

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. Богомолов*****

Представлены оценки анализа влажности и температуры почвы глобальной модели атмосферы ПЛАВ по данным нерегулярных наземных почвенных наблюдений за летний сезон 2014 г. Показано, что сезонные тенденции изменения температуры в анализе воспроизведены лучше, чем сезонные тенденции изменения количества влаги в почве. Численные эксперименты со схемой деятельного слоя суши в автономном от атмосферной модели режиме продемонстрировали, что основная гидрофизическая характеристика Муалема — ван Генухтена перспективнее для описания процессов почвенного влагопереноса, чем используемая в базовой версии модели параметризация Брукса — Кори, поскольку обладает большей вычислительной устойчивостью для почв с большим содержанием крупных фракций. Установлено, что важный вклад в ошибку расчета влажности почвы вносит задание в анализе неточного профиля гранулометрического состава почвы, что указывает на необходимость привлечения уточненных баз данных почвенных характеристик.

Ключевые слова: численный прогноз погоды, глобальная модель общей циркуляции атмосферы, влажность почвы, температура почвы, параметризации процессов тепловлагопереноса в почве, анализ состояния почвы, модель почвы.

DOI: 10.52002/0130-2906-2022-3-5-24

1. Введение

Подстилающая поверхность взаимодействует с атмосферой посредством множества процессов. Например, устьичная проводимость (мера скорости выхода водяного пара через устьица листа), содержание влаги в растительности и почве определяют величину скрытого тепла, выделяемого в

* Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации; e-mail: takhnorylova@gmail.com (Травова Светлана Васильевна).

**Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова.

***Московский центр фундаментальной и прикладной математики.

****Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова Российской академии наук.

*****Институт вычислительной математики им. Г. И. Марчука Российской академии наук.

*****Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук.

атмосферу. Этот турбулентный поток связывает количество тепла и влаги у поверхности земли. Учет сохранения тепла в почве влияет на воспроизведение в численных моделях атмосферы суточного хода приземной температуры, когда часть поглощенной энергии накапливается в течение дня и выделяется ночью. Этот механизм важен и на сезонных временных масштабах.

Обратная связь между влажностью почвы и температурой приповерхностного воздуха является одной из важнейших характеристик взаимодействия деятельного слоя с атмосферой. Низкая влажность почвы увеличивает отношение Боуэна [38, 62]. Вследствие этого дефицит весенних осадков и объемов снеготаяния может повышать температуру воздуха летом за счет уменьшения влажности почвы и поступления большего количества явного тепла с поверхности. Согласно работе [56], повышение экстремальных значений температуры воздуха через обратную связь между влажностью почвы и температурой приземного слоя особенно ярко проявляет себя при преобладании крупномасштабной антициклонической циркуляции и в случае засушливых зимы и весны. Яркими примерами таких событий представляются аномальная жара 2010 г. на европейской части России [5] и засуха 2018 г. на территории Северной Европы [29], сформировавшиеся на фоне отрицательных аномалий влажности почвы.

Состояние почвы и количество влаги в ней, в частности, оказывают влияние на экстремальные атмосферные явления на масштабах времени от нескольких недель до сезона [60]. В балансе влаги численной модели атмосферы почва функционирует как стоковый резервуар для осадков и источник эвапотранспирации. Медленное изменение влажности почвы приводит к наличию у нее “долгой памяти”, когда суммарное количество осадков за несколько месяцев определяет текущее содержание влаги в грунте, которое, в свою очередь, существенно влияет на атмосферную циркуляцию в следующие недели и первые месяцы [26, 42]. Аномалии влажности почвы обычно сохраняются намного дольше, чем атмосферные, нивелируясь примерно в течение 1—3 месяцев [36, 67, 68]. Корректная инициализация и прогноз влажности почвы в моделях погоды и климата улучшают качество краткосрочных прогнозов [30], среднесрочных [34], а также субсезонных и сезонных прогнозов [49, 65].

Многомасштабная модель общей циркуляции атмосферы ПЛАВ [10] применяется в Гидрометцентре России для оперативного среднесрочного и долгосрочного прогнозов погоды. В течение последних лет проводится работа по ее усовершенствованию для повышения качества прогнозирования аномальных явлений погоды [11, 13]. Например, такими модернизациями стали включение в модель ПЛАВ параметризации деятельного слоя суши, разработанной в Институте вычислительной математики им. Г. И. Марчука Российской академии наук и Московском государственном университете им. М. В. Ломоносова (далее — модель ИВМ РАН — МГУ), для глубоких слоев почвы и соответствующая адаптация блока усвоения данных для анализа состояния почвы.

Цель данной работы заключается в идентификации основных источников ошибок воспроизведения состояния грунта в рассматриваемой модели и в формулировке рекомендаций для дальнейшего развития представления деятельного слоя в системе прогноза ПЛАВ.

В разделе 2 описаны текущая версия модели ПЛАВ для долгосрочного прогноза погоды и используемая в ней модель деятельного слоя суши ИВМ РАН — МГУ. В разделе 3 представлены результаты проверки качества воспроизведения тепловлагодонпереноса в модельном грунте относительно данных наблюдений *in situ* за температурой и влажностью почвы, которая проводилась впервые. В исследованиях [7, 70] результаты модификации глобальной модели атмосферы ПЛАВ, связанные с анализом и прогнозом состояния подстилающей поверхности, оценивались с точки зрения влияния этих изменений на расчет температуры и влажности приземного слоя. Однако анализ состояния почвы, вследствие того, что он является модельно-зависимым, предоставляет и другие возможности для диагностики совместной работы моделей атмосферы и подстилающей поверхности. Его статистическая оценка позволяет идентифицировать систематические ошибки, связанные с параметризациями физических процессов и не являющиеся предметом коррекции при усвоении [24, 33, 34, 44].

В разделе 4 изучаются источники ошибок воспроизведения состояния грунта. С этой целью проведен ряд численных экспериментов с моделью деятельного слоя суши ИВМ РАН — МГУ, ориентированных на исследование влияния граничных и начальных условий, описания гранулометрического состава почвы [21, 28, 35, 52, 58, 59]. На их основании определены направления дальнейших работ.

2. Модель прогноза погоды ПЛАВ и схема деятельного слоя суши ИВМ РАН — МГУ

В новой версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ для долгосрочного прогноза погоды используется сетка с горизонтальным разрешением $0,9 \times 0,72^\circ$ и 96 уровнями по вертикали. Пограничный слой в ней представлен параметризацией турбулентности для моделей атмосферы TOUCANS [17, 37]. Микрофизические процессы в неконвективной облачности параметризуются с помощью алгоритмов, разработанных консорциумом RC-LACE ([40], части 1 и 3 раздела 2). Конвективные осадки рассчитываются с помощью алгоритма расчета потока массы [20] с усовершенствованиями из работы [39]. Динамическая часть, а также другие параметризации, используемые в модели ПЛАВ, подробнее описаны в работе [12].

Схема взаимодействия между атмосферой, биосферой и почвой ISBA-2L [41, 54, 55], которая используется в модели ПЛАВ, разработана для описания процессов в растительном покрове и деятельном слое подстилающей поверхности и тесно связана с алгоритмом расчета потоков в приземном слое. По классификации [61] 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 [21, 46].

Глубина рассматриваемого в модели слоя почвы и вертикальная дискретизация дифференциальных уравнений влияют на то, как моделируемая поверхность земли регулирует потоки воды и тепла. Эти процессы также зависят от параметров почвы и дополнительно управляются вертикальным распределением корней, которые контролируют эвапотранспирацию [63]. Более тонкая дискретизация вертикальных распределений влажности и температуры почвы позволяет гораздо лучше описать их нелинейное изменение, чем двухслойные или трехслойные модели [57].

Изменение схемы подстилающей поверхности, совместно работающей с моделью атмосферы, — сложная задача, требующая тщательной валидации результатов [9], 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.

Изменение температуры верхнего слоя почвы в модели ISBA-2L определяется тепловым балансом подстилающей поверхности и регулируется коэффициентами тепловой инерции для почвы и растительности, которые в свою очередь зависят от процентного содержания песка и глины в почве, а также от типа растительности. Уравнение для температуры верхнего слоя решается неявно, является частью системы уравнений вертикальной диффузии и не может быть отсюда исключено. Вследствие этого было принято решение об использовании прогностической температуры верхнего слоя, полученной по модифицированному алгоритму модели ISBA-2L в части расчета потока тепла в почву, в качестве граничного условия для многослойной модели почвы ИВМ РАН — МГУ. Влажность верхнего слоя, полученная из условия водного баланса алгоритмом модели ISBA-2L, также временно используется в качестве граничного условия для модели многослойной почвы.

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 баланса из модели ISBA-2L.

Процессы в грунте описываются многослойной моделью почвы ИВМ РАН — МГУ [2]. В узлах сетки, соответствующих земле, решается одномерная задача тепловлагопереноса в почве. Модель имеет 12 слоев, 4 из которых отведены под снежный покров. При этом на границе снега и почвы предполагается непрерывность температуры и потока тепла, а поток стаявшей с поверхности снега влаги подается на поверхность грунта без изменений. Система уравнений модели почвы имеет следующий вид:

$$C \frac{T}{t} - \frac{T}{z} - \frac{T}{z} = L F_i, \quad (1)$$

$$\frac{W_1}{t} - \frac{W_1}{z} - \frac{W_1}{z} = F_i - R - E_r, \quad (2)$$

$$\frac{W_v}{t} - \frac{W_v}{z} - \frac{W_v}{z}, \quad (3)$$

$$\frac{W_i}{t} = F_i, \quad (4)$$

где t — время, c ; z — глубина, $см$; T — температура почвы, $^{\circ}C$; 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, $кал/(г \cdot K)$; ρ — плотность сухой почвы, $г/см^3$; λ — коэффициент теплопроводности почвы, $кал/(см \cdot c \cdot K)$; D_l , D_v — коэффициенты диффузии воды и водяного пара в почве соответственно, $см^2/c$; K — коэффициент гидравлической проводимости, $см/c$; L — удельная теплота плавления льда, $кал/г$; F_i , R , E_r — скорости замерзания (таяния) воды, грунтового стока и всасывания воды корнями растений соответственно, $с^{-1}$.

На нижней границе предполагается отсутствие диффузионных потоков:

$$\begin{aligned} \left. \frac{W_l}{z} \right|_{z=H} &= 0; \\ \left. \frac{W_v}{z} \right|_{z=H} &= 0; \\ \left. \frac{T}{z} \right|_{z=H} &= 0, \end{aligned} \quad (5)$$

где H — глубина нижнего уровня.

Задача решается с применением конечных разностей по пространству и неявной схемы интегрирования по времени [8]. По вертикали задается разностная сетка с девятью узлами на глубинах 0, 1, 2, 6, 18, 54, 162, 486, 1458 $см$; шаг по времени выбирается равным 1 ч. Предполагается, что переменные расположены на упомянутых выше уровнях, а потоки приписываются серединам слоев между ними. Используется метод расщепления по физическим процессам, состоящий из двух этапов: на первом этапе уравнения диффузии (1)–(3) решаются с помощью метода прогонки в предположении отсутствия источников и стоков, на втором полученные решения корректируются добавлением опущенных слагаемых и решается уравнение (4). Более подробное изложение численного решения уравнений можно найти в работе [8].

3. Качество анализа влажности и температуры почвы в глобальной модели прогноза погоды ПЛАВ по данным измерений в Западной Европе

Оценка начального состояния почвы (анализ) в модели ПЛАВ подготавливается в полном цикле усвоения. В сутки проводится четыре таких цикла: в 0, 6, 12 и 18 ч ВСВ. Для подготовки данных о состоянии почвы применяется простая коррекция для температуры поверхности и температуры на глубинах [1], а также упрощенный расширенный фильтр Калмана для влажности почвы на уровнях 18 и 54 $см$ [27]. Рассматриваются слои 0–1, 1–2, 2–6, 6–18, 18–54 $см$.

Для оценки анализа влажности и температуры почвы в глобальной модели прогноза погоды ПЛАВ были выбраны три наблюдательные сети (SMOSMANIA [16], NOBE [18], TERENO [19]) и одна отдельная станция Хьютиала (SMEARII [47]), расположенные на территории континентальной Европы. Таким образом, всего в валидации участвовало 47 станций,

Таблица 1

**Краткая характеристика сетей наземных станций, данные
о влажности и температуре почвы которых использованы в работе**

Сеть (страна)	<i>N</i>	Глубина слоя почвы, см	Прибор	<i>n</i>
SMOSMANIA (юго-запад Франции)	17	5, 10, 20, 30	ThetaProbe-ML2X/PT-100	10, 11, 8, 7 / 15, 15, 15, 15
HOBE (Дания)	24	0, 20, 50	Decagon-5TE и Decagon-5TE-A	19, 22, 16 / 22, 22, 19
TERENO (Германия)	5	5, 20, 50	Hydraprobe-II-Sdi-12-A	5, 4, 4 / 5, 4, 4
SMEARII (юг Финляндии)	1	Влажность: 0, 2—6, 14—25, 26—36, 38—61; температура: 0, 2—5, 9—14, 22—29, 42—58	Campbell TDR-100 Time-Domain Reflectometer / Philips KTY81-110	1, 1, 1, 1, 1 / 1, 1, 1, 1, 1
<i>Примечание.</i> <i>N</i> — общее число рассмотренных станций сети; <i>n</i> — число станций, использованных для оценки качества модели, для каждого уровня; в числителе — для влажности, в знаменателе — для температуры.				

из которых 39 использовались в оценке анализа влажности почвы и 43 — в оценке анализа температуры почвы. Рассматривался период с июня по август 2014 г.

Данные измерений сетей SMOSMANIA, HOBE и TERENO имеются в свободном доступе на сайте International Soil Moisture Network (<https://ismn.geo.tuwien.ac.at/en/>; [31, 32]), а данные наблюдений на станции Хьютиала (SMEARII) — на сайте, организованном Университетом Хельсинки и Университетом Восточной Финляндии [45] (табл. 1).

Все данные, кроме данных станции Хьютиала (SMEARII), были подвергнуты контролю качества с использованием индикаторов, имеющихся в файлах наблюдений. В связи с тем что поля анализа модели доступны каждые 6 ч, а данные наблюдений имели периодичность 1 ч, в численной оценке использовались только результаты измерений, произведенных в момент времени, предписанный анализу. Наблюдения на станциях осуществлялись на разных глубинах: от 0 до 0,5 м, их полное описание указано в табл. 1. Все данные о влажности почвы приведены к размерности $\text{м}^3/\text{м}^3$, а значения температуры — к градусам Цельсия.

Для вычисления статистических оценок данные модельного анализа были интерполированы в узлы и на уровни наблюдений. В случае, если в метаданных наблюдений был указан не уровень, на котором проведены измерения, а слой, то предполагалось, что данные относятся к середине слоя.

В качестве оценочных характеристик были выбраны средняя ошибка, среднеквадратическая ошибка и коэффициент корреляции Пирсона с уровнем статистической значимости 5%.

Оценки температуры и влажности почвы рассчитывались независимо друг от друга. Те станции, на которых коэффициент корреляции между ре-

зультатами наблюдений и модельными величинами был отрицательным либо статистически незначимым, были исключены из работы. Итоговое число станций n , участвовавших в оценке, указано в табл. 1 для каждого слоя отдельно.

Средние ошибки () модельного анализа влажности почвы в сопоставлении с данными сетей SMOSMANIA и HOBE лежат в диапазоне от $-0,02$ до $0,05 \text{ м}^3/\text{м}^3$ (табл. 2). При этом по отдельным станциям максимальное и минимальное значения составили $0,26$ и $-0,14 \text{ м}^3/\text{м}^3$ для сети SMOSMANIA и $0,18$ и $-0,17 \text{ м}^3/\text{м}^3$ для сети HOBE. Из полученных данных следует, что для этих сетей число станций с отрицательными и положительными средними ошибками примерно одинаковое. Для сети TEREHO и станции SMEARII отмечена отрицательная средняя ошибка для всех глубин (табл. 2).

Среднеквадратическая ошибка анализа (RMSE) влажности почвы для трех из четырех рассмотренных сетей лежит в диапазоне $0,09\text{—}0,13 \text{ м}^3/\text{м}^3$, для сети HOBE она наименьшая (примерно в 2 раза меньше по сравнению с остальными).

Средние ошибки анализа температуры почвы для сети SMOSMANIA имеют заметные отрицательные значения на всех глубинах, что говорит о недостаточной степени прогреваемости почвы в модели. На сети SMEARII средняя ошибка, наоборот, существенно положительная и свидетельствует о модельном “перегреве” грунта. Учитывая среднеквадратические ошибки, величины для сетей TEREHO и HOBE могут скорее говорить о разных знаках средней ошибки внутри осредняемой области, чем о лучшей согласованности данных наблюдений и анализа модели. Можно также от-

Таблица 2

Средние и среднеквадратические ошибки анализа температуры и влажности почвы глобальной модели атмосферы ПЛАВ за период июнь — август 2014 г.

Сеть	Глубина, см	Влажность, $\text{м}^3/\text{м}^3$		Температура, °C	
			RMSE		RMSE
SMOSMANIA	5	0,02	0,13	-2,07	3,44
	10	0,02	0,12	-2,10	3,10
	20	0,01	0,10	-2,23	2,97
	30	0,03	0,10	-2,18	2,81
HOBE	0	-0,02	0,06	0,55	3,36
	20	-0,00	0,05	0,76	1,96
	50	0,05	0,07	0,53	1,65
	5	-0,11	0,13	0,04	2,60
TERENO	20	-0,07	0,09	0,52	1,43
	50	-0,10	0,11	-0,15	1,20
	0	—	—	3,96	5,98
SMEARII	4/3,5	-0,06	0,09	3,96	5,47
	19,5/11,5	-0,09	0,12	4,36	5,09
	31,0/25,5	-0,12	0,14	4,13	4,55
	49,5/50,0	-0,11	0,13	3,57	3,72

Примечание. Для станции сети SMEARII в числителе указана глубина для влажности почвы, в знаменателе — для температуры.

метить преобладание противоположных знаков средней ошибки для температуры и влажности, что по крайней мере частично объясняется обратной связью интенсивности испарения с тенденцией температуры почвы.

В качестве формы представления оценки качества модели была выбрана диаграмма Тейлора [64], так как она позволяет в компактном виде отобразить большой объем информации, а также дает возможность сравнить результаты статистических оценок как между глубинами, так и между двумя рассматриваемыми почвенными характеристиками.

Для построения диаграмм Тейлора дополнительно были рассчитаны нормированное среднеквадратическое отклонение (normalised standard deviation (SDV))

$$SDV = \sigma_a / \sigma_o, \quad (6)$$

где σ_a — среднеквадратическое отклонение данных модельного анализа;

σ_o — среднеквадратическое отклонение данных наблюдений, а также центрированная среднеквадратическая ошибка (E), нормированная на среднеквадратическое отклонение. Величина E вычисляется как

$$E^2 = (RMSE^2 - \sigma_o^2) / \sigma_o^2. \quad (7)$$

Таким образом, можно сказать, что SDV показывает относительную амплитуду модельных данных, а E количественно оценивает ошибки в терминах дисперсии. Эта величина не включает в себя информацию о средних ошибках, так как они вычитаются в числителе до вычисления ошибок дисперсий.

Коэффициент корреляции R , характеристики SDV и E дополняют друг друга и связаны уравнением

$$E^2 = SDV^2 + 1 - 2SDVR. \quad (8)$$

Коэффициент корреляции данных о температуре почвы большей части станций сети SMOSMANIA лежит в диапазоне 0,80—0,95 и существенно больше по сравнению с коэффициентом корреляции влажности почвы этой же сети, который редко превышает 0,6 (рис. 1а, б). Наименьший разброс между станциями величины R температуры почвы наблюдается для глубины 5 и 10 см: точки зеленого и желтого цвета в основном заключены в промежутке значений 0,8—0,95 (рис. 1б). Для оценок влажности такой закономерности не прослеживается (рис. 1а), видно, что примерно половина точек расположена в промежутке от 0,0 до 0,5 по оси SDV, что отражает занижение амплитуды хода влажности моделью в 2 раза и более. В случае температуры такое занижение характерно практически для всего набора данных (рис. 1б).

Для значительной части станций сети HOBE наблюдается меньшая нижняя граница коэффициента корреляции влажности почвы по сравнению с температурой (0,2 против 0,5, рис. 1в, г), при этом с глубиной он увеличивается. Амплитуда временных рядов влажности занижается моделью, особенно для слоев 20 и 50 см (рис. 1в), а разброс температуры завышается, значительно все для приповерхностного слоя (рис. 1г).

Для результатов оценок анализа по данным сети TEREHO (рис. 1д, е) и сети SMEARII (данные не представлены на рисунке, но отражены в табл. 2 и ниже в табл. 3) также свойственны более высокие значения коэффициен-

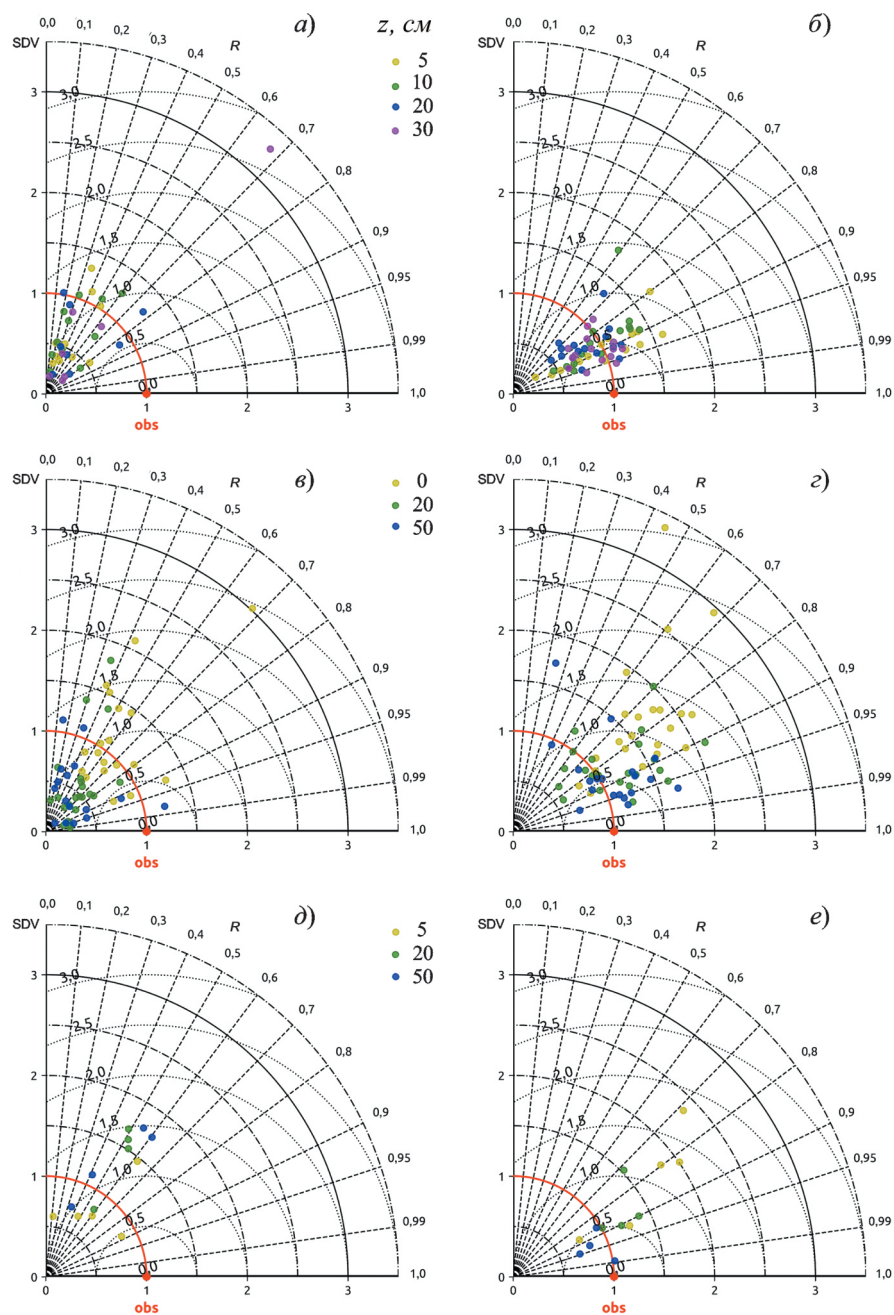


Рис. 1. Диаграмма Тейлора, показывающая статистическое сравнение данных анализа модели и данных наблюдений за влажностью (а, в, д) и температурой почвы (б, г, е) на станциях сетей: SMOSMANIA (а, б); HOBE (в, г) и TERENO (д, е).

та корреляции для температуры почвы по сравнению с коэффициентом корреляции для влажности, занижение амплитуды хода количества влаги и завышение размаха колебаний температуры. Для станций сети TERENO эти закономерности менее выражены, чем для других сетей.

Ширина диапазона средних ошибок температуры почвы в слое 0—5 см по всем сетям, кроме SMEARII, составляет 2,11 С (от –2,07 до 0,04 С), среднеквадратических ошибок — 0,84 С (2,60—3,44 С). Отдельно выделяется станция Хьютиала со значениями 3,96 и 5,98 С соответственно. Коэффициенты корреляции колеблются от 0,60 до 0,95 в зависимости от сети. Диапазоны и величины ошибок температуры почвы верхнего слоя сопоставимы, например, с оценками модели IFS (версий 37r2—38r1) [15] и системы усвоения GLDAS [69]. Однако коэффициент корреляции данных анализа температуры почвы в верхних 5 см по модели ПЛАВ и данных наблюдений меньше. С глубиной, как правило, среднеквадратические ошибки уменьшаются, что связано с затуханием суточных колебаний температуры почвы.

Величины ошибок анализа влажности почвы в слое 0—5 см также сопоставимы с оценками модели IFS (версий 31r2—36r4) [14]: средние ошибки лежат в диапазоне от –0,11 до 0,02 м³/м³, среднеквадратические — от 0,06 до 0,13 м³/м³. Динамика влажности почвы воспроизводится моделью ПЛАВ хуже: диапазон коэффициентов корреляции составляет от 0,3 до 0,80.

Так как коэффициент корреляции влажности почвы для значительного количества рассмотренных станций существенно меньше, чем коэффициент корреляции температуры, то исследуем источники ошибки воспроизведения динамики влаги в модели и возможности их сокращения.

4. Источники ошибок воспроизведения влажности почвы в схеме деятельного слоя модели прогноза погоды ПЛАВ

Оценка полей глобальной модели ПЛАВ показала, что в анализе температуры и влажности почвы есть существенные систематические ошибки. Их потенциальными источниками могут быть следующие неточности: а) отличие данных в точке измерений от рассчитываемых в модели средних значений по ячейке 0,9 × 0,72° (ошибка интерполяции); б) ошибки в задании характеристик атмосферы; в) ошибки в задании характеристик подстилающей поверхности и законах энергомассообмена в приземном слое; г) отличие реального и заданного в модели вертикального распределения теплофизических и гидравлических характеристик почвы; д) ошибка задания начальных профилей температуры и влажности почвы; е) ошибки параметризаций тепловлагопереноса в почве. Для сравнительной оценки вклада перечисленных источников в интегральную ошибку модели выполнена серия численных экспериментов с отделенной от остальных блоков глобальной модели атмосферы ПЛАВ моделью почвы. Модель деятельного слоя стала автономной, что позволило провести ряд недорогих в вычислительном отношении расчетов в различных постановках.

В первой серии экспериментов с такой версией модели верхние граничные условия (ВГУ) и начальные условия (НУ), а также вертикальное распределение типов гранулометрического состава почвы задавались из данных наблюдений, а движение влаги параметризовалось двумя различными способами. Этот набор экспериментов был направлен на оценку влияния ошибок параметров влагопереноса в почве, включая вертикальное распределение коэффициентов диффузии жидкой влаги, гидравлической прово-

димости и др. Во второй серии сравнивались ошибки автономной модели почвы с аналогичными ошибками в анализе модели ПЛАВ для оценки интегрального вклада факторов ($a-d$) в списке выше.

Для проведения численных экспериментов необходимо знать ВГУ, НУ для системы (1)–(4), гранулометрический состав почвы и количество влаги, расходуемой растительностью в случае ее наличия в ячейке. Эта информация была заимствована из набора данных на станции Хьютиала (SMEARII) (61°51 с. ш., 24°17 в. д.), расположенной на юге Финляндии в бореальной природной зоне, за период 1 июня — 31 августа 2014 г. [45, 47]. Выбор этой станции обусловлен доступностью подробных данных о вертикальной структуре почвы. Преобладающим видом растительности на участке является 60-летняя сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*), высота полога которой составляет примерно 13–16 м [48]. Режим наблюдений на станции за состоянием почвы описан в предыдущем разделе.

В правой части уравнения (2) присутствует скорость всасывания воды корнями растений E_r , т. е. транспирация растительностью. Для вычисления E_r была использована величина потока эвапотранспирации (E), полученная из ежечасных данных измерений потока скрытого тепла (LE) на станции на уровне 24 м над поверхностью почвы. Для оценки потока физического испарения с поверхности почвы E_v использовалось уравнение баланса влаги на поверхности [6]:

$$P - E_v - Q = -\frac{1}{z} \frac{dh}{dz} \frac{z_0}{z_h}, \quad (9)$$

где P — количество осадков (по данным наблюдений на уровне 18 м), см/с; E_v — поток испарения с поверхности, см/с; Q — величина поверхностного стока (по данным наблюдений), см/с; $\frac{1}{z} \frac{dh}{dz}$ — коэффициент диффузии (по данным автономной модели почвы), см²/с; h — влажность почвы на нижней границе слоя, см³/см³; z_0 — влажность почвы на поверхности, см³/см³; z_h — глубина нижней границы слоя, см; z_0 — уровень поверхности, см.

Тогда поток транспирации можно найти как

$$E_r = E - E_v. \quad (10)$$

Из ежечасных наблюдений известно, что поверхностный сток Q за рассматриваемый период близок к 0 см. Все остальные переменные в уравнении (9) известны.

Распределение потока транспирации в модели по слоям почвы осуществляется согласно концентрации корней, задаваемой по следующей формуле [46]:

$$Y = 1 - \frac{z}{z_h}, \quad (11)$$

где Y — доля корней от уровня поверхности до глубины z ; $\frac{z}{z_h}$ — коэффициент, зависящий от типа растительности.

Гранулометрический состав почвы и его изменение с глубиной известны также из данных наблюдений. В слое 0–6 см процентное содержание песка, органики, глины и крупной фракции более 2 мм составляет 39,0, 30,5, 6,9 и 23,6%. От уровня 6 см до глубины 1 м эти же компоненты распределены как 38,5, 31,1, 5,8 и 24,5% соответственно. Прогноз состояния почвы с шагом 1 ч по времени рассчитывался на модельной сетке, а затем линейно интерполировался на уровни наблюдений.

4.1. Ошибки параметров влагопереноса в почве

Для замыкания системы уравнений тепловлагопереноса в почве (1)—(4) ее потенциал и гидравлическая проводимость выражаются через объемное влагосодержание почвы алгебраическим отношением (основной гидрофизической характеристикой, ОГХ). В моделях климата и прогноза погоды долгое время общепринятой считалась степенная связь потенциала и проводимости с влагосодержанием, предложенная Бруксом и Кори [23] и развитая Клаппом и Хорнбергером [25]. Именно это представление используется в модели деятельного слоя суши ИВМ РАН — МГУ, и в частности в системе численного прогноза погоды ПЛАВ. Однако в степенной зависимости отсутствует характерная особенность эмпирических ОГХ — наличие точки перегиба. Точка перегиба имеется в ОГХ, предложенной ван Генухтеном [66], где три свободных параметра позволяют успешно аппроксимировать эмпирические ОГХ большинства типов почв. Вместе с параметризацией гидравлической проводимости Муалема [53], основная гидрофизическая характеристика ван Генухтена получила наибольшее распространение в физике почвы и гидрологии [3, 4]. Выбор формы функции, аппроксимирующей ОГХ, существенно влияет на результаты расчета влажности почвы в моделях деятельного слоя суши [22].

Для определения источника ошибок влагопереноса в почве выполнено два эксперимента с начальными и верхними граничными условиями из данных наблюдений, а также типами почвы, определенными на каждом уровне по измеренному количеству песка и глины с использованием классификации USDA [50]. Согласно нее по всей модельной глубине почва представлена пылеватым суглинком. В первом из численных экспериментов (рис. 2, кривая 2) коэффициент диффузии влаги и гидравлическая проводимость рассчитывались по методу Брукса — Кори [23], во втором (рис. 2, кривая 3) — по методу Муалема — ван Генухтена [51, 66].

Применение этих подходов дало близкие результаты. На уровне 4 см прогностическая влажность систематически больше фактической. Согласно метаданным измерений, этот слой состоит из органики, в отличие от остальных, отнесенных к неорганической почве. Но в модели, где гранулометрический состав задавался из доступного описания станции, первые 6 см почвы несущественно отличаются от нижележащих. Эта несогласованность данных наблюдений и их описания является наиболее вероятной причиной систематической ошибки, так как на нижележащих уровнях подобного сдвига между данными расчета и измерений не наблюдается.

В обоих экспериментах хорошо отражены тенденции влажности почвы на уровнях до 31 см включительно, что подтверждается коэффициентами корреляции, равными 0,95—0,98. В периоды выпадения дождя (например, во второй половине июня) отмечаются меньшие расчетные максимумы, чем измеренные. На глубине 49,5 см амплитуда колебаний примерно в 3 раза уступает фактическим. При этом прогноз с использованием метода Муалема — ван Генухтена выглядит гораздо более гладким, чем результаты, полученные с использованием метода Брукса — Кори, что не отражается на среднеквадратической ошибке. Основное отличие в параметризациях наблюдается в затяжной период просыхания почвы во второй половине августа. На рис. 2 видно, что скорость этого процесса занижена при

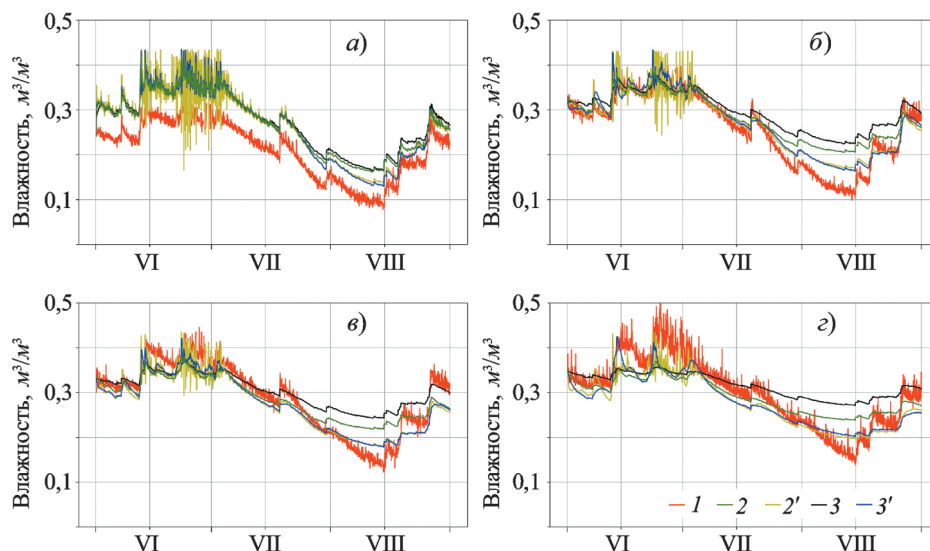


Рис. 2. Влажность почвы с шагом 1 ч по данным измерений (1; станция Хьютиала) и расчету по автономной модели почвы с заданными по данным измерений верхними граничными и начальными условиями, профилем гранулометрического состава почвы и потоком транспирации для уровней, на которых были произведены измерения: а) 4 см; б) 19,5 см; в) 31,0 см; з) 49,5 см.

2, 2 — расчет с параметрами влагопроводности по Бруксу — Кори; 3, 3 — расчет с параметрами влагопроводности по Муалему — ван Генухтену; 2, 3 — базовый эксперимент; 2, 3 — расчет с учетом камней при определении профиля типа почвы по гранулометрическому составу.

использовании обеих зависимостей, но с параметризацией Брукса — Кори модель была ближе к фактическим данным.

Одной из причин такого занижения может быть отсутствие учета крупной фракции (больше 2 мм) в составе почвы — камней, которое приводит к погрешности компонента скорости инфильтрации под действием силы тяжести в уравнении (2). Для проверки этой гипотезы авторы объединили процентное количество песка и фракции больше 2 мм в один параметр, что не противоречит физическим свойствам водопроницаемости, и получили новый профиль типов почв, содержащий больше песка по сравнению с предыдущим, с которым повторили предыдущие расчеты. Таким образом, в базовых экспериментах предполагалось, что в первых 6 см процентное содержание песка, органики, глины и крупной фракции более 2 мм составляет 39,0, 30,5, 6,9 и 23,6%. От уровня 6 см до 1 м эти же компоненты распределялись в количестве 38,5, 31,1, 5,8 и 24,5% соответственно. В новых расчетах процентные содержания органики и глины остались прежними, в слоях до 6 см содержание песка устанавливалось равным 62,6%, а в слоях ниже 6 см — 63,0%.

В этом случае влажность в эксперименте с параметризацией Брукса — Кори при выпадении осадков быстро осциллирует, что приводит к anomalously большим значениям влажности почвы (рис. 2). Эти осцилляции вызваны немонотонностью схемы, используемой для инфильтрационного слагаемого, которое, в свою очередь, для песчаного грунта в представлении Брукса — Кори характеризуется степенной функцией от решения с

высоким показателем. Прогноз с использованием метода Муалема — ван Генухтена в этих случаях имеет большую амплитуду колебаний, чем данные измерений, однако соизмеримую с ними. При этом скорость высыхания почвы в данном эксперименте оказывается наиболее близкой к фактической на всех рассматриваемых уровнях. За счет более реалистичного воспроизведения гравитационного просачивания во всей почвенной колонке на глубине 49,5 см появились четко выраженные максимумы в период выпадения осадков во второй половине июня, чего не отмечалось в предыдущих экспериментах.

Таким образом, установлено, что при правильно заданном составе грунта параметризация Муалема — ван Генухтена лучше воспроизводит влагообменные процессы в почве в длительные периоды просыхания и при выпадении умеренных осадков, а также является более устойчивой по сравнению с параметризацией Брукса — Кори.

4.2. Ошибки, связанные с внешними данными по отношению к модели деятельного слоя ИВМ РАН — МГУ

Следующая серия экспериментов была посвящена оценке вклада внешних факторов в систематическую ошибку влажности почвы, имеющуюся в анализе глобальной модели атмосферы ПЛАВ. В качестве базового эксперимента был выбран анализ глобальной модели атмосферы ПЛАВ, интерполированный в точку станции Хьютиала (SMEARII) и оцененный в предыдущем разделе. В качестве контрольного примера принят эксперимент с автономной моделью почвы из предыдущего подраздела: с заданными верхними граничными и начальными условиями из данных наблюдений, а также с типом почвы без учета фракции больше 2 мм и параметризацией Брукса — Кори, так как именно последняя применялась в прогнозе модели ПЛАВ, на основе которого получен анализ. Далее последовательно проводились следующие модификации:

- использовались верхние граничные условия для температуры и влажности из данных анализа глобальной модели атмосферы ПЛАВ. Так как его результаты доступны каждые 6 ч, а шаг по времени у автономной модели почвы — 1 ч, данные анализа были линейно интерполированы по времени;

- в дополнение к новым верхним граничным условиям был заменен профиль типа гранулометрического состава почвы на используемый в модели атмосферы ПЛАВ: [0, 0, 0, 4, 4, 4, 4, 3, 3, 3, 3, 3], где 3 — легкий суглинок, 4 — глина (0 — на уровнях, отведенных под снег, состав почвы не задавался);

- в дополнение к предыдущему эксперименту были заменены начальные условия на данные анализа глобальной модели атмосферы ПЛАВ.

Кривая влажности, полученная при верхних граничных условиях из анализа глобальной модели атмосферы ПЛАВ, лежит примерно посередине между данными наблюдений и самим анализом (рис. 3) для всех рассматриваемых глубин. Это говорит о том, что на исследуемый фактор приходится около половины всей систематической ошибки. Средняя ошибка меняется со слабopоложительной в контрольном эксперименте на отрицательную для всех глубин в эксперименте с ВГУ ПЛАВ, а коэффициент корреляции уменьшается примерно в 1,5 раза (табл. 3). Амплитуда изме-

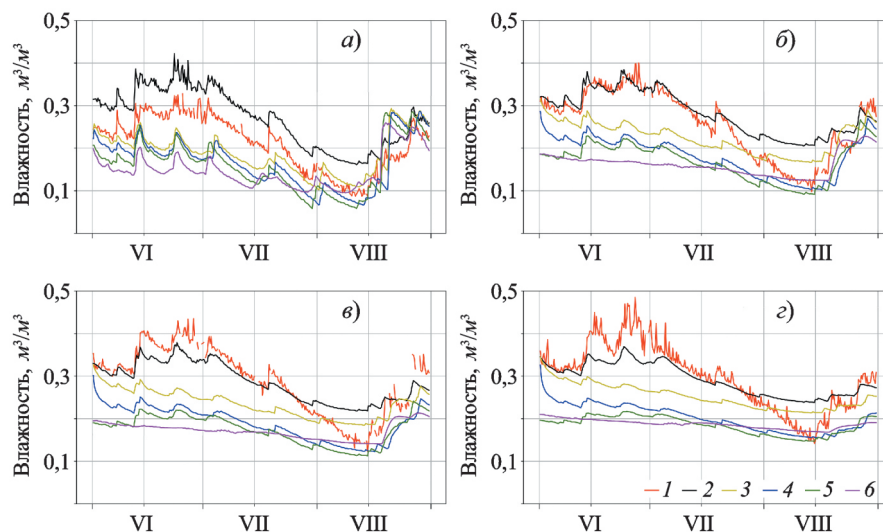


Рис. 3. Влажность почвы с шагом 6 ч по данным наблюдений (1), по расчетам с использованием параметризации Брукса — Кори, начальными и верхними граничными условиями, профилем гранулометрического состава почвы по данным наблюдений (2), верхними граничными условиями по данным анализа модели ПЛАВ (3), верхними граничными условиями и профилем состава почвы по данным анализа (4), профилем типов почвы, верхними граничными и начальными условиями по данным анализа (5) и данные анализа глобальной модели атмосферы ПЛАВ (6) для четырех глубин: а) 4 см; б) 19,5 см; в) 31,0 см; г) 49,5 см.

нения влажности почвы при выпадении осадков становится меньше, период просыхания во второй половине августа практически не выражен относительно общего хода прогноза влажности почвы. Общая изменчивость рассматриваемой величины уменьшается с глубиной.

Применение профиля гранулометрического состава почвы из анализа глобальной модели ПЛАВ вместо данных наблюдений еще больше отделило прогноз от фактических данных, увеличив среднюю и среднеквадратическую ошибки (табл. 3), но сохранив и даже немного повысив коэффициент корреляции. Это объясняется тем, что модельный профиль состава почвы был ближе к фактическому профилю с учетом крупной фракции, чем используемый в контрольном эксперименте без ее учета.

Введение начальных условий из анализа глобальной модели ПЛАВ незначительно приблизило результаты расчета к анализу, увеличив среднюю и среднеквадратическую ошибку на уровнях ниже 4 см. Сдвиг максимумов влажности относительно отмеченных по результатам наблюдений увеличил коэффициенты корреляции для нижних уровней и уменьшил для верхних.

Отсутствие небольшого роста влажности почвы в анализе при выпадении осадков на глубинах больше 4 см объясняется особенностями модельного потока транспирации. Для экспериментов с автономной моделью почвы он главным образом задавался на основании данных наблюдений, то есть осадки для оценки испарения и общий поток эвапотранспирации заимствовались из результатов измерений. Наличие небольшого расхождения между последним экспериментом и данными анализа можно объяснить разным потоком транспирации, а также использованием в ПЛАВ процедуры усвоения влажности почвы.

Таблица 3

**Ошибки расчета влажности почвы автономной моделью почвы ИВМ
РАН — МГУ и анализа влажности почвы глобальной модели прогноза
погоды ПЛАВ за период июнь — август 2014 г. для станции Хьютиала**

Эксперимент	Глубина слоя, см	, $\text{м}^3/\text{м}^3$	RMSE, $\text{м}^3/\text{м}^3$	R
BC (контрольный)	4	0,06	0,06	0,98
	19,5	0,02	0,04	0,96
	31,0	-0,003	0,04	0,96
	49,5	-0,005	0,04	0,95
ВГУ ПЛАВ	4	-0,02	0,05	0,64
	19,5	-0,03	0,06	0,80
	31,0	-0,05	0,08	0,81
	49,5	-0,05	0,07	0,78
ВГУ + профиль ПЛАВ	4	-0,05	0,07	0,70
	19,5	-0,08	0,09	0,87
	31,0	-0,10	0,11	0,88
	49,5	-0,10	0,11	0,85
ВГУ + профиль + НУ ПЛАВ	4	-0,05	0,07	0,65
	19,5	-0,09	0,10	0,85
	31,0	-0,12	0,13	0,91
	49,5	-0,11	0,13	0,94
Анализ модели ПЛАВ (базовый)	4	-0,06	0,09	0,37
	19,5	-0,09	0,12	0,52
	31,0	-0,12	0,14	0,62
	49,5	-0,11	0,13	0,75

Примечание. Жирным шрифтом выделены наилучшие результаты в серии численных экспериментов; длина оцениваемого ряда, состоящего из пар “наблюдение — расчет”: $N_4 = 348$, $N_{19,5} = 347$, $N_{31,0} = 325$, $N_{49,5} = 358$.

Таким образом, серия численных экспериментов продемонстрировала, что основной вклад в ошибку оценки состояния влажности почвы вносят внешние граничные условия и описание гранулометрического состава почвы. Интегральный вклад этих двух факторов вместе с ошибкой начальных данных составляет до 80% общей средней ошибки анализа.

5. Заключение

Впервые была проведена оценка анализа влажности и температуры почвы по версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ для долгосрочного прогноза, включающей многослойную модель почвы ИВМ РАН — МГУ, относительно данных нерегулярных наземных почвенных наблюдений для летнего сезона в Западной Европе. Установлена большая изменчивость средней ошибки температуры почвы в зависимости от местных особенностей структуры почв и ландшафтов. Диапазон среднеквадратической ошибки при этом составил от 1,20 до 5,98°C, а ее величина уменьшалась с глубиной. Коэффициент корреляции данных анализа и наблюдений температуры почвы составил 0,80—0,95, что означает корректное воспроизведение тенденции изменения температуры грунта на всех глубинах.

Средняя ошибка анализа объемной влажности почвы для летнего сезона как для поверхностного, так и для более глубоких слоев имеет большой разброс значений по пространству. Среднеквадратическая ошибка находится в интервале 0,05—0,14 $\text{м}^3/\text{м}^3$. Коэффициенты корреляции данных

анализа и наблюдений влажности значительно ниже, чем для температуры, и в основном сосредоточены в интервале 0,2—0,8. В связи с этим дальнейшие работы по усовершенствованию воспроизведения состояния почвы в модели ПЛАВ в первую очередь будут направлены на доработку параметризации влагопереноса в почве.

Оценка замены основной гидрофизической характеристики с формы Брукса — Кори на форму Муалема — ван Генухтена в модели почвы показала целесообразность такой модификации. Параметризация Муалема — ван Генухтена обладает меньшей нелинейностью и не вызывает артефактов немонойтонной конечно-разностной схемы. Это хорошо демонстрируется в случае супесчаной почвы, когда прогноз с ее использованием лучше согласуется с данными измерений влажности по сравнению с параметризацией Брукса — Кори.

Сравнительная оценка вклада разных факторов в систематическую ошибку влажности почвы в модели деятельного слоя на примере одной станции в бореальной зоне позволила выделить два основных фактора, на коррекции которых в будущем необходимо сосредоточиться в первую очередь. Один из них — неточности задания профиля гранулометрического состава почвы. Минимизация этой ошибки может быть достигнута использованием современных баз данных характеристик почвы, например SoilGrids [43]. Вторым основным источником ошибок являются неточные верхние граничные условия, а именно температура и влажность на поверхности. Этот фактор гораздо сложнее первого, так как содержит не только почвенные, но и, главным образом, атмосферные составляющие. В дальнейшем планируется оценить эффект от уточнения почвенного тепло- и влагопереноса на прогноз приземных характеристик в рамках модели атмосферы ПЛАВ.

Работа выполнена в Гидрометцентре России. Подразделы 4.1, 4.2 и раздел 5 выполнены за счет гранта Российского научного фонда (№ 21-17-00254, <https://rscf.ru/project/21-17-00254/>), методология исследования разработана при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (договор № 075-15-2019-1621).

Литература

1. Богословский Н. Н., Толстых М. А. Реализация схемы усвоения для почвенных переменных в глобальной полулагранжевой модели прогноза погоды. — Вычислительные технологии, 2006, т. 11, спецвыпуск, ч. 3, с. 20—25.
2. Володин Е. М., Лыкосов В. Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность — почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 1998, т. 34, № 4, с. 453—465.
3. Гельфан А. Н. Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. — М., Наука, 2007, 294 с.
4. Глобус А. М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей. — Л., Гидрометеиздат, 1987, 427 с.
5. Кислов А. В., Варенцов М. И., Тарасова Л. Л. Роль весенней влажности почвы в формировании крупномасштабных засух Восточно-Европейской равнины 2002 и 2010 гг. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2015, т. 51, № 4, с. 464—471.

6. **Лыкосов В. Н., Палагин Э. Г.** Динамика взаимосвязанного переноса тепла и влаги в системе атмосфера — почва. — Метеорология и гидрология, 1978, № 8, с. 48—56.
7. **Махнорылова С. В., Толстых М. А.** Усвоение косвенных данных о влагосодержании почвы методом упрощенного расширенного фильтра Калмана в модели среднесрочного прогноза погоды ПЛАВ. — Метеорология и гидрология, 2017, № 6, с. 55—68.
8. **Палагин Э. Г.** Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур. — Л., Гидрометеиздат, 1981, 190 с.
9. **Розинкина И. А.** Модель Гидрометцентра России почва — растительность — приземный слой атмосферы: алгоритм и результаты тестирования. — Метеорология и гидрология, 2001, № 3, с. 19—33.
10. **Толстых М. А., Фадеев Р. Ю., Шашкин В. В., Гойман Г. С., Заринов Р. Б., Киктев Д. Б., Махнорылова С. В., Мизяк В. Г., Рогутков В. С.** Многомасштабная глобальная модель атмосферы ПЛАВ: результаты среднесрочных прогнозов погоды. — Метеорология и гидрология, 2018, № 11, с. 90—99.
11. **Толстых М. А., Фадеев Р. Ю., Шашкин В. В. и др.** Развитие глобальной полулагранжевой модели атмосферы ПЛАВ в 2009—2019 гг. — Гидрометеорологические исследования и прогнозы, 2019, № 4 (374), с. 77—91.
12. **Толстых М. А., Шашкин В. В., Фадеев Р. Ю. и др.** Система моделирования атмосферы для бесшовного прогноза. /Под ред. М. А. Толстых. — М., Триада лтд, 2017.
13. **Фадеев Р. Ю. и др.** Развитие системы долгосрочного прогноза Гидрометцентра России в 2020 году. — Гидрометеорологические исследования и прогнозы, 2021, № 1, с. 58—72.
14. **Albergel C., de Rosnay P., Balsamo G., Isaksen L., and Munoz-Sabater J.** Soil Moisture Analyses at ECMWF: Evaluation Using Global Ground-based in Situ Observations. — ECMWF Technical Memoranda, 2011, No. 651, 26 p.
15. **Albergel C., Dutra E., Munoz-Sabater J., et al.** Soil Temperature at ECMWF: An Assessment Using Ground-based Observations. — ECMWF Technical Memoranda, 2014, No. 736, 20 p.
16. **Albergel C., Rudiger C., Pellarin T., Calvet J. C., Fritz N., Froissard F., Suquia D., Petitpa A., Piguet B., and Martin E.** 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. — Hydrol. Earth Syst. Sci., 2008, vol. 12, pp. 1323—1337; doi: 10.5194/hess-12-1323-2008.
17. **Bastak Duran I., Geleyn J.-F., and Vana F.** A compact model for the stability dependency of TKE production-destruction-conversion terms valid for the whole range of Richardson numbers. — J. Atmos. Sci., 2014, vol. 71, pp. 3004—3026; doi: 10.1175/JAS-D-13-0203.1.
18. **Bircher S., Skou N., Jensen K. H., Walker J. P., and Rasmussen L.** A soil moisture and temperature network for SMOS validation in Western Denmark. — Hydrol. Earth Syst. Sci., 2012, vol. 16, pp. 1445—1463; doi: 10.5194/hess-16-1445-2012.
19. **Bogena H., Kunkel R., Putz T., Vereecken H., et al.** Tereno-long-term monitoring network for terrestrial environmental research. — Hydrol. und Wasserbewirtschaftung, 2012, No. 56, pp. 138—143.
20. **Bougeault P.** A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. — Mon. Wea. Rev., 1985, vol. 113, pp. 2108—2212.
21. **Boussetta S., Balsamo G., Arduini G., Dutra E., McNorton J., Choulga M., Agusti-Panareda A., Beljaars A., Wedi N., Munoz-Sabater J., et al.** ECLand: The ECMWF Land Surface Modelling System. — Atmosphere, 2021, vol. 12, No. 723; doi: 10.3390/atmos12060723.
22. **Braun F. J., Schädler G., Braun F. J., and Schädler G.** Comparison of soil hydraulic parameterizations for mesoscale meteorological models. — J. Appl. Meteorol., 2005, vol. 44, No. 7, pp. 1116—1132.
23. **Brooks R. H. and Corey A. T.** Hydraulic properties of porous media. — Hydrol. Papers Colorado State University, 1964, No. 3, pp. 1—27.
24. **Carrera M., Belair S., and Bilodeau B.** The Canadian Land Data Assimilation System (CaLDAS): Description and synthetic evaluation study. — J. Hydrometeorol., 2015, No. 16, pp. 1293—1314.
25. **Clapp R. B. and Hornberger M. G.** Empirical equations for some soil hydraulic properties. — Water Resour. Res., 1978, vol. 14, No. 4, pp. 601—604.
26. **Conil S., Douville H., and Tyteca S.** The relative influence of soil moisture and SST in climate predictability explored within ensembles of AMIP type experiments. — Climate Dynamics, 2007, vol. 28, No. 2, pp. 125—145; doi: 10.1007/s00382-006-0172-2.
27. **de Rosnay P., Drusch M., Vasiljevic D., Balsamo G., Albergel C., and Isaksen L.** A simplified extended Kalman filter for the global operational soil moisture analysis at ECMWF. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 2012; doi: 10.1002/qj.2023.

- 28. Decharme B., Boone A., Delire C., and Noilhan J.** Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. — *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, D20126; doi: 10.1029/2011JD016002.
- 29. Dirmeyer P. A., Balsamo G., Blyth E. M., Morrison R., and Cooper H. M.** Land-atmosphere interactions exacerbated the drought and heatwave over northern Europe during summer 2018. — *AGU Advances*, 2021, vol. 2, e2020AV000283; doi: 10.1029/2020AV000283.
- 30. Dirmeyer P. and Halder S.** Sensitivity of numerical weather forecasts to initial soil moisture variations in CFSv2. — *Wea. Forecast.*, 2016, vol. 31, pp. 1973—1983; doi: 10.1175/WAF-D-16-0049.1.
- 31. Dorigo W. A., Wagner W., Hohensinn R., et al.** The International Soil Moisture Network: A data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. — *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2011, vol. 15, pp. 1675—1698; doi: 10.5194/hess-15-1675-2011.
- 32. Dorigo W. A., Xaver A., Vreugdenhil M., et al.** Global automated quality control of in situ soil moisture data from the International Soil Moisture Network. — *Vadose Zone J.*, 2013, vol. 12, No. 3; doi: 10.2136/vzj2012.0097.
- 33. Draper C., Mahfouf J.-F., and Walker J.** Root-zone soil moisture from the assimilation of screen-level variables and remotely sensed soil moisture. — *J. Geophys. Res.*, 2011, No. 116, D02127; doi: 10.1029/2010JD013829.
- 34. Drusch M. and Viterbo P.** Assimilation of screen-level variables in ECMWF's Integrated Forecast System: A study on the impact on the forecast quality and analyzed soil moisture. — *Mon. Wea. Rev.*, 2007, No. 135, pp. 300—314.
- 35. Dy C. Y. and Fung J. C.-H.** Updated global soil map for the Weather Research and Forecasting model and soil moisture initialization for the Noah land surface model. — *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2016, vol. 121, pp. 8777—8800; doi: 10.1002/2015JD024558.
- 36. Entin J., Robock A., Vinnikov K., Hollinger S., Liu S., and Namkhai A.** Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. — *J. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, pp. 11865—11877; doi: 10.1029/2000JD900051.
- 37. Esau I., Tolstykh M., Fadeev R., Shashkin V., Makhnorylova S., et al.** Systematic errors in northern Eurasian short-term weather forecasts induced by atmospheric boundary layer thickness. — *Environ. Res. Lett.*, 2018, vol. 13, No. 12, 125009; doi: 10.1088/1748-9326/aacfb.
- 38. Ferranti L. and Viterbo P.** The European summer of 2003: Sensitivity to soil water initial conditions. — *J. Climate*, 2006, vol. 19, No. 15, pp. 3659—3680.
- 39. Gerard L. and Geleyn J.-F.** Evolution of a subgrid deep convection parametrization in a limited-area model with increasing resolution. — *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 2005, vol. 131, pp. 2293—2312.
- 40. Gerard L., Piriou J.-M., Brozkova R., Geleyn J.-F., and Banciu D.** Cloud and precipitation parameterization in a Meso-Gamma-Scale Operational Weather Prediction Model. — *Mon. Wea. Rev.*, 2009, vol. 137, pp. 3960—3977.
- 41. Giard D. and Bazile E.** Implementation of a new assimilation scheme for the soil and surface variables in a global NWP model. — *Mon. Wea. Rev.*, 2000, vol. 128, pp. 997—1015.
- 42. Guo Z., Dirmeyer P. A., DelSole T., Koster R. D., Guo Z., et al.** Rebound in atmospheric predictability and the role of the land surface. — *J. Climate*, 2012, vol. 25, No. 13, pp. 4744—4749; doi: 10.1175/JCLI-D-11-00651.1.
- 43. Hengl T., Mendes de Jesus J., Heuvelink G. B. M., Ruiperez Gonzalez M., Kilibarda M., Blagotic A., et al.** SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. — *PLoS ONE*, 2017, vol. 12, No. 2; doi: 10.1371/journal.pone.0169748.
- 44. Hess R.** Assimilation of screen-level observations by variational soil moisture analysis. — *Meteorol. Atmos. Phys.*, 2001, No. 77, pp. 145—154.
- 45. <https://smear.avaa.csc.fi/>;** интернет-ресурс для скачивания и просмотра данных наблюдательной станции SMEARII (дата доступа 27.09.2021).
- 46. IFS documentation Cy43r3.** Part IV: Physical Processes. — Shinfield Park Reading, RG2 9AX, England, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2017, 221 p.
- 47. Ilvesniemi H., Pumpanen J., Duursma R., Hare P., et al.** Water balance of a boreal Scots pine forest. — *Boreal Environ. Res.*, 2010, No. 15, pp. 375—396.
- 48. Kolari P., Kulmala L., Pumpanen J., Launiainen S., Ilvesniemi H., Hari P., and Nikinmaa E.** CO₂ exchange and component CO₂ fluxes of a boreal Scots pine forest. — *Boreal Environ. Res.*, 2009, No. 14, pp. 761—783.
- 49. Koster R. et al.** Contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: First results from a multi-model experiment. — *Geophys. Res. Lett.*, 2010, vol. 37, L02402; doi: 10.1029/2009GL041677.

50. **Leij F. J., Alves W. J., and van Genuchten M. Th.** The UNSODA unsaturated soil hydraulic database. /In: Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurements of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Riverside, California, October 22—24, 1997, UCR, USA. — Riverside, 1999, 1602 p.
51. **Madi R., Huibert de Rooji G., Mielenz H., and Mai J.** Parametric soil water retention models: A critical evaluation of expressions for the full moisture range. — *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2018, vol. 22, pp. 1193—1219; doi: 10.5194/hess-22-1193-2018.
52. **Masson V., Le Moigne P., et al.** The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. — *Geosci. Model Dev.*, 2013, No. 6, pp. 929—960; doi: 10.5194/gmd-6-929-2013.
53. **Mualem Y.** A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. — *Water Resour. Res.*, 1976, vol. 12, No. 3, pp. 513—522.
54. **Noilhan J. and Mahfouf J.-F.** The ISBA land surface parameterization scheme. — *Global Planet. Change*, 1996, vol. 13, pp. 145—159.
55. **Noilhan J. and Planton S.** A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. — *Mon. Wea. Rev.*, 1989, vol. 117, pp. 536—549.
56. **Quesada B., Vautard R., Yiou P., Hirschi M., and Seneviratne S. I.** Asymmetric European summer heat predictability from wet and dry southern winters and springs. — *Nature Climate Change*, 2012, vol. 2, No. 10, pp. 736—741.
57. **Reichle R. H.** Variational assimilation of remote sensing data for land surface hydrologic applications. /Ph.D. thesis. — Massachusetts, Massachusetts Institute of Technology, 2000.
58. **Ridler M. E., Sandholt I., et al.** Calibrating a soil-vegetation-atmosphere transfer model with remote sensing estimates of surface temperature and soil surface moisture in a semi-arid environment. — *J. Hydrol.*, 2012, vol. 436—437, pp. 1—12.
59. **Rodell M. et al.** Evaluation of 10 methods for initializing a land surface model. — *J. Hydrometeorol.*, 2005, vol. 6, pp. 146—155.
60. **Santanello J. A., Dirmeyer P. A., Ferguson C. R., Findell K. L., Tawfik A. B., Berg A., et al.** Land-atmosphere interactions: The LoCo perspective. — *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 2018, vol. 99, pp. 1253—1272; doi: 10.1175/BAMS-D-17-0001.1.
61. **Sellers P. J., Dickinson R. E., et al.** Modeling the exchanges of energy, water and carbon between continents and the atmosphere. — *Science*, 1997, vol. 275, pp. 502—509.
62. **Seneviratne S. I., Corti T., Davin E. L., Hirschi M., Jaeger E. B., Lehner I., Orlowsky B., and Teuling A. J.** Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. — *Earth Science Rev.*, 2010, vol. 99, No. 3—4, pp. 125—161.
63. **Stevens D., Miranda P. M. A., Orth R., Boussetta S., Balsamo G., and Dutra E.** 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. — *Atmosphere*, 2020, vol. 11, pp. 1362—1381.
64. **Taylor K. E.** Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. — *J. Geophys. Res.*, 2001, vol. 106, pp. 7183—7192.
65. **van den Hurk B., Doblas-Reyes F., Balsamo G., Koster R., Seneviratne S., and Camargo H.** Soil moisture effects on seasonal temperature and precipitation forecast scores in Europe. — *Climate Dynamics*, 2012, vol. 38, pp. 349—362; doi: 10.1007/s00382-010-0956-2.
66. **van Genuchten M. Th.** A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity for unsaturated soils. — *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 1980, vol. 44, pp. 892—898.
67. **Vinnikov K., Robock A., Speranskaya N., and Sclusser C.** Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture. — *J. Geophys. Res.*, 1996, vol. 101, pp. 7163—7174; doi: 10.1029/95JD02753.
68. **Vogel M. M., Orth R., Cheruy F., Hagemann S., Lorenz R., van den Hurk B. J. M., and Seneviratne S. I.** Regional amplification of projected changes in extreme temperatures strongly controlled by soil moisture-temperature feedbacks. — *Geophys. Res. Lett.*, 2017, vol. 44; doi: 10.1002/2016GL071235.
69. **Wang L., Li X., et al.** Validation of the global land data assimilation system based on measurements of soil temperature profiles. — *Agricul. and Forest Meteorol.*, 2016, vol. 218—219, pp. 288—297.
70. **Yurova A., Tolstykh M., Nilsson M., and Sirin A.** Parameterization of mires in a numerical weather prediction model. — *Water Resour. Res.*, 2014, vol. 50, pp. 8982—8996; doi: 10.1002/2013WR014624.