

УДК 551.50 551.55

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МЕЗОМАСШТАБНОГО И ВИХРЕРАЗРЕШАЮЩЕГО МОДЕЛИРОВАНИЯ С ДАННЫМИ НАБЛЮДЕНИЙ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

© 2025 г. С. В. Анисимов^а, Е. А. Мареев^б, С. В. Галиченко^{а, *}, Н. В. Ильин^б, А. А. Прохорчук^а, Е. В. Климанова^а, А. С. Козьмина^а, К. В. Афиногенов^а, А. В. Гурьев^а

^а Геофизическая обсерватория «Борок» — филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, п. Борок, д. 142, Ярославская область, 152742 Россия

^б Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН, ул. Ульянова, 46, Нижний Новгород, 603950 Россия

*e-mail: svga@borok.yar.ru

Поступила в редакцию 19.11.2023 г.

После доработки 11.09.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

В работе развита численная модель микрометеорологии и турбулентной динамики дневного атмосферного пограничного слоя над сложной поверхностью на основе вложения вихреразрешающей модели PALM в мезомасштабную модель прогноза погоды WRF. Результаты моделирования сравниваются с данными акустического и микроволнового зондирования атмосферы, а также наземных и высотных наблюдений с использованием привязного аэростата, поднимающего датчики температуры и влажности. Получены оценки отклонений основных метеорологических и турбулентных параметров, прогнозируемых моделью, от измеренных значений.

Ключевые слова: атмосферный пограничный слой, мезомасштабное моделирование атмосферы, вихреразрешающее моделирование атмосферы, акустическое и микроволновое зондирование атмосферы

DOI: 10.31857/S0002351525020028, EDN: GKOQLI

1. ВВЕДЕНИЕ

Интенсивное развитие численных моделей прогноза погоды и климата, обусловленное экспоненциальным ростом производительности суперкомпьютеров и расширением сети наблюдений, происходит в двух направлениях. В одном из подходов основные усилия сосредоточены на развитии моделей глобальной циркуляции, решающих упрощённые уравнения геофизической гидродинамики, и направлены на более детальное описание ключевых физических процессов, измельчение расчётных сеток до субкилометрового масштаба и развитие методов усвоения данных. Альтернативный подход сосредоточен на развитии микрометеорологических моделей, явно разрешающих длинноволновую часть и часть инерционного интервала спектра турбу-

лентных вихрей в атмосферном пограничном слое (АПС), направлен на увеличение расчётной области и подключение дополнительных модулей, описывающих физические процессы, при практически постоянном пространственном разрешении [Schalkwijk et al., 2015].

В мезомасштабных моделях, которые занимают промежуточное положение между глобальными и микрометеорологическими моделями, обеспечивают ограниченное покрытие территории и активно применяются для краткосрочного прогноза погоды и регионального моделирования климата, используются уравнения гидродинамики для сжимаемой атмосферы во вращающейся системе координат. Для описания АПС используются рассматриваемые только вертикальный обмен одномерные схемы, которые в условиях неоднородной земной

поверхности перестают быть применимыми [Goger et al., 2019; Liu et al., 2020]. Кроме этого, относительно грубое горизонтальное разрешение (1–10 км) не позволяет должным образом учитывать в мезомасштабных моделях влияние микрометеорологической турбулентности внутри АПС на его динамику, обмен между атмосферой и поверхностью, потоки и распределение тепла, водяного пара и примесей. Уменьшение размера ячеек мезомасштабных моделей, применяемых в условиях дневной конвекции, приводит к тому, что модель начинает разрешать конвективные движения в АПС, которые параметризуются, тем самым дублируя описание одного и того же процесса [Honnert et al., 2011]. Это влечёт риски получения вычислительных артефактов в виде структур роликовой циркуляции с горизонтальной осью и осцилляций в распределении турбулентной кинетической энергии, плотностей потоков импульса и тепла [Ching et al., 2014; Haupt et al., 2019; Rai et al., 2019; Kadash et al., 2021].

Аккуратное воспроизведение турбулентной динамики АПС должно охватывать диапазон масштабов от синоптической квазидвумерной турбулентности до вихрей, характерные размеры которых в несколько раз меньше высоты АПС. Поэтому тенденция к увеличению пространственного разрешения в многомасштабном моделировании атмосферных течений реализуется за счёт применения последовательности «телескопически» вложенных доменов с размером ячеек от 9–12 км для внешней области с горизонтальными размерами $\sim 10^3$ км до 10^{-2} м для внутренней области с размерами 1–4 км [Moeng et al., 2007; Gibbs et al., 2011; Talbot et al., 2012; Muños–Esparza et al., 2014; Rai et al., 2017; Udina et al. 2020; Kim et al., 2023]. В более простом и часто применяемом подходе одностороннего сопряжения решение во внешнем более крупном домене обеспечивает входными данными решение в дочернем вложенном домене, которое не оказывает обратного влияния на родительский домен. В переходном между разрешением мезомасштабных и микрометеорологических моделей диапазоне 10^2 – 10^3 м выделяют, так называемую, «серую зону», представляющую область, в которой размер ячейки модели сопоставим с характерными размерами вихрей энергонесущего интервала турбулентности в АПС [Wingard, 2004]. Для расширения приме-

нимости мезомасштабных моделей на эту область требуются более общие трёхмерные схемы подсеточного переноса турбулентной кинетической энергии (ТКЭ) [Zhang et al., 2018].

Вихреразрешающее моделирование LES (large-eddy simulations) широко используется в качестве инструмента исследования турбулентных течений в атмосфере с числами Рейнольдса $Re \sim 10^8$ – 10^9 , которые соответствуют горизонтальным масштабам в несколько десятков километров [Stoll et al., 2020]. Одной из важных задач, решаемых с помощью LES, является разработка параметризаций для мезомасштабных региональных моделей [Ayotte et al., 1996]. Основное упрощение, используемое в LES для того, чтобы сделать возможным численное решение уравнений динамики атмосферных течений, переноса включённых в них примесей и других связанных процессов, состоит в эффективном уменьшении Re посредством фильтрации мелкомасштабных флуктуаций компонент скорости в исходных уравнениях гидродинамики и использовании аналитического приближения или приближения Буссинеска с учетом ускорения Кориолиса [Spiegel and Veronis 1960; Mihaljan, 1962; Bannon, 1996; Lilly, 1996]. При достижении нижней границы горизонтального разрешения мезомасштабной модели для дальнейшей детализации возникает необходимость подключать к моделированию LES, что даёт возможность явно разрешать трёхмерные вихри в АПС, учитывать формы рельефа, горизонтальную неоднородность напряжений Рейнольдса и потоков у земной поверхности.

Последовательное уменьшение масштабов, соответствующее увеличению пространственно-временного разрешения, сталкивается с несколькими проблемами, одна из которых связана с необходимостью возбуждения мелкомасштабных компонент течения в процессе переноса крупномасштабных компонент во вложенном домене на сетку с меньшим размером ячеек. Существует несколько методов инициализации турбулентных флуктуаций, отсутствующих в решении на более крупной сетке, вычислительная эффективность которых зависит от возмущаемой величины (температуры или компонент скорости), стратификации АПС и соотношения размеров ячеек внешнего и внутреннего доменов [Lund et al., 1998; Mayor et al., 2002; Moeng et al., 2007; Muños–Esparza et al. 2014;

Muños–Esparza and Kosović, 2018; Haupt et al., 2019]. Вторая проблема связана с адаптацией решения мезомасштабной модели для сжимаемой атмосферы с отличной от нуля дивергенцией поля скорости и решения в LES-домене, в котором, как правило, ищется бездивергентное поле скорости, соответствующее условию несжимаемости, если используется приближение Буссинеска или слабой стационарной сжимаемости в анэластическом приближении [Moeng et al., 2007; Nakayama et al., 2012; Wyszogrodzki et al., 2012]. Аргументация отказа от полноценного учёта сжимаемости в LES основана на малости вертикальной протяженности LES-домена по сравнению с характерным масштабом изменения плотности с высотой, малости чисел Маха ($M < 0.1$) и малого влияния акустических волн на турбулентную динамику метеорологических переменных. Так, отношение кинетических энергий потенциальной и соленоидальной компонент поля скорости является малым параметром даже при сверхзвуковых течениях ($M < 10$), и при $M < 0.2$ может быть оценено как $\langle u_p^2 \rangle / \langle u_s^2 \rangle < 10^{-2}$ [Dobler et al., 2003]. В анэластическом приближении для атмосферы $\text{div} \mathbf{u} \sim 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, где \mathbf{u} – вектор скорости течения [Ogura and Philips, 1962], что соответствует величине связанных с эффектами сжимаемости флуктуаций скорости ветра $\sim 1 \text{ м/с}$ на масштабе $\sim 10 \text{ км}$, что обычно не принимается в расчёт в микрометеорологических моделях, если специально не исследуются процессы распространения акустических волн. На оптимизацию соотношения размеров ячеек внешнего домена мезомасштабной модели и вложенного LES-домена также следует обратить внимание, поскольку это соотношение, с одной стороны, не должно быть слишком большим, так как в этом случае усугубляется проблема развития мелкомасштабной турбулентности в достаточно гладком мезомасштабном течении. С другой стороны, нельзя допускать, чтобы размер ячеек в LES-домене оказался в «серой зоне», так как при столь грубом разрешении, соизмеримом с высотой АПС, существенные детали турбулентного течения окажутся потерянными [Wingaard, 2004].

Одна из наиболее широко используемых в мире численная модель прогноза погоды и система моделирования атмосферных процессов WRF (Weather Research and Forecasting) предлагает спектр возможностей для широкого круга

исследовательских задач и оперативных приложений [Powers et al., 2017; Skamarock et al., 2019]. Цель настоящей работы состоит в оценке прогностических возможностей комбинированного многомасштабного моделирования дневного АПС над неоднородной поверхностью с использованием сопряжения WRF с моделью PALM [Maronga et al., 2020], представляющей разрабатываемую более 20 лет систему для вихреразрешающего моделирования пограничных слоёв атмосферы и океана. Мотивация сопряжения мезомасштабной и вихреразрешающей моделей оправдана более высокой специализацией каждой из указанных моделей в своём диапазоне масштабов, поэтому реализуемый подход предоставляет больший выбор опций для моделирования внутренней области и подстилающей поверхности, чем использование доступной в WRF опции вихреразрешающего моделирования. Использование различных инструментов акустического и микроволнового зондирования атмосферы, а также средств локальных наблюдений метеорологических параметров на Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН позволяет сравнить результаты моделирования с таким набором данных наблюдений, который не рассматривался в предыдущих аналогичных работах.

2. ИНСТРУМЕНТЫ И МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Наблюдения метеорологических переменных, параметров турбулентности, плотности потока коротковолновой солнечной радиации и облачности проводились с помощью измерительного комплекса Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН ($58^\circ 04' \text{ с.ш.}, 38^\circ 14' \text{ в.д.}$). Измерительный полигон обсерватории расположен вдали от возможных источников антропогенных возмущений естественного состояния природной среды и представляет собой ровное поле площадью около 40000 м^2 , окружённое редким лесом и болотистой местностью. К востоку от измерительного полигона на расстоянии 1.5 км расположено Рыбинское водохранилище, побережье которого представляет собой заболоченную местность и редкий лиственный лес. С юга на расстоянии более 500 м расположены низкоэтажные строения. На север и запад от измерительного полигона находятся поля с травянистой растительностью протяженностью более 2 км .

Наземные измерения набора метеорологических и турбулентных параметров атмосферы проводились с помощью двух ультразвуковых метеостанций «МЕТЕО-2Н», установленных в поле на высоте 2 м от поверхности, и ультразвуковой метеостанции «АМК-03П/1», установленной на крыше регистрационного корпуса на высоте 10 м. Метеостанции обладают высоким быстродействием, выполняя измерения температуры и трёх компонент скорости ветра с частотой 10 Гц, а также относительной влажности и статистических параметров турбулентности, включая вертикальный турбулентный поток явного тепла, один раз в минуту, передавая результаты в цифровом виде в систему сбора информации.

Измерения температуры воздуха до высоты 1 км проводились с помощью температурного профилера МТР-5, представляющего собой прибор дистанционного зондирования атмосферы. Принцип работы прибора основан на регистрации микроволнового излучения кислорода на частоте 56.6 ГГц. Периодичность измерения 5 мин. Трёхкомпонентный акустический доплеровский локатор (SODAR – Sound Detecting And Ranging) «Волна-3» использовался для измерения скорости и направления ветра на высотах от 50 м до 800 м с разрешением по высоте 5 м. Рабочая частота локатора «Волна-3» – 1700 Гц, период цикла зондирования – 16 с, диапазон измерения средней скорости ветра – от 0.3 м/с до 20 м/с, приборная погрешность – 0.3 м/с. Температурный профилер МТР-5 и СОДАР «Волна-3» полностью автоматизированы и интегрированы в систему сбора информации ГО «Борок» ИФЗ РАН.

Непосредственные высотные измерения проводились с помощью датчиков, расположенных на аппаратной платформе [Анисимов и др., 2023; Anisimov et al., 2021a], которая поднималась заполненным гелием аэродинамическим привязным аэростатом Аи-6 (ООО «Авгур – аэростатные системы», Россия). Аэростатное оборудование позволяет длительное время удерживать полезную нагрузку на требуемой высоте над поверхностью земли. Высота удержания полезной нагрузки мало меняется в рабочем диапазоне скоростей ветра аэростата. В составе аэростатной аппаратной платформы присутствует метеорологический модуль, регистрирующий температуру и относительную

влажность воздуха; барометрический альтиметр, регистрирующий высоту подъёма платформы с точностью до 0.1 м; акселерометр-гироскоп и цифровой микроэлектромеханический компас, предназначенные для регистрации телеметрической информации. Для определения температуры и относительной влажности воздуха на аэростатной платформе применяется датчик DHT11, установленный снаружи аэростатной платформы в защитном вентилируемом экране. Датчик DHT11 позволяет измерять температуру окружающего воздуха с точностью ± 0.2 °С в диапазоне от 0 до +50 °С. Абсолютная погрешность измерения относительной влажности не превышает $\pm 5\%$ в диапазоне от 20% до 95%. Временное разрешение датчика DHT11 – одно измерение в секунду. С целью оценки корректности работы датчика производились синхронные наблюдения температуры и относительной влажности воздуха с помощью датчика DHT11 и ультразвуковой метеостанции «АМК-18424». В ходе наблюдений выявлено, что отклонения показаний датчика DHT11 от показаний метеостанции «АМК-18424» не превышают паспортных значений. Пространственное положение платформы регистрируется с помощью GPS/ГЛОНАСС оборудования. Автоматизированная автономная система сбора данных в составе аэростатной аппаратной платформы, выполнена на основе одноплатного микроЭВМ RaspberryPI и работает под управлением Debian GNU/Linux. Системное время микроЭВМ также синхронизируется с помощью GPS/ГЛОНАСС оборудования, и весь сбор данных осуществляется с учетом этого времени. Аэростатные высотные измерения проводились в хорошую погоду при следующих условиях: скорость горизонтального ветра у поверхности земли не более 5 м/с (на высоте свыше 100 м – не более 10 м/с); облачность – менее 10%; отсутствие осадков или иных ухудшающих видимость явлений. Плотность потока приходящего коротковолнового солнечного излучения измерялась с помощью пиранометра SMP3 Kipp & Zonen.

3. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Ранее были разработаны интерфейсы вложения PALM (динамический драйвер) для сопряжения с региональной моделью COSMO (Consortium for Small-scale Modelling) [Kadash et al., 2021], которая не является моделью с откры-

тым исходным кодом, и с более распространённой мезомасштабной моделью WRF, имеющей открытый исходный код [Lin et al., 2021]. Поэтому многомасштабное моделирование динамики АПС выполнялось с помощью численных моделей WRF-ARW v4.5 [Skamarock et al., 2019] и PALM v. 6.0 [Maronga et al., 2020] с четырёхкратным вложением расчётных областей (рис. 1) и однонаправленным нисходящим сопряжением мезомасштабной и вихреразрешающей моделей. Для мезомасштабного моделирования WRF выбраны три области (рис. 1). Во внешнюю область D_1 с размерами 1800×1800 км², покрывающую европейскую часть России и имеющую шаг сетки 9 км вложена промежуточная область D_2 с размерами 360×360 км² и шагом сетки 3 км. Вложенная в D_2 внутренняя область D_3 с размерами 90×90 км² имеет шаг сетки 1 км. Все пере-

численные сетки имеют совпадающие 50 уровней в вертикальном направлении до давления в 5 кПа. Центры расчётных областей совмещены и соответствуют расположению измерительного комплекса ГО «Борок» ИФЗ РАН (58.070531 с.ш., 38.232595 в.д.). Такая конфигурация детально воспроизводит дневную конвекцию во всей расчётной области с шагом внутренней сетки достаточным для анализа мезомасштабной динамики АПС. Во избежание попадания в «серую зону» с последствиями в виде получения вычислительных артефактов разрешение мезомасштабной модели не следует увеличивать, поскольку оно соответствует характерной высоте АПС [Honnert et al., 2011; Haupt et al., 2019]. Дальнейшее увеличение разрешения достигается за счёт вложения в область D_3 мезомасштабной модели двух областей D_4 и D_5 , в которых выполняется вложение

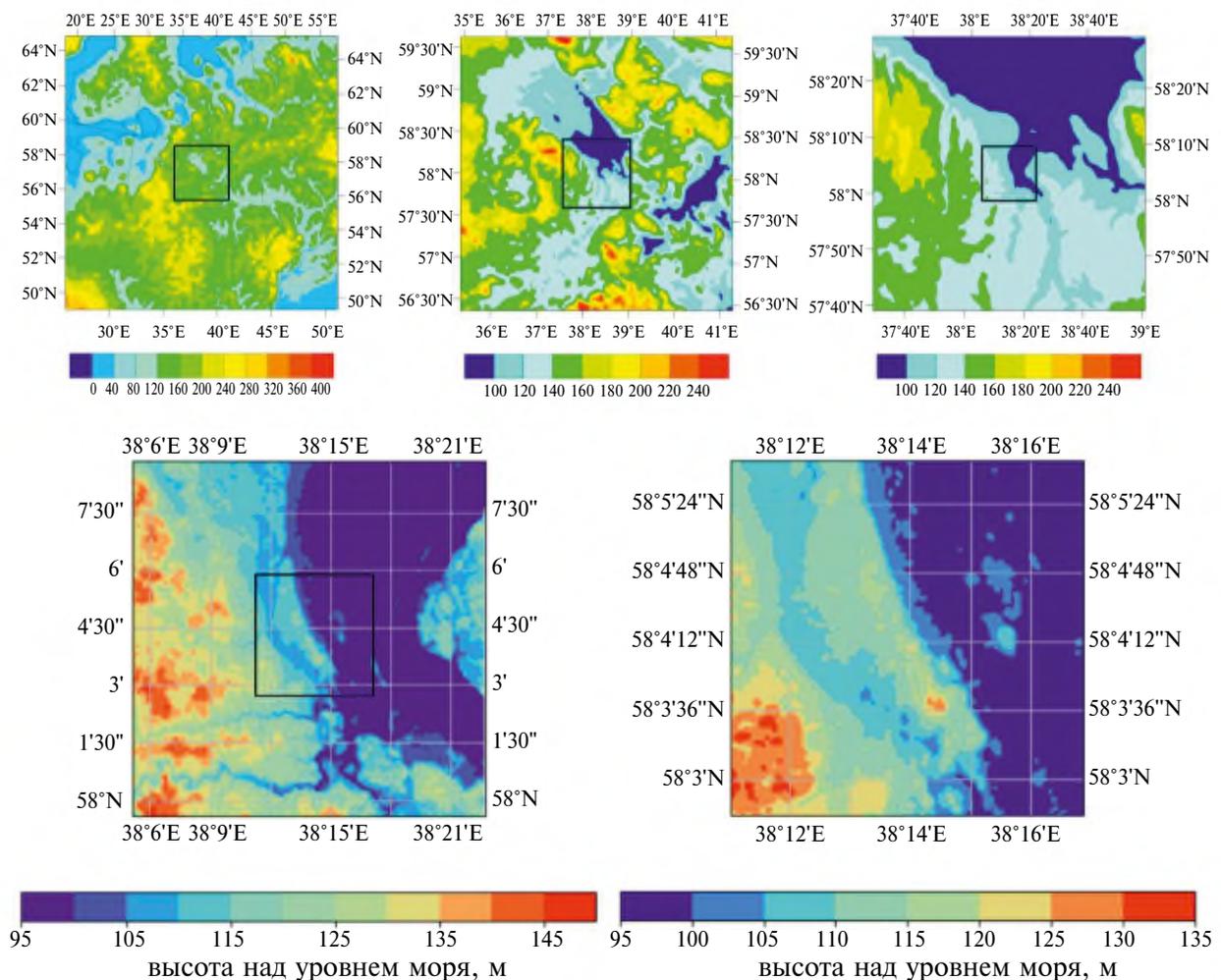


Рис. 1. Схема вложения расчётных областей D_1 – D_5

Таблица 1. Размеры доменов, параметры сетки и величина временного шага WRF и LES

Модель	Домен	Количество ячеек в горизонтальной плоскости $N_x \times N_y$	Количество вертикальных уровней N_z	Длина стороны ячеек в горизонтальной плоскости, км	Высота домена, км	Временной шаг Δt , с
WRF	D_1	200×200	50	9	19.892	45
WRF	D_2	120×120	50	3	19.892	15
WRF	D_3	90×90	50	1	19.892	5
LES	D_4	192×192	64	0.09	3.072	0.284 – 1
LES	D_5	192×192	192	0.03	2.304	0.284 – 1

одной области LES в другую, и расчёты проводятся одновременно в обеих областях [Hellsten et al., 2021]. В табл. 1 даны параметры расчётных областей (доменов), пространственное разрешение и диапазон изменения шага численного интегрирования разностных уравнений по времени.

В качестве основного набора параметризаций WRF используются рекомендуемые для мелких сеток параметры с уменьшенным временем вызова модулей параметризации радиационного баланса RRTMG (RADT = 10 мин) (табл. 2). Время вызова блока конвекции CU DT = 10 мин. В качестве начальных и граничных условий используются данные глобальной прогнозной модели GFS с разрешением 0.25°: NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive (ds084.1, <https://doi.org/10.5065/D65D8PWK>). Параметризация поверхности выполнена с использованием Noah Land Surface Model: Unified

NCEP/NCAR/AFWA (<https://ral.ucar.edu/model/unified-noah-lsm>) [He et al., 2023]. Начало расчётов в 18.00 UTC предыдущих суток. Результаты первых 12 ч расчётного периода для анализа не использовались.

Вихреразрешающая численная модель (LES) турбулентной динамики атмосферного пограничного слоя PALM v. 6.0, с помощью которой в анэластическом приближении находится разностное решение на декартовой сетке фильтрованных уравнений Навье–Стокса, уравнений переноса тепла и водяного пара, используется для получения ансамбля реализаций 3-мерных полей скорости U , потенциальной температуры Θ и удельной влажности Q в доменах D_4 и вложенного в него D_5 . Применение процедуры пространственной фильтрации динамических и транспортных уравнений приводит к появлению в них слагаемых, содержащих ковариации

Таблица 2. Схемы параметризации процессов WRF

Процесс	Параметр WRF	Название параметризации	Ссылка
Облачная микрофизика	MP_PHYSICS = 8	Схема Томпсона	[Thompson et al., 2008]
Длинноволновая радиация	RA_LW_PHYSICS = 4	Схема RRTMG	[Iacono et al., 2008]
Коротковолновая радиация	RA_SW_PHYSICS = 4	Схема RRTMG	[Iacono et al., 2008]
Приземный слой	SF_SFCLAY_PHYSICS = 2	Схема Мони́на–Обухова с оптимизацией Зилитинкевича	[Janjić, 1994]
Поверхность	SF_SURFACE_PHYSICS = 2	Модель Noah	https://ral.ucar.edu/document-or-file/noah-lsm-users-guide [He et al., 2023]
Планетарный пограничный слой	BL_PBL_PHYSICS = 2	Схема Меллора–Ямады–Яника	[Janjić, 1994]
Конвекция	CU_PHYSICS = 1	Схема Кейна–Фрича	[Kain, 2004]

компонент турбулентных флуктуаций скорости $R_{ij} = u_i u_j$ – тензор напряжений Рейнольдса, ковариации скорости и потенциальной температуры $H_i^{SGS} = u_i \theta$, а также ковариации скорости и удельной влажности $E_i^{SGS} = u_i q$, представляющие собой подсеточные турбулентные потоки тепла и водяного пара соответственно. Для моделирования подсеточных переменных используется гипотеза о пропорциональности турбулентных потоков локальным градиентам разрешаемых на сетке компонент скорости U_i , потенциальной температуры Θ и удельной влажности Q , а именно

$$r_{ij} = \overline{u_i u_j} - \frac{2}{3} e \delta_{ij} = -K_m \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right), \quad (1)$$

$$\overline{u_i \theta} = -K_h \frac{\partial \Theta}{\partial x_i}, \quad \overline{u_i q} = -K_h \frac{\partial Q}{\partial x_i}, \quad (2)$$

где r_{ij} – девиатор R_{ij} , $e = \text{Tr}(R_{ij})$ – подсеточная часть ТКЭ, δ_{ij} – единичный тензор, K_m и K_h – локальные коэффициенты подсеточной турбулентной диффузии импульса и тепла соответственно, определяемые в случае неустойчивой и нейтральной стратификации АПС следующим образом

$$K_m = c_* \Delta_m \sqrt{e}, \quad K_h = 3K_m, \quad (3)$$

$$\Delta_m = \max(\Delta x, \Delta y, \Delta z),$$

где вычисление c_* основано на использовании тестового фильтра шириной $\Delta_\Gamma = 2\Delta_m$ [Germano et al., 1991]. Подсеточная часть ТКЭ находится из прогностического уравнения

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -U_j \frac{\partial e}{\partial x_j} - R_{ij} \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{g}{\Theta_v} \overline{u_3 \theta} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left[u_j \left(e + \frac{p}{\rho_0} \right) \right] - \varepsilon, \quad (4)$$

в котором Θ_v – потенциальная виртуальная температура, слагаемое с ковариацией флуктуаций скорости и давления параметризуется аналогично (1) и (2)

$$\left[u_j \left(e + \frac{p}{\rho_0} \right) \right] = -2K_m \frac{\partial e}{\partial x_j}, \quad (5)$$

а подсеточная скорость диссипации ТКЭ ε определена выражением

$$\varepsilon = c_\varepsilon \frac{e^{3/2}}{\Delta}, \quad (6)$$

где $c_\varepsilon = 0.93$, Δ – среднее геометрическое трёх линейных размеров ячейки сетки.

Сопряжение WRF и PALM выполнялось с помощью мезомасштабного динамического драйвера WRF4PALM v 1.0 [Lin et al., 2021] офлайн методом, то есть моделирование в доменах D_4 и D_5 проводилось после завершения моделирования в доменах $D_1 - D_3$. Офлайн вложение с динамическим драйвером подразумевает преобразование и интерполяцию географических и сигма-координат WRF к декартовой прямоугольной сетке PALM, интерполяцию на сетку PALM мезомасштабной вертикальной компоненты скорости ветра, постановку граничных условий Дирихле на боковых и верхней границах вложенного домена. Граничное условие Дирихле применяется к трём компонентам скорости, потенциальной температуре и удельной влажности, значения которых из WRF на границе линейно интерполируются по времени на каждом временном шаге для форсинга PALM. Временной ряд значений атмосферного давления у поверхности из WRF используется на самом низком уровне сетки PALM после интерполяции для вычисления вертикальных профилей давления и плотности воздуха. Референсная потенциальная температура, которая участвует в уравнении динамики, рассчитывается, так же как и давление, с помощью горизонтального усреднения по домену.

Незначительное несоответствие между потоками массы в LES-доме между решениями WRF и LES, связанное с использованием в последнем аэластического приближения, устраняется коррекцией вертикальной скорости в каждом узле на верхней границе z_{top} и на предыдущем слое на величину входящего потока массы воздуха через боковые границы, делённую на площадь верхней границы домена [Hellsten et al., 2021; Kadash et al., 2021]. Высота АПС z_i определяется по положению минимума плотности полного вертикального турбулентного потока тепла. Выше меньшей из высот $1.3z_i$ и $0.8z_{\text{top}}$ применяется рэлеевское демпфирование. Значения z_{top} в доменах D_4 и D_5 установлены 3070 м и 2300 м соответственно.

В качестве нижнего граничного условия между земной поверхностью и первым уровнем модели в соответствии с теорией подобия Мони-

на—Обухова предполагается слой постоянных по высоте потоков импульса, тепла и удельной влажности, определённых локально в условиях неоднородной поверхности. Турбулентные потоки тепла и удельной влажности с поверхности земли определяются на основе встроенной в PALM модели земной поверхности в соответствии с изменяющимся потоком приходящего коротковолнового солнечного излучения, высотой и положениями неоднородностей земной поверхности, включая водные объекты, а также физическими свойствами почвы и растительности [Heldens et al., 2020; Gehrke et al., 2021]. Для определения свойств земной поверхности используются растровые данные из базы данных ESA WorldCover (<https://esa-worldcover.org/en>). Подготовленные с помощью статического драйвера PALM [Lin et al., 2021] данные ESA WorldCover содержат информацию (рис. 2а), которая используется в модели переноса излучения, моделях растительного покрова и деятельного слоя почвы.

Топографическая карта земной поверхности в области D_5 задается с использованием

интерполированных значений цифровой карты высот с разрешением 30×30 м² (Digital Elevation Model), полученных в ходе спутникового зондирования Shuttle Radar Topography Mission (<https://lpdaac.usgs.gov/products/srtmgl1v003>, DOI: 10.5067/MEaSUREs/SRTM/SRTMGL1.003, <https://srtm.csi.cgiar.org>). Сила сопротивления, действующая на течение со стороны возвышений рельефа поверхности, учитывается с помощью дополнительного слагаемого в правой части уравнения динамики фильтрованных горизонтальных компонент скорости [Anderson and Meneveau, 2010]

$$f_i(x, y, \Delta_z/2) = -\frac{U_i(x, y, \Delta_z/2)}{\Delta_z} U_k \frac{\partial h}{\partial x_k} H \left(U_k \frac{\partial h}{\partial x_k} \right),$$

$$i, k = 1, 2, \quad x_1 = x, \quad x_2 = y, \quad (7)$$

где Δ_z — расстояние между вертикальными уровнями, h — высота рельефа, H — ступенчатая функция Хевисайда. В примыкающих изнутри к границам доменов D_4 и D_5 горизонтальных слоёв, состоящих из 6 ячеек нижнего уровня,

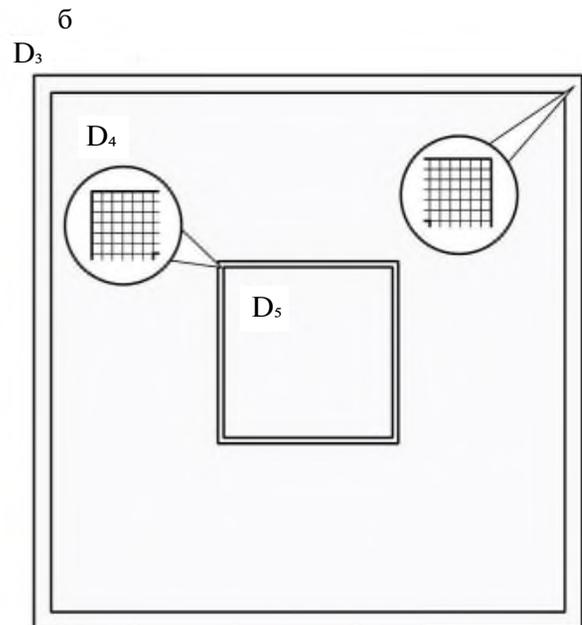
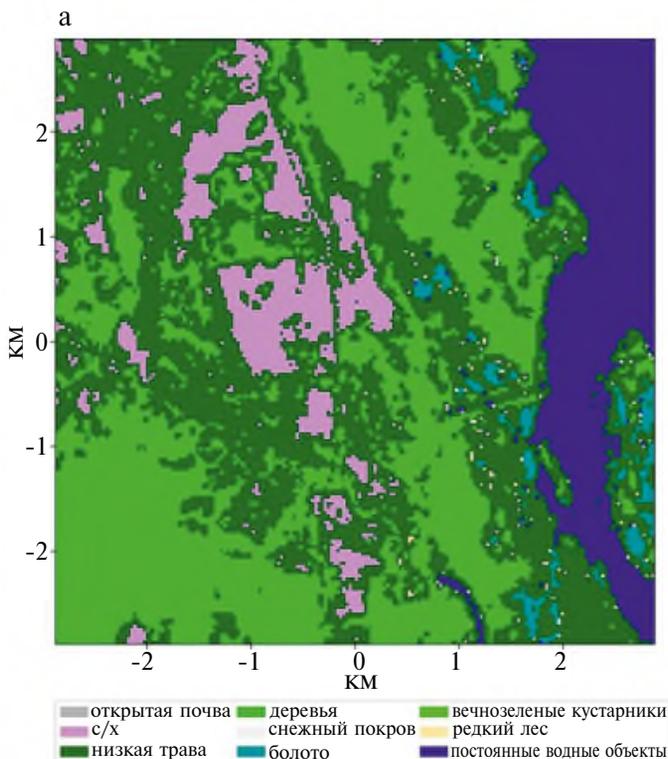


Рис. 2. а) Данные ESA WorldCover (<https://esa-worldcover.org/en>), подготовленные с помощью статического драйвера PALM, б) схема расположения ячеек, в которых применяется метод возбуждения мелкомасштабной турбулентности

отсчитываемых вглубь соответствующих доменов (рис. 2б), применяется метод возбуждения турбулентности, основанный на добавлении в уравнение для потенциальной температуры стохастического источника [DeLeon et al., 2019; Senocak and DeLeon, 2023], для параметризации статистики флуктуаций которого использовались временные ряды наблюдений температуры на высоте 2 м от земной поверхности.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Чтобы исключить влияние облачности на радиационный баланс и турбулентную динамику микрометеорологических переменных в АПС, для моделирования были выбраны два дня 05.08.2022 г. и 17.08.2023 г., в наибольшей степени удовлетворяющие условиям хорошей погоды вследствие отсутствия облаков в выбранный для моделирования временной интервал с 9 до 15 ч (рис. 3). Также в эти даты осуществлялись запуски привязного аэростата с инструментальной платформой для исследования высотного распределения и вариаций атмосферных электрических и сопутствующих аэрофизических величин. Сравнение рассчитанных метеорологических полей и параметров турбулентности в дневном АПС проводилось с результатами наземных и аэростатных наблюдений, акустического и микроволнового зондирования атмосферы. Для сравнения отобраны результаты

моделирования WRF и PALM в центральной области домена D_5 , которая соответствует местам размещения средств наблюдений и охватываемых ими областей дистанционного зондирования. Отклонения модельного прогноза от результатов наблюдений могут быть оценены с помощью среднеквадратичного отклонения RMSE (root mean square error) и индекса согласованности IOA (index of agreement) [Lin et al., 2021]

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (P_n - O_n)^2}, \quad (8)$$

$$IOA = 1 - \frac{\sum_{n=1}^N |P_n - O_n|}{\sum_{n=1}^N (|P_n - \bar{O}| + |O_n - \bar{O}|)}, \quad (9)$$

где P_n – рассчитанные в модели значения прогнозируемой величины, O_n – соответствующие значения этой величины, полученные в наблюдениях, со средним \bar{O} . При замене наблюдаемых значений соответствующими данными из другой модели индексы могут быть использованы для оценки отклонений между двумя моделями. Если же рассчитать индексы (8) и (9), используя результаты наблюдений в точках, находящихся на расстоянии L , то можно оценить естественный разброс величин и согласованность их флуктуаций на этом масштабе.

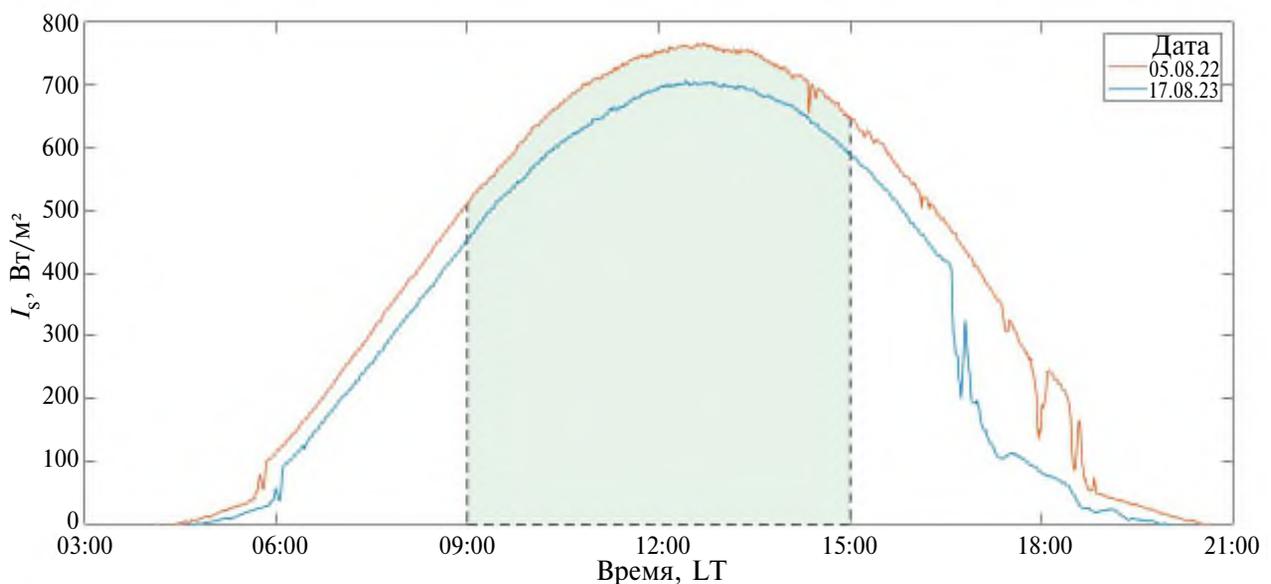


Рис. 3. Плотность потока приходящего коротковолнового солнечного излучения

На рис. 4 показаны рассчитанные WRF распределения геопотенциальной высоты на уровне 500 гПа и атмосферного давления на уровне земной поверхности в 12 ч по местному времени. Для оценки корректности воспроизведения крупномасштабных метеорологических процессов использовались данные зондирования атмосферы Университета Вайоминга (<https://weather.uwyo.uprrepair>) на станциях 27713 – Москва (Долгопрудный), 27038 – Вологда и 27459 – Нижний Новгород в 12 UTC (15 LT). На рис. 5 показаны рассчитанные WRF вертикальные профили потенциальной температуры и скорости горизонтального ветра в сравнении с результатами наблюдений 17.08.2023. Для 05.08.2022 получаются аналогичные результаты: вертикальные профили температуры и скорости ветра, а также положение верхней границы АПС воспроизводятся моделью WRF корректно, показывая соответствие средних градиентов температуры в тропосфере, а также расположение наиболее выраженных минимумов и максимумов в профиле скорости ветра. Максимальное отклонение потенциальной скорости ветра в АПС не превышает 4 м/с.

Вариации температуры, удельной влажности, модуля и направления горизонтальной скорости ветра у земной поверхности с 10-минутным усреднением представлены на рис. 6.

В условиях неоднородной поверхности результаты LES зависят от расположения и количества ячеек, по которым проводится усреднение, поэтому на рис. 6 показан диапазон изменения T , q и V_h по всем ячейкам области D_5 , в квадрате площадью 1 км² в центре домена, а направление горизонтальной скорости ветра, рассчитанное в LES, усреднено по этой области. Видно, что диапазон рассчитанных в LES величин может не содержать значений, предсказываемых моделью WRF для той же пространственной области, однако отклонения несущественны.

Совокупные количественные оценки качества прогноза моделей WRF и LES температуры и модуля скорости горизонтального ветра, основанные на индексах RMSE (8) и IOA (9), даны в табл. 3 и 4. Для вычисления индексов RMSE и IOA использованы 5-минутные данные микроволнового зондирования, 10-минутные данные акустического зондирования и 1-минутные данные ультразвуковых наземных метеостанций. Кроме этого, выполнена оценка вариабельности наблюдаемых значений модуля скорости горизонтального ветра и температуры на основе индексов RMSE и IOA, рассчитанных по 1-минутным данным, которые были получены с двух цифровых метеостанций, установленных на высоте 2 м от земной поверхности и разнесённых на 2 м и 4 м. Результаты приведены в табл. 5.

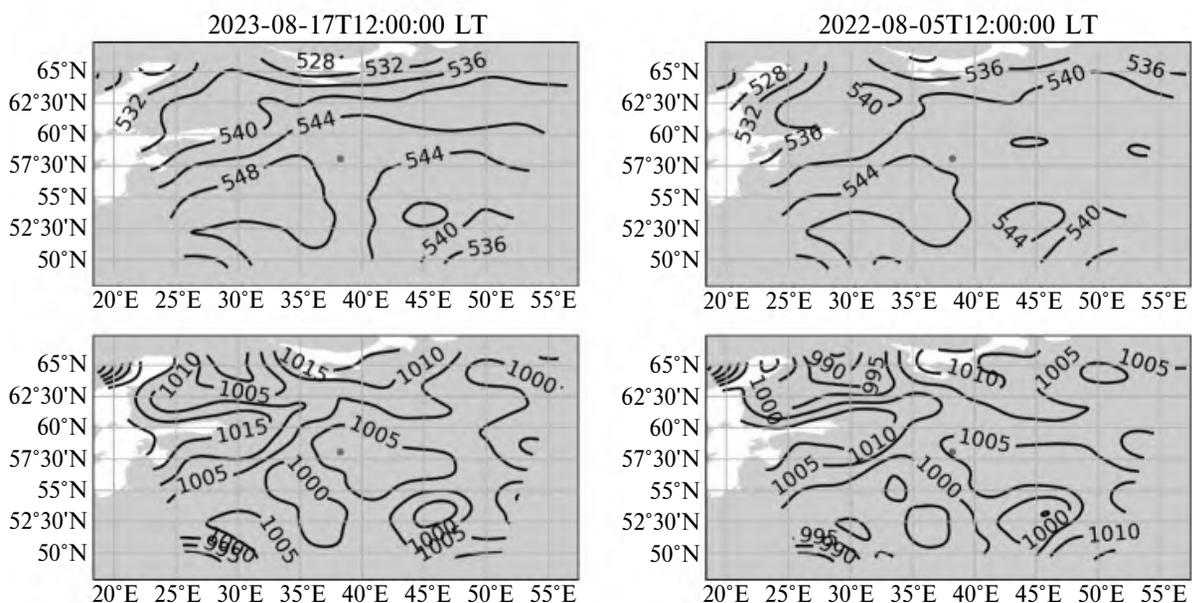


Рис. 4. Рассчитанные WRF распределения геопотенциальной высоты на уровне 500 гПа (верхний ряд) и атмосферного давления на уровне земной поверхности (нижний ряд) в 12 ч по местному времени; точка показывает положение Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН (58° 04' с.ш., 38° 14' в.д.)

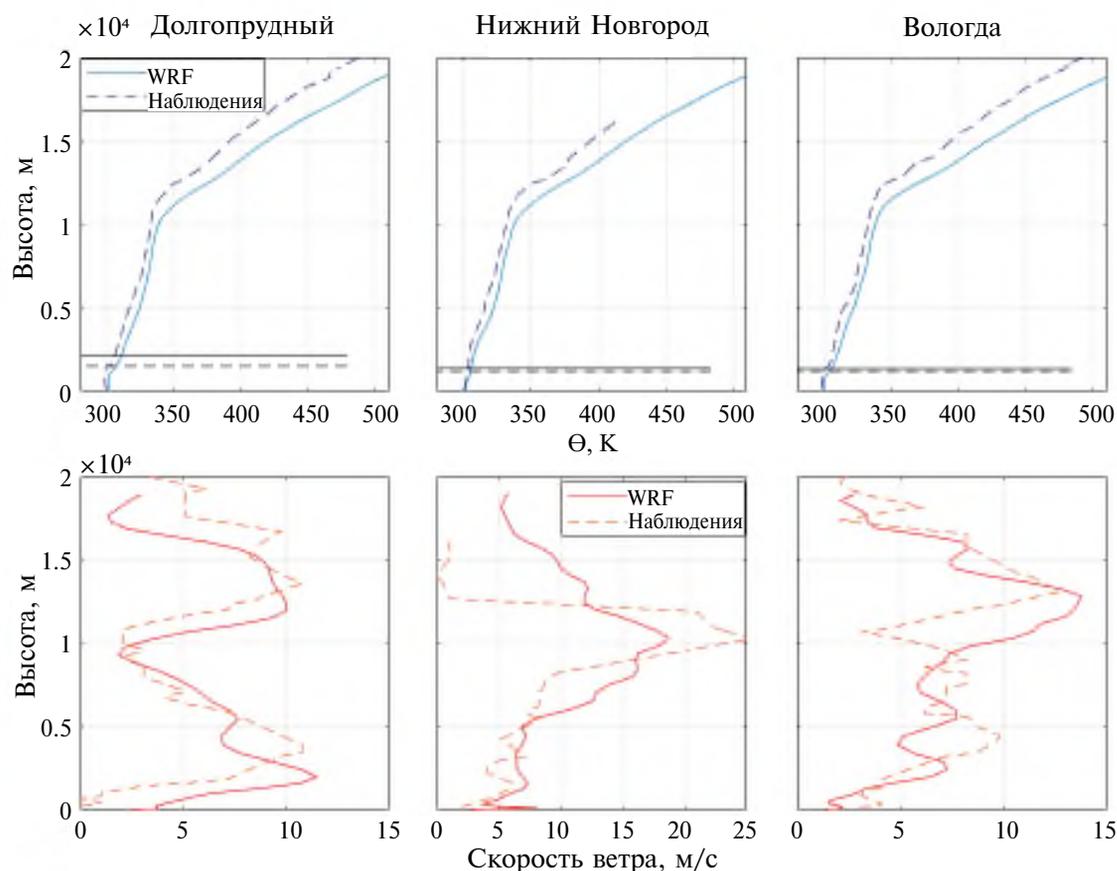


Рис. 5. Наблюдаемые и рассчитанные в модели WRF D₁ высотные профили потенциальной температуры и модуля горизонтальной скорости ветра в 12 UTC 17.08.2023; горизонтальные линии на графиках температуры показывают высоту АПС

Сравнение с индексами, полученными в [Lin et al., 2021] с использованием результатов наблюдений и моделирования с усреднением за 1 ч, показывает, что моделирование АПС с помощью WRF и PALM выполнено корректно, поскольку достигается соответствующий результатам предыдущих работ уровень согласованности с наблюдениями. Так, в [Lin et al., 2021] индексы RMSE для температуры находятся в диапазоне 1.13–2.02 WRF, 0.99–3.61 PALM, для скорости ветра 1.55–2.70 WRF, 1.76–2.45 PALM. Индекс IOA для температуры находится в диапазоне 0.72–0.88 WRF, 0.56–0.81 PALM, для скорости ветра 0.50–0.84 WRF и 0.56–0.69 PALM. Следует также учитывать, что при увеличении временного интервала усреднения значение индекса RMSE уменьшается.

На рис. 7 показаны рассчитанные вертикальные профили температуры в сравнении с результатами микроволнового зондирования атмосферы с помощью профилера МТР-5.

Суперадиабатический градиент температуры, не прогнозируемый моделями, систематически наблюдается в нижней части АПС выше приземного слоя в первой половине дня. Такая форма вертикального профиля температуры может быть связана с испарением микрокапель и высыханием гигроскопичных аэрозольных частиц, приводящих к локальному понижению температуры в слое их повышенной концентрации. В этой области температура в модели WRF приблизительно на 1 К ниже, чем в модели PALM. Выше АПС согласованность модельных прогнозов WRF с наблюдаемыми вертикальными профилями температуры оказывается лучше в отличие от примеров, приведенных на рис. 5. На рис. 8 показаны измеренные и рассчитанные изменения температуры на трёх уровнях. Видно, что максимальное отклонение результатов моделирования от данных наблюдений с 5-минутным усреднением не превышает 4 К и имеет место в области су-

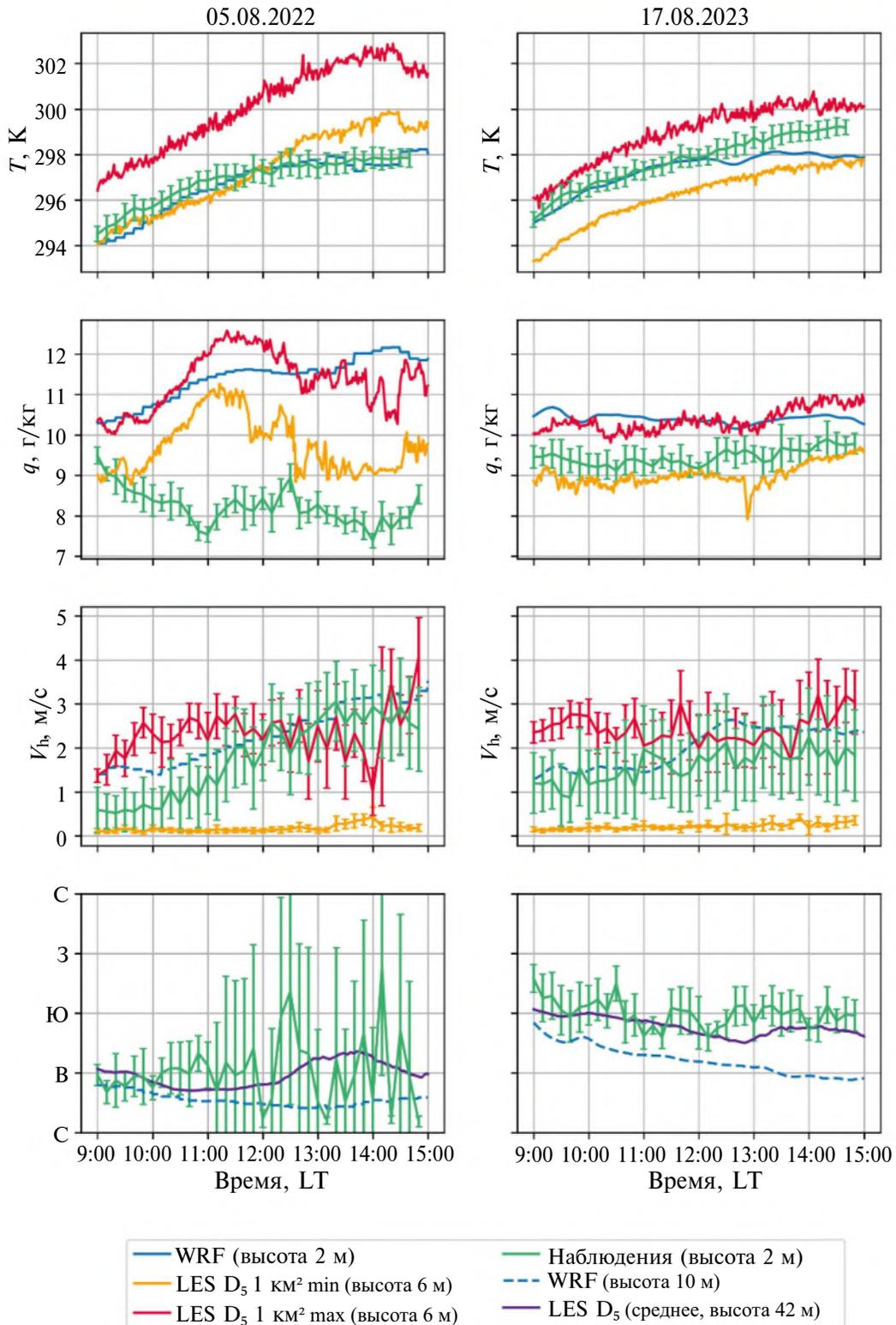


Рис. 6. Результаты моделирования и наземных наблюдений температуры (T), удельной влажности (q), модуля (V_h) и направления горизонтальной скорости ветра; min и max показывают мгновенные экстремальные значения в квадрате площадью 1 км² в центре D_5 , направление ветра LES усреднено по указанному квадрату; высота 42 м отсчитывается от нижней границы D_5 , совпадающей с уровнем реки и находится выше всех неоднородностей рельефа в D_5 (перепад высот в D_5 составляет 42 м, медианная высота в D_5 от нижней границы – 10 м)

Таблица 3. Отклонения прогноза WRF от результатов наблюдений

Дата	RMSE V_h [м/с]	IOA V_h	N	RMSE T [K]	IOA T	N
05.08.2022	0.65	0.52	798	0.81	0.87	828
17.08.2023	1.11	0.55	798	0.64	0.89	828

Таблица 4. Отклонения прогноза LES от результатов наблюдений

Дата	RMSE V_h [м/с]	IOA V_h	N	RMSE T [K]	IOA T	N
05.08.2022	2.36	0.19	1440	0.65	0.89	1656
17.08.2023	1.95	0.34	1440	0.92	0.85	1656

Таблица 5. Отклонения результатов разнесённых на расстояние L наземных наблюдений

Дата	L [м]	RMSE V_h [м/с]	IOA V_h	RMSE T [K]	IOA T	N
05.08.2022	2	0.23	0.86	0.50	0.95	1440
17.08.2023	4	0.19	0.84	0.44	0.96	1440

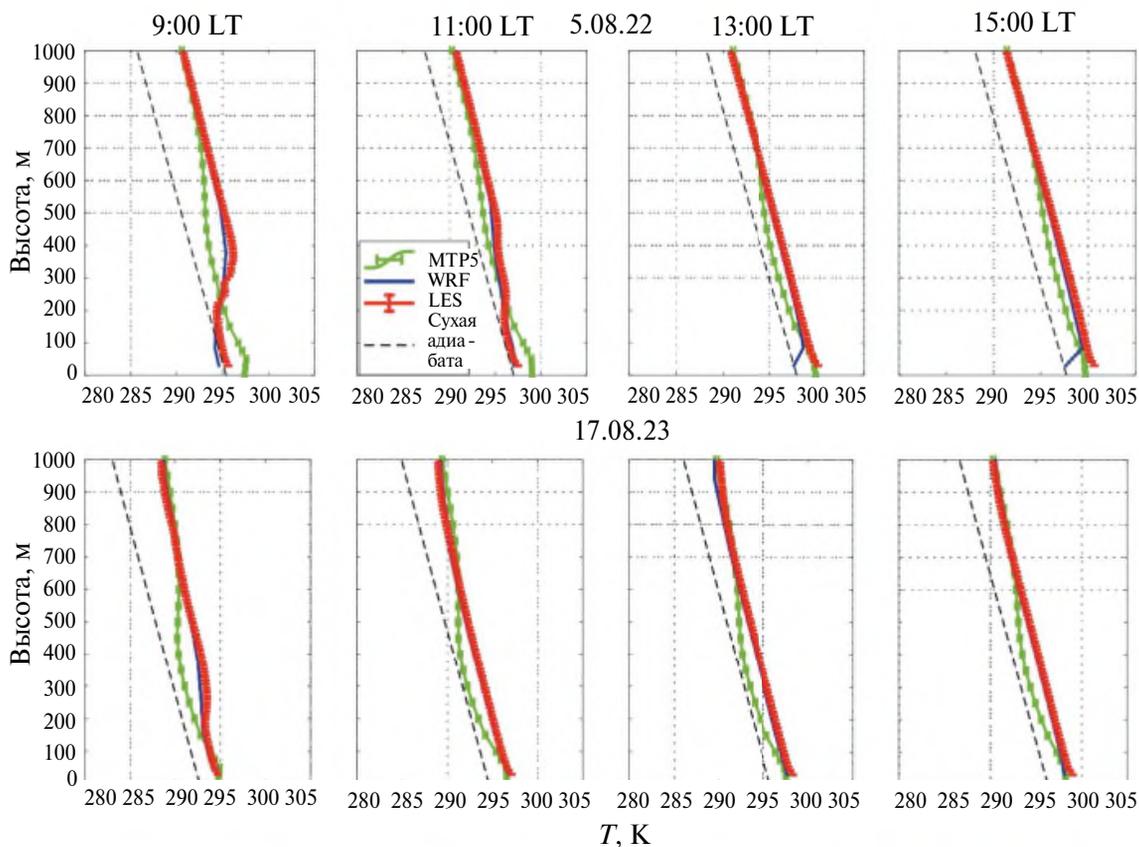


Рис. 7. Модельные и измеренные МТР-5 высотные профили температуры с усреднением 5 мин

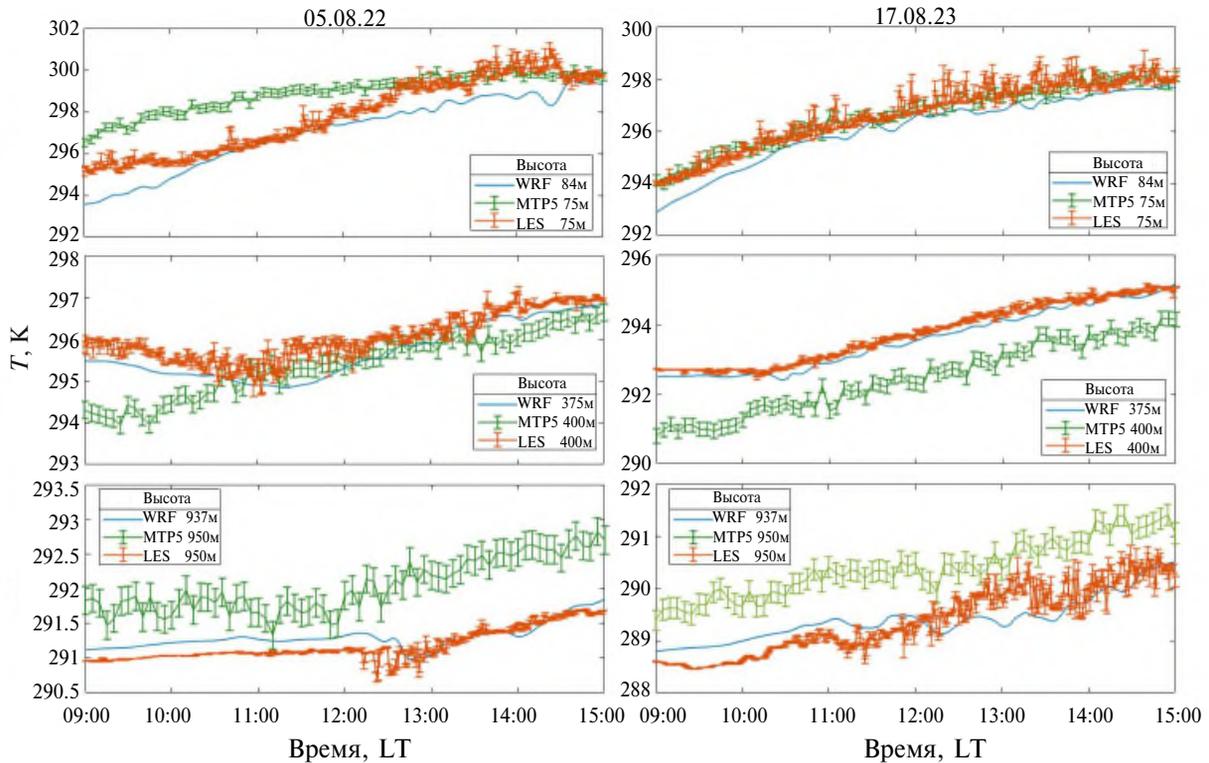


Рис. 8. Модельные и измеренные МТП-5 вариации температуры на трёх уровнях высоты с усреднением 5 мин

периадиабатического градиента температуры. Температура и удельная влажность, зарегистрированные с помощью датчиков, размещенных на инструментальной платформе привязного аэростата в сравнении с рассчитанными в моделях показаны на рис. 9. Данные с аэростатной платформы 05.08.2022 и 17.08.2023 получены на высотах 100 м и 400 м соответственно. Максимальное отклонение температуры при скользящем усреднении с окном в 30 мин составляет приблизительно 3 К, а удельной влажности — 4 г/кг, при этом в обоих рассматриваемых случаях модели переоценивают концентрацию водяного пара в воздухе.

На рис. 10 и 11 показаны рассчитанные в моделях WRF и LES вертикальные профили модуля и направления вектора горизонтальной скорости ветра с 10-минутным усреднением и данные акустического зондирования атмосферы с помощью СОДАра. В дневное время рассматриваемых дат средняя наблюдаемая скорость ветра до высоты 400 м колеблется около значения 1 м/с, в то время как результаты моделирования находятся в диапазоне 2–4 м/с. Максимальное отклонение результатов наблюдений и моделирования модуля горизонтальной скорости ве-

тра не превышает 4 м/с по данным с временным разрешением в 10 мин. В целом модельный прогноз скорости ветра менее accuraten, чем прогноз температуры (см. также рис. 5), что находит количественное выражение в различающихся значениях RMSE и IOA (табл. 3, 4).

Статистика нормированных отклонений рассчитанных на основе моделей WRF и PALM значений температуры, удельной влажности и плотности вертикального турбулентного потока тепла от наблюдаемых в дневное время на высоте 2 м над земной поверхностью по данным одной из двух ультразвуковых метеостанций иллюстрируется диаграммами на рис. 12, на которых также показаны отклонения результатов наблюдений в двух точках (расстояния между метеостанциями указаны в табл. 5). Относительные отклонения между результатами моделирования и наблюдаемыми значениями удельной влажности и плотности вертикального турбулентного потока тепла не сильно отличаются от аналогичных величин, рассчитанных по результатам наблюдений в двух точках, расстояние между которыми соответствует нахождению в инерционном интервале турбулентности в АПС и подфильтровым масштабам LES.

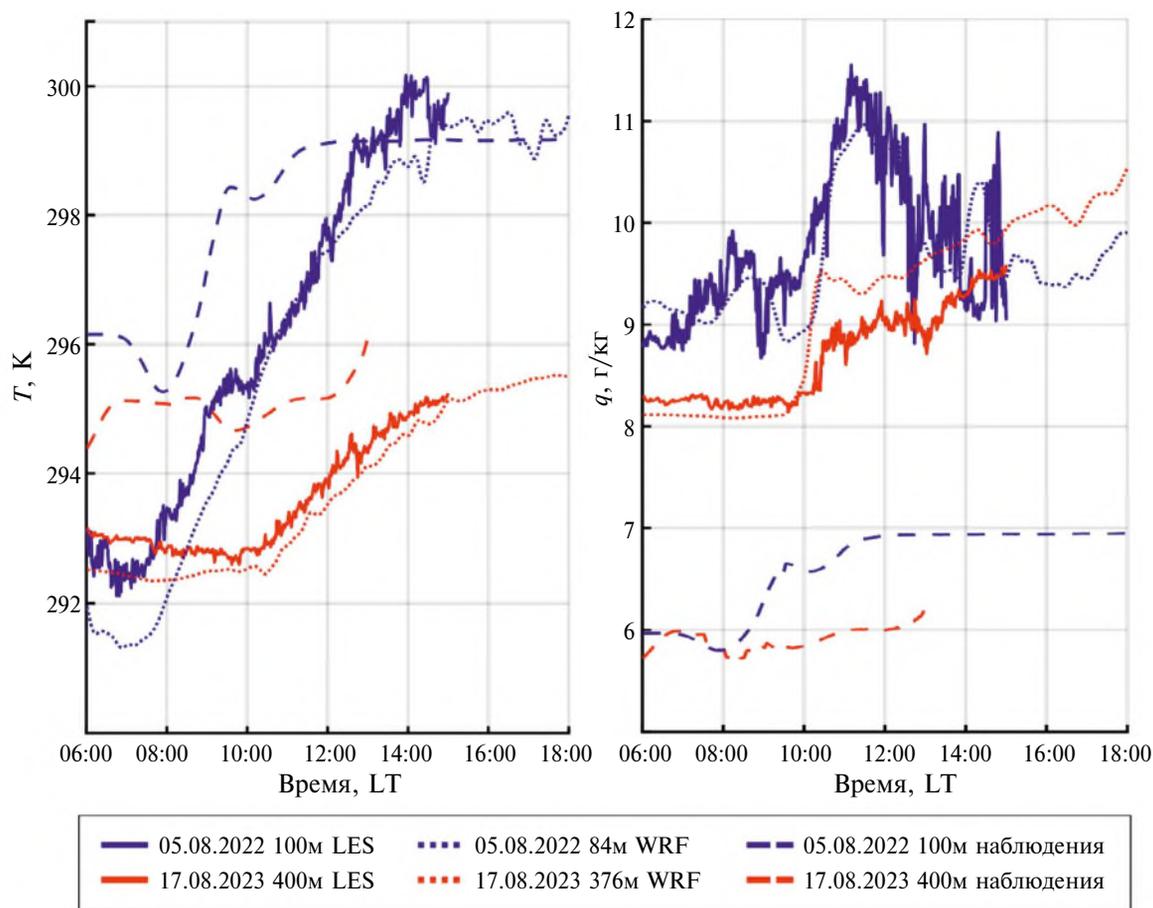


Рис. 9. Вариации температуры и удельной влажности на двух уровнях высоты по данным аэростатных наблюдений с усреднением 40 мин, результатам WRF с усреднением 10 мин и LES с усреднением 1 мин

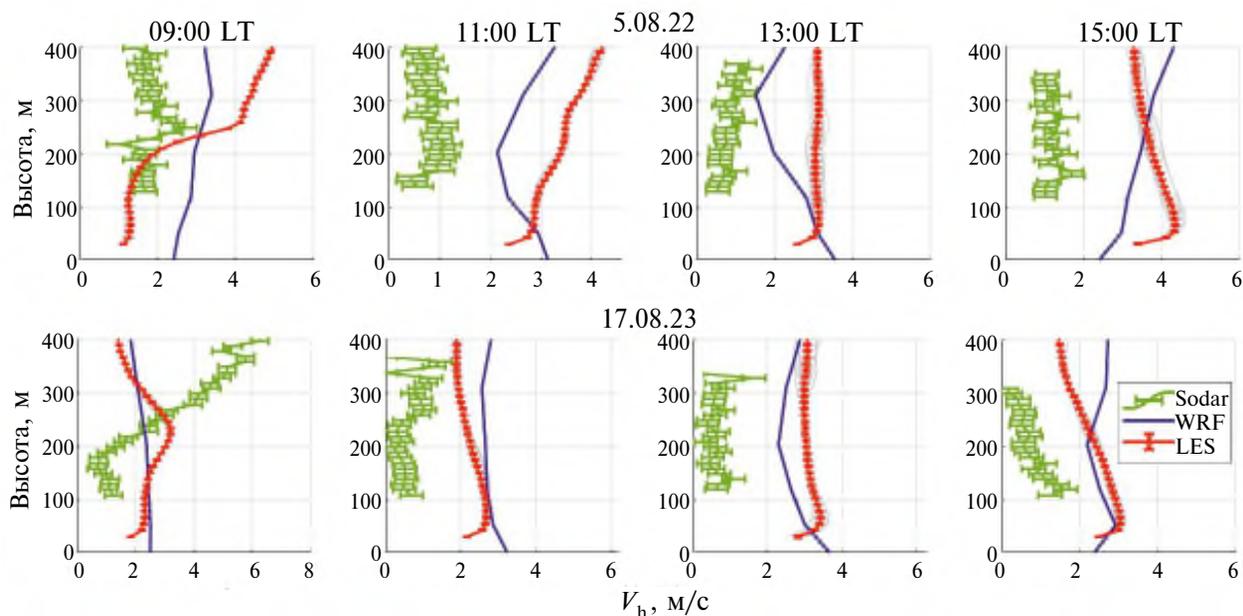


Рис. 10. Высотные профили модуля горизонтальной скорости ветра по данным акустического зондирования (SODAR), результатам WRF и LES с усреднением 10 мин.; серые линии показывают мгновенные профили LES; площадь усреднения результатов LES – 1 км²

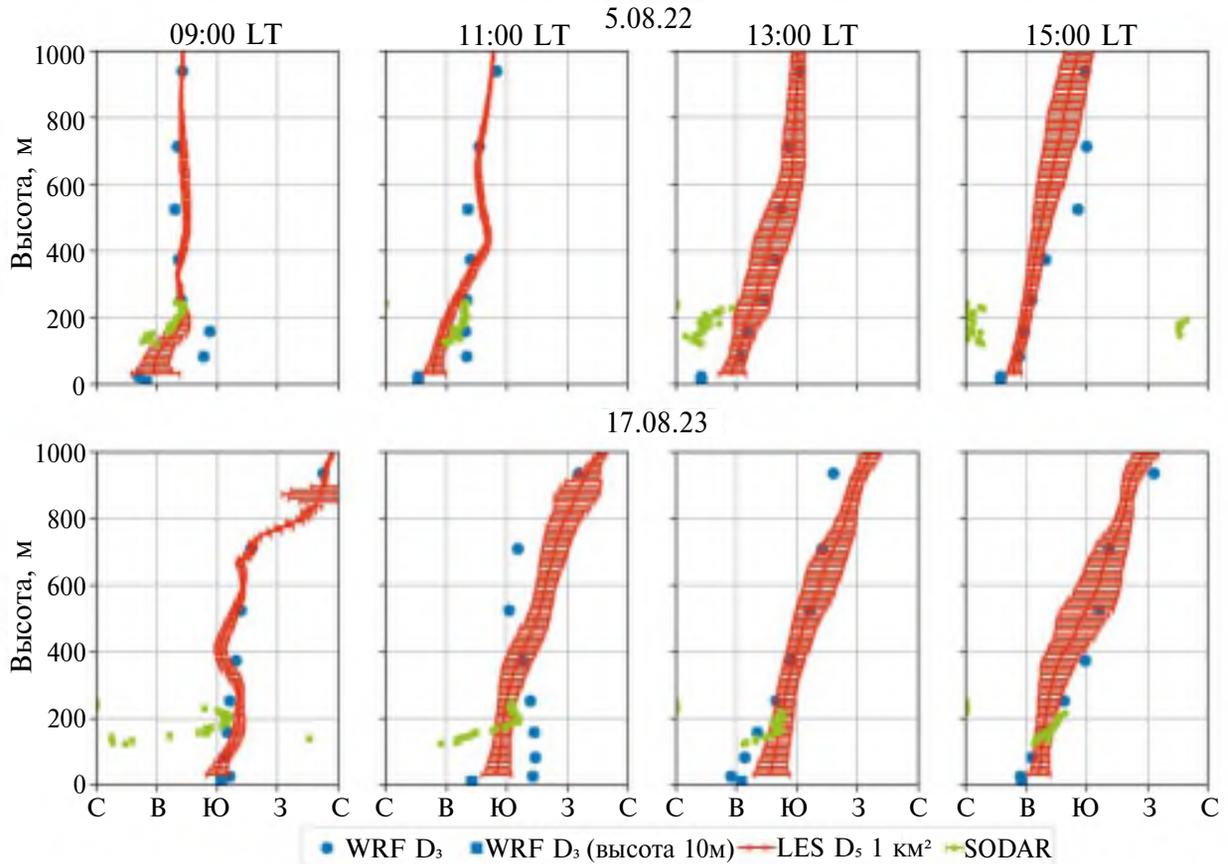


Рис. 11. Высотные профили направления горизонтальной скорости ветра по данным акустического зондирования, результатам WRF и LES с усреднением 10 мин; площадь усреднения результатов LES – 1 км²

Вертикальные профили вторых моментов разрешённых LES явно флуктуаций компонент скорости, разрешённой K и подфильтровой e ТКЭ, усреднённых по домену D_5 и по времени с 11:30 до 12:30 LT для 17.08.2023, показаны на рис. 13. Среднее значение u_* при этом составило 0.29 м/с. В табл. 6 приведены средние за период с 11:30 до 12:30 LT измеренные значения моментов второго порядка турбулентных флуктуаций компонент скорости ветра, ТКЭ и динамическая скорость. На рис. 14 показаны вариации ТКЭ, измеренные ультразвуковой метеостанцией на высоте 2 м от земной поверхности, а также разрешённая и подфильтровая компоненты ТКЭ, рассчитанные с помощью LES на высоте 18 м в одной ячейке сетки D_5 , соответствующей месту проведения наблюдений. Средние за период с 11:30 до 12:30 LT значения полной ТКЭ в этой ячейке для 5.08.2022 и 17.08.2023 составили 0.22 м²/с² и 0.28 м²/с² соответственно.

С целью сравнения выбранной схемы моделирования дневного АПС, предполагающей

сопряжение WRF с вложенным LES-доменом, и схемы с ещё одним вложением WRF-домена с увеличенным горизонтальным разрешением, было выполнено моделирование WRF в четырёх доменах $D_1 - D_3$ и D'_4 , размеры которого 18×18 км², а горизонтальный размер ячеек – 1/3 км. На рис. 15 показаны мгновенные горизонтальные сечения температуры и модуля горизонтальной скорости ветра в D_4 в 11 ч местного времени на основе моделей WRF на сетках D_3 и D'_4 и LES на сетке D_4 . Видно, насколько более подробно LES разрешает в полях температуры и скорости характерные для конвективного АПС структуры, позволяя на масштабах ~ 1 км, соответствующих высоте слоя конвективного перемешивания, оценивать средние и экстремальные значения.

Статистическая предсказуемость экстремальной variability атмосферы во всём диапазоне масштабов является важнейшей проблемой физики атмосферы. Исследование масштабно-инвариантных свойств и характе-

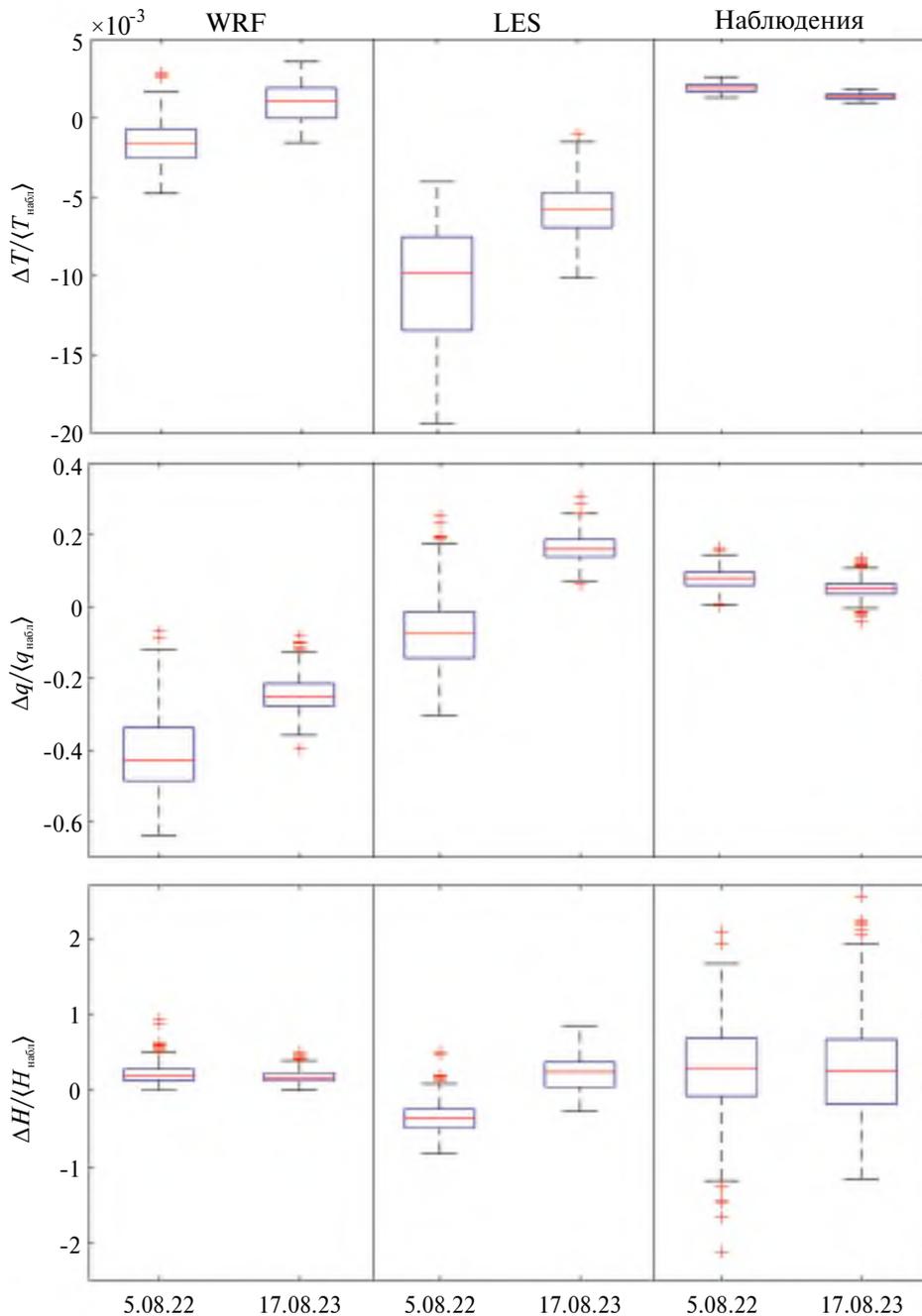


Рис. 12. Диаграммы статистики отклонений рассчитанных WRF и LES температуры (T), удельной влажности (q) и плотности вертикального турбулентного потока тепла (H) от измеренных с помощью ультразвуковых метеостанций и отклонений между результатами разнесённых измерений; количество отсчётов и расстояния между метеостанциями приведены в табл. 3–5; периоды усреднения T и q – 1 мин, H – 20 мин

ристик самоподобия турбулентных полей предоставляет ценную информацию о динамике каскадного процесса и в ряде случаев позволяет экстраполировать локальные оценки variability на масштабы, где получение таких оценок представляет трудности. Структурные функции порядка p абсолютных приращений

статистически изотропного поля турбулентной величины f определяются как моменты

$$\langle |f(r) - f(r + \Delta r)|^p \rangle = \langle |\Delta f|^p \rangle, \quad (10)$$

где r – модуль радиус-вектора, и усреднение проводится по ансамблю реализаций поля.

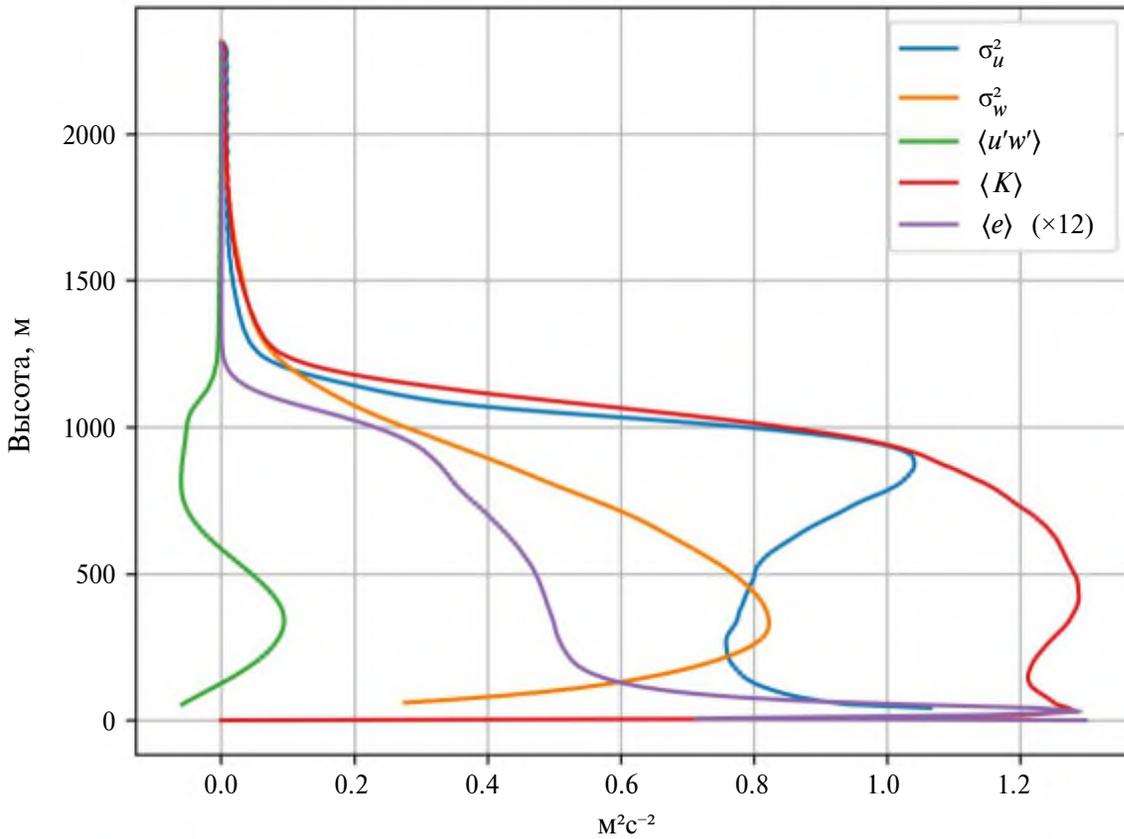


Рис. 13. Высотные профили вторых моментов турбулентных флуктуаций компонент скорости ветра, разрешённой (K) и подфильтровой (e) ТКЭ в LES с усреднением по площади D_3 и по времени с 11:30 до 12:30 LT 17.08.2023

Если в некотором интервале приращений аргумента Δr выполняется

$$\langle |\Delta f|^p \rangle \propto \Delta r^{\zeta_f(p)}, \quad (11)$$

то скейлинговую экспоненту $\zeta_f(p)$, в общем случае зависящую от порядка структурной функции и масштаба Δr , можно аппроксимировать, вычисляя логарифмическую производную

$$\zeta_f(p) = \frac{d \ln \langle |\Delta f|^p \rangle}{d \ln \Delta r}. \quad (12)$$

Показатели скейлинга структурной функции второго порядка $\zeta(2)$, структурной функции абсолютных приращений первого порядка

$\zeta(1)$ и показателя β степенной аппроксимации спектральной плотности флуктуаций поля f

$$S_f(k) \propto k^\beta, \quad (13)$$

где $k = 2\pi / \Delta r$ – модуль волнового вектора, связаны соотношением [Lovejoy et al., 2004]

$$-\beta = 1 + \zeta(2) \approx 1 + 2\zeta(1). \quad (14)$$

Вычисление структурных функций (10) первого порядка проводилось для рассчитанных одновременных распределений температуры и модуля горизонтальной скорости ветра внутри каждого из доменов $D_1 - D_3, D'_3, D_4, D_5$. По дан-

Таблица 6. Турбулентные параметры по результатам усреднения наземных наблюдений

Дата	ТКЭ, м ² /с ²	σ_u^2 , м ² /с ²	σ_w^2 , м ² /с ²	$\langle u'w' \rangle$, м ² /с ²	u_* , м/с
05.08.2022	0.26	0.22	0.08	0.01	0.21
17.08.2023	0.41	0.38	0.09	0.00	0.21

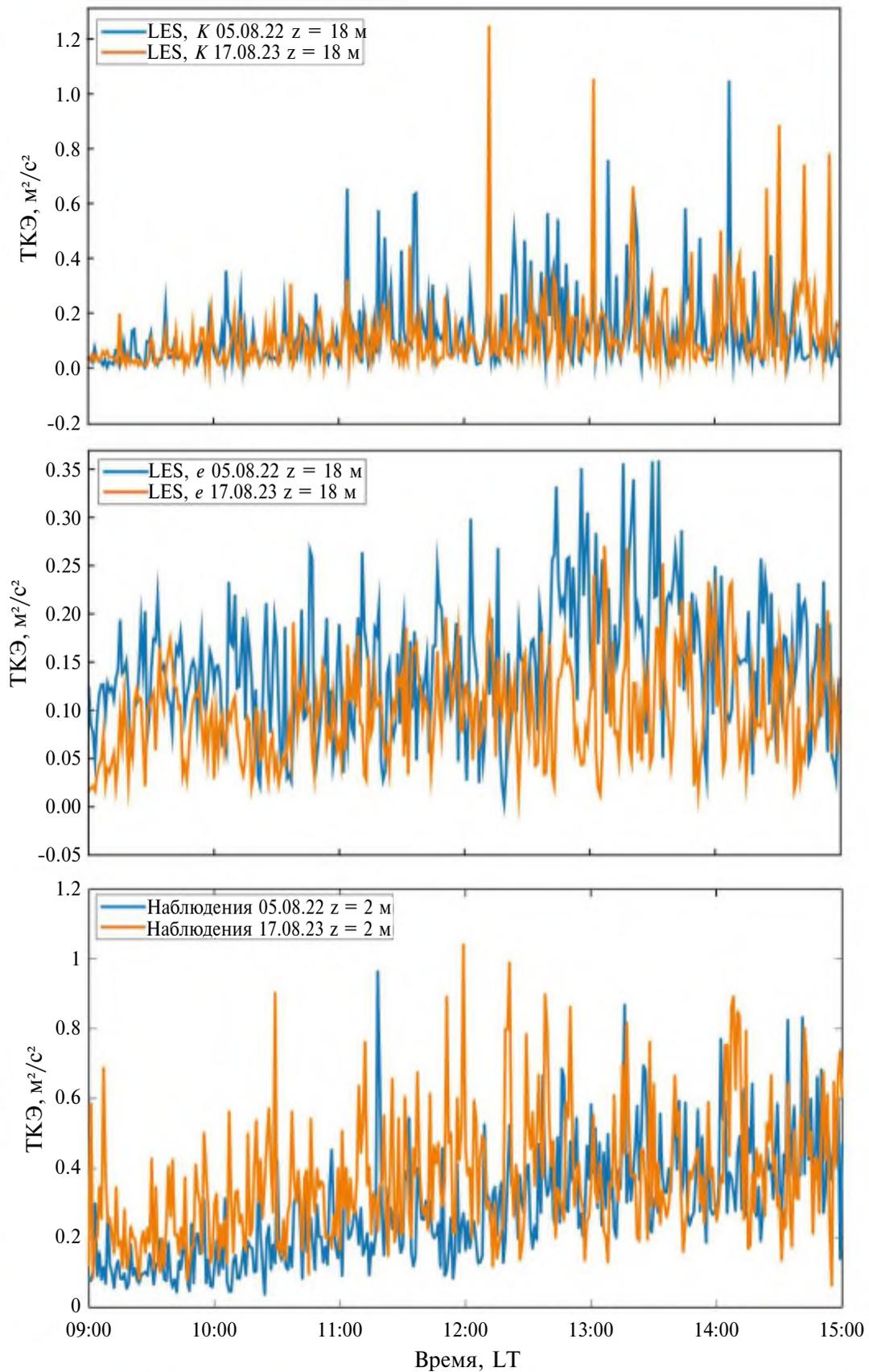


Рис. 14. Вариации модельных разрешённой (K), подфильтровой (e) компонент и измеренной полной ТКЭ с усреднением 1 мин

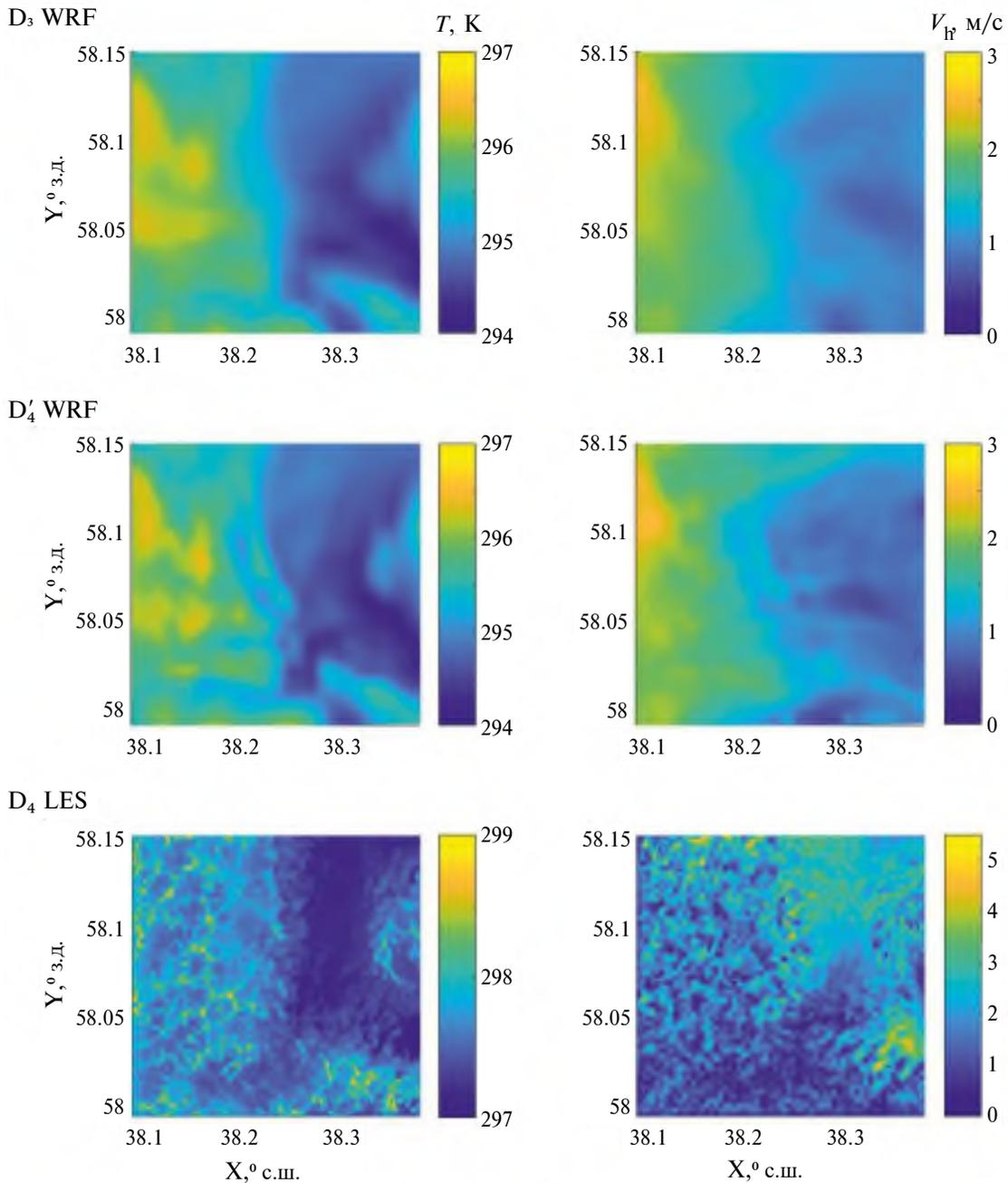


Рис. 15. Горизонтальные распределения температуры и модуля горизонтальной скорости ветра WRF на сетках D_3 и D_4 на высоте 160 м и LES на сетке D_4 на высоте 168 м в 11 ч 17.08.2023

ным наблюдениям на высоте 2 м с частотой дискретизации 1 Гц были рассчитаны с помощью быстрого преобразования Фурье спектры флуктуаций температуры и модуля горизонтальной скорости ветра в интервале с 09:00 ч до 15:00 ч местного времени. Составные вариограммы, иллюстрирующие скейлинг пространственных разностей, а также частотные спектральные плотности флуктуаций температуры и модуля

горизонтальной скорости ветра, показаны на рис. 16. Во всех доменах существуют интервалы самоподобия полей температуры и модуля горизонтальной скорости, при этом скейлинговые экспоненты $\zeta(l)$ структурных функций абсолютных разностей модуля горизонтальной скорости в доменах WRF на масштабах 3–100 км близки к $3/5$, что соответствует скейлингу Больджиано–Обухова [Benzi et al., 1998;

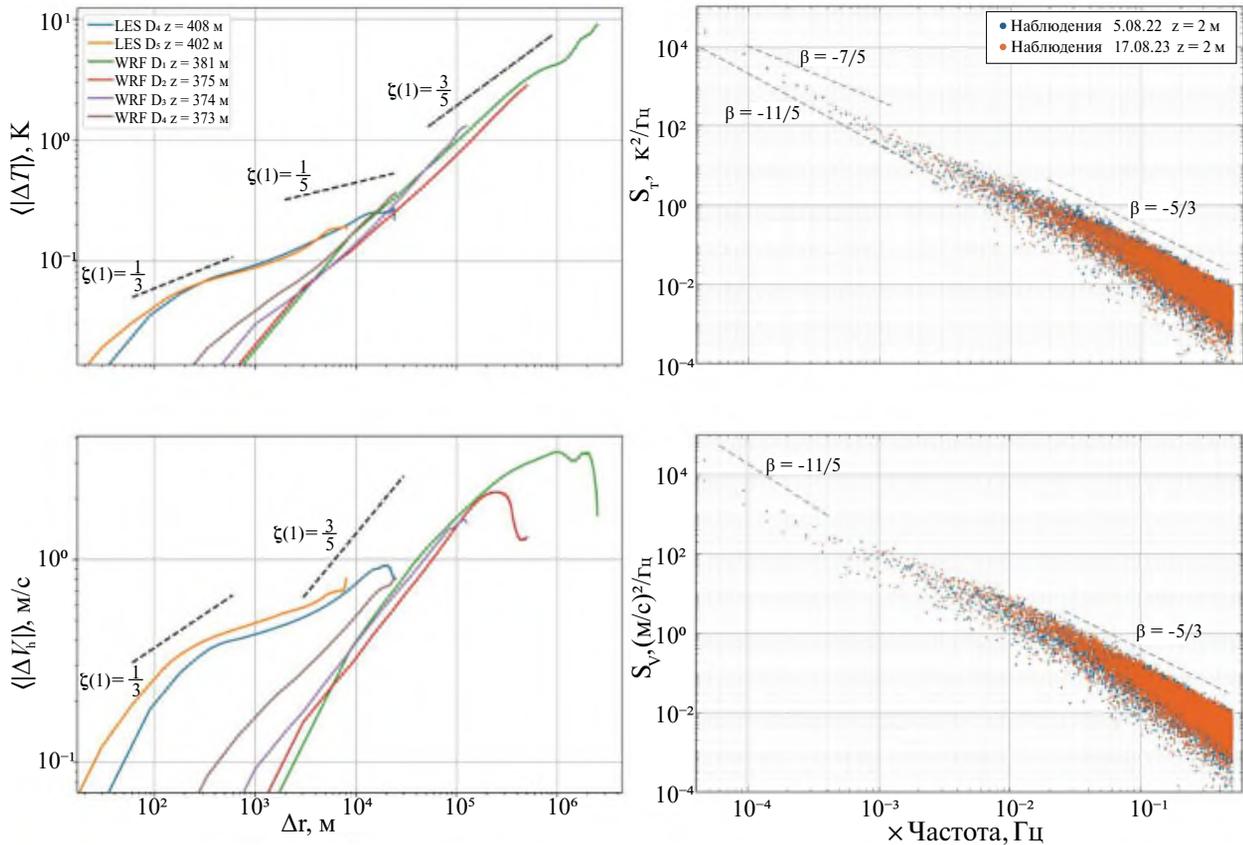


Рис. 16. Структурные функции модельных абсолютных разностей (слева), спектральная плотность измеренных флуктуаций температуры и модуля горизонтальной скорости ветра (справа)

Lovejoy et al., 2004; Lilley et al., 2008; Глазунов и Дымников, 2013]. Однако поведение структурных функций температуры в модели WRF отличается от скейлинга Больджиано–Обухова $\zeta(1) = 1/5$, рассчитанные структурные функции имеют приблизительно тот же показатель, что и структурные функции модуля горизонтальной скорости. В низкочастотной области спектральной плотности измеренных флуктуаций модуля горизонтальной скорости показатель степенной аппроксимации близок к $-11/5$, что также соответствует скейлингу Больджиано–Обухова. Однако, как и в случае с показателями структурных функций результатов модели WRF, низкочастотный участок спектра наблюдаемых флуктуаций температуры лучше аппроксимируется степенной функцией с показателем $-11/5$, чем с соответствующим скейлингу Больджиано–Обухова показателем $\beta = -7/5$. Диапазон логарифмических производных структурных функций в области масштабов 300 м – 15 км составил 0.2–0.73 для

температуры и 0.17–0.41 для модуля горизонтальной скорости. В интервале масштабов $(\Delta x \Delta y \Delta z)^{1/3} < \Delta r < z_i$ для обеих переменных существует участок с колмогоровской экспонентой $\zeta(1) = 1/3$, где $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ – размеры ячеек LES вдоль соответствующих координатных осей, а z_i – высота слоя конвективного перемешивания [ср. Lovejoy et al., 2004]. Высокочастотная часть спектра с $f > 10^{-2}$ Гц измеренных флуктуаций температуры и модуля горизонтальной скорости ветра имеет показатель $\beta = -5/3$. В крупномасштабной области ($\Delta r > 5$ км), рассчитанного в LES поля скорости ветра заметна тенденция к воспроизведению скейлинга WRF $\zeta(1) = 3/5$. Таким образом, комбинированное моделирование с использованием последовательности вложенных доменов позволяет воспроизводить масштабно-инвариантные свойства атмосферной турбулентности в диапазоне масштабов, охватывающем несколько порядков.

Полученные недавно с использованием моделей WRF результаты о связи климатических

мод с процессами в глобальной электрической цепи [Slyunyaev et al., 2021; Kozlov et al., 2022] и LES о влиянии турбулентности на электродинамические процессы АПС [Anisimov et al., 2020, 2021b] мотивируют использовать методы многомасштабного моделирования динамики АПС для решения задач атмосферного электричества. Так, развитые методы сопряжения мезомасштабной модели WRF и модели PALM могут быть применены для исследования влияния метеорологических процессов на действие электрического конвективного генератора в невозмущённых областях атмосферы и формирование электрической стратификации нижней атмосферы.

5. ВЫВОДЫ

Численное моделирование метеорологических полей и турбулентной динамики дневного АПС выполнено с помощью последовательного вложения двух областей вихреразрешающей модели PALM в три области расчёта мезомасштабной модели WRF с использованием нисходящего масштабирования сеток с увеличением горизонтального разрешения от 9×9 км² до 30×30 м². Оценки прогностических возможностей сопряжения моделей WRF и PALM в случае дневного АПС выполнены для двух дней, соответствующих условиям хорошей погоды и отсутствию облачности. Сравнение результатов моделирования с результатами наземных наблюдений, акустического и микроволнового зондирования атмосферы, а также высотных наблюдений с использованием размещённых на платформе привязного аэростата датчиков температуры и влажности показало, что согласованность результатов моделирования и наблюдений соответствует достигнутому ранее уровню. Однако при моделировании не удалось корректно воспроизвести форму вертикальных профилей температуры в средней части АПС и модуля горизонтальной скорости ветра, а также уменьшить отклонения между прогнозируемыми и наблюдаемыми значениями удельной влажности. Отклонения средних за 1 ч динамической скорости и полной ТКЭ, рассчитанных в LES, от результатов наблюдений составляют десятки процентов. Мгновенные поля температуры и модуля горизонтальной скорости ветра, рассчитанные в моделях WRF и PALM, обладают пространственным самоподобием в интервале масштабов, который находится

внутри каждого из вложенных доменов. Скейлинговые экспоненты структурных функций первого порядка абсолютных разностей модуля горизонтальной скорости в доменах WRF на масштабах 3–100 км близки к $3/5$, что соответствует скейлингу Больджиано–Обухова. Поведение структурных функций первого порядка поля температуры WRF отличается от скейлинга Больджиано–Обухова, рассчитанные структурные функции имеют приблизительно тот же показатель, что и структурные функции модуля горизонтальной скорости. Структурные функции первого порядка абсолютных разностей температуры и модуля горизонтальной скорости LES в области крупных масштабов (больше 300 м) могут быть локально аппроксимированы степенной зависимостью с показателем из диапазона 0.17–0.73, в области меньших масштабов существует участок с колмогоровской экспонентой, равной $1/3$.

Учёт изменчивости метеорологических переменных и статистики турбулентных флуктуаций в процессе развития конвекции под воздействием мезомасштабного форсинга позволяет сделать вывод о том, что сопряжённая WRF-LES модель при достаточно подробном задании параметризаций, начальных и граничных условий, а также применении методов учёта неоднородностей рельефа, свойств поверхности, включая растительность, и методов для ускорения адаптации решения к более высокому разрешению корректно воспроизводит динамику АПС и может найти применение для решения задач турбулентного переноса и атмосферного электричества. При этом для верификации статистики турбулентности было бы полезно организовать высотные наблюдения релевантных величин.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 22-17-00053).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов С.В., Афиногенов К.В., Галиченко С.В., Прохорчук А.А., Климанова Е.В., Козьмина А.С., Гурьев А.В. Электричество невозмущённого атмосферного пограничного слоя средних широт // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 5. С. 595–611.

- Глазунов А.В., Дымников В.П. Пространственные спектры и характерные горизонтальные масштабы флуктуаций температуры и скорости в конвективном пограничном слое атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 1. С. 3761.
- Anderson W., Meneveau C. A large-eddy simulation model for boundary-layer flow over surfaces with horizontally resolved but vertically unresolved roughness elements // Boundary-Layer Meteorol. 2010. V. 137. P. 397–415.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Aphinogenov K.V., Klimanova E.V., Prokhorchuk A.A., Kozmina A.S., Guriev A.V. Mid-latitude convective boundary-layer electricity: A study by using a tethered balloon platform // Atmos. Res. 2021a. V. 250. 105355.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Prokhorchuk A.A., Aphinogenov K.V. Mid-latitude convective boundary-layer electricity: A study by large-eddy simulation // Atmos. Res. 2020. V. 244. 105035.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Prokhorchuk A.A., Klimanova E.V. Statistics of variations in atmospheric electrical parameters based on a three-dimensional model and field observations // Atmos. Res. 2021b. V. 259. 105660.
- Ayotte K.W., Sullivan P.P., Andr n A., Doney S.C., Holtslag A.A.M., Large W.G., McWilliams J.C., Moeng C.-H., Otte M.J., Tribbia J.J., Wyngaard J.C. An evaluation of neutral and convective planetary boundary-layer parameterizations relative to large eddy simulations // Boundary-Layer Meteorol. 1996. V. 79. P. 131–175.
- Bannon P.R. On the anelastic approximation for a compressible atmosphere // J. Atmos. Sci. 1996. V. 53. P. 3618–3628.
- Benzi R., Toschi F., Tripiccion R. On the heat transfer in Rayleigh–Bénard Systems. // J. Stat. Phys. 1998. V. 93. P. 901–918.
- Ching J., Rotunno R., Lemone M., Martilli A., Kosovi  B., Jimenez P.A., Dudhia J. Convectively induced secondary circulations in fine-grid mesoscale numerical weather prediction models // Mon. Weather Rev. 2014. V. 142. P. 3284–3302.
- DeLeon R., Umphrey C., Senocak I. Turbulent inflow generation through buoyancy perturbations with colored noise // AIAA J. 2019. V. 57. P. 532–542.
- Dobler W., Haugen N.E.L., Yousef T.A., Brandenburg A. Bottleneck effect in three-dimensional turbulence simulations // Phys. Rev. E 2003 V. 68. P. 026304.
- Dudhia J. A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front // Mon. Weather Rev. 1993. V. 121. P. 1493–1513.
- Gehrke K.F., Sühring M., Maronga B. Modeling of land-surface interactions in the PALM model system 6.0: land surface model description, first evaluation, and sensitivity to model parameters // Geosci. Model Dev. 2021. V. 14. P. 5307–5329.
- Germano M., Piomelli U., Moin P., Cabot W.H. A dynamic subgrid-scale eddy viscosity model // Phys. Fluids A. 1991. V. 3. P. 1760–1765.
- Gibbs J.A., Fedorovich E., van Eijk A.M.J. Evaluating weather research and forecasting (WRF) model predictions of turbulent flow parameters in a dry convective boundary layer // J. Appl. Met. Clim. 2011. V. 50. P. 2429–2444.
- Goger B., Rotach M.W., Gohm A., Stiperski I., Fuhrer O., de Morsier G. A new horizontal length scale for a three-dimensional turbulence parameterization in mesoscale atmospheric modeling over highly complex terrain // J. Appl. Met. Clim. V. 58. P. 2087–2102.
- Haupt S.E., Kosovi  B., Shaw W., Berg L.K., Churchfield M., Cline J., Draxl C., Ennis B., Koo E., Kotamarthi R., Mazzaro L., Mirocha J., Moriarty P., Mu os-Esparza D., Quon E., Rai K.R., Robinson M., Sever G. On bridging a modeling scale gap mesoscale to microscale coupling for wind energy // Bull. American Met. Soc. 2019. V. 100(12). P. 2533–2549.
- He C., Valayamkunnath P., Barlage M., Chen F., Gochis D., Cabell R., Schneider T., Rasmussen R., Niu G.-Y., Yang Z.-L., Niyogi D., Ek M. The Community Noah-MP Land Surface Modeling System Technical Description Version 5.0 // NCAR Tech. Note NCAR/TN-575+STR 2023, doi:10.5065/ew8g-yr95.
- Heldens W., Burmeister C., Kanani-Sühring F., Maronga B., Pavlik D., Sühring M., Zeidler J., Esch T. Geospatial input data for the PALM model system 6.0: model requirements, data sources and processing // Geosci. Model Dev. 2020. V. 13. P. 5833–5873.
- Hellsten A., Ketelsen K., Sühring M., Auvinen M., Maronga B., Knigge C., Barmpas F., Tsegas G., Moussiopoulos N., Raasch S. A nested multi-scale system implemented in the large-eddy simulation model PALM model system 6.0 // Geosci. Model Dev. 2021. V. 14. P. 3185–3214.
- Honnert R., Masson V., Couvreur F. A diagnostic for evaluating the representation of turbulence in atmospheric models at the kilometeric scale // J. Atm. Sci. 2011. V. 68. P. 3112–3131.
- Iacono M.J., Delamere J.S., Mlawer E.J., Shephard M.W., Clough S.A., Collins W.D. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models // J. Geophys. Res. Atmos. 2008. V. 113. D13103, doi:10.1029/2008JD009944.
- Kadasch E., Sühring M., Gronemeier T., Raasch S. Mesoscale nesting interface of the PALM model system 6.0 // Geosci. Model Dev. 2021. V. 14. P. 5435–5465.

- Janjić Z.I.* The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further developments of the convection, viscous sub-layer, and turbulence closure schemes // *Mon. Weather Rev.* 1994. V. 122. P. 927–945.
- Kain J.S.* The Kain–Fritsch convective parameterization: an update // *J. Appl. Meteor. Climatol.* 2004. V. 43. P. 170–181.
- Kim E., Choi K., Park S., Kim M.-H., Kim S.-W., Park M.-S., Ahn M.-H., Park Y.-S., Song C.-K.* Turbulent characteristics in complex coastal areas assessed using BSWO observations and WRF-LES simulation results // *Atmos. Res.* 2023. V. 289. 106756.
- Kozlov A., Slyunyaev N.N., Ilin N., Sarafanov F.G., Frank-Kamenetsky A.V.* The effect of the Madden-Julian Oscillation on the global electric circuit // *Atmos. Res.* 2022. V. 284. 106585.
- Lilley M., Lovejoy S., Strawbridge K.B., Schertzer D., Radkevich A.* Scaling turbulent atmospheric stratification. II: Spatial stratification and intermittency from lidar data // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2008. V. 134. P. 301–315.
- Lilly D.K.* A comparison of incompressible, anelastic and Boussinesq dynamics // *Atmos. Res.* V. 40. P. 143–151.
- Lin D., Khan B., Katurji M., Bird L., Faria R., Revell L.E.* WRF4PALM v1.0: a mesoscale dynamical driver for the microscale PALM model system 6.0 // *Geosci. Model Dev.* 2021. V.14. P. 2503–2524.
- Liu Y., Liu Y., Muñoz-Esparza D., Hu F.* Simulation of flow fields in complex terrain with WRF-LES: sensitivity assessment of different PBL treatments // *J. Appl. Met. Clim.* 2020. V. 59. P. 1481–1501.
- Lovejoy S., Schertzer D., Tuck A.F.* Fractal aircraft trajectories and nonclassical turbulent exponents // *Phys. Rev. E* 2004. V. 70. 036306.
- Lund T.S., Wu X., Squires K.D.* Generation of turbulent inflow data for spatially-developing boundary layer simulations // *J. Comp. Phys.* 1998. V. 140. P. 233–258.
- Maronga B., Banzha S., Burmeister C., Esch T., Forkel R., Fröhlich D., Fuka V., Gehrke K.F., Geletič J., Giersch S., Gronemeier T., Groß G., Heldens W., Hellsten A., Hoffmann F., Inagaki A., Kadasch E., Kanani-Sühring F., Ketelsen K., Ali Khan B., Knigge C., Knoop H., Krč P., Kurppa M., Maamari H., Matzarakis A., Maunder M., Pallasch M., Pavlik D., Pfafferoth J., Resler J., Rissman S., Russo E., Salim M., Schrempf M., Schwenkel J., Seckmeyer G., Schubert S., Sühring M., von Tils R., Vollmer L., Ward S., Witha B., Wurps H., Zeidler J., Rasch S.* Overview of the PALM model system 6.0 // *Geosci. Model. Dev.* 2020. V. 13. P. 1335–1372.
- Mayor S.D., Spalart P.R., Tripoli G.J.* Application of a perturbation recycling method in the large-eddy simulation of a mesoscale convective internal boundary layer // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59. P. 2385–2395.
- Mihaljan J.M.* A rigorous exposition of the Boussinesq approximations applicable to a layer of thin fluid // *J. Astrophys.* 1962. V. 136. P. 1126–1133.
- Moeng C.-H., Dudhia J., Klemp J., Sullivan P.* Examining two-way grid nesting for large eddy simulation of the PBL using the WRF model // *Monthly Wea. Rev.* 2007. V. 135. P. 2295–2311.
- Muños-Esparza D., Kosović B., García-Sánchez C., van Beeck J.* Nesting turbulence in an offshore convective boundary layer using large-eddy simulations // *Boundary-Layer Meteorol.* 2014. V. 151. P. 453–478.
- Muños-Esparza D., Lundquist J.K., Sauer J., Kosović B., Linn R.R.* Coupled mesoscale-LES modeling of a diurnal cycle during the CWEX-13 field campaign: From weather to boundary layer eddies // *J. Adv. Mod. Earth Sys.* 2017. V. 9. P. 1572–1594.
- Muños-Esparza D., Kosović B.* Generation of inflow turbulence in large-eddy simulations of nonneutral atmospheric boundary layers with the cell perturbation method // *Monthly Wea. Rev.* 2018. V. 146. P. 1889–1909.
- Nakayama H., Takemi T., Nagai H.* Large-eddy simulation of urban boundary-layer flows by generating turbulent inflows from mesoscale meteorological simulations // *Atmos. Sci. Lett.* 2012. V. 13. P. 180–186.
- Ogura Y., Philips N.A.* Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere // *J. Atmos. Sci.* 1962. V. 19. P. 173–179.
- Powers J.G., Klemp J.B., Skamarock W.C., Davis C.A., Dudhia J., Gill D.O., Coen J.L., Gochis D.J., Ahmadov R., Peckham S.E., Grell G.A., Michalakes J., Trahan S., Benjamin S.G., Alexander C.R., Dimego J., Wang W., Schwartz C.S., Romine G.S., Liu Z., Snyder C., Chen F., Barlage M.J., Yu W., Duda M.G.* The Weather Research and Forecasting (WRF) Model: Overview, system efforts, and future directions // *Bull. Amer. Met. Soc.* 2017. V. 98. P. 1717–1737.
- Rai R.K., Berg L.K., Kosović B., Mirocha J.D., Pekour M.S., Shaw W.J.* Comparison of measured and numerically simulated turbulence statistics in a convective boundary layer over complex terrain // *Boundary-Layer Meteorol.* 2017. V. 163. P. 69–89.
- Rai R.K., Berg L.K., Kosović B., Haupt S.E., Mirocha J.D., Ennis B., Draxl C.* Evaluation of the impact of horizontal grid spacing in Terra Incognita on coupled mesoscale-microscale simulations using the WRF framework // *Mon. Weather. Rev.* 2019. V. 147. P. 1007–1027.
- Senocak I., DeLeon R.* Turbulent inflow generation for large-eddy simulation of winds around complex terrain // *Atmosphere* 2023. V. 14. 447.
- Schalkwijk J., Jonker H.J.J., Siebesma A.P., Meijgaard E.V.* Weather forecasting using GPU-based Large-Eddy Simulations // *Bull. Amer. Met. Soc.* 2015 V. 96(5). P. 715–723.

- Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Liu Z., Berner J., Wang W., Powers J.G., Duda M.G., Barker D.M., Huang X.-Y.* A Description of the Advanced Research WRF Version 4 // NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR. 2019. 145 pp.
- Slyunyaev N.N., Ilin N., Mareev E.A., Price C.G.* A new link between El Niño – Southern Oscillation and atmospheric electricity // *Envir. Res. Lett.* 2021. V. 16. 044025.
- Spiegel E.A., Veronis G.* On the Boussinesq approximation for a compressible fluid // *J. Astrophys.* 1960. V. 131. P. 442–447.
- Stoll R., Gibbs J.A., Salesky S.T., Anderson W., Calaf M.* Large-eddy simulation of the atmospheric boundary layer // *Boundary–Layer Meteorol.* 2020. V. 177. P. 541–581.
- Talbot C., Bou-Zeid E., Smith J.* Nested mesoscale large-eddy simulations with WRF: performance in real test cases // *J. Hydrometeorol.* 2012. V. 13. P. 1421–1441.
- Thompson G., Field P.R., Rasmussen R.M., Hall W.D.* Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization // *Mon. Weather Rev.* 2008. V. 136. P. 5095–5115. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>.
- Udina M., Montornès À., Casso P., Kosović B., Bech J.* WRF-LES simulation of the boundary layer turbulent processes during the BLLAST campaign // *Atmosphere* 2020, V. 11. 1149.
- Wingard J.C.* Toward numerical modeling in the “Terra Incognita” // *J. Atm. Sci.* 2004. V. 61. P. 1816–1826.
- Wyszogrodzki A.A., Miao S., Chen F.* Evaluation of the coupling between mesoscale-WRF and LES-EULAG models for simulating fine-scale urban dispersion // *Atmos. Res.* 2012. V. 118. P. 324–345. <https://ral.ucar.edu/document-or-file/noah-lsm-users-guide>.

COMPARISON OF MESOSCALE AND LARGE-EDDY SIMULATION RESULTS WITH OBSERVATIONAL DATA IN THE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER

© 2025 S. V. Anisimov¹, E. A. Mareev², S. V. Galichenko^{1,*}, N. V. Ilin², A. A. Prokhorchuk¹,
E. V. Klimanova¹, A. S. Kozmina¹, K. V. Aphinogenov¹, A. V. Guriev¹

¹*Borok Geophysical Observatory – branch of Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS,
Borok, 142, Yaroslavl region, 152742 Russia*

²*Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the RAS, Ulyanova, 46, Nizhny Novgorod, 603950 Russia*

*e-mail: svga@borok.yar.ru

A numerical model of micrometeorology and turbulent dynamics of the daytime atmospheric boundary layer over a complex surface is developed. The model is built by nesting the large-eddy simulation using PALM into the mesoscale weather forecast model WRF. The modeling results are compared with data from acoustic and microwave sounding of the atmosphere, as well as ground-based and airborne observations using a tethered balloon with temperature and humidity sensors. Estimates of deviations of the main meteorological and turbulent parameters predicted by the model from the measured values are obtained.

Keywords: atmospheric boundary layer, mesoscale atmospheric modeling, large-eddy simulation, acoustic and microwave atmospheric sounding