

УДК 551.511.331

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГОРОДСКОГО ОСТРОВА ТЕПЛА В ПЕРИОД ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ МОРОЗОВ В МОСКВЕ В ЯНВАРЕ 2017 г.

© 2019 г. В. П. Юшков¹, М. М. Курбатова², М. И. Варенцов^{1,3},
Е. А. Лезина⁴, Г. А. Курбатов¹, Е. А. Миллер⁵, И. А. Репина^{3,1},
А. Ю. Артамонов³, М. А. Калистратова³

¹МГУ им. М.В. Ломоносова

119234, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2

²Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН,
115191, Москва, Большая Тульская ул., д. 52

³Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН
119017, Москва, Пыжевский пер. 3

⁴ГПБУ «Мосэкомониторинг»

119019, Москва, ул. Новый Арбат, д. 11 стр. 1

⁵Центральная аэрологическая обсерватория
141700, Долгопрудный, ул. Первомайская, д. 3

E-mail: repina@ifaran.ru

Поступила в редакцию 17.01.2019 г.

Принята к печати 29.05.2019 г.

На примере анализа экстремального понижения температуры в Москве в январе 2017 г. изучается горизонтальная и вертикальная протяженность городского острова тепла на фоне сильной устойчивой стратификации пограничного слоя атмосферы. Исследуются возможности измерения и мониторинга вертикальной структуры атмосферы средствами наземного дистанционного зондирования. Демонстрируются способности мезомасштабной модели WRF, адаптированной для детального описания процессов перемешивания в атмосферном пограничном слое, в воспроизведении пространственной динамики аномалии температуры. Численные оценки амплитуды и вертикальной протяженности городского острова тепла сравниваются с точностью измерений и общими ошибками численных прогнозов. Сопоставление данных измерений и результатов численного моделирования на модели WRF, на примере зимнего городского острова тепла в январе 2017 г. показало, что мезомасштабные синоптические модели пока хорошо улавливают лишь основные черты городского острова тепла. Но отклонения между модельными и наблюдаемыми полями температур могут достигать 5 °С.

Ключевые слова: городской остров тепла, мезомасштабное моделирование, стратификация атмосферы, инверсии.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-351555513-31>

ВВЕДЕНИЕ

Влияние урбанизированных территорий на климат, динамику пограничного слоя атмосферы и на состояние окружающей среды в различных климатических зонах давно является общепризнанным фактом. Исследованиями последних десятилетий установлено воздействие городов на облачность, осадки, мезомасштабные циркуляции и загрязнение атмосферы [1–4]. Также урбанизация оказывает

существенное влияние на свойства почвы, грунтовых вод [5, 6] и растительных сообществ [7, 8]. Влияние городов не ограничено границами застроенных территорий, а выходит далеко за их пределы. Это выражается, в частности, в существовании теплового следа за пределами города [9], вытянутых по ветру «городских шлейфов» более теплого и загрязненного воздуха [10], интенсификации конвективных процессов и увеличения сумм осадков с подветренной стороны от города [1, 11].

Также хорошо известен так называемый эффект городского острова тепла — отличие приземной температуры воздуха внутри города от температуры окружающих территорий. Разница температур зависит от скорости и направления ветра, общей синоптической ситуации, орографии и гидрографии территории, времени суток и времени года и может достигать 5–10 °С (см. обзоры [12–15]). Причина этих отличий в изменении альбеда городской среды и теплоемкости городских зданий, уменьшении площади растительного покрова и изменении гидрологического режима подстилающей поверхности [12], а также в дополнительных антропогенных выбросах тепла, особенно в зимний период [16].

Городские острова тепла были зафиксированы в засушливых климатических условиях [17–19], в умеренных зонах и вблизи крупных водоемов, [20, 21], в регионах с континентальным климатом [22] и в арктических городах [23], причем это явление наблюдается как для мегаполисов (Москва, Нью-Йорк, Мехико, Париж и др.), так и для небольших населенных пунктов с населением менее 500 000 человек [24].

Городской остров тепла во многих работах преподносится как негативное последствие развития крупных городов и промышленности [25]. По этой причине большинство публикаций (см., например [3, 26]) посвящено летнему острову тепла, так как именно летом, в течение периодов экстремальной жары, наиболее сильно проявляются негативные социальные последствия этого явления, связанные с ухудшением метеорологической комфортности и усилением теплового стресса, повышенным энергопотреблением на кондиционирование зданий [27]. Прогнозируется, что интенсивность и частота летних волн тепла в ближайшие годы возрастут, и это будет иметь негативные последствия для состояния окружающей среды и социально-экономической структуры в урбанизированных районах [28].

В течение холодного периода года, который для северных городов может продолжаться до 9–11 месяцев в году, остров тепла может иметь и положительное значение, повышая локальную комфортность жизни в городах и уменьшая энергопотребление [29]. Но экспериментальные и модельные исследования микроклимата урбанизированных территорий в зимний период в высоких широтах крайне малочисленны. Так, феномен городского острова тепла для полярных и субполярных го-

родов до недавнего времени исследовался только по данным наземных наблюдений для городов Барроу [23] и Фербенкс [31] на Аляске. В последних экспериментальных исследованиях микроклимата городов Арктической зоны России на примере городов Апатиты [32] и Норильск [29] было показано, что зимой в высоких широтах может формироваться интенсивный городской остров тепла: температурная разность между центром города и загородными территориями может достигать 5–6 °С. Эти результаты были подтверждены данными более продолжительных экспериментальных измерений в рамках кампании UHIARC (Urban Heat Island Arctic Research Campaign) для городов Апатиты, Надым, Новый Уренгой, Салехард и Воркута, а также данными дистанционного зондирования и регионального мезомасштабного моделирования с моделью COSMO [33, 34].

Важной особенностью зимнего метеорологического режима высоких широт является высокая повторяемость атмосферных инверсий [35, 36]. Долгоживущие устойчивые пограничные слои атмосферы способствуют концентрации антропогенных эмиссий тепла и загрязняющих веществ вблизи поверхности. При этом, воспроизведение таких устойчивых слоев в моделях динамики атмосферы пока все еще затруднено [37].

Одним из инструментов для изучения мезомасштабной динамики турбулентных атмосферных течений и переноса примесей в городской среде является численное моделирование с использованием детализированных вихререшающих (LES) моделей. Задачей таких моделей является проведение расчетов турбулентных течений над идеализированными поверхностями городского типа с целью выяснения общих закономерностей взаимодействия атмосферного пограничного слоя с урбанизированной поверхностью [38, 39], а также, для получения сведений об особенностях переноса примесей в городской среде [40], особенно в условиях устойчивой стратификации [41, 42].

Учет влияния отдельных крупных мегаполисов (с характерным горизонтальным размером в несколько десятков километров) или территорий со значительной урбанизированной частью на состояние пограничного слоя атмосферы и мезомасштабные процессы возможен в рамках мезомасштабных моделей атмосферы, таких как COSMO [43, 44], WRF [45] или Hirlam/Enviro-Hirlam [46]. Пространственное разрешение современных мезомасштабных моделей мо-

жет достигать 1 км и менее, а космическая съемка позволяет надежно выделять различные типы подстилающей поверхности, топографию, тип растительности и водные объекты. В численных моделях нетрудно изменить альбедо поверхности, добавить антропогенный источник тепла, задать коэффициенты шероховатости [43–46].

В настоящей работе оценивается способность современной гидродинамической модели атмосферы, дополненной параметризацией городской подстилающей поверхности, воспроизводить трехмерный городской остров тепла и связанные с ним особенности температурной стратификации над Московским мегаполисом и его окрестностями в условиях экстремальных морозов. Данные моделирования сопоставляются с данными сетевых метеорологических станций и наземных дистанционных измерений профиля температуры атмосферного пограничного слоя (АПС) с использованием сканирующих микроволновых радиометров МТП-5.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ, ИНСТРУМЕНТЫ ИЗМЕРЕНИЙ И МЕЗОМАСШТАБНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Расположение точек дистанционных измерений

Для сопоставления приземного острова тепла с динамикой АПС, развитием ветрового и конвективного перемешивания, выносом «теплого загрязнения» за пределы города, в настоящей работе используются данные температурного зондирования с помощью сканирующих радиометров МТП-5 [47], установленных в нескольких точках Москвы, в пригородной зоне и в загородной местности [48]. Измерения такого рода в Московском регионе ведутся уже много лет и детали, касающиеся точности измерений профилей температуры и климатологии городского АПС можно найти в публикациях [49–51].

В настоящей работе используются данные измерений на Звенигородской научной станции ИФА им. А.М. Обухова РАН (обозначение ZSS, 55°41'44.14"N, 36, 37°37'23.57"E, высота установки профилемера 15 м над поверхностью) и в Останкино (обозначение OST, 55°49'16.39"N, 36, 37°36'45.04"E, высота установки профилемера 4 м над поверхностью). В этих двух точках используются профилемеры с высотой зондирования в 600 м, работающие в центре полосы поглощения кислорода 5 мм [52]. В двух других точках в центре Москвы в ИФА им. А.М. Обухова РАН (обозначение IAP, 55°44'20.81"N, 37, 37°36'23.57"E, высота уста-

новки профилемера 13 м над поверхностью), и на восточной окраине (район Косино, обозначение KOS, 55°43'3.09"N, 37, 37°56'13.20"E, высота установки профилемера 4 м над поверхностью), установлены профилемеры новой модификации с высотой зондирования до 1000 м, обладающие большей чувствительностью к вариациям температуры.

Использование данных приземных метеорологических наблюдений

Чтобы сравнить измерения вертикальной структуры острова тепла с данными регулярных приземных наблюдений на метеостанциях мы использовали базу данных метеорологических наблюдений в пределах Москвы и ее окрестностей, которая включает данные измерений сетевых метеостанций ФБГУ «Центральное УГМС», метеостанций в аэропортах Московского авиационного узла (Внуково, Домодедово, Шереметьево, Остафьево и Раменское), 25 автоматических метеостанций Росгидромета, установленных в последние годы (АМС), и более 40 автоматических станций контроля загрязнения атмосферы ГПБУ «Мосэкомониторинг», которые измеряют основные метеорологические параметры (температуру, влажность, скорость ветра) (АСКЗА).

В качестве численной оценки интенсивности острова тепла для приземных измерений использовалось значение отклонение температуры от среднего «фоновое» уровня, который определялся по средней температуре на 9 метеостанциях (Клин, Дмитров, Александров, Павловский Посад, Коломна, Серпухов, Малоярославец, Наро-Фоминск, Ново-Иерусалим), равномерно окружающих Москву со всех сторон. Использование такого подхода позволяет уравнивать влияние температурных градиентов, обусловленных синоптической ситуацией.

Мезомасштабная модель

Для проведения настоящего исследования использовалась модель WRF [53, 54] с динамическим ядром ARW в версии 3.8.1 [55]. Для моделирования синоптических процессов на масштабах Московского мегаполиса с высокой детальностью использовались три вложенные сетки: 18.6 и 2 км. Московский мегаполис располагался в центре каждого домена. Каждая сетка имела 100 узлов по двум горизонтальным направлениям в проекции Ламберта и 31 уровень по вертикали со сгущением в пограничном слое. В качестве начальных и граничных условий использовались результаты расчетов по глобальной прогностической модели GFS [56] с пространственным разрешением 0.5°.

Отличительной особенностью модели WRF-ARW является возможность выбора среди большого числа параметризаций процессов подсеточного масштаба. Это открывает широкие возможности для тонкой настройки модели с учетом пространственного разрешения и особенностей исследуемой территории. Однако полноценное решение такой задачи резко увеличивает требования к объему вычислительных ресурсов и трудозатраты. В нашей работе сравнения результатов моделирования с различными параметризациями для условий морозов 2017 г. не проводилось, а выбор настроек модели опирался на мировой опыт и на опыт предшествующих исследований авторов.

Использовался следующий набор параметризаций: микрофизика облаков по работе Томпсона [57], длинноволновая и коротковолновая радиация — RRTMG [58], модель процессов в почве — Noah [59]. Параметризация конвекции использовалась только для сетки с разрешением 18 км согласно схеме Грела [60]. Для описания перемешивания в пограничном слое использовалась схема, предложенная Бужо и Лакаре [61]. Она основана на решении уравнения для турбулентной кинетической энергии (ТКЭ). Для потока тепла в конвективном пограничном слое вводится противогradientный член. Масштаб длины определяется как расстояние, на которое может переместиться частица воздуха с заданным значением ТКЭ.

В сетках с разрешением 18 и 6 км отдельной параметризации городского слоя не использовалось. В них влияния города описывалась только заданием особых параметров подстилающей поверхности в городских точках (шероховатость, альбедо, теплоемкость и теплопроводность почвы). На сетке с разрешением 2 км использовалась одноуровневая модель городского приземного слоя (SLUCM [62]). В ней задается дополнительный источник тепла, которым является город, а также учитывается эффект от затенения и отражения в каньонах улиц.

Тонкой настройки модели SLUCM под условия Московского мегаполиса не производилось. Типы застройки и землепользования задавались стандартным для модели WRF методом согласно базе данных USGS (United States Geological Survey). Средний антропогенный поток тепла задавался в 20, 50 и 90 Вт/м² в зависимости от того какой тип застройки задавался в городских точках (низкой плотности, высокой плотности, индустриальная). Данные значения являются стандартными для модели SLUCM и типичны-

ми для соответствующих классов городской застройки согласно популярной в современной городской климатологии классификации локальных климатических зон [63].

Для сопоставления с непрерывными рядами наблюдениями использовался ряд модельных данных, сформированный из результатов ежесуточных краткосрочных прогнозов с заблаговременностью от 6 до 30 ч. Для каждого суток модель инициализация модели осуществлялась в 00 UTC, далее проводился расчет на 30 ч модельного времени (до 6 UTC последующих суток). Первые 6 ч расчета рассматривались как период разгона модели (англ. spin-up), а из оставшихся 24-часовых временных отрезков формировался квазинепрерывный ряд данных. Сравнение между результатами моделирования с различной заблаговременностью в большинстве случаев не показало существенных различий между ними. Как видно на рис. 4, в большинстве случаев «разрывы» в точках стыковки двух прогнозов практически отсутствуют, за исключением прогноза от 4 января (на 30 ч) и от 5 января (на 6 ч).

Такой выбор определялся желанием получить квазинепрерывные модельные ряды, а изучение ошибки долгосрочного прогноза не являлось целью исследования. Результаты расчетов показали, что ошибки моделирования и так достаточно велики и уменьшение заблаговременности (два-четыре прогноза в сутки) не приведет к значимому уменьшению ошибок.

ЗИМНИЙ ОСТРОВ ТЕПЛА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ И ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для сопоставления с модельными расчетами был выбран относительно небольшой временной интервал наблюдений с 1 по 17 января 2017 г., включающий в себя период экстремально сильных морозов, наблюдавшихся с 5 по 10 января. Приход морозов был связан с вторжением холодного арктического воздуха. 4–5 января заток холодного воздуха проходил по северо-западной периферии глубокого циклона, проходившего над восточной Европой, 6–7 января адвекция холода продолжалась уже на восточной периферии антициклона, установившегося в это время над центральной Европой (рис. 1а). Далее, 8–9 января, область высокого давления сместилась еще восточнее и стационарировалась, Центральный регион России при этом оказался в центральной части протянувшегося на восток барического отрога (рис. 1б). Это привело к установлению ясной без-

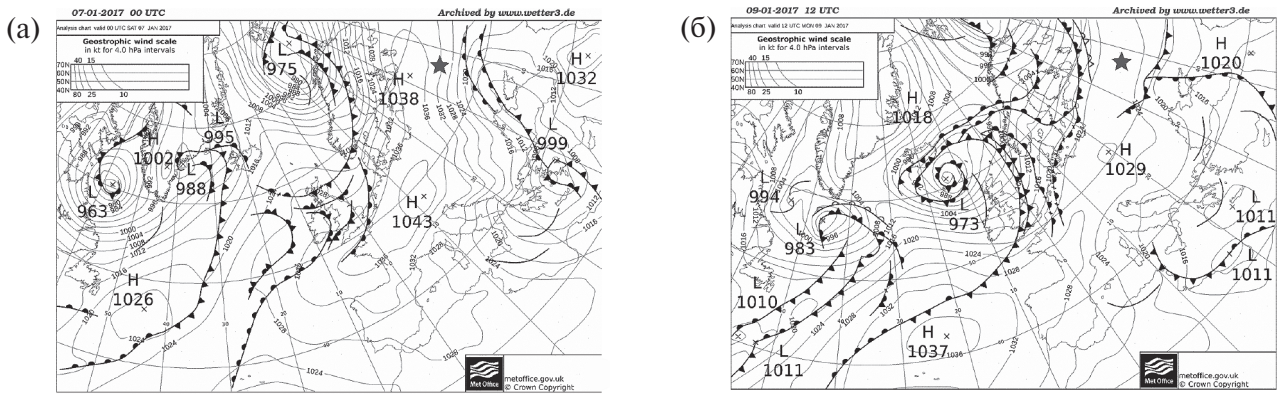


Рис. 1. Карты синоптической ситуации (приземного давления) в период понижения температуры, 00 UTC (03 MSK) 07 января 2017 г., сверху, (а) и на фазе потепления, 12 UTC (15 MSK) 09 января 2017 г., внизу (б). Архив UKMet с сайта www.wetter3.de. Москва показана звездочкой.

облачной и преимущественно безветренной погоды, способствующей сохранению низких температур вследствие радиационного выхолаживания.

Столь сильные понижения температуры в Москве случаются достаточно регулярно [63]. По данным наблюдений на метеостанциях за 1977–2016 гг. повторяемость минимальных среднесуточных температур, наблюдавшихся за рассматриваемый период (27.7 для среднего значения по 9 фоновым станциям) составляет около 0.5%, то есть такие события наблюдаются раз в 2–3 зимних сезона.

Краткосрочные численные прогнозы, как будет показано, достаточно детально воспроизводят наблюдаемое понижение температуры, а также суточные изменения температуры,

связанные с радиационным прогревом в безоблачных условиях. Наибольшие ошибки, вполне ожидаемо, связаны с прогнозом неустойчивых динамических процессов (3–5 января) и взаимодействием нескольких барических образований.

Городской остров тепла по данным измерений на метеостанциях

Поскольку остров тепла в зимних условиях напрямую связан с турбулентным перемешиванием в АПС и, значит, со скоростью ветра, а также радиационным выхолаживанием и облачностью, на рис. 2а показан временной ход балла облачности и скорости ветра по данным метеорологических наблюдений. На рис. 2б показана динамика температуры воздуха в приземном

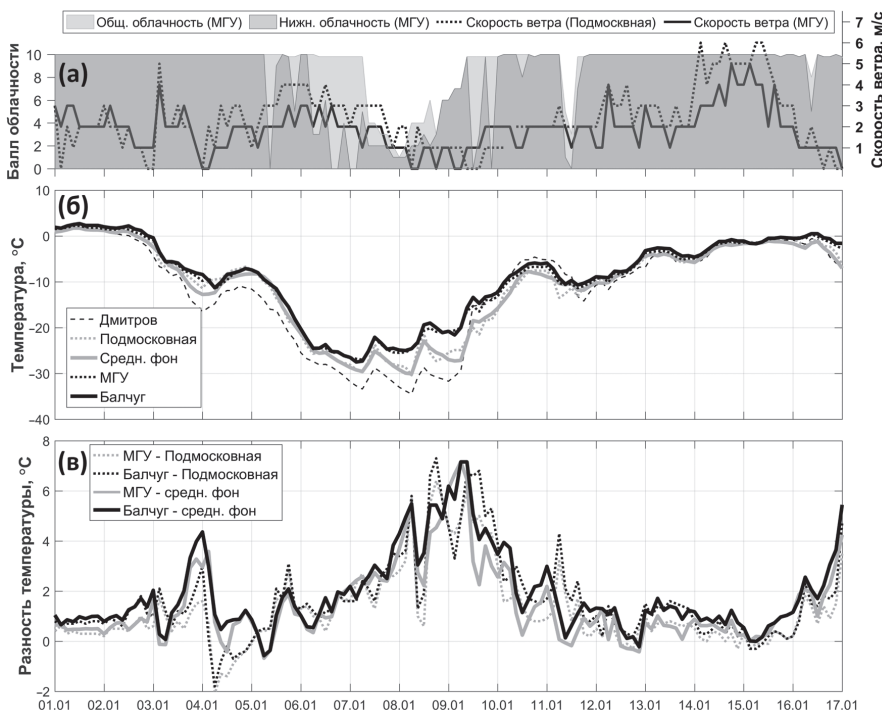


Рис. 2. Динамика скорости ветра и балла облачности за 1–17 января 2017 г. по данным станций МГУ и Подмосковная (а); динамика температуры воздуха для двух городских (Балчуг, МГУ) и двух загородных метеорологических станций (Дмитров, Подмосковная), а также средней фоновой температуры по 9 загородным станциям (б); динамика разностей температур между городскими станциями и ее фоновыми значениями (средней фоновой температурой и температурой по данным станции Подмосковная) (в). Подписи на оси X соответствуют началу новых суток (00:00 указанного дня) по Московскому времени.

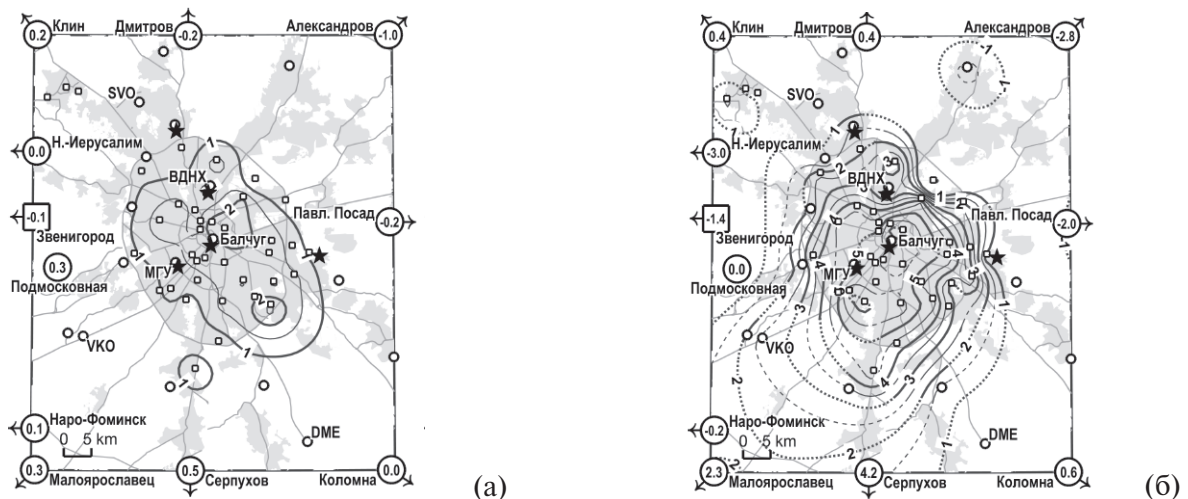


Рис. 3. Пространственное распределение аномалии приповерхностной температуры воздуха (отклонения от среднего по 9 фоновым станциям) по данным метеостанций, АМС и АСКЗА в среднем за декабрь 2016 – январь 2017 г. (а, слева), в сравнении с распределением температур 09.01.2017 (б, справа). Жирные изолинии проведены через 1°C , тонкие — через 0.5°C . Звездочками показано расположение температурных профиломеров МТП-5.

слое (на высоте 2 м) в течение рассматриваемого временного периода по данным 9 метеостанций Московской области (средний фон), а также по данным городской метеостанции Балчуг, расположенной практически в самом центре Москвы, и метеообсерватории МГУ. Видно, что в течение морозного периода наблюдались сильные пространственные различия температуры между загородными станциями, а также и максимальные различия между городом и фоном (средним по 9 станциям).

Большие различия температур между загородными метеостанциями затрудняют определение интенсивности острова тепла как разницы температуры в городе и за городом. Так, например, 8 января развитие городской термической аномалии происходило на фоне ярко выраженного зонального градиента температуры: на севере Московской области, в Клину и Дмитрове, было на 10°C холоднее, чем на юге, в Серпухове и Малоярославце. Поэтому городская аномалия температуры была выражена не как остров тепла, а как «полуостров», а область максимальных ее значений находилась на юге и юго-западе города. 9 января термические контрасты сгладились, городская аномалия температуры стала похожа на «классический» концентрический остров тепла (рис. 3б и 7). Температуры и в Метеорологической обсерватории МГУ, и на метеостанции Балчуг, во второй половине морозного периода, были на $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$ выше, чем средняя температура по 9 фоновым станциям (рис. 2в). Примерно таких же значений достигала разница температуры между городом

и ближайшей к нему станцией Подмосковная, которая расположена в 30 км на запад от центра города. Максимальные значения разности температуры между центром города и средней фоновой температурой, и между центром города и станцией Подмосковная составили около 7°C .

Столь сильная разница температур между мегаполисом и загородной местностью была непродолжительной, и этот максимальный прогрев городской среды можно связать с двумя факторами: уменьшением скорости ветра 8 и 9 января (см. рис. 2б) и дополнительным выбросом антропогенного тепла в мегаполисе, что проявилось и в перегрузке городских электрических сетей. До периода похолодания и после него средняя разница температур между городом и фоном составила около 1°C . Рис. 3а также показывает среднюю разницу температур между городскими и пригородными станциями при более длительном осреднении за два месяца: декабрь и январь. При таком осреднении средняя аномалия температуры распределена по пространству из-за изменения направления и скорости ветра, и меняется от примерно 0.5°C в районе МКАД (кольцевой автодороги) до $1.5\text{--}2^{\circ}\text{C}$ в центральных районах мегаполиса.

Временной ход температуры выше приземного слоя

С городским островом тепла, как известно, связано и изменение конвективного перемешивания в городской среде [65, 66]. Поэтому важным вопросом является вертикальная протя-

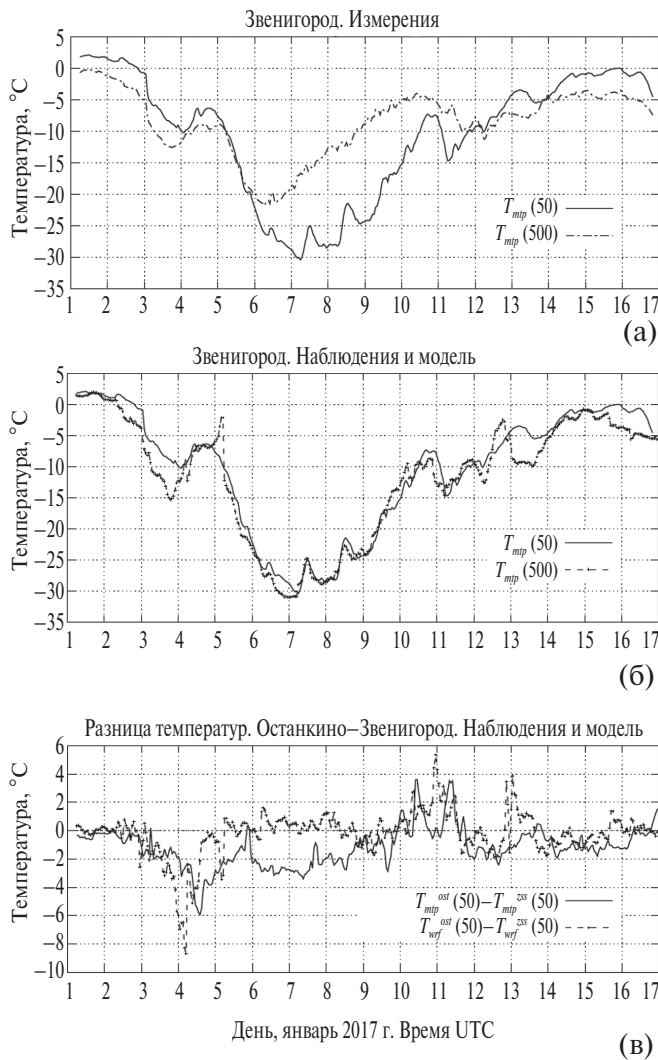


Рис. 4. (а) Временные ряды температуры выше приземного слоя на двух высотах в фоновой точке измерений (ЗНС ИФА им. А.М. Обухова РАН) 1–17 января 2017 г.; (б) температура на высоте 50 м в той же точке по данным моделирования и измерений; (в) разница температур в городской (Останкино) и фоновой (Звенигород) точках на высоте 50 м по данным моделирования и измерений. Подписи на оси X соответствуют началу новых суток (00:00 указанного дня) по Московскому времени.

женность конвективных образований в городе, которая существенным образом зависит от мощности прикрывающей городской воздушный бассейн инверсии. Температурная инверсия в АПС в период похолодания в январе 2017 г. была особенно мощной (см. рис. 4а и 5).

На рис. 4 показан временной ход температуры в загородной местности как фоновая характеристика сложившейся синоптической ситуации. Для сопоставления измерений в разных точках и результатов расчета пространственных вариаций выше приземного слоя были выбраны четыре одинаковые высоты: 50, 200, 500 и 1000 м

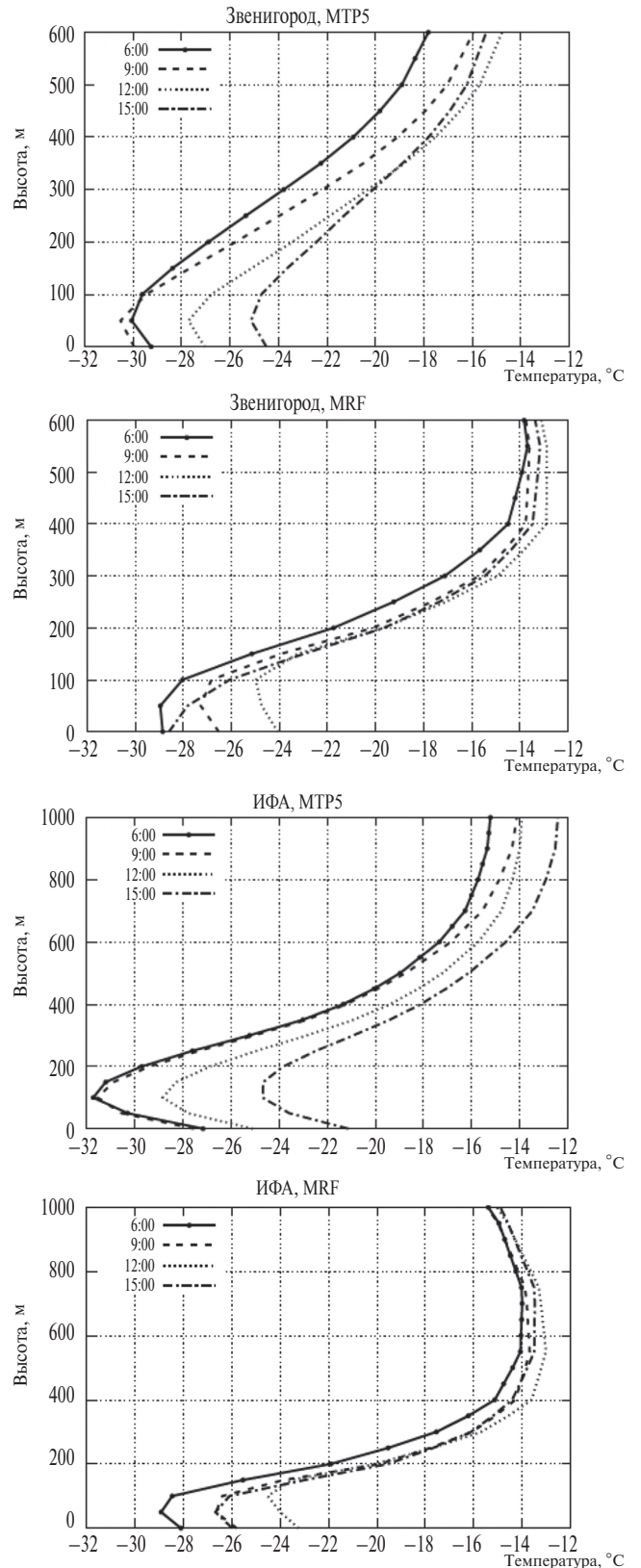


Рис. 5. Вертикальные профили температуры 7 января 2017 г. в фоновой точке (Звенигород) и в центре Москвы (ИФА) по данным измерений (МТР-5) и моделирования (WRF) в 06:00, 09:00, 12:00 и 15:00 по Московскому времени.

Таблица 1. Статистические характеристики модельных пространственных вариаций температуры на разных высотах в сравнении с данными измерений

ΔT		Среднее, °С		Тренд, °С/день		σ , °С	
		модель	измерения	модель	измерения	модель	измерения
ИФА–Косино	50	0.2	0.34	–0.008	0.008	0.65	1.09
	200	–0.22	–0.66	0.033	0.011	0.63	0.93
	500	0.01	–0.45	0.013	–0.15	0.27	0.77
	1000	–0.08	–0.46	0.000	0.007	0.22	1.02
Останкино– Звенигород	50	–0.2	–1.13	0.070	0.094	1.52	1.31
	200	–0.09	–1.60	0.000	0.053	0.93	1.12
	500	–0.06	–1.93	0.012	0.033	0.45	1.00

Таблица 2. Характеристики ошибок модельных температур (bias — смещение, rms — среднееквадратичное отклонение (СКО)) в сравнении с данными измерений

Высота	Москва		Звенигород		Косино		Останкино	
	bias	СКО	bias	СКО	bias	СКО	bias	СКО
50	–1.44 ± 0.12	2.40	–1.16 ± 0.11	2.17	–1.30 ± 0.12	2.30	–0.36 ± 0.12	2.48
200	1.08 ± 0.20	3.98	–0.14 ± 0.16	3.12	0.55 ± 0.18	3.58	1.04 ± 0.18	3.71
500	0.92 ± 0.17	3.36	–0.11 ± 0.17	3.43	0.36 ± 0.16	3.27	1.33 ± 0.19	3.87
1000	–3.07 ± 0.11	2.23			–3.50 ± 0.12		2.41	

над уровнем поверхности (см. табл. 1 и 2) для профиломеров с высотой зондирования до 1000 м (в ИФА и Косино), и три высоты до 500 м для профиломеров с высотой зондирования до 600 м (в Звенигороде и МГУ). Так как температурные профиломеры в настоящее время установлены на различных высотах и над разной, зачастую пространственно неоднородной территорией, на эти уровни проводилась интерполяция с модельных уровней и с уровней измерений (линейно).

Из данных измерений хорошо видна мощная инверсия температуры (рис. 4а), связанная с прорывом холодного и более плотного воздуха к поверхности. Поскольку эффект этот имеет динамическую, а не радиационную природу, высота слоя инверсии оказывается весьма значительной (см. рис. 5), как и амплитуда перепада температур. В то же время, на высоте 50 м еще должны проявляться свойства локальной неоднородности рельефа. Видно, что модель хорошо воспроизводит наблюдаемую изменчивость температуры (рис. 4б) на нижнем уровне измерений.

Но временной ряд температуры будет таким же или почти таким во всех точках наблюдений (см. рис. 2): и в городской, и в загородной местности. Городская же аномалия характеризует лишь малые вариации в окрестности

этого временного хода и ошибки измерений, как и ошибки моделирования, могут быть сопоставимы и даже превышать амплитуду этой аномалии. Нетрудно видеть, что если рассмотреть динамику разности температуры между двумя точками измерений, то мезомасштабные различия в данных измерений и моделировании теряют коррелированность (рис. 4в). Например, 6–9 января наблюдения в приземном слое показывают, что в Останкино было приблизительно на 20 °С холоднее, чем на станции Балчуг или в Звенигороде, а результаты численного моделирования (см. рис. 4в) не показывают эту аномалию.

Отметим, что высотное распределение температуры также достаточно хорошо воспроизводится моделью, а динамика повышения температуры на верхнем уровне предшествует достижению минимальных значений вблизи поверхности. Мощная инверсия температуры, связанная с вторжением холодной воздушной массы, конечно, статистически не является равновесным состоянием. По этой причине анализ ошибок моделирования турбулентного перемешивания и пространственных неоднородностей острова тепла в этой ситуации представляет особый интерес. Периоды, предшествующие этому динамическому процессу (до 3 января) и завершающие его (после 10 января), могут

рассматриваться как контрольные или квази-равновесные. Установление нового равновесия на завершающей стадии похолодания связано с колебательными переходными синоптическими процессами.

В холодный сезон в средних и высоких широтах суточный ход температуры слабо выражен из-за сплошной слоистой облачности и по амплитуде смешивается с синоптическими изменениями, из-за чего разница температур между городской территорией и пригородами также не имеет выраженного суточного хода (рис. 4в). Эта разница существенным образом зависит от направления и скорости ветра, а также географии жилых и естественных территорий (лесопарковых массивов). Кроме того, испарение с растительного покрова (эвапотранспирация) зимой не играет той ключевой роли в суточном цикле, которая присуща летнему острову тепла (см. [44]).

Сопоставление рядов дистанционных измерений и модельных результатов в точках наблюдений (рис. 4б) показывает, что в периоды быстрых синоптических изменений с временным масштабом около суток наблюдаются значимые ошибки прогноза, которые, очевидно, связаны не столько с ошибками мезомасштабной модели, сколько с ошибками задания начальных и граничных условий глобальной модели. На это указывают скачки температуры при переходах между соседними прогнозами. Ошибки такого рода следует специально учитывать при анализе причин расхождений между данными измерений и моделирования.

Вертикальные профили температуры — термическая стратификация АПС

Вертикальные профили температуры в условиях нестационарного процесса, характеризующегося мощной инверсией динамического характера, лишь качественно воспроизводятся в современных численных моделях. Причем, чтобы достигнуть даже такого качества, требуется тщательный подбор параметризации АПС [66]. Ошибки между наблюдаемыми и модельными профилями на одной высоте могут превышать 5°C .

Особенно сильные отличия наблюдались на стадии формирования и развития максимального похолодания из-за его динамического характера и неравновесности обмена между медленно остывающей подстилающей поверхностью городской среды и холодным воздушным потоком. На рис. 5 показаны профили температур, полученные в течение дня 7 января в период

максимального развития как похолодания, так и инверсии температуры, в сроки в 06:00, 09:00, 12:00 и 15:00 по Московскому времени, то есть на интервале суточного прогрева, в центре города и в загородной местности.

Хотя в целом общая синоптическая ситуация и мощная инверсия температуры воспроизводятся моделью относительно хорошо, наклон профилей температуры в средней части АПС в модели значительно сильнее чем в наблюдениях. Эта ошибка приводит к тому, что высота АПС или высота слоя перемешивания, как один из определяющих параметров в дисперсионных моделях, будет определяться с большой ошибкой.

Плохо описывается в модели и нижняя часть АПС в городской точке измерений, то есть именно та часть, которая определяет вертикальную протяженность и интенсивность острова тепла. Хорошо видно, что вертикальные профили температуры, полученные из измерений, показывают больший поток тепла от поверхности. Этот поток обусловлен как высокой теплоемкостью городских зданий, так и значительным антропогенным источником тепла, который необходимо настраивать для этой области моделирования. В то же время, в модели столь сильного градиента температуры как в наблюдениях в приповерхностном слое не наблюдается, то есть температура вблизи поверхности быстро приспособляется к температуре натекающего холодного воздуха.

Недостатки моделирования турбулентного теплообмена заметны и в другие периоды времени при более теплой погоде в начале и конце января. На это указывают и проведенные расчеты вертикальных градиентов температуры в наблюдениях и модели.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НА МАСШТАБАХ МОСКОВСКОГО МЕГАПОЛИСА

Проанализируем пространственное распределение температуры воздуха в момент максимального ее уменьшения (7 января 2017 г. в 06:00 по Московскому времени) по модельным расчетам (рис. 6). Хорошо видно, что из-за значительной скорости ветра остров тепла в приповерхностном слое (0 м в модели) в существенной степени распространяется за границы города. Но выше приземного слоя (на высоте около 200 м) на распределение температуры большее влияние оказывает орография местно-

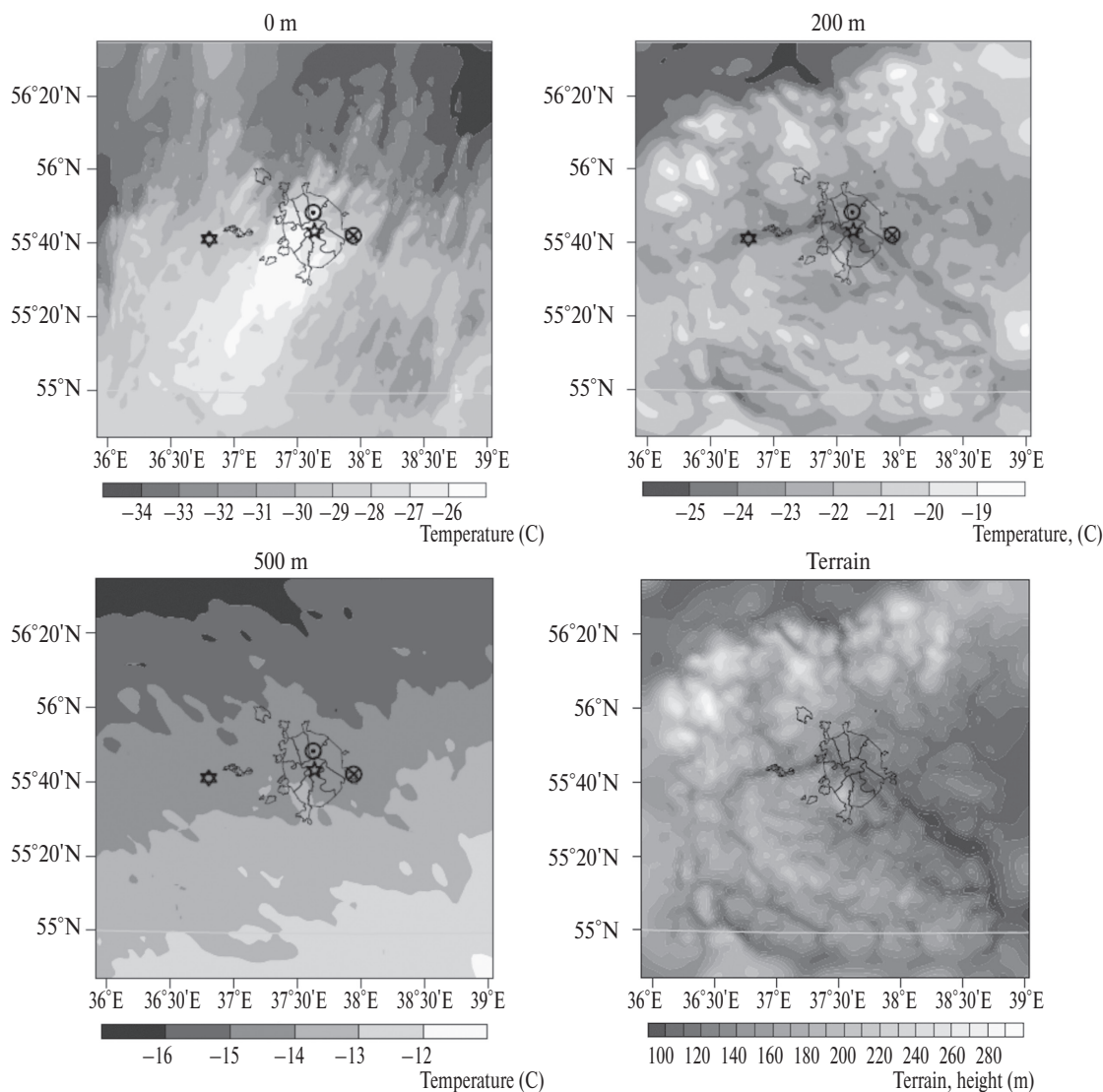


Рис. 6. Пространственное распределение температуры на разных высотах по данным моделирования в минимуме похолодания 7 января 2017 г. Маркерами показано положение точек измерений относительно контура московского мегаполиса: ☆ — ИФА, ⊙ — Останкино, ★ — Звенигород, ⊗ — Косино. На последней панели показана карта высот над уровнем моря.

сти: в пространственных неоднородностях четко прослеживается долина реки Москва и влияние Клинско-Дмитровской гряды севернее Москвы (см. рис. 6б и г). Выше АПС, в свободной атмосфере, пространственные различия температур в модели значительно меньше и соответствуют распределению воздушных масс и течений. Пространственные неоднородности на этой высоте имеют случайный характер и не привязаны к географическим особенностям местности.

При уменьшении скорости ветра до 2–3 м/с и ниже (8–9 января) остров тепла ограничивается территорией мегаполиса (рис. 7). Границы этой территории, связанные с плотной жилой застройкой Москвы, достаточно резкие в зимнее время. По этой причине пригородные изме-

рения, в зависимости от направления ветра, могут попадать как в зону городского влияния, так и пригородного (естественной среды). Это хорошо заметно при сравнении минимальных приземных температур в момент максимального похолодания, в Останкино (в средней части города, но ближе к северо-востоку) и в Звенигороде (на расстоянии 50 км от Москвы, но на запад от мегаполиса): они практически равны в модельных расчетах (см. рис. 4в).

При средней скорости ветра (4–6 м/с) инверсия температуры, сформировавшаяся в ночные часы в загородной зоне, прослеживается и в городской среде на высотах около 200 м, что приводит к появлению такого интересного феномена как кроссовер-эффект: когда выше

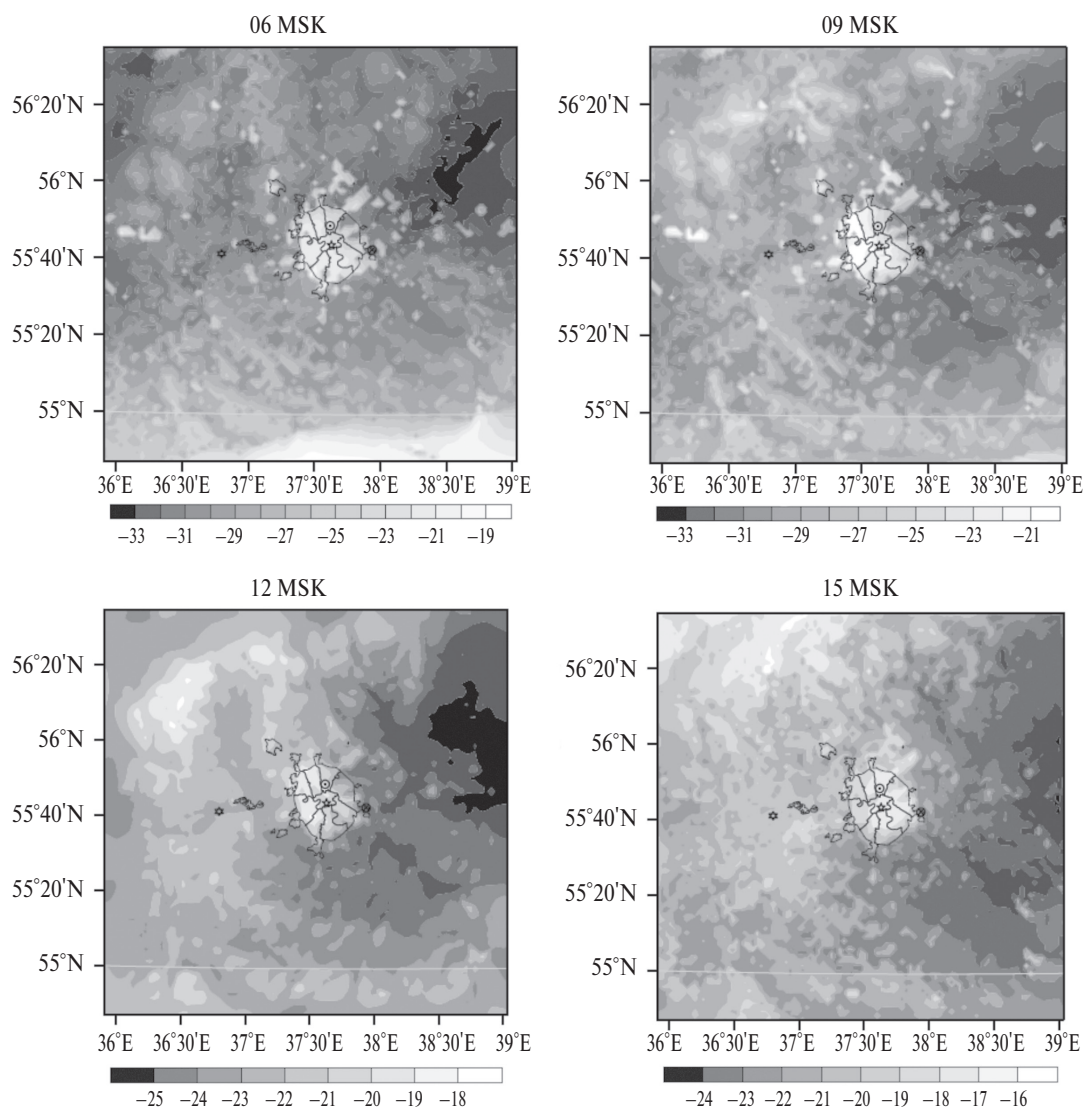


Рис. 7. Распределение поверхностной температуры в московском регионе при малой скорости ветра (9 января 2017 г.) в разное время суток (время московское).

слоя перемешивания на одинаковой высоте над поверхностью температура над городом может быть несколько ниже, чем в загородной местности из-за того, что более холодный воздух, обладающий большей плотностью, оседает над городом. Но этот эффект достаточно слаб в сравнении с динамическими эффектами (см. рис. 5) или орографическими (см. рис. 6б), а также чувствительностью инструментов измерения — температурных профиломеров.

Временная изменчивость разницы температур между точками измерений в сопоставлении с модельными расчетами

Вслед за фазой развития похолодания 6–7 января синоптическая ситуация меняется (см. рис. 1б), и скорость ветра вблизи поверхно-

сти (контролируемая нами с помощью содарных измерений [68]), а с нею и пространственное распространение острова тепла, уменьшаются. На рис. 7 хорошо видно, что при малой скорости ветра остров тепла преимущественно ограничен той территорией, где изменены свойства поверхности и задается дополнительный антропогенный форсинг, от правильного задания амплитуды которого зависят, частично, точностные характеристики модели. Как и в летнее время, зимний остров тепла особенно хорошо проявляется в ночные часы, но в отличие от летнего периода с его конвективным перемешиванием и мощным остаточным слоем, в зимний период долгоживущие инверсии температуры (в январе 2017 г. они продолжались почти не-

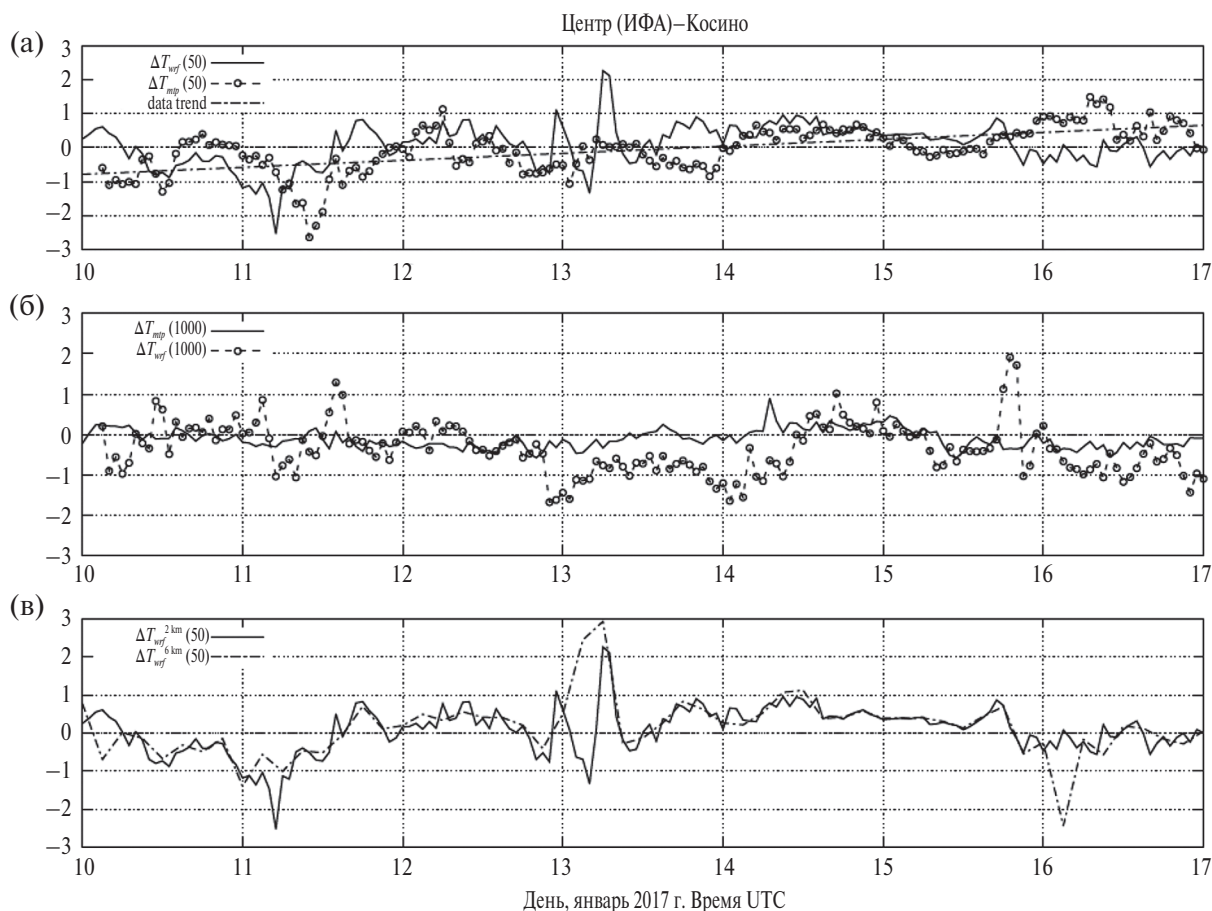


Рис. 8. Разница температур в двух точках измерений (ИФА и Косино) на высоте 50 м (а) и 1000 м (б) по данным измерений (*mtr*) и моделирования (*wrf*) в период 10–17 января 2017 г. На нижнем графике разница температур на высоте 50 м по данным моделирования при пространственном разрешении 2 и 6 км. Подписи на оси X соответствуют началу новых суток (00:00 указанного дня) по Московскому времени.

делю) приводят к орографическому стоку холодного плотного воздуха. Поэтому при дневном прогреве эффекты, связанные с островом тепла, смешиваются с орографическими, а амплитуда острова тепла выше приземного слоя не превосходит пространственных орографических неоднородностей (ср. рис. 7в и 7г).

В дальнейшем развитии поля температуры можно увидеть развитие синоптического процесса, что подтверждается сопоставлением с полем температуры в модельных доменах с шагом 6 и 18 км, а также временным ходом, показанным на рис. 4. Поскольку заток холодного воздуха в Московский мегаполис является нестационарным динамическим процессом в моделировании которого могут быть значимые ошибки уже в крупномасштабном поле граничных условий, имеет смысл сопоставить с данными наблюдений более стационарную ситуацию после прохождения периода похолодания, когда описание зимнего острова тепла в модели и наблюдениях не возмущается сильными

внешними воздействиями. На рис. 8 показан временной ход разницы температур на двух высотах и по двум моделям, или, точнее, по одной модели с двумя пространственными разрешениями (одновременно мы сопоставляем и различные параметризации пограничного слоя). Для сравнения был выбран временной интервал после времени максимального похолодания (10–17 января), на котором условия квазистационарности соблюдаются в большей степени. Видно, что временная корреляция рядов двух моделей (рис. 8в) значительно превосходит корреляцию модельных и измеряемых рядов разницы температур (рис. 8а). То есть то качество, которое может дать модель с высоким пространственным разрешением не будет сильно отличаться от результатов, полученных на численной модели с меньшим пространственным разрешением. На рис. 8а также видно, что хотя дисперсия (изменчивость) разницы температур на нижнем уровне 50 м в модели и в данных наблюдений качественно схожи (см. табл. 1), временной

корреляции между этими рядами не наблюдается. На уровне 1000 м (рис. 8б) хорошо заметна и ошибка в описании статистических свойств пространственных различий: изменчивость модельной разницы температур на этой высоте существенно меньше наблюдаемой (недооценивается). В летние же месяцы наблюдается обратная тенденция. Совместно это свидетельствует о значимых ошибках в моделировании вертикальных профилей температуры и вертикальных градиентов (термической стратификации) в городской среде.

В табл. 1 приведены статистические характеристики пространственной разницы температур между точками измерений, чтобы показать остающуюся пока существенной разницу между модельными и инструментальными оценками. Для большей надежности сопоставляются измерения лишь однотипными приборами: Останкино—Звенигород и ИФА—Косино. Эти статистические характеристики рассчитывались по сглаженным рядам с часовым масштабом осреднения (скользящим средним), чтобы исключить мезомасштабные (минутные) флуктуации из статистических оценок изменчивости. Видно, что в зимнее время модель с существенной ошибкой описывает среднюю разницу температур в двух близких точках, что в модели сильно недооценивается изменчивость температуры на больших высотах, и что тренды, которые конечно являются слабыми, но характеризуют синоптическую изменчивость разницы температур на масштабах в несколько дней, в модели и в наблюдениях могут иметь противоположную направленность, что наглядно можно видеть на рис. 8а.

Из проведенного сопоставления следует, что средний, по области моделирования, временной ход температуры определяется не только точностью гидродинамического моделирования, но и правильностью задания граничных условий. По существу, именно глобальная модель прогноза, которой, в настоящем исследовании, является GFS (NCEP Global Forecast System), определяет «контуры» развития синоптической ситуации. Хотя эта глобальная модель и не различает изменения свойств подстилающей поверхности на масштабах мегаполиса или орографии речной сети и окружающих Москву возвышенностей, общий характер взаимодействия синоптических образований (воздушных масс) и течений в свободной атмосфере задает именно она. Например, ошибка прогноза, возникшая 5 января, перед началом похолодания (см. рис. 4), и составившая более 5 °С не может

быть исправлена улучшением региональной модели, поскольку она зависела от задания граничных условий.

Временная коррелированность ошибок и статистическая коррекция гидродинамических прогнозов

Чтобы отделить ошибки описания термической стратификации от ошибок описания синоптического хода температуры на рис. 9 показаны хроноизоплеты разницы температур $\Delta T_i = T_i - T_N$, где T_N — температура на верхнем уровне измерений (600 м в Звенигороде и Останкино и 1000 м в Косино и в центре Москвы), а T_i — температура на i -ом уровне. Для сравнения с данными моделирования данные измерений интерполировались линейно на высоты через 50 м от поверхности до 600 или 1000 м.

В период похолодания и формирования мощной инверсии температуры в загородной зоне, как видно из рис. 9, максимум инверсии (минимум температуры в профилях) в модели оказывается ниже, чем по данным наблюдений. В городской среде инверсия приподнимается, но при этом продолжается почти до поверхности не переходя в слабоустойчивую стратификацию, как в наблюдениях. По данным измерений видно, что городской остров тепла четко связан с формированием приподнятых инверсий температуры (в средней части АПС), и с уменьшением градиента температуры вблизи поверхности.

Чтобы увидеть насколько велики могут быть ошибки моделирования, на рис. 10 показана разница температур в модели и в измерениях: $T_{wrf} - T_{mp}$ в двух точках наблюдений. Обратим внимание: ошибки моделирования коррелированы по высоте и времени, а не являются белым шумом. Это означает, что модель пока неправильно восстанавливает градиенты температуры, вероятнее всего, из-за ошибок описания турбулентных потоков тепла. Временная корреляция этих ошибок показывает, что они могут быть измерены и учтены на интервале прогноза. Из-за большой величины этой ошибки пока не имеет смысла сопоставлять градиенты температур в модели и в наблюдениях: они будут сильно различаться. При приближении качества модели к качеству наблюдений можно рассматривать и эту, более чувствительную, характеристику [48].

Статистические характеристики модельных ошибок представлены в табл. 2. Проведенный анализ показывает, что хотя средние ошибки модельных оценок разницы температур на масштабах мегаполиса могут быть малы, то есть

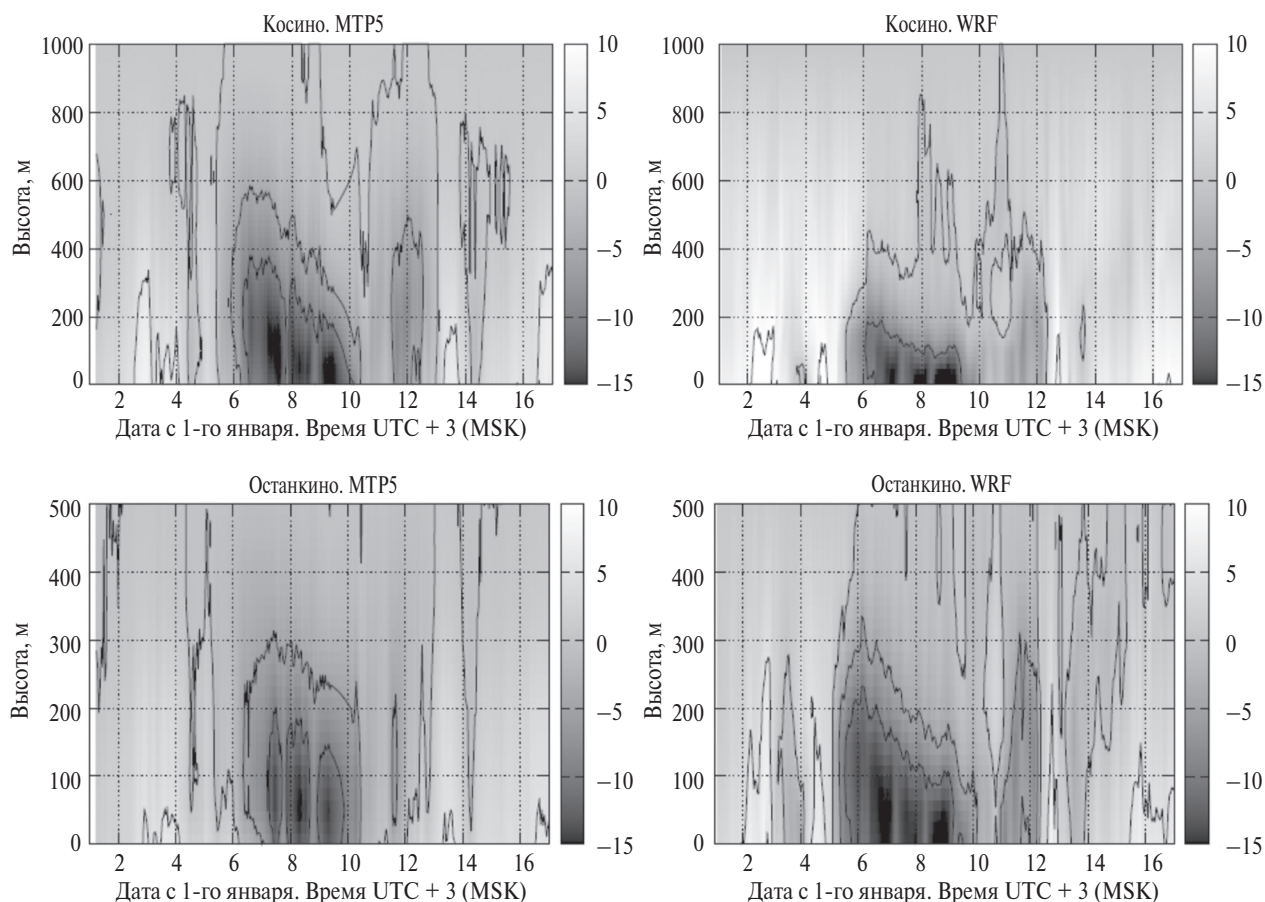


Рис. 9. Хроноизоплеты аномалий вертикального распределения температуры относительно температуры на верхнем уровне измерений на станциях Косино и Останкино по данным измерений (МТР5) и моделирования (WRF). Подписи на оси X соответствуют началу новых суток (00:00 указанного дня) по Московскому времени.

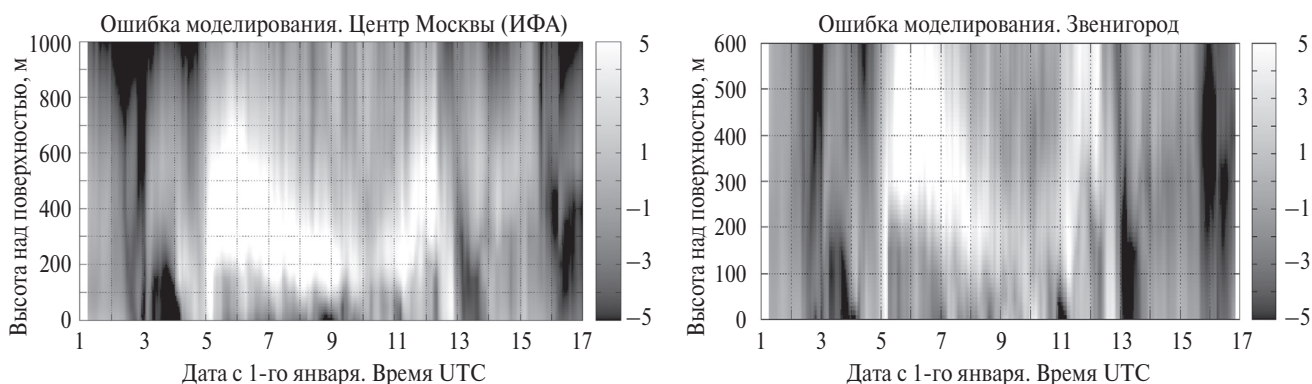


Рис. 10. Временной ход ошибки в воспроизведении профиля температуры моделью WRF в сравнении с данными измерений на станциях ИФА (центр Москвы) и Звенигород (фоновая). Подписи на оси X соответствуют началу новых суток (00:00 указанного дня) по Московскому времени.

того же порядка, что и точность измерений, точечные (моментальные) ошибки моделей или СКО пока значительно превосходят точность измерений [20, 48].

Следует, однако, помнить, что и среднеквадратичная ошибка не является единственной мерой точности модели. Важно знать и про-

странственно-временные характеристики этих ошибок, их спектр. Низкочастотная компонента ошибок может быть связана с ошибками задания граничных условий и не зависит от качества мезомасштабного моделирования. Ее можно измерять и прогнозировать статистически, без изменения самой модели.

Рассмотренная синоптическая ситуация (мощная инверсия температуры) ясно показывает, что в части описания вертикального обмена тепла, связанного с турбулентными потоками, гидродинамические модели пока демонстрируют явные недостатки в параметризации этих подсеточных процессов. С другой стороны, возможность дистанционных средств измерять реальные вертикальные профили температуры в нескольких точках городской среды и в загородной местности может стать основой для улучшения мезомасштабного моделирования (параметризации) турбулентного перемешивания, в том числе и с использованием блоков усвоения данных. Именно для этих моделей важна максимальная точность описания вертикальных профилей температуры в АПС. В таких региональных моделях только и можно значительно увеличить число вертикальных уровней. И городские модели с добавлением антропогенных источников тепла могут стать хорошей «тестовой площадкой» моделирования турбулентного перемешивания в АПС.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на то, что прогностические региональные модели атмосферы, в сравнении с данными измерений неплохо воспроизводят поля приземной температуры, их использование для количественной оценки характеристик городского острова тепла в пограничном слое атмосферы требует известной осторожности.

Сопоставление данных измерений и результатов численного моделирования на модели WRF для условий зимнего городского острова тепла в январе 2017 г. показало, что региональная модель достаточно точно воспроизвела общую синоптическую картину изменений температуры. Это вполне ожидаемый результат, поскольку модель управлялась глобальными данными усвоения и численного моделирования.

Однако, при этом модель воспроизвела лишь самые очевидные черты городского острова тепла. Отклонения между модельными и наблюдаемыми полями температур достигали 5 °С. Такого масштаба ошибки наблюдаются не только вблизи поверхности, но и в толщине пограничного слоя, не уменьшаясь с высотой. Воспроизвести детали городской аномалии температуры не получилось: временная динамика разницы измерений в двух точках наблюдений слабо коррелирует с модельной разницей. Это хорошо видно в сравнении с тесной корре-

ляцией двух модельных временных рядов, полученных на моделях с шагом пространственной сетки 2 и 6 км. Ошибки восстановления вертикальных профилей температуры в пограничном слое оказались достаточно велики в сравнении со средним значением самой амплитуды острова тепла (составляют 100% и более), особенно на высотах сильной инверсии температуры.

Нельзя также быть уверенным в том, что модель правильно воспроизвела осредненную разницу температур между городской средой и загородной местностью, ведь такая осредненная оценка должна обладать правильной чувствительностью к изменению синоптических условий. В сопоставление долговременных трендов разницы температур в двух точках измерений, по модели и натурным измерениям, не показывает такой чувствительности. Выше слоя перемешивания, на больших высотах, модель демонстрирует очень слабую изменчивость, значительно меньшую, чем показывают прямые измерения.

Выявленные расхождения между результатами моделирования и наблюдениями указывают на важность задачи по тонкой настройке модели с учетом особенностей региона и периода исследования. Ошибки модели могут быть весьма разнообразны и включать в себя ошибки задания начальных и граничных условий, ошибки параметризации подсеточных процессов, ошибки описания свойств подстилающей поверхности. Поэтому тонкая настройка должна касаться как модели атмосферы (например, вопросов выбора параметризаций пограничного слоя), так и модели городской подстилающей поверхности, а также параметров землепользования и городской среды. В нашем случае одним из вероятных источников модельных ошибок может являться неточность определения антропогенного потока тепла. Для его задания нами использовались стандартные, широко используемые в мировой практике значения. Можно предположить, что они не соответствуют реально наблюдавшимся значениям для условий экстремальных зимних морозов, когда затраты тепла на отопление зданий резко увеличились.

Решение задачи тонкой настройки мезомасштабных моделей невозможно без сопоставления результатов моделирования с данными инструментальных наблюдений. Поле температуры является пространственно гладким и потому удобным для сопоставления моделей и точечных наблюдений. В то же время, вертикальные градиенты и пространственная разница температур

между точками измерений более чувствительны к ошибкам моделей. Поскольку остров тепла — это все же пространственная аномалия, именно пространственные различия в данных измерений и моделирования, в первую очередь, характеризуют качество используемой модели. Если измеряемая разница не показывает одинакового поведения, то сопоставление может быть проведено в классе случайных функций. Как показал проведенный анализ, несмотря на вполне закономерное и ярко выраженное поведение динамического процесса (понижение температуры на 30 °С), разница температур между близкими точками измерений в городской среде и загородной местности выше приземного слоя демонстрирует лишь случайные отклонения и совершенно не показывает суточного хода пространственных различий даже при отсутствии облачности (7–8 января).

Результаты проведенного исследования указывают на необходимость осторожного использования результатов регионального моделирования в задачах оценки исследования и прогноза городского острова тепла, а также на важность тонкой настройки используемых моделей. Физические соображения и накопленный опыт моделирования [15] подсказывают, что главным объектом настройки является описание составляющих теплового баланса, особенно соотношение потоков явного (турбулентность) и скрытого тепла (испарения) с городской территории, а также антропогенных источников. Во многих современных исследованиях задача настройки региональных моделей для урбанизированных территорий решается на примере летних условий, характеризующихся преимущественно стационарным суточным ходом. Однако развитие универсальных модельных инструментов требует ее решения и для других сезонов, когда имеют место принципиально иной режим погоды и другие факторы формирования городских аномалий метеорологического режима. Рассмотренный нами случай формирования острова тепла на фоне экстремальных морозов января 2017 г. можно рекомендовать в качестве удобного периода для тестирования и настройки мезомасштабных моделей для зимних условий.

Благодарность

Авторы выражают искреннюю признательность Д.Д. Кузнецову и В.С. Люлюкину за помощь в получении данных измерений на Звенигородской научной станции, ГПБУ «Мосэкомониторинг», ФГБУ «Центральное УГМС» и Метеорологической обсерватории

МГУ за предоставление данных наблюдений. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты 18-08-00074, 19-05-00028, 18-05-60126. Работа Варенцова М.И. по анализу пространственной структуры острова тепла по данным приземных наблюдений выполнена при поддержке Российского Научного Фонда, проект 17-77-20070.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Han J.Y., Baik J.J., Lee H.* Urban impacts on precipitation // *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.* 2014. V. 50. № 1. P. 17–30.
2. *Hidalgo J., Pigeon G., Masson V.* Urban-breeze circulation during the CAPITOUL experiment: Observational data analysis approach // *Meteorol. Atmos. Phys.* 2008. V. 102. № 3–4. С. 223–241.
3. *Lemonsu A., Masson V.* Simulation of a summer urban breeze over Paris // *Boundary-Layer Meteorol.* 2002. V. 104. № 3. P. 463–490.
4. *Shepherd J.M.* A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future // *Earth Interact.* 2005. V. 9. № 12. P. 1–27.
5. *Lokoshchenko M.A., Korneva I.A.* Underground urban heat island below Moscow city // *Urban Clim.* 2015. V. 13. P. 1–13.
6. *Benz S.A., Bayer P., Goettsche F.M., Olesen F.S., Blum P.* Linking Surface Urban Heat Islands with Groundwater Temperatures // *Environ. Sci. Technol.* 2016. V. 50. № 1. P. 70–78.
7. *Elmore A.J., Guinn S.M., Minsley B.J., Richardson A.D.* Landscape controls on the timing of spring, autumn, and growing season length in mid-Atlantic forests // *Glob. Chang. Biol.* 2012. V. 18. № 2. P. 656–674.
8. *Esau I., Miles V.V., Davy R., Miles M.W., Kurchatova A.* Trends in normalized difference vegetation index (NDVI) associated with urban development in northern West Siberia // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. № 15. P. 9563–9577.
9. *Zhou D., Zhao S., Zhang L., Sun G., Liu Y.* The footprint of urban heat island effect in China // *Sci. Rep.* 2015. V. 5. P. 2–12.
10. *Dillon M.B., Lamanna M.S., Schade G.W., Goldstein A.H., Cohen R.C.* Chemical evolution of the Sacramento urban plume: Transport and oxidation // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D5. P. 206.
11. *Mote T.L., Lacke M.C., Shepherd J.M.* Radar signatures of the urban effect on precipitation distribution: A case study for Atlanta, Georgia // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № 20. P. 2–5.
12. *Oke T.R., Mills G., Christen A., Voogt J.A.* Urban climates.: Cambridge University Press, 2017.

13. *Arnfield A.J.* Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island // *International journal of climatology*. 2003. V. 23(1). P. 1–26.
14. *Grimmond C.S.B.* Progress in measuring and observing the urban atmosphere // *Theoretical and Applied Climatology*. 2006. V. 84(1–3). P. 3–22.
15. *Tzavali A., Paravantis J.P., Mihalakakou G., Fotiadi A., Stigka E.* Urban heat island intensity: A literature review // *Fresenius Environ. Bull.* 2015. V. 24. P. 4535–4554.
16. *Oke T.R.* The energetic basis of the urban heat island // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1982. V. 108(455). P. 1–24.
17. *Oke T.R., Spronken-Smith A., Jauregui E., Grimmond C.S.B.* The energy balance of central Mexico City during the dry season // *Atmos. Environ.* 1999. V. 33. P. 3919–3930.
18. *Hawkins T.W., Brazel A.J., Stefanov W.L., Bigler W., Saffell E.M.* The role of rural variability in Urban Heat Island Determination for Phoenix, Arizona // *J. Appl. Meteorol.* 2004. V. 43. P. 476–486.
19. *Fast J.D., Torcolini J.C., Redman R.* Vertical temperature profiles and the urban heat island measured by a temperature datalogger network in Phoenix, Arizona // *J. Appl. Meteorol.*, 2005. V. 44. P. 3–13.
20. *Morris C.J.G., Simmonds I., Plummer N.* Quantification of the influences of wind and cloud on the nocturnal urban heat island of a large city // *J. Appl. Meteorol.* 2001. V. 40. P. 169–182.
21. *Livada I., Santamouris M., Niachou K., Papanikolaou N., Mihalakakou G.* Determination of places in the great Athens area where the heat island effect is observed // *Theor. Appl. Climatol.*, 2002. V. 71. P. 219–230.
22. *Klysiak K., Fortuniak K.* Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Lodz, Poland // *Atmos. Environ.* 1999. V. 33. P. 3885–3895.
23. *Hinkel K.M., Nelson F.E., Klene A.E., Bell J.H.* The urban heat island in winter at Barrow, Alaska // *Int. J. Climatol.* 2003. V. 23. № 15. P. 1889–1905.
24. *Еланский Н.Ф., Лаврова О.В., Мохов И.И., Ракин А.А.* Структура острова тепла над городами России по наблюдениям с передвижной лаборатории // *Доклады Академии наук*. 2012. Т. 443. № 3. С. 366–371.
25. *Rizwan A.M., Dennis L.Y., Chunho L.I.U.* A review on the generation, determination and mitigation of Urban Heat Island // *Journal of Environmental Sciences*. 2008. V. 20(1). P. 120–128.
26. *Горчаков Г.И., Кадыгров Е.Н., Куницын В.Е., Захаров В.И., Семутникова Е.Г., Карпов А.В., Курбатов Г.А., Миллер Е.А., Сутанский С.И.* Московский остров тепла в блокирующем антициклоне летом 2010 г. // *Доклады академии наук*. 2014. Т. 456. № 5. С. 591–591.
27. *Ревич Б.А.* Волны жары, качество атмосферного воздуха и смертность населения Европейской части России летом 2010 года: результаты предварительной оценки // *Экология человека*. 2011. № 7. С. 3–9.
28. *Виноградова В.В.* Волны тепла на Европейской территории России в начале XXI в. // *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. 2014. № 1. С. 47–55.
29. *Варенцов М.И., Константинов П.И., Самсонов Т.Е., Репина И.А.* Изучение феномена городского острова тепла в условиях полярной ночи с помощью экспериментальных измерений и дистанционного зондирования на примере Норильска // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2014. Т. 11(4). С. 329.
30. *Hinkel K.M., Nelson F.E.* Anthropogenic heat island at Barrow, Alaska, during winter: 2001–2005 // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2007. V. 112. № 6. P. 2001–2005.
31. *Magee N., Curtis J., Wendler G.* The urban heat island effect at Fairbanks, Alaska // *Theor. Appl. Climatol.* 1999. V. 64. № 1–2. P. 39–47.
32. *Константинов П.И., Грищенко М.Ю., Варенцов М.И.* Картографирование островов тепла городов Заполярья по Совмещенным данным полевых измерений и космических снимков на примере г. Апатиты (Мурманская Область) // *Исследования Земли из космоса*. 2015. № 3. С. 27–33.
33. *Konstantinov P., Varentsov M., Esau I.* A high density urban temperature network deployed in several cities of Eurasian Arctic // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13. № 7.
34. *Varentsov M., Konstantinov P., Baklanov A., I. Esau, Miles V., Davy R.* Anthropogenic and natural drivers of a strong winter urban heat island in a typical Arctic city // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 17573–17587.
35. *Nygård T., Valkonen T., Vihma T.* Characteristics of Arctic low-tropospheric humidity inversions based on radio soundings // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14. № 4. P. 1959–1971.
36. *Wetzel C., Brümmer B.* An Arctic inversion climatology based on the European Centre Reanalysis ERA-40 // *Meteorol. Zeitschrift*. 2011. V. 20. № 6. P. 589–600.
37. *Atlaskin E., Vihma T.* Evaluation of NWP results for wintertime nocturnal boundary-layer temperatures over Europe and Finland // *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 2012. V. 138. № 667. P. 1440–1451.
38. *Anderson W., Li Q., Bou-Zeid E.* Numerical simulation of flow over urban-like topographies and evaluation of turbulence temporal attributes // *Journal of Turbulence*. 2015. V. 16. № 9. P. 809–831.
39. *Sadique J., Yang X.I.A., Meneveau C., Mittal R.* Aerodynamic properties of rough surfaces with high aspect-ratio roughness elements: effect of aspect ratio and arrangements // *Boundary-Layer Meteorology*. 2017. V. 163. № 2. P. 203–224.

40. *Li X.X., Britter R., Norford L.K.* Effect of stable stratification on dispersion within urban street canyons: A large-eddy simulation // *Atmospheric Environment*. 2016. V. 144. P. 47–59.
41. *Глазунов А.В.* Численное моделирование устойчивостратифицированных турбулентных течений над поверхностью городского типа. Спектры и масштабы, параметризация профилей температуры и скорости // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50(4). С. 406–419.
42. *Глазунов А.В.* Численное моделирование устойчиво-стратифицированных турбулентных течений над плоской и городской поверхностями. *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50(3). С. 271–281.
43. *Varentsov M., Wouters H., Platonov V., Konstantinov P.* Megacity-Induced Mesoclimatic Effects in the Lower Atmosphere: A Modeling Study for Multiple Summers over Moscow, Russia // *Atmosphere (Basel)*. 2018. V. 9. № 2. P. 50.
44. *Trusilova K., Schubert S., Wouters H., Früh B., Grossman-Clarke S., Demuzere M., Becker P.* The urban land use in the COSMO-CLM model: a comparison of three parameterizations for Berlin // *Meteorol. Z.* 2016. V. 25(2). P. 231–44.
45. *Salamanca F., Martilli A., Tewari M., Chen F.* A study of the urban boundary layer using different urban parameterizations and high-resolution urban canopy parameters with WRF // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2011. V. 50(5). P. 1107–1128.
46. *Baklanov A., Mestayer P.G., Clappier A., Zilitinkevich S., Joffre S., Mahura A., Nielsen N.W.* Towards improving the simulation of meteorological fields in urban areas through updated/advanced surface fluxes description // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8. № 3. P. 523–543.
47. Метеорологический температурный профилемер МТП-5 [Электронный ресурс] <http://attex.net/RU/mtp5.php>
48. *Юшков В.П.* Дистанционное зондирование и мезомасштабные синоптические модели в изучении городского пограничного слоя // *Оптика атмосферы и океана*. 2017. Т. 30(4). С. 315–328.
49. *Кадыгров Е.Н., Кузнецова И.Н., Голицын Г.С.* Остров тепла в пограничном слое атмосферы над большим городом: новые результаты на основе дистанционных данных // *Докл. РАН*. 2002. Т. 385. № 4. С. 541.
50. *Кузнецова И.Н., Кадыгров Е.Н., Миллер Е.А., Нахаев М.И.* Характеристики температуры в нижнем 600-метровом слое по данным дистанционных измерений приборами МТП-5 // *Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25(10). С. 877–883.
51. *Эзау И.Н., Вольф Т., Миллер Е.А., Репина И.А., Троицкая Ю.И., Зилитинкевич С.С.* Анализ результатов дистанционного мониторинга профиля температуры в нижних слоях атмосферы долины города Берген (Норвегия) // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 10. С. 93–103.
52. *Троицкий А.В.* Дистанционное определение температуры атмосферы из спектральных радиометрических измерений в линии $\lambda = 5$ мм // *Изв. вузов. Радиофиз.* 1986. Т. 29(8). С. 878–888.
53. The Wether Research & Forecasting Model [Электронный ресурс] <http://www.wrf-model.org>
54. *Michalakes J., Dudhia J., Gill D., Henderson T., Klemp J., Skamarock W., Wang W.* The weather research and forecast model: software architecture and performance // *Use of High Performance Computing in Meteorology*. 2005. P. 156–168.
55. *Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Duda M.G., Huang X.Y., Wang W., Powers J.G.* A description of the advanced research WRF Version 3, NCAR technical note, Mesoscale and Microscale Meteorology Division. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA. 2008. 520 p.
56. Global Forecast System [Электронный ресурс] <http://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS/doc.php>
57. *Thompson G., Rasmussen R.M., Manning K.* Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis // *Monthly Weather Review*. 2004. V. 132(2). P. 519–542.
58. *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 // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2008. V. 113(D13).
59. *Tewari M., Chen F., Wang W., Dudhia J., LeMone M.A., Mitchell K., Ek M., Gayno G., Wegiel J., Cuenca R.H.* January. Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model // In 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction. 2004. V. 1115. P. 11–15.
60. *Grell G.A., Dévényi D.* A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques // *Geophysical Research Letters*. 2002. V. 29(14). P. 38–1.
61. *Bougeault P., Lacarrere P.* Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta-Scale Model // *Monthly Weather Review*. 1989. V. 117(8). P. 1872–1890.
62. *Chen F., Kusaka H., Bornstein R., Ching J., Grimmond C.S.B., Grossman-Clarke S., Loridan T., Manning K.W., Martilli A., Miao S., Sailor D.* The integrated WRF/urban modelling system: development, evaluation, and applications to urban environmental problems // *International Journal of Climatology*. 2011. V. 31(2). P. 273–288.
63. *Stewart I.D., Oke T.R.* Local climate zones for urban temperature studies // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2012. V. 93. № 12. P. 1879–1900.

64. Шехтман Б.П. Климат Москвы: (Особенности климата большого города). Гидрометеиздат. 1969.
65. Argentini S., Mastrantonio G., Lena F. Case studies of the wintertime convective boundary-layer structure in the urban area of Milan, Italy // *Boundary-Layer Meteorology*. 1999. V. 93(2). P. 253–267.
66. Baik J.J., Kim Y.H., Chun H.Y. Dry and moist convection forced by an urban heat island // *Journal of applied meteorology*. 2001. V. 40(8). P. 1462–1475.
67. Смирнова М.М., Рубинштейн К.Г., Юшков В.П. Оценка воспроизведения региональной моделью характеристик пограничного слоя атмосферы // *Метеорология и гидрология*. 2011. № 12. С. 5–16.
68. Юшков В.П., Каллистратова М.А., Кузнецов Р.Д., Курбатов Г.А., Крамар В.Ф. Опыт использования доплеровского акустического локатора для измерения профиля скорости ветра в городских условиях // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2007. Т. 43(2). С. 193–205.

Modeling of the Heat Island in the Period of Extreme Frost in Moscow in January 2017

V. P. Yushkov¹, M. M. Kurbatova², M. I. Varentsov^{1,3}, E. A. Lezina⁴, G. A. Kurbatov¹,
E. A. Miller⁵, I. A. Repina^{3,1}, A. Yu. Artamonov³, M. A. Kallistratova³

¹*Lomonosov Moscow State University*

Leninskie gory, 1-4, Moscow, 119234, Russia

²*Nuclear Safety Institute RAS,*

Bol'shaya Tul'skaya, 52, Moscow, 115191, Russia

³*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS*

Pyzhevski 3, Moscow, 119017, Russia

⁴*Mosekmonitoring,*

New Arbat Ave, 11-1, Moscow, 119019, Russia

⁵*Central Aerological Observatory*

Pervomayskaya, 3, Dolgoprudny, 141700, Russia

E-mail: repina@ifaran.ru

Received: 17.01.2019

Accepted: 29.05.2019

Using the example of an analysis of an extreme lowering of temperature in Moscow in January 2017, the horizontal and vertical extent of the urban heat island against the background of a strong stable stratification of the atmospheric boundary layer is studied. The possibilities of measuring and monitoring the vertical structure of the atmosphere by means of ground-based remote sensing are investigated. The capabilities of the mesoscale model WRF, adapted for a detailed description of mixing processes in the atmospheric boundary layer, in reproducing the spatial dynamics of the temperature anomaly are demonstrated. The numerical estimates of the amplitude and vertical extent of the urban heat island are compared with the measurement accuracy and the total errors of the numerical predictions. Comparison of measurement data and numerical simulation results on the WRF model, using the example of a winter urban heat island in January 2017, showed that mesoscale synoptic models so far only capture the main features of the urban heat island. But deviations between model and observed temperature fields can reach 5 °C.

Keywords: urban heat island, mesoscale modeling, atmospheric stratification, inversions.