата доступа 10.05.2022г.
225. Trenberth, K. Physical processes involved in the 1988 drought and 1993 floods in North America / K.Trenberth, C.Guillemot // Journal of Climate. - 1996. - № 9. - pp.1288-1298.
226. Uppala, S.M. The ERA-40 re-analysis / S.M.Uppala, P.W.Kallberg, A.Simmons et al. // Q.J.R. Meteorol. Soc. - 2005. - № 131. - pp.2961-3012.
227. van Den Hurk, B. European LDAS established / B.vanDenHurk // GEWEX Newsl. - 2002. - vol.12. - p.9.
228. Verseghy, D.L. CLASS – a Canadian land surface scheme for GSMS, I. Soil model / D.L.Verseghy // Int. J. Climatol. - 1991. - vol.11. - pp.347-370.

229. Versegny, D.L. CLASS – A Canadian land surface scheme for GSMS, II. vegetation model and coupled runs / D.L.Versegny, M.Lazare, N.McFarlane // *Int. J. Climatol.* - 1993. - vol.13. - pp.111–133.
230. Viterbo, P. An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation / P.Viterbo, A.C.M.Beljaars // *J. Climate.* - 1995. - №8. - pp.2716-2748.
231. Viterbo, P. The importance of soil water for medium-range weather forecasting. Implications for data assimilation. Workshop on Imbalance of Slowly Varying Components of Predictable Atmospheric Motions / P.Viterbo, P.Courtier // W.M.O., Beijing, China. - March 1995.
232. Wagner, W. Status of the METOP ASCAT soil moisture product / W.Wagner, Z.Bartalis, V.Naeimi, S.-E.Park, J.Figa-Saldaña, H.Bonekamp // *Geoscience and Remote Sensing Symposium 2010 (IGARSS2010).* - 2010. - pp.276-279.
233. Wagner, W. A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data / W.Wagner, G.Lemoine, H.Rott // *Remote Sens. Environ.* - 1999. - № 70. - pp.191-207.
234. Wagner, W. Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data / W.Wagner, K.Scipal, C.Pathe et al. // *Journal of Geophysical Research.* - 2003. - 108(D19):4611.
235. Waldteufel, P. Soil moisture retrieval for the SMOS mission, Retrieval Algorithm Document / P.Waldteufel, J.-L.Vergely // ACRI-ST, Sophia antipolis, Technical note SMOS-TN-ACR-SA-002. - 2003.
236. Walker, J. Estimating Soil Moisture Profile Dynamics from Near-Surface Soil Moisture Measurements and Standard Meteorological Data / J.Walker // Ph.D. dissertation, The University of Newcastle, Australia. - 1999.
237. Walker, J.P. One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface measurements: A simplified soil moisture model and field application / J.P.Walker, G.R.Willgoose, J.D.Kalma // *J. Hydrometeorol.* - 2001. - №2. - pp.356-373.
238. Wigneron, J.-P Two -D microwave interferometer retrieval capabilities over land surfaces (SMOS mission) / J.-PWigneron, P.Waldteufel, A.Chanzy, J.-C.Calvet, Y.Kerr // *Rem. Sens. of Environ.* - 2000. - vol.73. - №3. - pp.270-282.
239. Walker, J. Australian root-zone soil moisture: Assimilation of remote sensing observations / J.Walker, N.Ursino, R.Grayson, P.Houser // *International Congress on Modeling and Simulation (MODSIM).* - 2003. - pp.380-386.
240. Wetzel, P.J. Evapotranspiration from nonuniform surfaces: A first approach for short-term numerical weather prediction / P.J.Wetzel, J.T.Chang // *Mon. Wea. Rev.* 1998. - №116. - pp.600-621.
241. World Meteorological Organization. Guide to meteorological instruments and methods of observation [Электронный ресурс]. - 2014.

https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=19673#.YnGVwNNByUk. Дата доступа 03.05.2022г.

242. World Meteorological Organization. Land Management in Arid and Semi-arid Areas. Technical Note, Geneva. - 1989. - № 186 (WMO - №662).

243. World Meteorological Organization. Lectures Notes for Training Agricultural Meteorological Personnel (Wieringa J. and Lomas J.). Geneva. - 2001. - WMO-№551.

244. World Meteorological Organization. Manual on the global observing system: Volume I – Global aspects [Электронный ресурс]. - 2013. <https://public.wmo.int/en/resources/library/manual-global-observing-system-volume-i-global-aspects>. Дата доступа 03.05.2022г.

245. Yeh, T.C. The effect of initial soil wetness on the short-term climate and hydrology change-A numerical experiment / T.C.Yeh, R.T.Wetherald, S.Manabe // Mon. Wea. Rev. - 1984. - №112. - pp.474-490

246. Zhang, R. A comprehensive validation of the SMAP Enhanced Level-3 Soil Moisture product using ground measurements over varied climates and landscapes / R.Zhang, S.Kim, A.Sharma // Remote Sens Environ. - 2019. - 223:82–94.

247. Zhou, X. Ocean Surface Wind Retrieval using SMAP L-Band SAR / X.Zhou, J.Chong, X.Yang, W.Li, X.Guo // IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens. - 2017, vol.10. - pp.65-74.

248. Zhou, Y. Assessing the performance of the Ensemble Kalman Filter for land surface data assimilation / Y.Zhou, D.McLaughlin, D.Entekhabi // Mon. Weather Rev. - 2006. - №134. - pp.2128-2142.