

ISSN 0002-3515

Том 61, Номер 2

Март–Апрель 2025

ИЗВЕСТИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Журнал оригинальных и обзорных статей по всем аспектам теоретических, модельных и экспериментальных работ по физике атмосферы и океана



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 61, номер 2, 2025

О влиянии граничных условий на неустойчивость геострофических течений <i>Н. П. Кузьмина, С. Л. Скороходов, Н. В. Журбас, Д. А. Лыжков</i>	123
Сравнение результатов мезомасштабного и вихреразрешающего моделирования с данными наблюдений в пограничном слое атмосферы <i>С. В. Анисимов, Е. А. Мареев, С. В. Галиченко, Н. В. Ильин, А. А. Прохорчук, Е. В. Климанова, А. С. Козьмина, К. В. Афиногенов, А. В. Гурьев</i>	133
Тенденции изменения солености вод Северной Атлантики по данным океанских реанализов в 1980–2011 гг. <i>П. А. Сухонос, Н. А. Дианский</i>	158
Центры действия атмосферы: современные особенности и возможные изменения по расчетам с использованием моделей CMIP6 и CMIP5 <i>И. И. Мохов, А. М. Осипов, А. В. Чернокульский</i>	170
Зависимость амплитуды суточного хода температуры поверхности Азово-Черноморского бассейна от различных гидрометеорологических факторов по данным дистанционного зондирования и результатам моделирования <i>В. А. Рубакина, А. А. Кубряков, А. И. Кубряков</i>	192
Аэрозольное загрязнение атмосферы (обзор). Часть 1. Источники, химический состав, количество природных первичных аэрозольных частиц и их воздействие на здоровье человека <i>С. А. Рябова</i>	207
Оценка антропогенной составляющей потоков парниковых газов с поверхности водохранилищ энергетического назначения Российской Федерации <i>А. А. Романовская, П. Д. Полумиева, И. А. Репина, А. А. Трунов, В. М. Степаненко, В. А. Ломов</i>	238
Оценка амплитуды сейш, возбуждаемых удаленными землетрясениями в малых водоемах суши <i>Д. Н. Валеева, М. А. Носов</i>	260

CONTENT

Volume 61, No. 2, 2025

On the Influence of Boundary Conditions on the Instability of Geostrophic Currents <i>N. P. Kuzmina, S. L. Skorokhodov, N. V. Zhurbas, D. A. Lyzhkov</i>	123
Comparison of Mesoscale and Large-Eddy Simulation Results with Observational Data in the Atmospheric Boundary Layer <i>S. V. Anisimov, E. A. Mareev, S. V. Galichenko, N. V. Ilin, A. A. Prokhorchuk, E. V. Klimanova, A. S. Kozmina, K. V. Aphinogenov, A. V. Guriev</i>	133
Trends in the Salinity of the North Atlantic Waters According to Ocean Reanalysis Data in 1980–2011 <i>P. A. Sukhonos, N. A. Diansky</i>	158
Atmospheric Centers of Action: Modern Features and Possible Changes from Simulations with CMIP6 and CMIP5 Models <i>I. I. Mokhov, A. M. Osipov, A. V. Chernokulsky</i>	170
Dependence of the Azov-Black Sea Basin Surface Temperature Amplitude on Various Hidrometeorological Factors According to Remote Sensing Data and Modeling Results <i>V. A. Rubakina, A. A. Kubryakov, A. I. Kubryakov</i>	192
Aerosol Pollution of the Atmosphere (Review). Part 1. Sources, Chemical Composition, Quantity of Natural Primary Aerosol Particles and Their Impact On Human Health <i>S. A. Riabova</i>	207
Estimation of the Anthropogenic Component of Greenhouse Gas Fluxes From the Surface of Energy Reservoirs in the Russian Federation <i>A. A. Romanovskaya, P. D. Polumieva, I. A. Repina, A. A. Trunov, V. M. Stepanenko, V. A. Lomov</i>	238
Assessment of the Amplitude of Seiches Generated by Remote Earthquakes in Small Inland Water Bodies <i>D. N. Valeeva, M. A. Nosov</i>	260

УДК 551.465

О ВЛИЯНИИ ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ НА НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ГЕОСТРОФИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ

© 2025 г. Н. П. Кузьмина^{а, *}, С. Л. Скороходов^{б, **}, Н. В. Журбас^а, Д. А. Лыжков^а

^аИнститут океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Нахимовский проспект, 36, Москва, 117997 Россия

^бФИЦ «Информатика и Управление» РАН, ул. Вавилова, 44, Москва, 119333 Россия

*e-mail: kuzmina@ocean.ru

**e-mail: sskorokhodov@gmail.com

Поступила в редакцию 02.08.2024 г.

После доработки 21.09.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Проведен анализ влияния граничных условий на неустойчивость геострофического зонального течения конечного поперечного масштаба с вертикальным параболическим профилем скорости общего вида в ограниченном по вертикали слое. Модель основана на уравнении потенциального вихря в квазигеострофическом приближении с учетом вертикальной диффузии массы и импульса. Уравнение и граничные условия сводились к спектральной задаче на собственные значения типа Орра–Зоммерфельда. Для расчета собственных функций и собственных значений использовался высокоточный аналитико-численный метод. Рассматривались два вида условий на горизонтальных границах слоя: равенство нулю возмущений вертикальной скорости и потоков плавучести (задача I); равенство нулю возмущений вертикальной скорости и возмущений горизонтальных скоростей (задача II). Получено, что граничные условия задачи II, которые включают условия прилипания, способствуют стабилизации длинноволновых неустойчивых возмущений и сужают диапазон неустойчивых коротковолновых возмущений. Отмечается, однако, что все типы неустойчивости течения, полученные при решении задачи I, такие как бароклинная неустойчивость, неустойчивость критического слоя, а также новая неустойчивость, характеризующаяся фазовой скоростью, превышающей максимальную скорость течения, возникают и при использовании граничных условий прилипания, но в более узком диапазоне изменения физических параметров исходного уравнения.

Ключевые слова: неустойчивость океанских геострофических течений, диффузия импульса и массы, задача на собственные значения

DOI: 10.31857/S0002351525020014, EDN: GKPOLH

1. ВВЕДЕНИЕ

Исследование влияния граничных условий на динамику возмущений в моделях описания неустойчивости океанских геострофических течений является актуальным, прежде всего, для обоснования применимости полученных результатов к реальным ситуациям.

С целью такого исследования мы будем анализировать неустойчивость океанского геострофического течения с параболическим вертикальным профилем скорости общего вида [Скороходов и Кузьмина, 2022; Кузьмина и др., 2023]. Это позволит при определенных пара-

метрах модели рассмотреть и частный случай течения с линейным вертикальным профилем скорости, которое является типичным для изучения неустойчивости, возникающей из-за вертикального сдвига (см., например, [Eady, 1949; Miles, 1965; Stern, 1975; Педлоски, 1984; Калашник, 2001; Шакина, 2013]).

Для описания неустойчивости зонального течения конечного поперечного масштаба в ограниченном по вертикали слое будем опираться на модель, основанную на уравнении потенциального вихря в квазигеострофическом приближении с учетом вертикальной диффузии импульса и массы. Модельное уравнение,

вывод которого подробно представлен в работах [Kuzmina, 2016; Кузьмина и др., 2018, 2019], сводится к спектральному уравнению четвертого порядка (аналог уравнения Орра–Зоммерфельда). Принципиально важным является то, что четвертый порядок уравнения при классической параметризации диссипации обусловлен учетом в модели вертикальной диффузии массы, а не вертикальной диффузии импульса. Именно это является аргументом для выбора условий на горизонтальных границах слоя: кроме равенства нулю вертикальной скорости возмущений, дополнительно полагается равенство нулю потоков плавучести. Можно предположить, что эти, физически обоснованные граничные условия, занижают влияние трения на неустойчивые возмущения. Поэтому представляет интерес рассмотреть данную задачу с условиями равенства нулю возмущений горизонтальной скорости (условия прилипания) вместо условия равенства нулю потоков плавучести. Так, в работах [Скороходов и Кузьмина, 2018; Кузьмина и др., 2019], в которых анализировалась неустойчивость течения с параболическим профилем скорости (максимум скорости течения был в центре слоя) подробно обсуждались два вида граничных условий. В статьях [Скороходов и Кузьмина, 2018, 2019] представлены и некоторые результаты расчетов неустойчивых возмущений для течения большого поперечного масштаба с учетом условий прилипания, показывающие, что условия прилипания стабилизируют возмущения с малыми волновыми числами. Учитывая, что в данных работах изучались только конкретные виды течений, целесообразно провести более общий анализ влияния условий прилипания на неустойчивость геострофических течений. В связи с этим в настоящей работе будет проведено сравнение влияния на растущие возмущения геострофического течения более общего вида двух типов граничных условий. Будет также представлено обсуждение параметризации трения в задачах описания квазигеострофических движений в океане.

2. МОДЕЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ

Для удобства изложения статьи кратко повторим постановку задачи [Кузьмина и др., 2023]. Уравнение потенциального вихря в безразмерном виде для зонального течения с пара-

болическим вертикальным профилем с максимумом в центре слоя было выведено и подробно анализировалось в [Кузьмина и др., 2018, 2019]. Для скорости основного потока с вертикальным параболическим профилем общего вида оно выводится аналогично, и без учета бета-эффекта имеет вид:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U(z) \frac{\partial}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} + \text{Bu} \cdot \Delta p \right) - U''_{zz} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{R} \left(\frac{\partial^4 p}{\partial z^4} + \text{Pr} \cdot \text{Bu} \cdot \frac{\partial^2 \Delta p}{\partial z^2} \right), \quad (1)$$

где p – возмущение давления, $U(z) = 1 - az^2 + bz$, $a = \frac{s_1 H_0^2}{U_0}$, $b = \frac{s_2 H_0}{U_0}$, s_1, s_2 – положительные константы, характеризующие величины вертикальных линейного и постоянного сдвигов скорости, U_0 – скорость течения в середине слоя, $2H_0$ – вертикальный масштаб слоя, $R = U_0 H_0^2 / (KL) = \text{Re} H_0 / L$, $\text{Re} = U_0 H_0 / K$ – число Пекле (аналог числа Рейнольдса), K – коэффициент вертикальной диффузии плавучести, $\text{Bu} = H_0^2 N_0^2 / (f^2 L^2)$ – число Бургера (см., например, [Cushman–Roisin, 1994]), N_0 – частота плавучести в фоновом состоянии, L – горизонтальный поперечный масштаб зонального геострофического течения, f – параметр Кориолиса, $\text{Pr} = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}$. Ось x направлена на восток (зональная координата); ось y – на север (меридиональная координата), ось z – вверх. Скорость зонального течения направлена вдоль координаты x . Диапазон изменения переменной y в рассматриваемой области: $y \in [0, 1]$. Диапазон изменения переменной z : $z \in [-1, 1]$. Для определенности положим, что скорость течения на нижней границе слоя, $z = -1$, равна нулю, то есть $U_0 = s_1 H_0^2 + s_2 H_0$, и, следовательно, $a + b = 1$.

Первый член в скобках, в правой части уравнения (1), описывает влияние диффузии массы, второй член в скобках описывает влияние трения (диффузии импульса).

Безразмерные переменные и искомая функция вводились по формулам: $x^* = x / L$, $y^* = y / L$, $z^* = z / H_0$, $t^* = t U_0 / L$, $p^* = p / p_0$,

p_0 — размерная константа, $[p_0] = m^2 c^{-2}$ (давление нормировано на отсчетную плотность). Звездочки, которыми отмечены безразмерные переменные и искомая функция, в (1) опущены.

Условия равенства нулю вертикальной скорости на горизонтальных границах слоя и условия равенства нулю возмущений скоростей на боковых границах течения сводятся к следующим уравнениям:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + (1 - az^2 + bz) \frac{\partial}{\partial x} \right) \frac{\partial p}{\partial z} - (-2az + b) \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{R} \frac{\partial^3 p}{\partial z^3}, \quad z = \pm 1, \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial x} = 0, \quad y = 0, \quad y = 1. \quad (3)$$

Дополнительное условие равенства нулю потоков плавучести на границах слоя имеет вид:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = 0, \quad z = -1, \quad z = 1. \quad (4)$$

И, наконец, альтернативное к условию (4), граничное условие прилипания имеет вид:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = 0, \quad z = -1, \quad z = 1. \quad (5)$$

Мы будем рассматривать две следующие задачи: уравнение (1) с граничными условиями (2)–(4) (задача I) и уравнение (1) с граничными условиями (2), (3), (5) (задача II).

Следуя стандартному подходу исследования неустойчивости течений (см., например, [Eady, 1949; Lin, 1955]) подставим в (1)–(5) выражение для возмущения давления в виде: $p = F(z) e^{ik(x-ct)} \sin(\pi ny)$. Здесь мы ограничимся случаем $n = 1$: масштаб возмущения в меридиональном направлении равен масштабу фронта или течения (максимально растущая мода). После подстановки получим соответствующее уравнение и граничные условия в спектральном виде:

$$(1 - az^2 + bz - c) \left(\frac{d^2 F}{dz^2} - \text{Bu} \cdot (k^2 + \pi^2) F \right) + 2aF = \frac{1}{ikR} \left(\frac{d^4 F}{dz^4} - \text{Bu} \cdot \text{Pr} \cdot (k^2 + \pi^2) \frac{d^2 F}{dz^2} \right), \quad (6)$$

$$(1 - a + b - c) \frac{dF}{dz} - F \cdot (-2a + b) = \frac{1}{ikR} \frac{d^3 F}{dz^3}, \quad z = 1, \quad (7)$$

$$-c \frac{dF}{dz} - F \cdot (2a + b) = \frac{1}{ikR} \frac{d^3 F}{dz^3}, \quad z = -1, \quad (8)$$

$$\frac{d^2 F}{dz^2} = 0, \quad z = -1, \quad z = 1, \quad (9)$$

$$F = 0, \quad z = -1, \quad z = 1, \quad (10)$$

где k — безразмерное волновое число вдоль координаты x , $c = c_1 + i \cdot c_2$ — комплексная фазовая скорость, i — мнимая единица. Возмущения растут со временем, то есть являются неустойчивыми, если $c_2 > 0$. Задача I: уравнение (6) и граничные условия (7)–(9). Задача II: уравнение (6) и граничные условия (7), (8), (10).

При $a = 1$, $b = 0$ задача I сводится к задаче, рассмотренной в работах [Скороходов и Кузьмина, 2018; Кузьмина и др., 2019], при $a = 0$, $b = 1$ она сводится к задаче [Кузьмина и др., 2020], которая подробно рассматривалась для слоя от $z = 0$ до $z = 1$.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ МОДЕЛЬНЫХ ЗАДАЧ I И II

Для поиска собственных функций (СФ) и собственных значений (СЗ) модельных задач I и II использовался новый высокоточный аналитико-численный метод решения уравнения 4-го порядка с малым параметром при старшей производной [Skorokhodov and Kuzmina, 2024], более эффективный, чем разработанные ранее методы для решения аналогичных задач (см., например, [Скороходов, Кузьмина, 2018, 2021]). Основное отличие данного метода от предыдущих заключается в том, что на отрезке интегрирования $z \in [-1, 1]$ вводится система трех, а не двух, окрестностей, в каждой из которых решение строится в виде степенных разложений, причем гладкая сшивка разложений позволяет вычислять СФ и СЗ с высокой точностью. Для эффективности решения настоящих задач в широком диапазоне изменения волнового числа при проведении расчетов использовались построенные асимптотические разложения (аналитические решения) при $k \rightarrow 0$. Это позволило уменьшать время численного счета и получать собственные значения при произвольно малом изменении волнового числа.

Учитывая, что нас интересует, прежде всего, неустойчивость течения, мы будем представлять в системе координат c_1 и c_2 только такие

распределения СЗ при непрерывном изменении волнового числа k (так называемые, траектории СЗ), на которых наблюдаются собственные значения с положительной мнимой частью, $c_2 > 0$ (подробнее о траекториях СЗ см., например, [Orszag, 1971; Reddy et al., 1993; Trefethen, 1997; Shkalikov, 2004; Скороходов, 2007 а, б]).

На первом этапе для построения траекторий оценивались на основе анализа асимптотических разложений СФ и СЗ при $k \rightarrow 0$. Отметим, что спектры СЗ задач, подобных задачам I и II, являются счетными и дискретными для любого k и значений параметров задачи (см., например, [Shkalikov, 2004]). На втором этапе, с целью анализа, в первую очередь, неустойчивости течения, из множества СЗ выбирались СЗ с максимальными величинами c_2 . Прежде всего, выбирались СЗ с $c_2 \geq 0$ и те СЗ с $c_2 < 0$, модули которых имели минимальные значения. Как правило, выбирались десять СЗ. Эти СЗ упорядочивались в соответствии с уменьшением величины c_2 , а именно: первое СЗ имело максимальное значение c_2 , второе СЗ имело следующее по величине значение c_2 , и так далее. Наконец, численно рассчитывались с большой точностью траектории выбранных СЗ при почти непрерывном увеличении волнового числа до значения $k = 2500$. Обозначение траекторий принималось в соответствии с упорядоченным набором СЗ: первая траектория – это траектория первого СЗ, вторая траектория – это траектория второго СЗ, и так далее. Для любого случая анализа задач I и II рассчитывались не менее десяти траекторий. Методы построения траекторий и спектров соб-

ственных значений для задач I и II подробно изложены в работах [Скороходов и Кузьмина, 2018, 2021; Skorokhodov and Kuzmina, 2024].

На рис. 1 представлены две первые траектории СЗ задачи I при $Bu = 0.0001$ (широкое течение), $R = 10$, $Pr = 1$ и различных значениях параметра a . Результаты свидетельствуют о том, что существуют неустойчивые возмущения с большими длинами волн (малыми волновыми числами, $k \ll 1$).

При $a = 1$ (рис. 1а), когда максимум скорости среднего течения расположен в центре слоя, фазовая скорость неустойчивых возмущений на двух траекториях может превышать максимальную скорость течения ($U_{max} = 1$). Такую неустойчивость необходимо отличать от бароклиной неустойчивости и неустойчивости критического слоя (подробнее см. [Кузьмина и др., 2019]). При $a = 0.5$ (рис. 1б) неустойчивые возмущения с фазовой скоростью, превышающей максимальную скорость потока ($U_{max} = 1.125$), наблюдаются также на двух траекториях, причем на второй траектории такие возмущения наблюдаются на больших волновых числах от $k = 9.5$ до $k = 115$. При $a = 0.2$ безразмерная максимальная скорость потока равна $U_{max} = 1.6$, и согласно рис. 1в неустойчивых возмущений с фазовой скоростью, превышающей максимальную скорость потока, нет. Подробное описание указанных возмущений в зависимости от отклонения максимума скорости потока от центра слоя дано в работе [Кузьмина и др., 2023].

Расчеты первых двух траекторий СЗ для задачи II при тех же значениях параметров, что

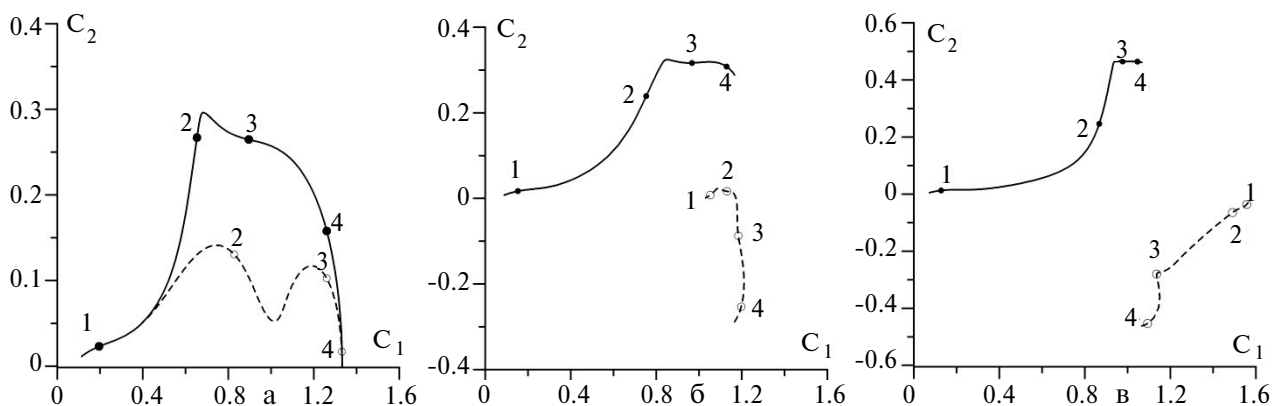


Рис. 1. Первые (сплошные линии) и вторые (штриховые линии) траектории СЗ для задачи I при $Bu = 0.0001$, $R = 10$, $Pr = 1$ и различных значениях параметра a : (а) $a = 1$; (б) $a = 0.5$; (в) $a = 0.2$. Точки на траекториях показывают значения СЗ при $k = 0.1$ (4), $k = 1$ (3), $k = 100$ (2), $k = 1000$ (1)

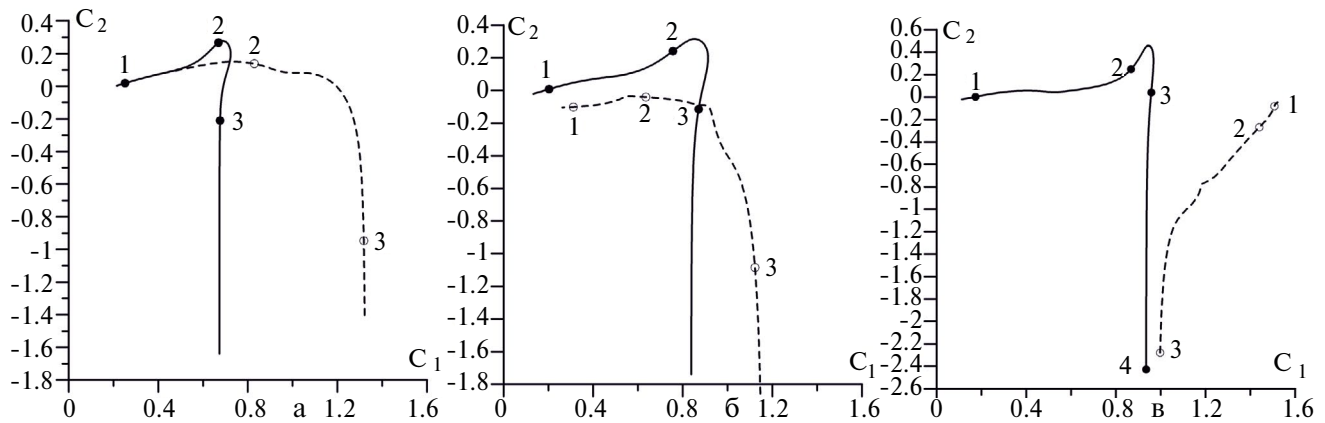


Рис. 2. То же, что и на рис. 1, но для задачи II

и ранее, показаны на рис. 2. На первой траектории (рис. 2а) нет неустойчивых собственных значений с фазовой скоростью, превышающей максимальную скорость потока, причем неустойчивые возмущения на этой траектории наблюдаются только при $k > 2.8$. На второй траектории неустойчивые возмущения наблюдаются при $k > 7.4$, причем в диапазоне $7.5 \leq k \leq 33$ неустойчивые возмущения имеют фазовую скорость больше максимальной скорости потока. При $a = 0.5$ (рис. 2б) на первой траектории неустойчивые СЗ возникают при $k > 1.5$. На второй траектории неустойчивых СЗ не наблюдается. При $a = 0.2$ неустойчивые возмущения есть только на первой траектории при $k > 0.9$. Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о существенном сужении спектра неустойчивых возмущений, прежде всего за счет стабилизации длинноволновых возмущений (малые k).

Особый интерес представляет сравнение результатов расчетов задач I и II для течения с линейным вертикальным профилем скорости ($a = 0$): рис. 3 и 4.

Рассмотрим подробнее на рис. 3 изменение значения c_2 на первой траектории. При волновых числах k , лежащих в диапазоне изменения $0 < k \leq 4$, $c_2 \approx 0.557$. При $k > 4$ значение c_2 меняется медленно с ростом k : так при $k = 10$ величина $c_2 = 0.574$, и только при $k \approx 120$ уменьшается до значения 0.001. Далее наблюдается слабое увеличение и последующее уменьшение c_2 с ростом k . Максимальное значение $c_2 = 0.011$ при больших волновых числах (при $k > 120$) достигается при $k = 740$.

Описание неустойчивости течения с линейным вертикальным профилем скорости с уче-

том диффузии массы и импульса было подробно представлено в работе [Кузьмина и др., 2020], но для слоя от $z = 0$ до $z = 1$. Согласно этой работе область на первой траектории рис. 3 с постоянной фазовой скоростью ($c_1 = 1$) следует отнести к неустойчивым бароклинным возмущениям. Области на первой и второй траектории с положительными c_2 и фазовыми скоростями, отличными от единицы, следует отнести к неустойчивости критического слоя.

Расчеты задачи II при $a = 0$ показали, что неустойчивые СЗ могут наблюдаться на 4-х траекториях. Для удобства первая траектория и дополнительная к ней траектория представлены на двух первых фрагментах рис. 4. На последнем

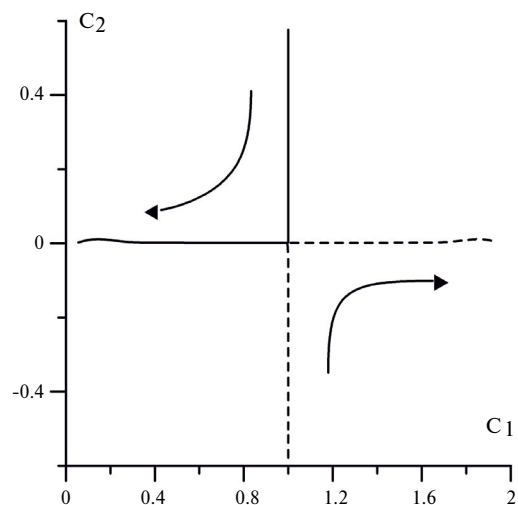


Рис. 3. Первая (сплошная линия) и вторая (штриховая линия) траектории СЗ для задачи I при $Bu = 0.0001$, $R = 10$, $Pr = 1$, $a = 0$. Стрелками показаны направления изменения СЗ при увеличении волнового числа k

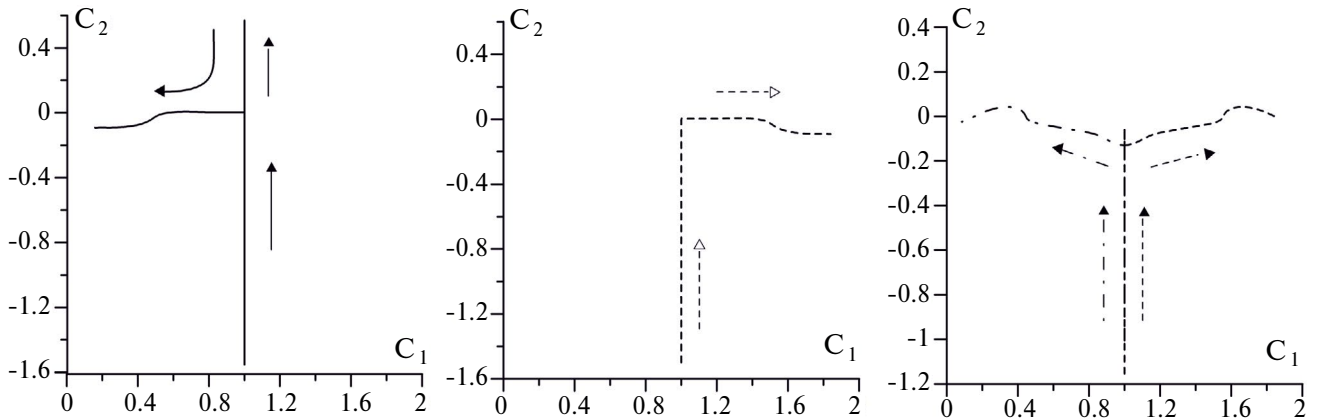


Рис. 4. Траектории СЗ для задачи II, на которых есть области СЗ с положительной мнимой частью ($Bu = 0.0001$, $R = 10$, $Pr = 1$, $a = 0$). Стрелками показаны направления изменения СЗ при увеличении волнового числа k

фрагменте рис. 4 представлены еще две траектории СЗ, на которых наблюдаются области СЗ с положительными значениями c_2 , свидетельствующие о неустойчивости критического слоя.

Опишем кратко изменение СЗ с ростом волнового числа k на левом фрагменте рис. 4, где представлена первая траектория. При малых k значение c_2 отрицательно, и при $k = 0.01$ равно $c_2 = -24.667$. С ростом волнового числа модуль c_2 уменьшается, и при k в диапазоне $0.72 \leq k \leq 0.74$ $c_2(k)$ переходит через ноль. Далее $c_2(k)$ растет с увеличением k вплоть до значения $c_2 = 0.5699$ (при $k = 12.7$), и затем с увеличением k значение

c_2 уменьшается до нуля (при $k \approx 179$), становясь отрицательным при $k > 179$. Таким образом, новое граничное условие подавляет неустойчивые возмущения на малых волновых числах. Однако и в данном случае существуют два типа неустойчивости течения: бароклинная неустойчивость и неустойчивость критического слоя. Это естественно следует и из других фрагментов рис. 4.

На рис. 5 представлены главные траектории для узкого фронта ($Bu = 0.1$) при $a = 0.5$ и прежних остальных параметрах. В данном случае расчеты результаты более наглядно, чем ранее, показывают, что в задаче II происходит стабиль-

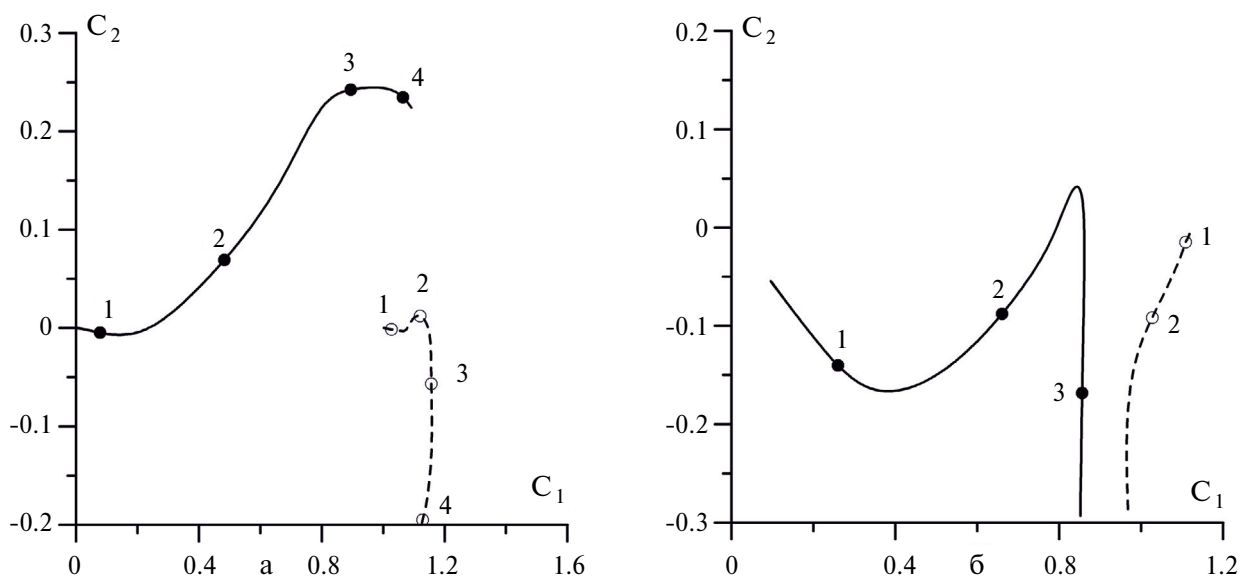


Рис. 5. Две первые траектории СЗ при $Bu = 0.1$, $R = 10$, $Pr = 1$, $a = 0.5$: а) задача I; б) задача II. Точки на траекториях показывают значения СЗ при $k = 0.1$ (4), $k = 1$ (3), $k = 10$ (2), $k = 100$ (1)

лизация неустойчивых возмущений не только при малых, но и при больших волновых числах.

Важным параметром неустойчивых возмущений в рамках данной работы является инкремент роста kc_2 максимально растущего возмущения при различных граничных условиях. На рис. 6 даны инкременты роста для случая широкого фронта при различных значениях параметра a , построенные на основе первых траекторий задач I и II.

На рис. 6а мы видим два ярких максимума на кривых зависимости инкремента роста от волнового числа, как для $a = 1$, так и для $a = 0.5$. Данные максимумы свидетельствуют о максимально растущих возмущениях вследствие бароклиной неустойчивости (первый максимум) и неустойчивости критического слоя (второй максимум). (Описание данных двух видов неустойчивости для аналогичных задач дано, например, в [Кузьмина и др., 2019].) При $a = 1$ значения kc_2 в максимумах равны: $kc_2 = 36.7$ при $k = 200$ и $kc_2 = 24.4$ при $k = 1450$. При $a = 0.5$ значения kc_2 в максимумах следующие: $kc_2 = 24.8$ при $k = 125$ и $kc_2 = 17.6$ при $k = 1325$.

Отметим также, что инкременты роста на двух кривых рис. 6а спадают с ростом k после второго максимума, но являются положительными даже при $k = 2500$. Ограничение по волновому числу $k = 2500$ определялось с

точки зрения целесообразности выполнения большого числа вычислений: хотя метод расчета практически применим при сколь угодно больших значениях волнового числа k , но для его реализации в таких случаях требуется высокая точность для представления десятичных чисел с очень большой мантисой и, следовательно, значительное реальное время для необходимого объема вычислений.

Во втором случае (рис. 6б) на кривой для $a = 1$ наблюдается только один, первый максимум при $k = 200$. Максимальное значение kc_2 в этом случае составляет 38.3. При $a = 0.5$ в точке первого максимума $kc_2 = 25.3$ ($k = 125$), в точке второго максимума значение $kc_2 = 25.3$ ($k = 405$).

Результаты расчетов, представленные на рис. 6, показывают, что граничные условия существенно влияют и на неустойчивость при высоких значениях волнового числа: в рамках задачи II наблюдается не только стабилизация коротковолновых неустойчивых возмущений, но и смещение максимально растущих возмущений, обусловленных неустойчивостью критического слоя, в область меньших волновых чисел.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Здесь мы кратко представили результаты анализа влияния граничных условий на неустойчи-

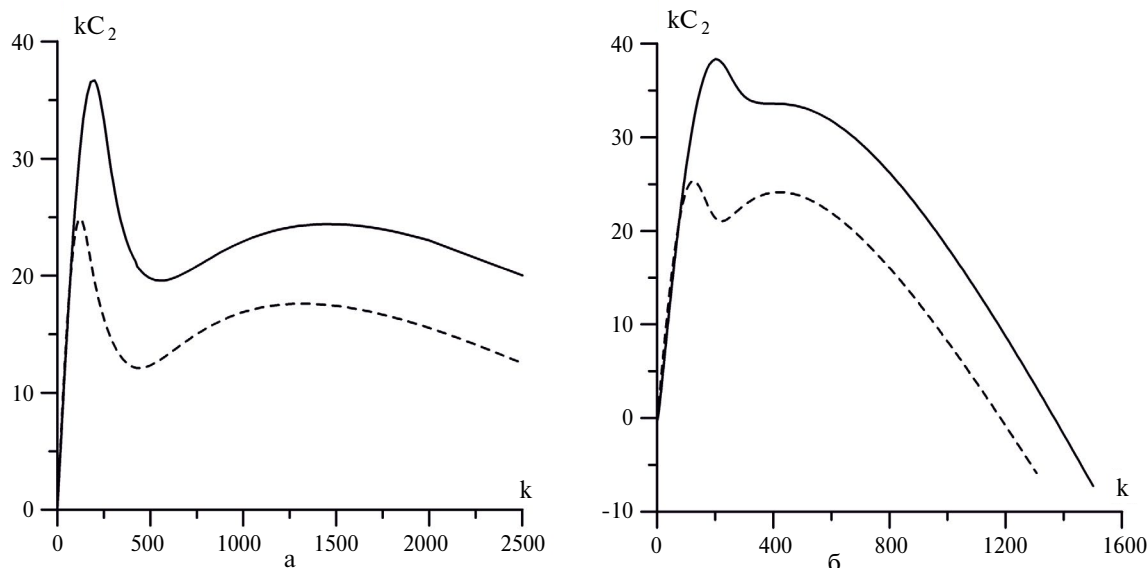


Рис. 6. Инкременты роста неустойчивых возмущений, построенные на основе первых траекторий, для различных граничных условий при $Bu = 0.0001$, $R = 10$, $Pr = 1$ и $a = 1$ (сплошные линии), $a = 0.5$ (штриховые линии): а) задача I; б) задача II

вость геострофического течения с параболическим вертикальным профилем общего вида. Результаты анализа свидетельствуют о том, что граничные условия прилипания (см. результаты расчетов задачи II) стабилизируют длинноволновые неустойчивые возмущения и сужают диапазон неустойчивых коротковолновых возмущений. Однако все типы неустойчивости течения, такие как бароклинная неустойчивость, неустойчивость критического слоя, а также новая неустойчивость, характеризующаяся фазовой скоростью, превышающей максимальную скорость течения (см. задачу I и подробное описание видов неустойчивости в работах [Кузьмина и др., 2019, 2023]), возникают и при граничных условиях прилипания, но в более узком диапазоне изменения параметров задачи. Этот факт является подтверждением того, что в рамках уравнения потенциального вихря с учетом вертикальной диффузии импульса и массы можно описывать при различных граничных условиях применительно к океану вихри, обусловленные неустойчивостью разного типа, и крупномасштабные интрузии океанского термоклина [Zhurbas, 2018; Кузьмина и др., 2018].

Отметим также, что вопрос о проблеме учета трения в задачах описания квазигеострофической динамики не является тривиальным. Действительно, если в уравнении (6) не учитывать диффузию массы, то это уравнение будет являться уравнением второго порядка. В таком случае на горизонтальных границах слоя следует принять, прежде всего, равенство нулю возмущения вертикальной скорости. Для дополнительного граничного условия с целью более эффективного учета влияния трения на возмущения необходимо в таком случае отказаться от классической параметризации трения. Так, в работе [McWilliams, 1989] влияние трения описывалось на основе четвертой, а не второй, производной возмущений скорости по вертикальной координате z . Такой подход усложняет и вид решения исходного уравнения, так как без учета диффузии массы исходное, классическое уравнение потенциального вихря второго порядка приводится к уравнению четвертого порядка. Насколько такой подход является обоснованным для описания реальных ситуаций в океане, требует отдельного исследования.

5. ВЫВОДЫ

Проведен анализ влияния граничных условий на неустойчивость геострофического зонального течения конечного поперечного масштаба с вертикальным параболическим профилем скорости общего вида в ограниченном по вертикали слое. Модель основана на уравнении потенциального вихря в квазигеострофическом приближении с учетом вертикальной диффузии массы и импульса. Уравнение и граничные условия сводились к спектральной задаче на собственные значения типа Орра–Зоммерфельда. Рассматривались два вида условий на горизонтальных границах слоя: 1) равенство нулю возмущений вертикальной скорости и потоков плавучести (задача I); 2) равенство нулю возмущений вертикальной скорости и возмущений горизонтальных скоростей (задача II). Для одних и тех же значений физических параметров уравнения рассчитывались траектории собственных значений и инкременты роста неустойчивых возмущений для граничных условий «1» и «2». На основе сравнения результатов получено, что использование граничных условий «2», которые включают условия прилипания, способствует стабилизации длинноволновых неустойчивых возмущений и сужает диапазон неустойчивых коротковолновых возмущений. Отмечается, однако, что все типы неустойчивости течения, полученные при условиях «1», такие как бароклинная неустойчивость, неустойчивость критического слоя, а также новая неустойчивость, характеризующаяся фазовой скоростью, превышающей максимальную скорость течения, возникают и при использовании граничных условий прилипания, но в более узком диапазоне изменения физических параметров задачи. Представлено также краткое обсуждение вопроса о проблеме учета трения в задачах описания квазигеострофической динамики в океане.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа поддерживалась бюджетным финансированием Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема FMWE -2024-0015).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Калашиник М.В. К теории симметричной и несимметричной устойчивости зональных геострофических течений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 3. С. 418–421.
- Кузьмина Н.П., Скороходов С.Л., Журбас Н.В., Лыжков Д.А. О неустойчивости геострофического течения с линейным вертикальным сдвигом скорости на масштабах интрузионного расслоения // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 1. С. 54–63.
- Кузьмина Н.П., Скороходов С.Л., Журбас Н.В., Лыжков Д.А. Описание возмущений океанских геострофических течений с линейным вертикальным сдвигом скорости с учетом трения и диффузии плавучести // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 2. С. 73–85.
- Кузьмина Н.П., Скороходов С.Л., Журбас Н.В., Лыжков Д.А. О влиянии трения и диффузии плавучести на динамику геострофических океанских течений с линейным вертикальным профилем скорости // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 6. С. 676–678.
- Кузьмина Н.П., Скороходов С.Л., Журбас Н.В., Лыжков Д.А. О видах неустойчивости геострофического течения с вертикальным параболическим профилем скорости // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 2. С. 230–241.
- Скороходов С.Л. Численный анализ спектра задачи Орра–Зоммерфельда // Ж. вычисл. матем. и матем. физ. 2007 а. Т. 47. № 10. С. 1672–1691.
- Скороходов С.Л. Точки ветвления собственных значений оператора Орра–Зоммерфельда // Докл. РАН. 2007 б. Т. 416. № 5. С. 600–605.
- Скороходов С.Л., Кузьмина Н.П. Аналитико-численный метод решения задачи типа Орра–Зоммерфельда для анализа неустойчивости течений в океане // Ж. вычисл. матем. и матем. физ. 2018. Т. 58. № 6. С. 976–992.
- Скороходов С.Л., Кузьмина Н.П. Спектральный анализ модельных течений типа Куэтта применительно к океану // Ж. вычисл. матем. и матем. физ. 2019. Т. 59. № 5. С. 106–127.
- Скороходов С.Л., Кузьмина Н.П. Спектральный анализ малых возмущений геострофических течений с параболическим вертикальным профилем скорости применительно к океану // Ж. вычисл. матем. и матем. физ. 2021. Т. 61. № 12. С. 2010–2023.
- Скороходов С.Л., Кузьмина Н.П. Аналитико-численный метод для анализа малых возмущений океанских геострофических течений с параболическим вертикальным профилем скорости общего вида // Ж. вычисл. матем. и матем. физ. 2022. Т. 62. № 12. С. 2043–2053.
- Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика / Под редакцией Каменковича В.М., Моница А.С. М.: Мир, 1984. 812 с.
- Шакина Н. П. Лекции по динамической метеорологии. М.: Триада ЛТД, 2013. 160 с.
- Cushman-Roisin B. Introduction to the Geophysical Fluid Dynamics. New Jersey 07632, Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1994. 320 p.
- Eady E.T. Long waves and cyclone waves // Tellus. 1949. V. 1. № 3. P. 33–52.
- Kuzmina N.P. Generation of large-scale intrusions at baroclinic fronts: an analytical consideration with a reference to the Arctic Ocean // Ocean Sci. 2016. V. 12. P. 1269–1277. doi: 10.5194/os-12-1269-2016.
- Lin C.C. The Theory of Hydrodynamic Stability. Cambridge University Press, 1955. 155 p.
- McWilliams James C. Statistical properties of decaying geostrophic turbulence // J. Fluid Mech. 1989. V. 198. P. 199–230.
- Miles J.W. Effect of Diffusion on Baroclinic Instability of the Zonal Wind // J. Atmos. Sci. 1965. V. 22. P. 146–151.
- Orszag S.A. Accurate solution of the Orr–Sommerfeld equation // J. Fluid Mech. 1971. V. 50. № 4. P. 689–703.
- Reddy S.C., Schmid P.J., Henningson D.S. Pseudospectra of the Orr–Sommerfeld Operator // SIAM J. Appl. Math. 1993. V. 53. № 1. P. 15–47.
- Shkalikov A.A. Spectral portraits of the Orr–Sommerfeld operator with large Reynolds numbers // J. Math. Sci. 2004. V. 124. № 6. P. 5417–5441.
- Skorokhodov S.L., Kuzmina N.P. 2024, Analytical-Numerical Method for Solving the Spectral Problem in a Model of Geostrophic Oceanic Currents // Comput. Math. Math. Phys. 2024. V. 64. № 6. P. 1240–1253.
- Stern M.E. Ocean circulation physics. Academic press, 1975. 246 p.
- Trefethen L.N. Pseudospectra of linear operators // SIAM Rev. 1997. V. 39. № 3. P. 383–406.
- Zhurbas N.V. On the eigenvalue spectra for a model problem describing formation of the large-scale intrusions in the Arctic basin // Fundament. Applied Hydrophys. 2018. V. 11. № 1. P. 40–45.

ON THE INFLUENCE OF BOUNDARY CONDITIONS ON THE INSTABILITY OF GEOSTROPHIC CURRENTS

© 2025 N. P. Kuzmina^{1,*}, S. L. Skorokhodov^{2,**}, N. V. Zhurbas¹, D. A. Lyzhkov¹

¹*Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Nakhimovsky Prosp., 36, Moscow, 117997 Russia*

²*Federal Research Center "Computer Science and Control" of the RAS,
str. Vavilov, 44, Moscow, 119333 Russia*

**e-mail: kuzmina@ocean.ru*

***e-mail: sskorokhodov@gmail.com*

An analysis of the influence of boundary conditions on the instability of a geostrophic zonal current of finite transverse scale with a vertical parabolic velocity profile of a general form in a vertically limited layer has been carried out. The model is based on the potential vortex equation in the quasi-geostrophic approximation, taking into account the vertical diffusion of mass and momentum. The equation and boundary conditions were reduced to a spectral eigenvalue problem of the Orr–Sommerfeld type. A high-precision analytical-numerical method was used to calculate eigenfunctions and eigenvalues. Two types of conditions at the horizontal boundaries of the layer were considered: the equality of vertical velocity disturbances and buoyancy fluxes to zero (problem I); equality of vertical velocity disturbances and horizontal velocity disturbances to zero (problem II). It is found that the boundary conditions of problem II, which include no-slip conditions, contribute to the stabilization of long-wave unstable disturbances and narrow the range of unstable short-wave disturbances. It is noted, however, that all types of current instability obtained by solving problem I, such as baroclinic instability, instability of the critical layer, as well as new instability, characterized by a phase velocity exceeding the maximum current velocity, also arise when using no-slip boundary conditions, but in a narrower range of changes in the physical parameters of the original equation.

Keywords: instability of ocean geostrophic currents, diffusion of momentum and mass, eigenvalue problem

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 рассматривающие 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; Udaya Kumar 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; Bannion, 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 °C в диапазоне от 0 до +50 °C. 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 CMP3 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

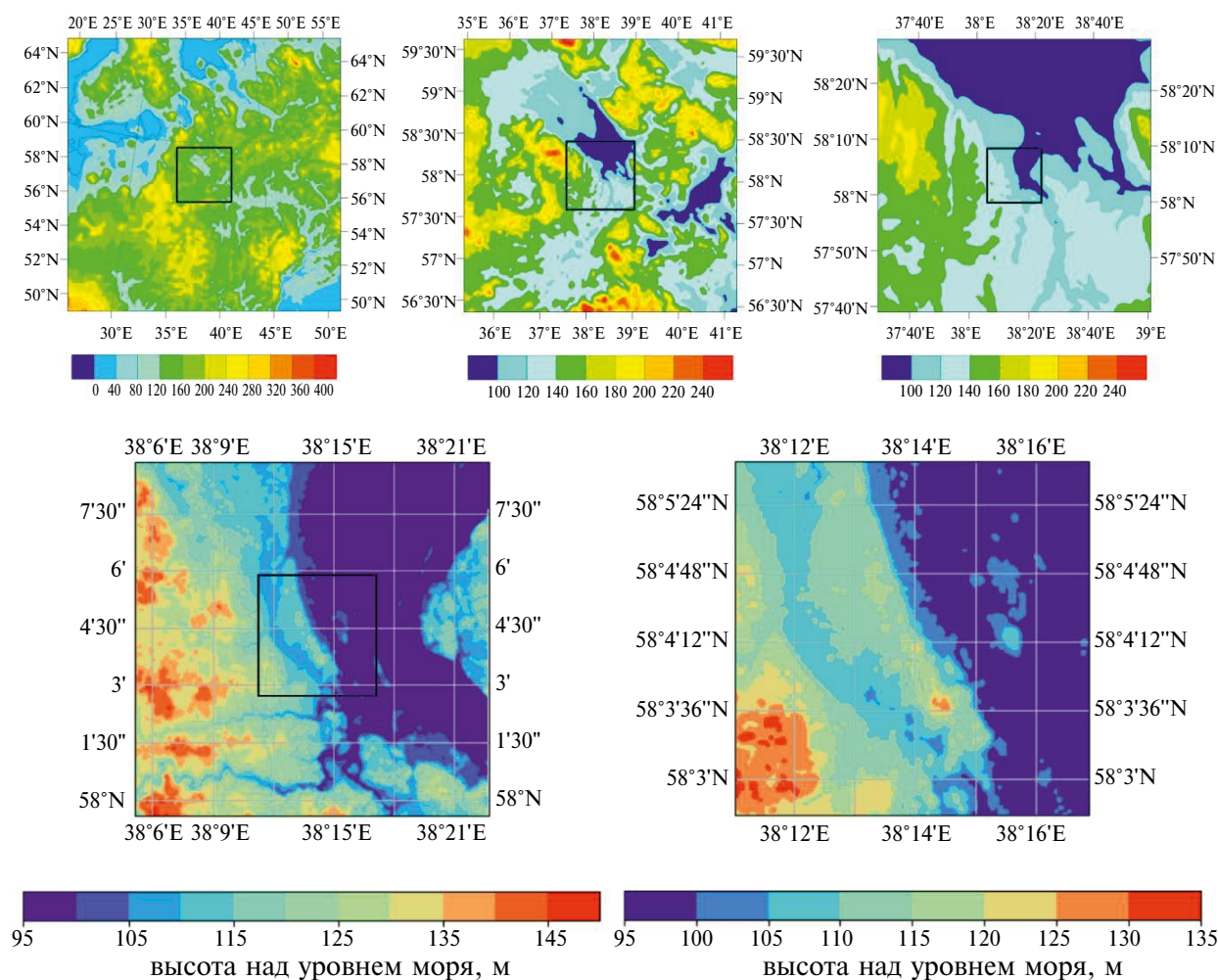


Рис. 1. Схема вложения расчётных областей D_1 – D_5

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 CUDT = 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 Зили́тинкевича	[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 $R_{ij} = \overline{u_i u_j}$ – тензор напряжений Рейнольдса, ковариации скорости и потенциальной температуры $H_i^{SGS} = \overline{u_i \theta}$, а также ковариации скорости и удельной влажности $E_i^{SGS} = \overline{u_i q}$, 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 $\Delta_\tau = 2\Delta_m$ [Germano et al., 1991]. Подсеточная часть ТКЭ находится из прогностического уравнения

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

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 $30 \times 30 \text{ м}^2$ (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]

$$f_i(x, y, \Delta_z/2) = -\frac{U_i(x, y, \Delta_z/2)}{\Delta_z} U_k \frac{\partial h}{\partial x_k} H \left(U_k \frac{\partial h}{\partial x_k} \right), \quad (7)$$

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

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,

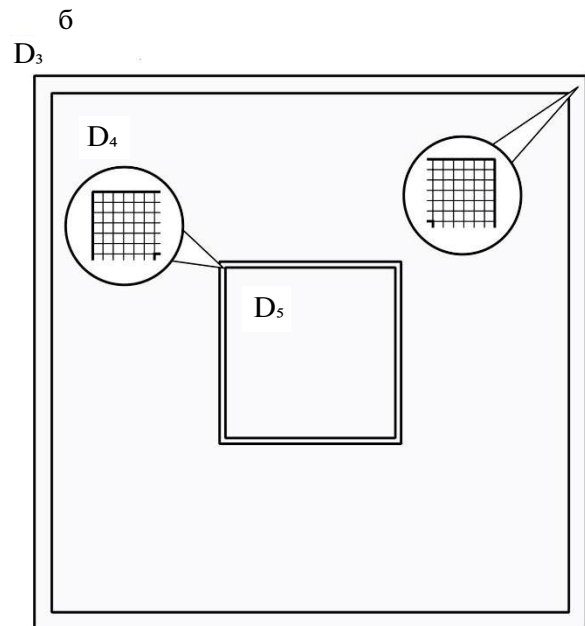
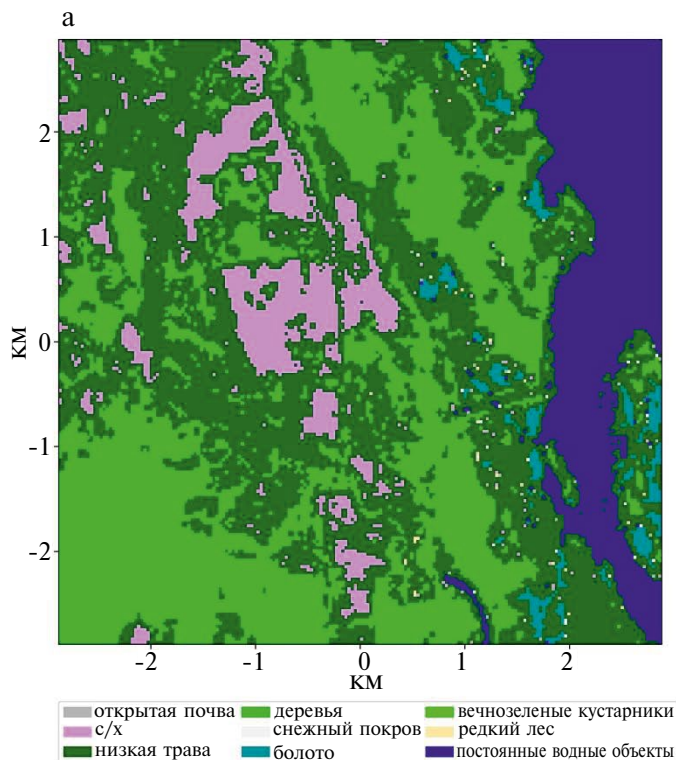


Рис. 2. а) Данные ESA WorldCover (<https://esa-worldcover.org/en>), подготовленные с помощью статического драйвера PALM, б) схема расположения ячеек, в которых применяется метод возбуждения мелкомасштабной турбулентности

отсчитываемых вглубь соответствующих доменов (рис. 26), 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]

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

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

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.

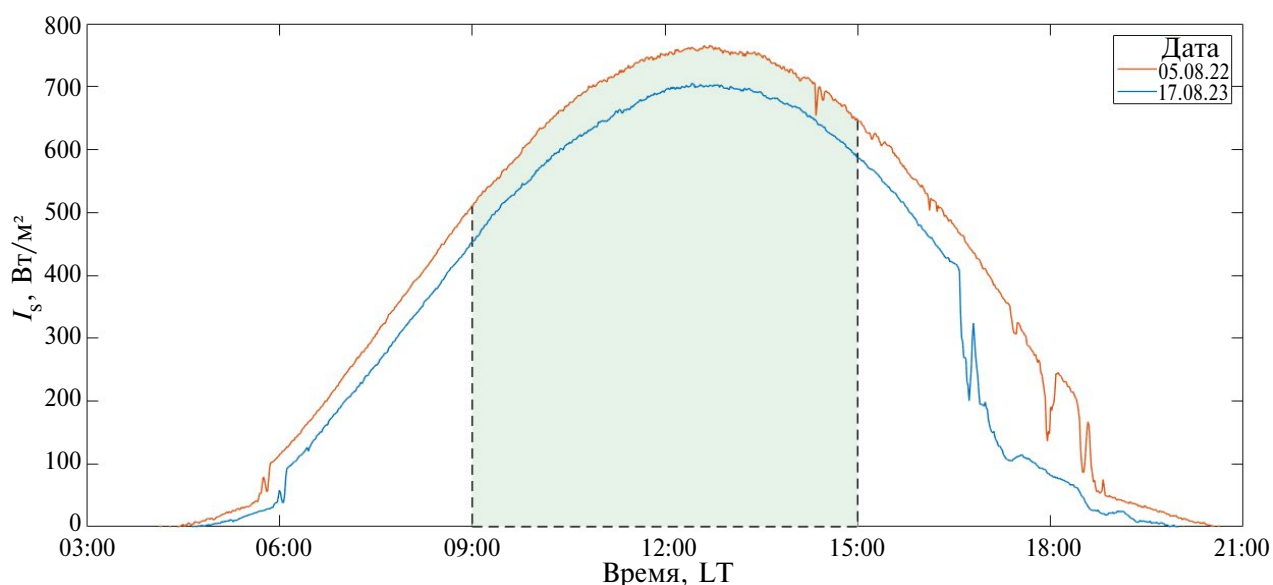


Рис. 3. Плотность потока приходящего коротковолнового солнечного излучения

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.upperair>) 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.

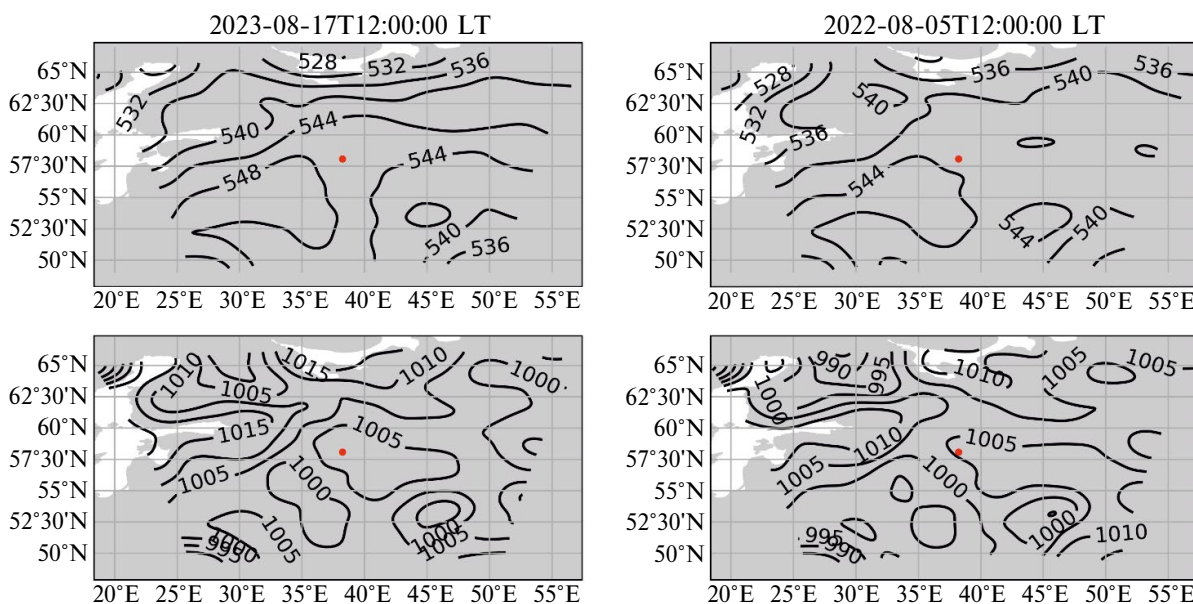


Рис. 4. Рассчитанные WRF распределения геопотенциальной высоты на уровне 500 гПа (верхний ряд) и атмосферного давления на уровне земной поверхности (нижний ряд) в 12 ч по местному времени; точка показывает положение Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН (58° 04' с.ш., 38° 14' в.д.)

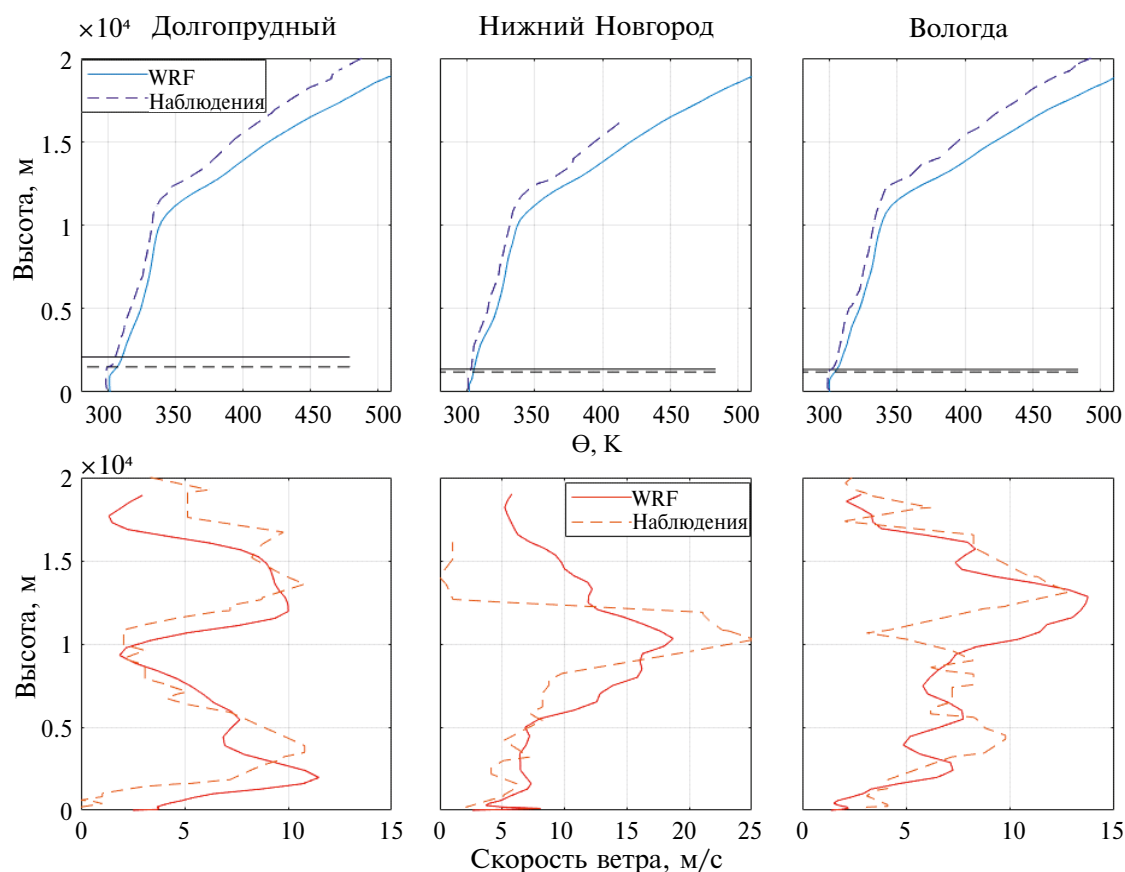


Рис. 5. Наблюдаемые и рассчитанные в модели WRF D₁ высотные профили потенциальной температуры и модуля горизонтальной скорости ветра в 12 UTC 17.08.2023; горизонтальные линии на графиках температуры показывают высоту АПС

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 профилемера 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-

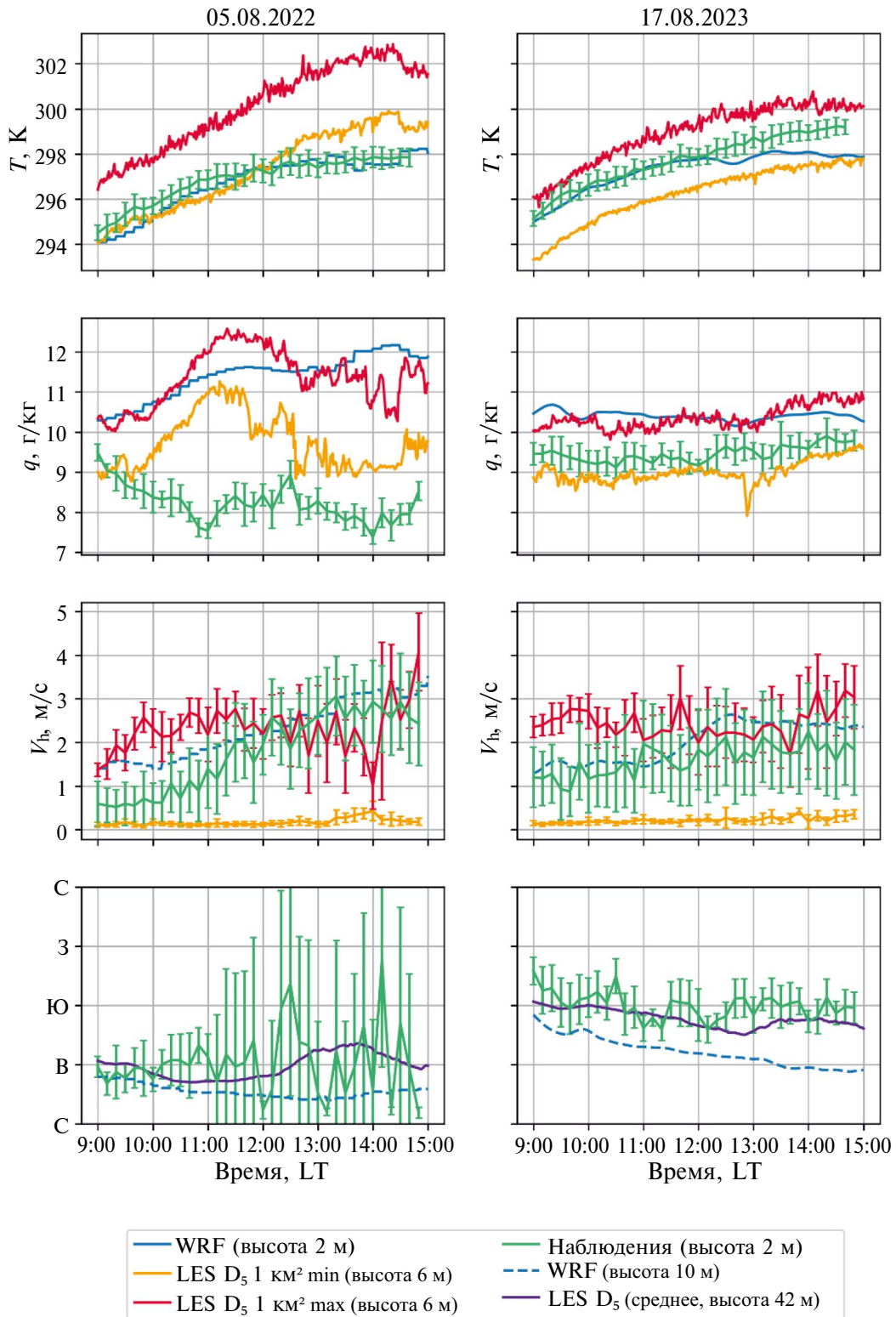


Рис. 6. Результаты моделирования и наземных наблюдений температуры (T), удельной влажности (q), модуля (V_h) и направления горизонтальной скорости ветра; min и max показывают мгновенные экстремальные значения в квадрате площадью 1 км² в центре D₅, направление ветра LES усреднено по указанному квадрату; высота 42 м отсчитывается от нижней границы D₅, совпадающей с уровнем реки и находится выше всех неоднородностей рельефа в D₅ (перепад высот в D₅ составляет 42 м, медианная высота в D₅ 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

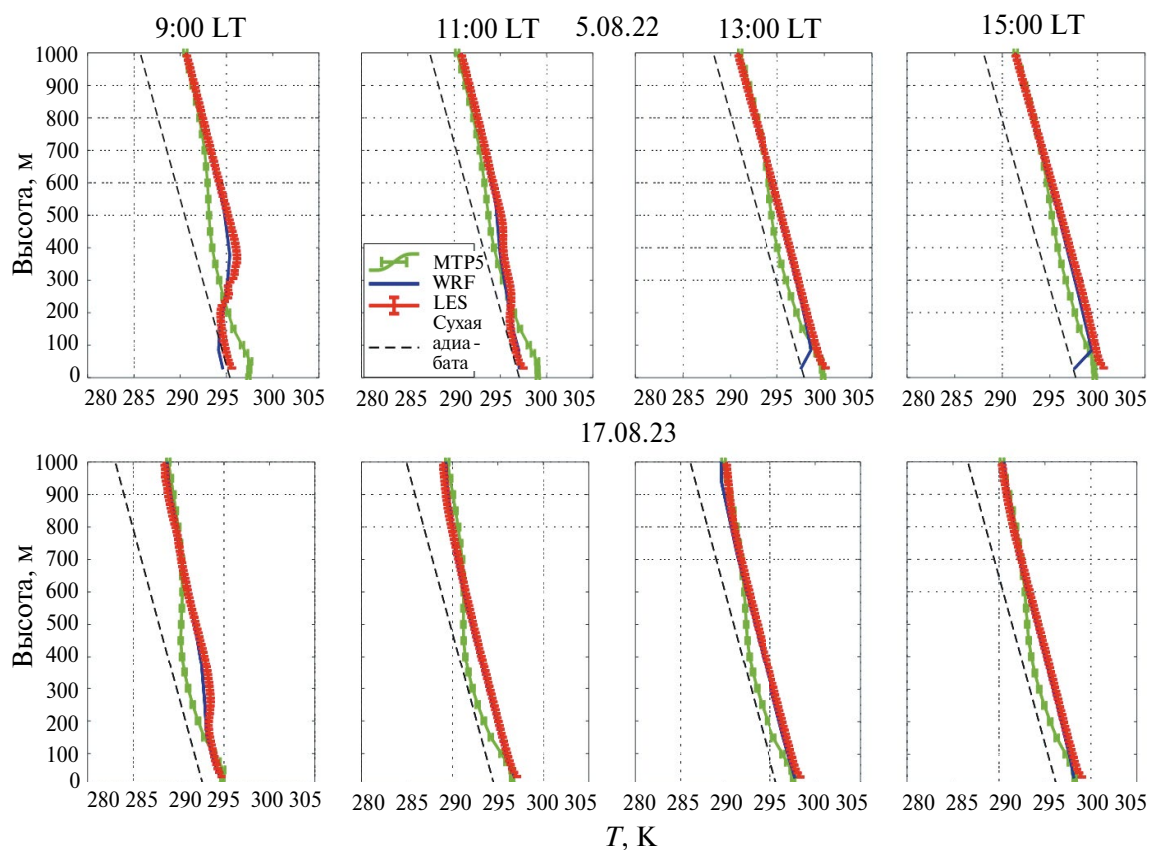


Рис. 7. Модельные и измеренные МТП-5 высотные профили температуры с усреднением 5 мин

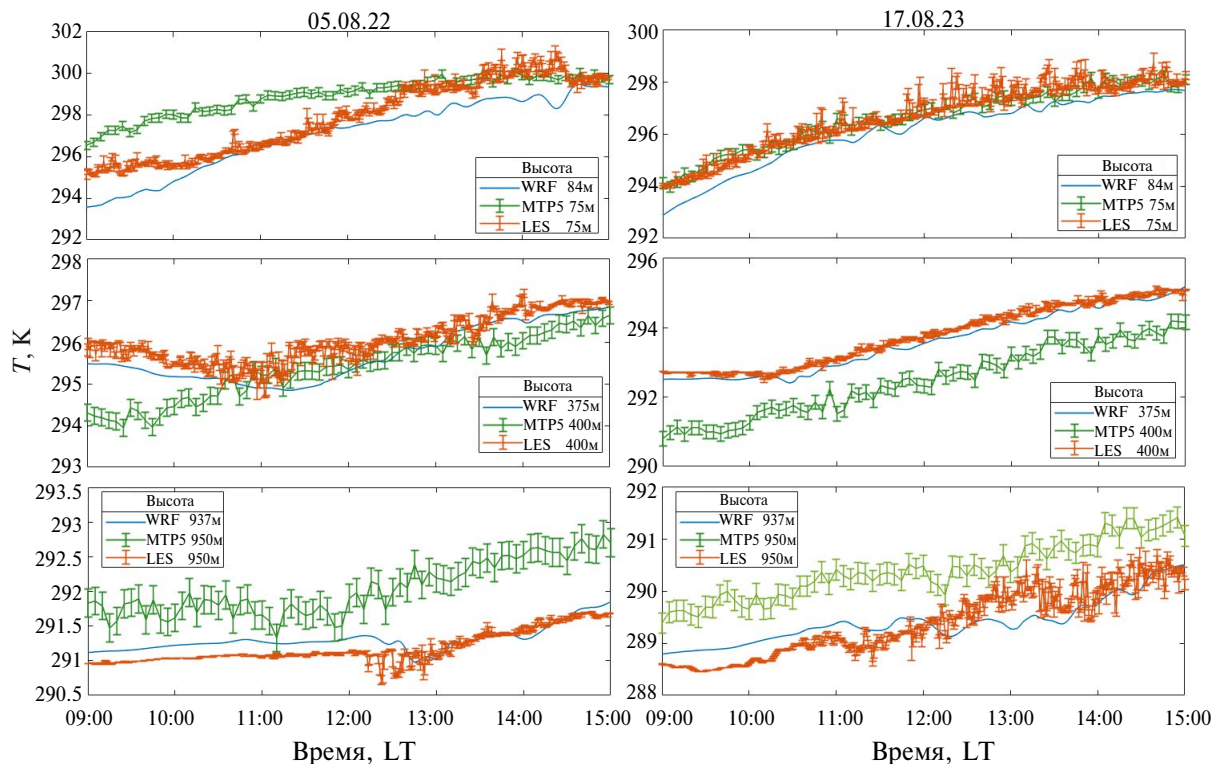


Рис. 8. Модельные и измеренные МТР-5 вариации температуры на трёх уровнях высоты с усреднением 5 мин

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 аккуратен, 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.

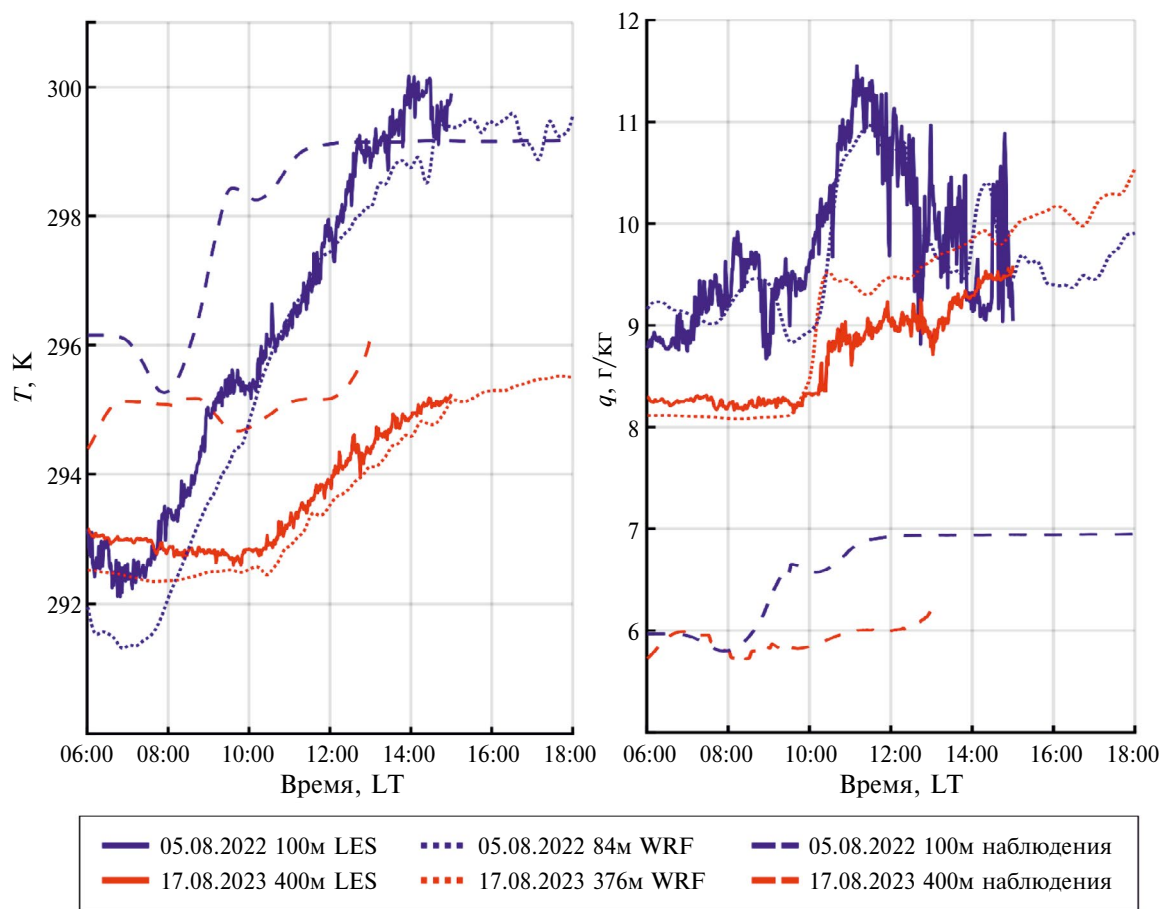


Рис. 9. Вариации температуры и удельной влажности на двух уровнях высоты по данным аэростатных наблюдений с усреднением 40 мин, результатам WRF с усреднением 10 мин и LES с усреднением 1 мин

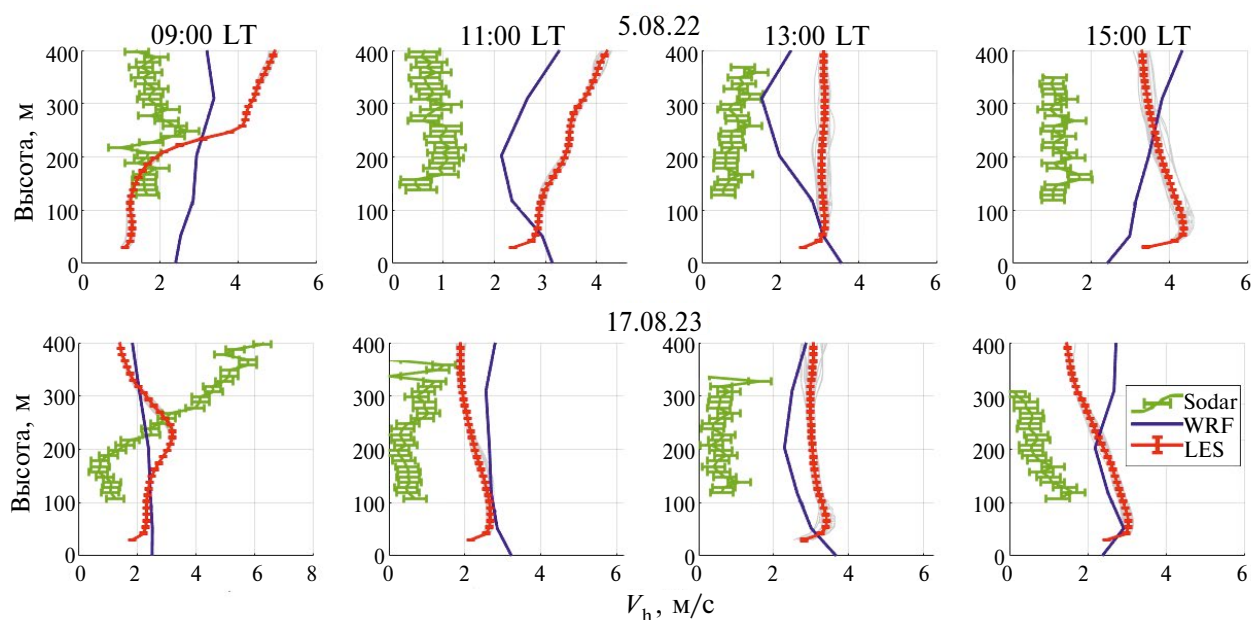


Рис. 10. Высотные профили модуля горизонтальной скорости ветра по данным акустического зондирования (SODAR), результатам WRF и LES с усреднением 10 мин.; серые линии показывают мгновенные профили LES; площадь усреднения результатов LES – 1 км²

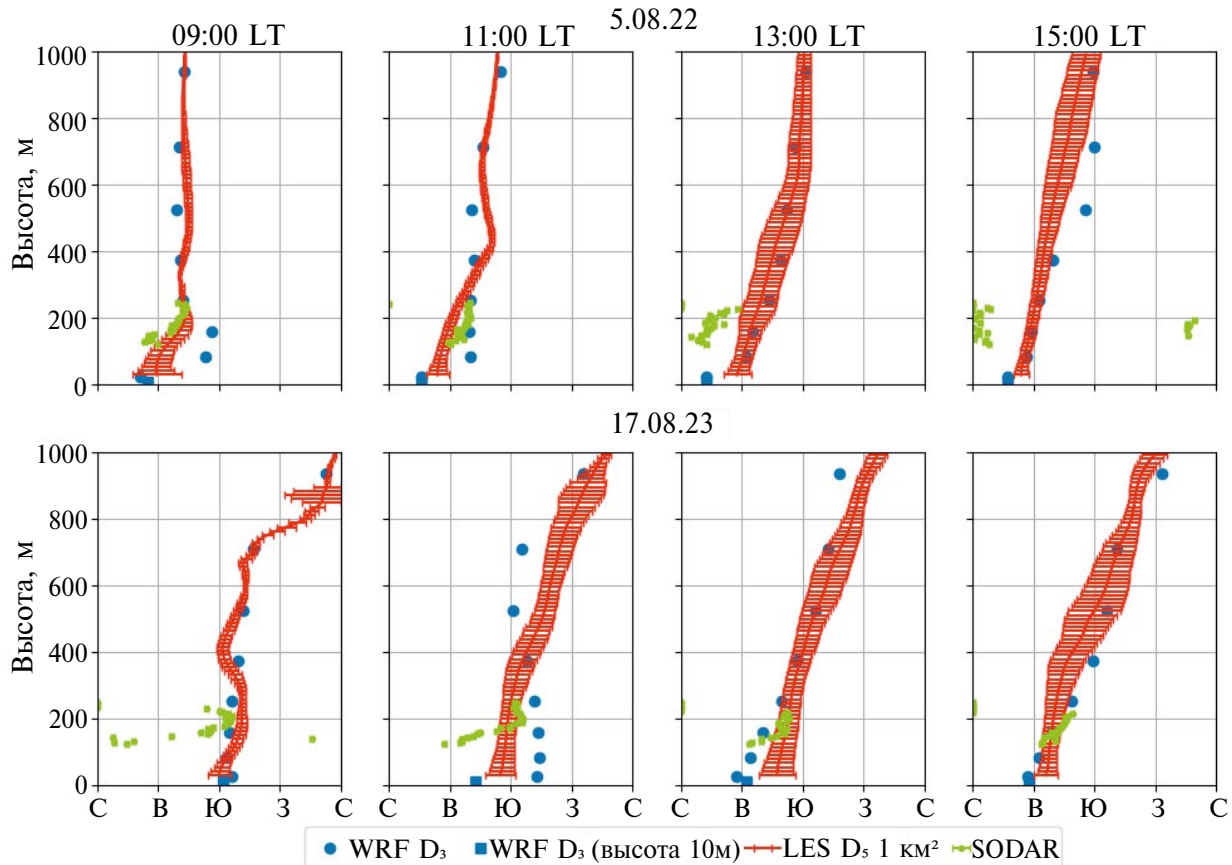


Рис. 11. Высотные профили направления горизонтальной скорости ветра по данным акустического зондирования, результатам WRF и LES с усреднением 10 мин; площадь усреднения результатов LES — 1 км^2

Вертикальные профили вторых моментов разрешённых LES явно флуктуаций компонент скорости, разрешённой K и подфильтровой e ТКЭ, усреднённых по домену D_3 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_3 , соответствующей месту проведения наблюдений. Средние за период с 11:30 до 12:30 LT значения полной ТКЭ в этой ячейке для 05.08.2022 и 17.08.2023 составили $0.22 \text{ м}^2/\text{с}^2$ и $0.28 \text{ м}^2/\text{с}^2$ 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 $18 \times 18 \text{ км}^2$, а горизонтальный размер ячеек — $1/3 \text{ км}$. 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 $\sim 1 \text{ км}$, 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-

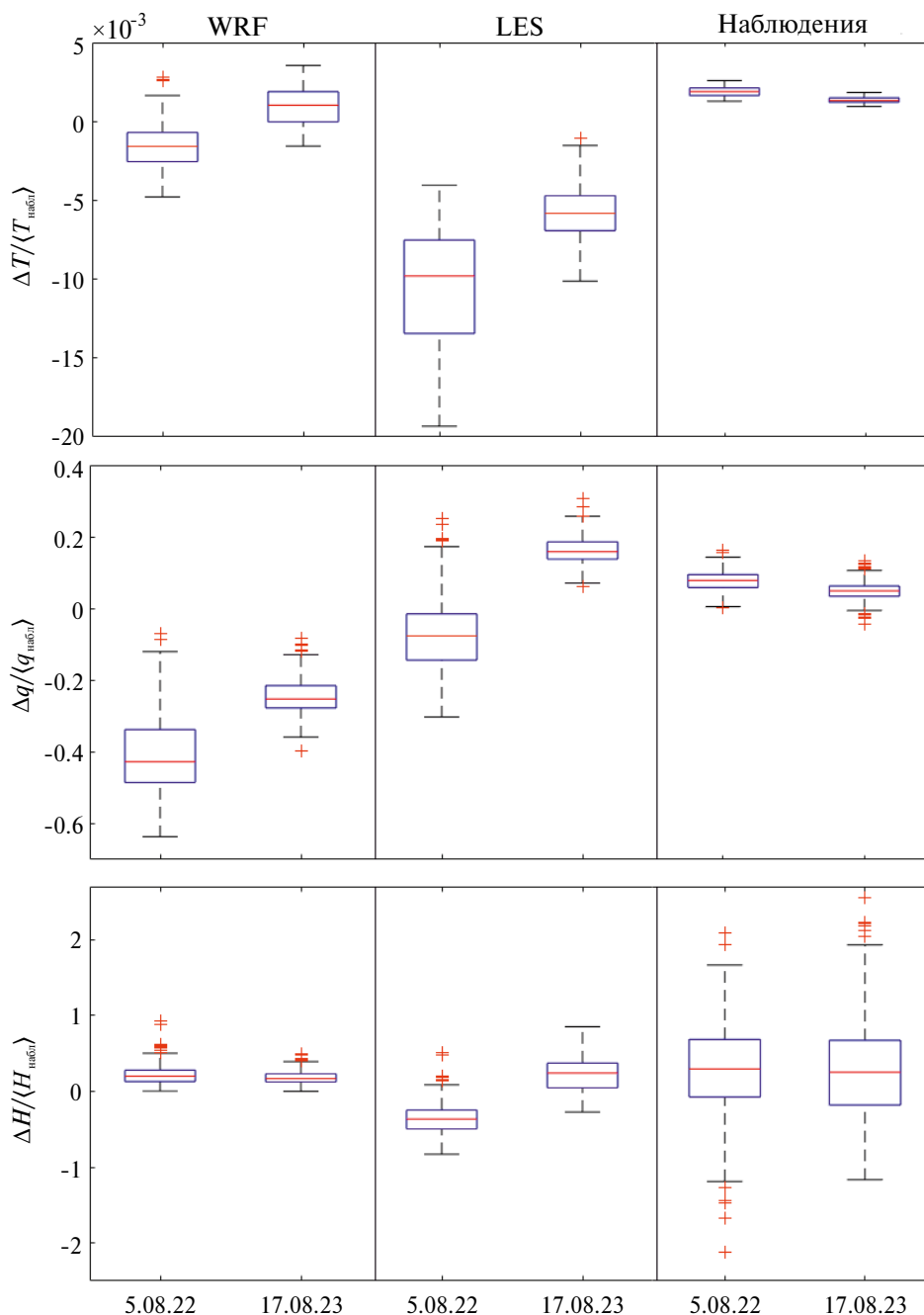


Рис. 12. Диаграммы статистики отклонений рассчитанных WRF и LES температуры (T), удельной влажности (q) и плотности вертикального турбулентного потока тепла (H) от измеренных с помощью ультразвуковых метеостанций и отклонений между результатами разнесённых измерений; количество отсчётов и расстояния 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

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

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

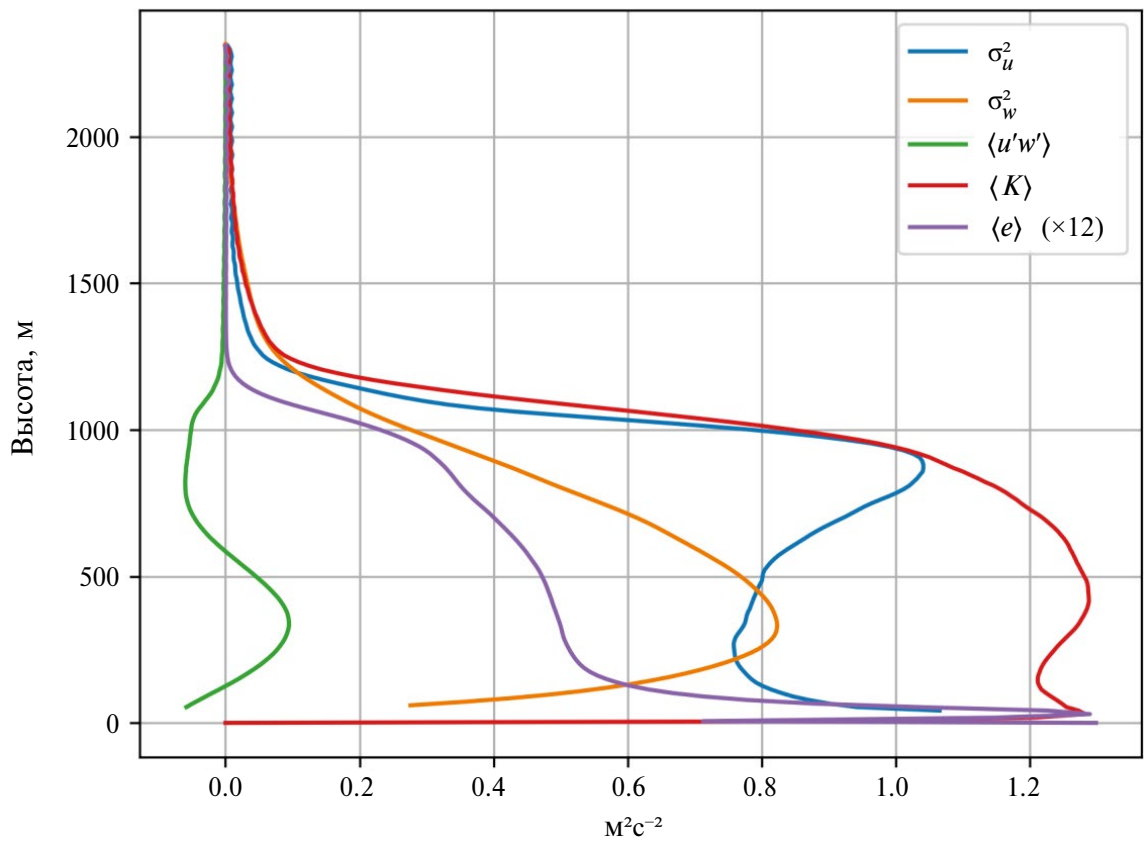


Рис. 13. Высотные профили вторых моментов турбулентных флуктуаций компонент скорости ветра, разрешённой (K) и подфильтровой (e) ТКЭ в LES с усреднением по площади D₃ и по времени с 11:30 до 12:30 LT 17.08.2023

Если в некотором интервале приращений аргумента Δr выполняется

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

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

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

Показатели скейлинга структурной функции второго порядка ζ(2), структурной функции абсолютных приращений первого порядка

ζ(1) и показателя β степенной аппроксимации спектральной плотности флуктуаций поля f

$$S_f(k) \propto k^\beta, \tag{13}$$

где k = 2π /Δr – модуль волнового вектора, связаны соотношением [Lovejoy et al., 2004]

$$-\beta = 1 + \zeta(2) \approx 1 + 2\zeta(1). \tag{14}$$

Вычисление структурных функций (10) первого порядка проводилось для рассчитанных одновременных распределений температуры и модуля горизонтальной скорости ветра внутри каждого из доменов D₁ – D₃, D₄, D₅. По дан-

Таблица 6. Турбулентные параметры по результатам усреднения наземных наблюдений

Дата	ТКЭ, м²/с²	σ _u ² , м²/с²	σ _w ² , м²/с²	<u'w'>, м²/с²	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

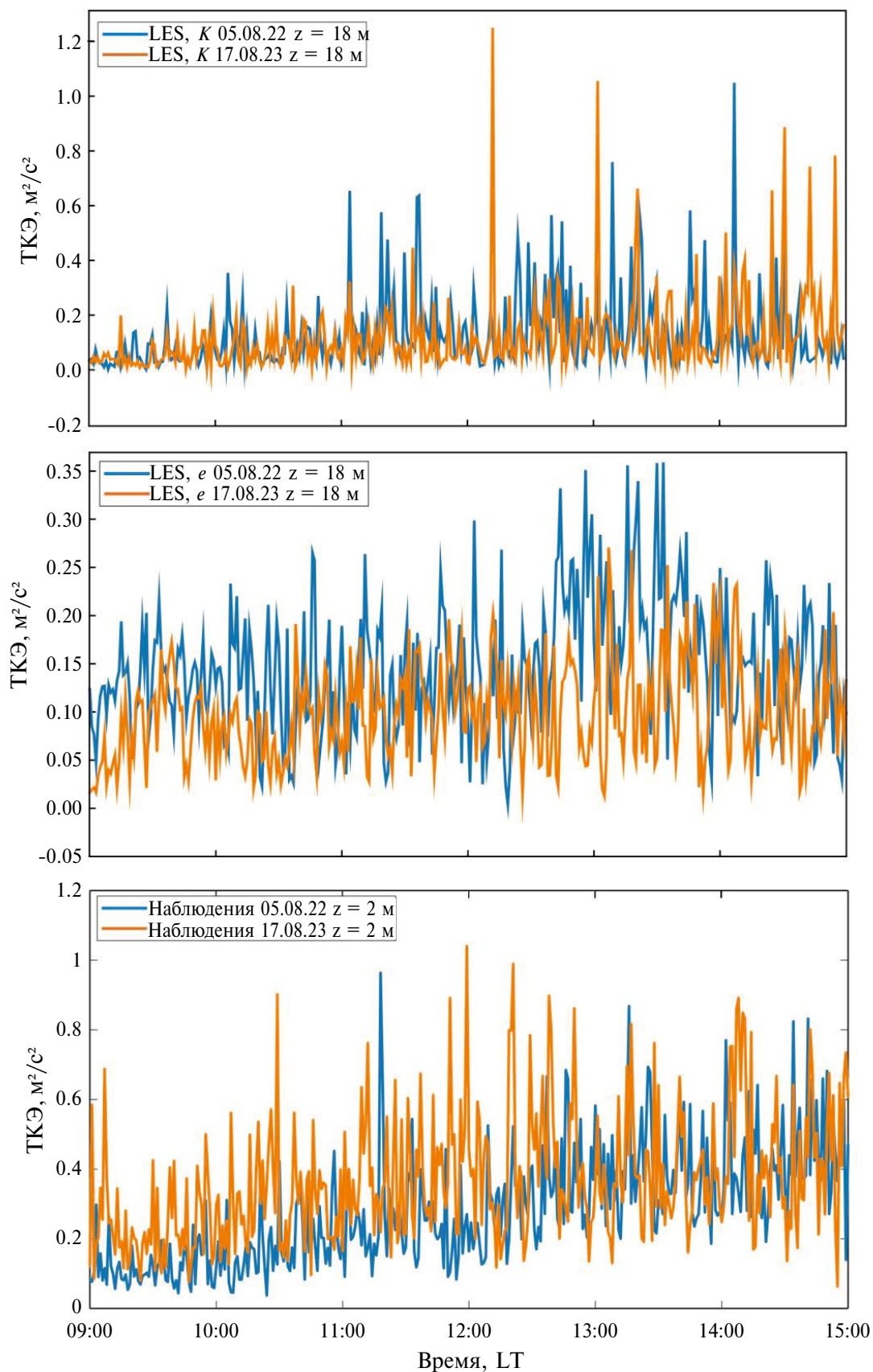


Рис. 14. Вариации модельных разрешённой (K), подфильтровой (e) компонент и измеренной полной ТКЭ с усреднением 1 мин

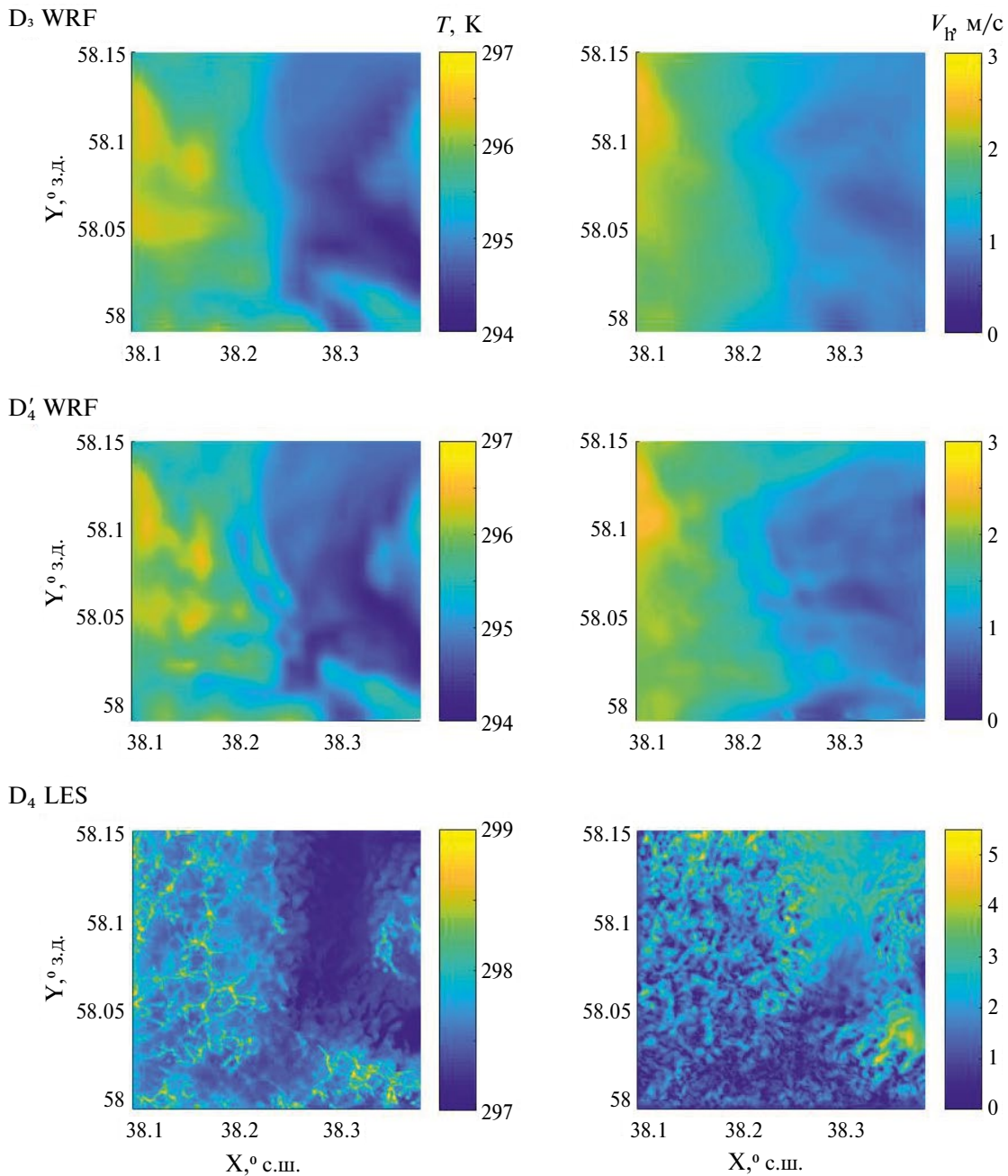


Рис. 15. Горизонтальные распределения температуры и модуля горизонтальной скорости ветра WRF на сетках D_3 и D_4 на высоте 160 м и LES на сетке D_4 на высоте 168 м в 11 ч 17.08.2023

ным наблюдений 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 $\zeta(1)$ 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;

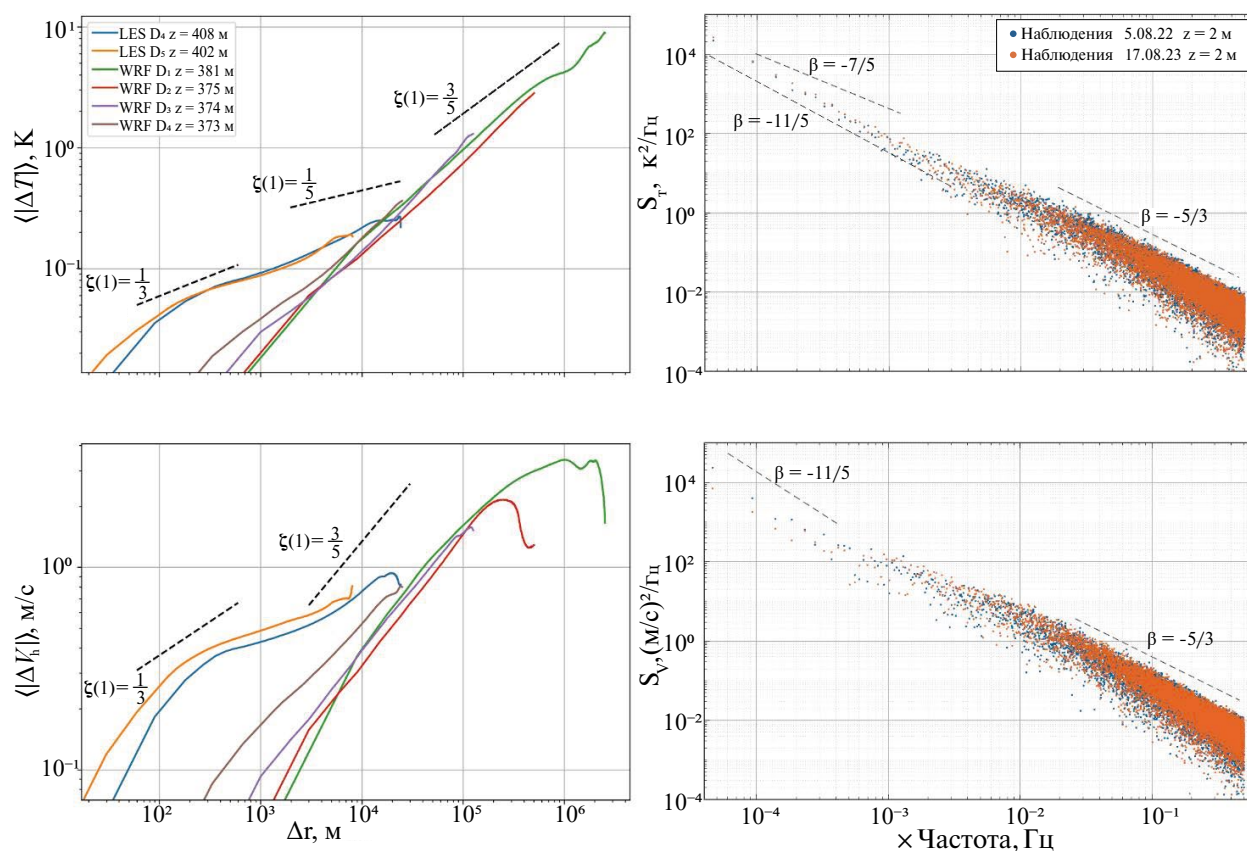


Рис. 16. Структурные функции модельных абсолютных разностей (слева), спектральная плотность измеренных флуктуаций температуры и модуля горизонтальной скорости ветра (справа)

Lovejoy et al., 2004; Lilley et al., 2008; Глазунов и Дымников, 2013]. Однако поведение структурных функций температур 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 расчета 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 размещенных 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., Tripiccone 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., Frölich 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., Mauder 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

УДК 551.46(261)

ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ СОЛЕННОСТИ ВОД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ ПО ДАННЫМ ОКЕАНСКИХ РЕАНАЛИЗОВ В 1980–2011 гг.

© 2025 г. П. А. Сухонос^{a,*}, Н. А. Дианский^{b,c,d}

^aИнститут природно-технических систем, ул. Ленина, 28, Севастополь, 299011 Россия

^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
ГСП-1, Ленинские горы, 1, стр. 2, Москва, 119991 Россия

^cИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН,
ул. Губкина, 8, Москва, 119333 Россия

^dГосударственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова,
Кропоткинский пер., 6, стр. 1, Москва, 119034 Россия

*e-mail: pasukhonis@mail.ru

Поступила в редакцию 25.04.2024 г.

После доработки 17.09.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Долгопериодные тенденции изменения солёности вод Северной Атлантики (0°–70° с.ш. 8°–80° з.д.) оцениваются по данным нескольких океанских реанализов и объективных анализов в период 1980–2011 гг. Полученные оценки основаны на применении непараметрического метода регрессионного анализа (квантильной регрессии) к среднемесячной солёности океана для значения квантиля 0.5. В рассматриваемый период в полосе широт 0°–15° с.ш. в слое 10–50 м солёность уменьшилась на 0.17 ± 0.10 ЕПС. В полосе широт 20°–35° с.ш. увеличение солёности в слое 10–400 м составляет 0.08 ± 0.03 ЕПС. В восточной части Субтропической Атлантики (30°–40° с.ш. 25°–45° з.д.) значимое осолонение верхнего 400 м слоя происходит во все месяцы. Это означает расширение в северо-западном направлении области высокой солёности в субтропиках. В западной части субполярного круговорота солёность в верхних 400 м за этот 32-летний период увеличилась на 0.20 ± 0.05 ЕПС.

Ключевые слова: солёность, реанализ океана, квантильная регрессия, Северная Атлантика

DOI: 10.31857/S0002351525020038, **EDN:** GKNIOI

1. ВВЕДЕНИЕ

Долгопериодные изменения солёности океана, как одного из фундаментальных свойств океанской воды, имеют значимые последствия для глобальной климатической системы. Благодаря своему влиянию на процессы в пограничном слое солёность модулирует взаимодействия между приводным слоем атмосферы и верхним слоем океана, включая обмен потоками тепла и CO_2 . Солёность является важным параметром океана, который, влияя на плотность, регулирует интенсивность ряда процессов, таких как термохалинная циркуляция [Huang et al., 1992; Rahmstorf, 1995] и процессы субдукции [Fedorov, 2004]. Бо-

лее теплые водные массы погружаются на большие глубины океана за счёт более высокой солёности, что приводит к большему поглощению тепла океаном [Mauritzen et al., 2012]. Изменение солёности на поверхности океана также влияет на стратификацию верхнего слоя океана [Yamaguchi and Suga, 2019; Li et al., 2020]. Перестройка стратификации водного столба, вызванная изменениями солёности, может изменять функционирование экосистем [Greene et al., 2012; Li et al., 2015]. Таким образом, изменения солёности оказывают воздействие на широкий спектр процессов в океане. Несмотря на это, исторически за солёностью накоплено меньше наблюдений, чем за температурой. Поэтому важно исследовать

разномасштабную, особенно долгопериодную, изменчивость солёности, чтобы уточнить её роль в современном изменении климата.

Средняя климатическая величина и изменчивость солёности океана изменились в последние десятилетия под влиянием глобального потепления: районы с высокой солёностью на поверхности океана стали более солёными, а районы с низкой солёностью на поверхности океана — более пресными [Boyer et al., 2005; Durack et al., 2012; Durack, 2015; Sathyanarayanan et al., 2021]. Это приводит к увеличению глобального среднего контраста между регионами с высокой и низкой солёностью [Rhein et al., 2013]. Этот контраст, оцененный для акватории океана к югу от 70° с.ш., увеличился на 0.13 ЕПС (с 0.08 ЕПС по 0.17 ЕПС) с 1950 по 2008 год согласно данным из [Durack and Wijffels, 2010]. Следовательно, необходимо проанализировать изменение солёности в условиях меняющегося климата, сосредоточив внимание на изменении вертикальной структуры солёности и различиях между доступными данными из разных источников.

Амплитуда долгопериодных тенденций изменения солёности океана согласуется со стандартным отклонением десятилетней изменчивости, что позволило предположить, что по-прежнему трудно получить статистически значимые оценки долгопериодных тенденций на основе существующей краткой базы данных по Мировому океану [Stammer et al., 2021]. Авторы этой работы обнаружили, что во многих регионах тенденции изменения солёности в верхнем слое океана, оцененные для периода 1960–2010 гг. по данным реанализов GECCO3, SODA v2.2.4, ORAS4 и GFDL, противоположны тенденциям, рассчитанным в период 2004–2017 гг. по данным наблюдений. Это указывает на высокую амплитуду десятилетней изменчивости и, таким образом, зависимость любого анализа долгопериодных тенденций от рассматриваемого периода. Долгопериодные тенденции изменения солёности в период 1950–2008 гг., полученные на основе обработки свыше 1.6 миллиона профилей из исторических архивов и международной программы Арго, подробно проанализированы в [Durack and Wijffels, 2010]. Показано, что изменения солёности поверхности океана (СПО) за этот период статистически значимы на уровне доверия 99% на 43.8% площади Мирового океана. В субтропических круговоротах, для которых харак-

терно преобладание испарения над осадками, во всех океанах происходит междесятилетнее увеличение солёности. В Субтропической Атлантике (40° с.ш. 48° з.д.) эти значения превышают 0.45 ± 0.12 ЕПС/50 лет. В регионах, где осадки преобладают над испарением, происходит сильное опреснение. В Атлантике область под внутритропической зоной конвергенции опресняется, но с севера и юга она окаймлена областями очень сильно возрастающей солёности. Глобальное изменение СПО невелико (0.0024 ± 0.051 ЕПС/50 лет), тогда как среднее по бассейну Атлантического океана изменение СПО составляет 0.078 ± 0.095 ЕПС/50 лет. Оценки, полученные по новому глобальному массиву данных по солёности IAP–05, построенному на регулярной сетке с пространственным разрешением $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, начиная с 1960 года, показали, что в Атлантическом океане наблюдается резкое увеличение солёности в слое 0–2000 м равное 0.024 ± 0.013 ЕПС в пересчёте на столетие [Li et al., 2023]. Долгопериодные тенденции изменения солёности, полученные в работе [Дианский и Багатинский, 2019] для периода 1948–2017 гг., показали, что в верхнем ~ 1 км слое Северной Атлантики происходит осолонение. В глубинных слоях, наоборот, обнаружено опреснение. Изменение солёности глубинных вод обусловлено участием в процессе вертикального конвективного перемешивания пресных поверхностных вод, сформировавшихся из-за таяния льдов Гренландии, и опресненных вод, вынесенных из Северного Ледовитого океана [Дианский и Багатинский, 2019]. Реконструированная солёность, усредненная в верхнем 2000 м слое, сильно возросла в Атлантическом океане (35° ю.ш. — 75° с.ш.) с 1990-х гг. [Cheng et al., 2020]. Важной особенностью является тенденция опреснения в Субполярной Атлантике, которая противоположна положительным тенденциям в других регионах Атлантического океана. Отрицательный тренд СПО на большей части Субполярной Атлантики также обнаруживается за последние 120 лет [Reverdin et al., 2019].

Описание разномасштабной изменчивости солёности во многом определяется существующими (доступными) массивами океанических данных. Численные модели океана и методы усвоения данных постоянно развиваются и становятся все более востребованными для восстановления истории эволюции океана. Однако

продукты реанализа, полученные на основе разных моделей, различаются методами, разрешением и стратегиями исправления ошибок, что может привести к существенному расхождению в качестве данных. В регионах с интенсивными океаническими фронтами данные о солёности океана, полученные из массивов реанализов океана, имеют низкую достоверность [Shi et al., 2017]. Большинство реанализов указывают на положительную тенденцию изменения глобальной солёности в верхнем слое океана (от 0 до 300 м) и отрицательную тенденцию в подповерхностном слое (до 1500 м) [Shi et al., 2017]. Эти результаты подтверждены в [Stammer et al., 2021], где также показано, что средний тренд солёности в верхнем 300 м слое является положительным, тогда как средний тренд солёности, усреднённый в верхнем 700 м слое, является отрицательным.

Опубликованные оценки долгопериодных тенденций изменения солёности Северной Атлантики, полученные по разным массивам данных различной длительности, противоречивы, что усложняет их интерпретацию. Это приводит к неоднозначности в структуре и величине долгопериодного изменения солёности океана. Цель данной работы — обнаружить и количественно оценить тенденции изменения солёности вод Северной Атлантики на основе нескольких массивов данных в период 1980–2011 гг. Изучение долгопериодных тенденций в данном исследовании проводится с помощью квантильной регрессии для значения квантиля 0.5. Такой подход представляется корректным при анализе временных рядов с нестационарной статистической структурой, обусловленной ростом количества наблюдений и изменениями глобального гидрологического цикла во второй четверти XX века. Кроме этого, в отличие от предыдущих исследований наше внимание будет сосредоточено на анализе изменений солёности от поверхности до дна.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Использованы среднемесячные данные о солёности океана из массивов объективного анализа океана EN.4.2.2 (1945–2020 гг.) [Good et al., 2013], IAP (1948–2018 гг.) [Cheng et al., 2016] и ISHII (1945–2012 гг.) [Ishii et al., 2003] и массивов реанализа океана, включая: ESTOC (1957–2016 гг.) [Osafune et al., 2015], GECCO3 версия 3S6m (1948–2018 гг.) [Köhl, 2020], GFDL (1961–2015 гг.) [Chang et al., 2013], GODAS

(1980–2021 гг.) [Behringer and Xue, 2004], ORA-S3 (1959–2011 гг.) [Balmaseda et al., 2008], ORAS4 (1958–2014 гг.) [Balmaseda et al., 2013], ORAS5 (1979–2018 гг.) [Zuo et al., 2019], SODA версия 3.12.2 (1980–2017 гг.) [Carton et al., 2018]. Исследуемый регион ограничен координатами 0° – 70° с.ш. 8° – 80° з.д.

В качестве количественного показателя долгопериодного изменения солёности океана использованы оценки линейных трендов медианных значений этой характеристики. Квантильная регрессия представляет собой процедуру оценки параметров регрессии (чаще всего линейной) для любого из квантилей интервала от 0 до 1 значений зависимой переменной [Koenker, 2005; Тимофеев и Стерин, 2010]. Идея использования метода квантильной регрессии для линейной модели подразумевает, что для произвольного значения квантиля $0 < \tau < 1$ можно ввести понятие линейной условной функции $Q(\tau|X=x) = x'\beta(\tau)$ для любого значения $\tau \in (0, 1)$. Нахождение этой функции осуществляется путем решения оптимизационной задачи:

$$\beta(\tau) = \operatorname{argmin} \left[\sum_{i: y_i \geq x_i'\beta} \tau |y_i - x_i'\beta| + \sum_{i: y_i < x_i'\beta} (1 - \tau) |y_i - x_i'\beta| \right]. \quad (1)$$

Здесь y_i и x_i' — заданные значения зависимой и независимой переменных в i -том узле сетки, соответственно.

Определить значение $\beta(\tau)$, называемое коэффициентом линейной квантильной регрессии, соответствующее некоторому значению τ , в аналитическом виде нельзя, но возможно методом линейного программирования. В частном случае при $\tau = 1/2$ минимизация (1) сводится к поиску β , являющегося решением оптимизационной задачи $\beta(1/2) = \operatorname{argmin} \sum_{i=1}^n |y_i - x_i'\beta|$, то есть минимизируется сумма абсолютных отклонений, что соответствует регрессии на основе медианы абсолютных отклонений.

Определение стандартных ошибок коэффициентов квантильной регрессии выполнено методом бутстреп [Koenker, 2005], с помощью которого возможно получение наиболее объективных оценок достоверности линейных тенденций [Киктев и Крыжов, 2004]. Методом случайных испытаний генерировались 1000 подвыборок, каждая из которых представляла временной ряд, в котором, по сравнению с исходным временным

рядом, отсутствовали случайным образом исключенные значения ($\sim 30\%$ значений исключались из временного ряда). По каждой из выборок вычислялись тренды по методу квантильной регрессии для квантиля $\tau = 1/2$. Оценка значимости коэффициентов тренда выбиралась на уровне доверия 95%. Представлены только статистически значимые результаты.

Расчёты проводились для каждого массива данных в каждом узле сетки на всех горизонтах от поверхности до дна за общий для используемых массивов данных временной интервал 1980–2011 гг. Затем коэффициенты линейных трендов солёности океана усреднялись зонально и в слое 10–400 м. Нижняя граница указанного слоя выбрана по результатам анализа среднезональных трендов. Отметим, что сезонные изменения солёности на большей части Мирового океана обнаруживаются в верхнем слое океана до глубины 350 м [Liu et al., 2022].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Среднезональные тренды солёности вод Северной Атлантики в период 1980–2011 гг. показаны на рис. 1. Наибольшие величины коэффициентов квантильного тренда сосредоточены в верхнем 1000 м слое. Ниже 1000 м долгопериодные тенденции изменения солёности почти не выражены. Исключение составляет отрицательный квантильный тренд солёности на глубине 1000 м в полосе широт 0° – 15° с.ш. по данным GODAS с величинами менее -0.04 ЕПС/10 лет и в полосе широт 30° – 40° с.ш. по данным GECCO3 и ORAS4 с величинами около -0.03 ЕПС/10 лет. В полосе широт 0° – 15° с.ш. в слое 10–50 м отмечаются преимущественно отрицательные коэффициенты квантильного тренда солёности со значениями от -0.14 до -0.04 ЕПС/10 лет почти по всем используемым данным, за исключением ESTOC, GECCO3 и GODAS. В полосе широт 20° – 40° с.ш. в 10–400 м слое положительные коэффициенты квантильного тренда солёности

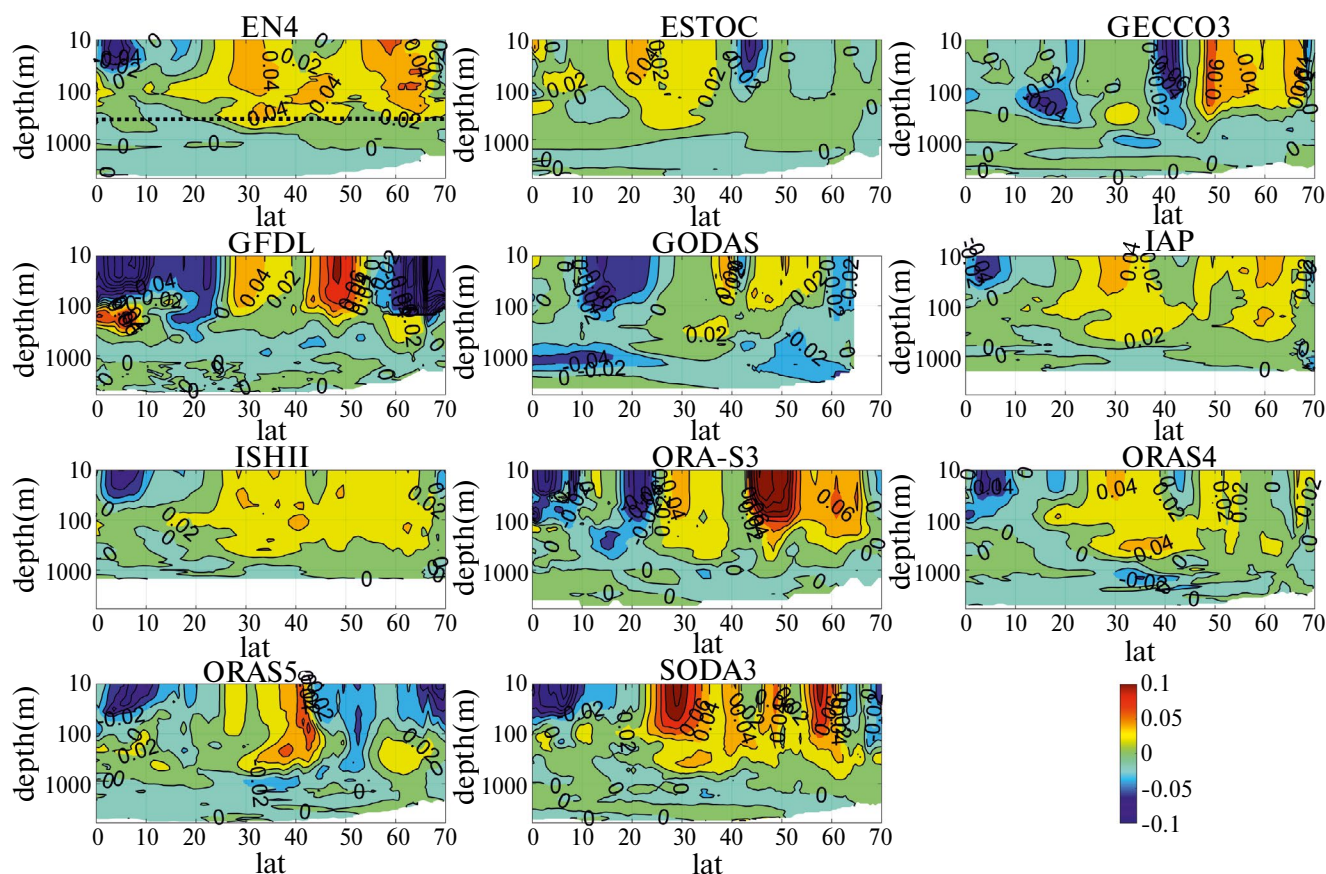


Рис. 1. Зонально осредненные коэффициенты медианного тренда солёности вод Северной Атлантики за период 1980–2011 гг. Вертикальная ось представлена в логарифмическом масштабе. Изолинии проведены через 0.02 ЕПС/10 лет. Чёрная пунктирная линия на верхнем правом рисунке показывает горизонт 400 м

получены почти по всем используемым данным, за исключением GECCO3 и GODAS. Положительные коэффициенты квантильного тренда солёности по данным ORA-S3 отмечаются в полосе широт 25° – 40° с.ш. Наибольшие величины коэффициентов квантильного тренда солёности в полосе широт 25° – 35° с.ш. выявлены по данным SODA3 и составляют более 0.05 ЕПС/10 лет (около 0.1 ЕПС/10 лет) в 10–100 м слое (в 10–50 м слое). В высоких широтах по данным некоторых реанализов океана отмечаются большие величины коэффициентов среднезональных трендов. В 10–400 м слое в полосе широт 40° – 45° с.ш. (45° – 55° с.ш.) по данным GECCO3 обнаружены высокие отрицательные (положительные) коэффициенты квантильного тренда солёности с величинами около -0.1 ЕПС/10 лет (0.1 ЕПС/10 лет). В полосе широт 42° – 52° с.ш. (42° – 54° с.ш.) в 10–150 м (10–165 м) слое по данным GFDL (ORA-S3) получены высокие положительные коэффициенты квантильного тренда солёности с величинами более 0.05 ЕПС/10 лет. В полосе

широт 60° – 70° с.ш. в 10–150 м (10–50 м) слое по данным GFDL (ORAS5) получены высокие отрицательные коэффициенты квантильного тренда солёности с величинами около -0.1 ЕПС/10 лет.

Перед тем, как перейти к анализу долгопериодных тенденций изменения солёности в слое 10–400 м, рассмотрим величины солёности вод Северной Атлантики, усредненные в этом слое в рассматриваемый период (рис. 2). Выделяются субтропический максимум солёности, снижение солёности в тропических и субполярных широтах и высокие горизонтальные градиенты солёности в динамической системе Гольфстрим–Североатлантическое течение. Однако между рассматриваемыми массивами данных есть некоторые различия. Область с солёностью менее 35.5 ЕПС в Тропической Атлантике согласно большинству массивов данных расположена восточнее 30° з.д. По данным ESTOC и IAP область с указанной солёностью почти отсутствует или мала, а по данным GECCO3 и GODAS площадь этой

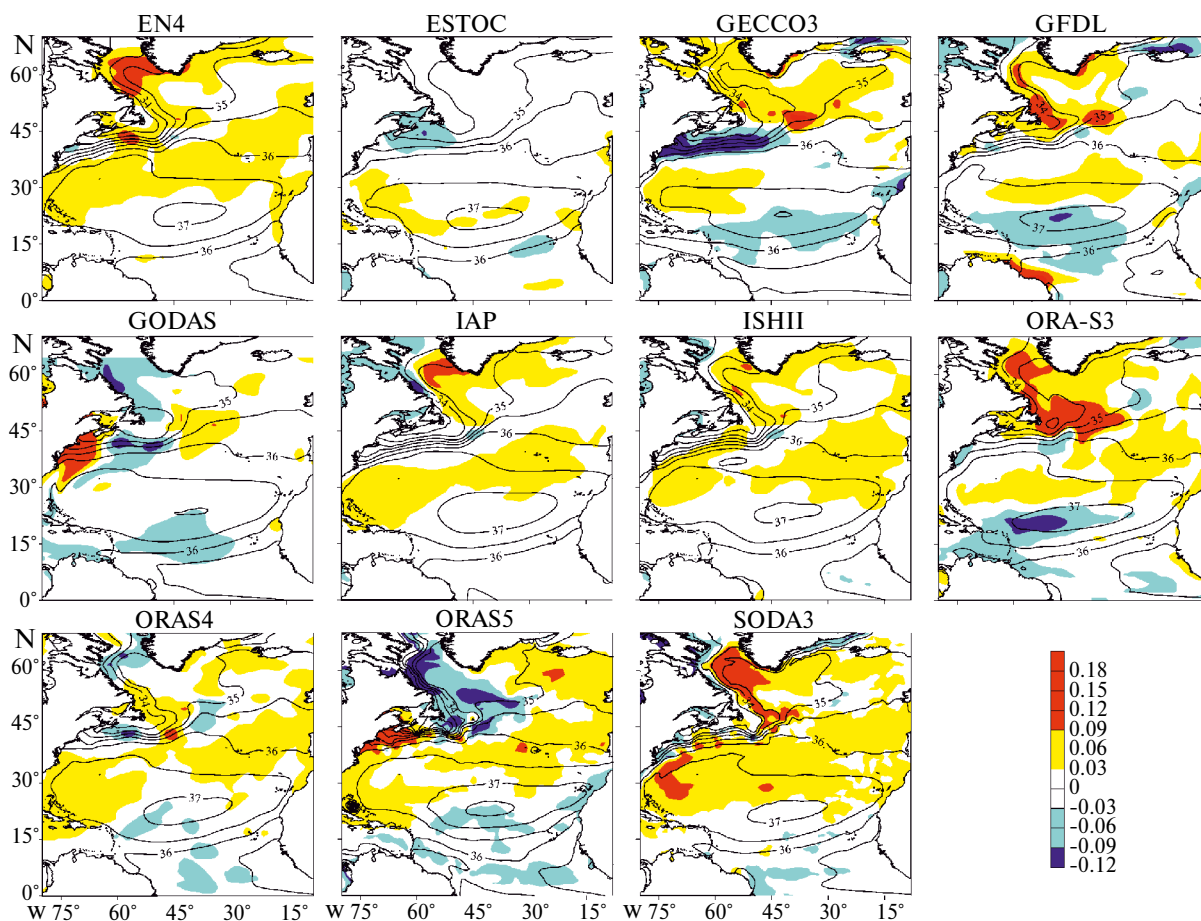


Рис. 2. Коэффициенты медианного тренда солёности вод Северной Атлантики (ЕПС/10 лет) за период 1980–2011 гг., усредненные в слое 10–400 м. Изолиниями показаны средние в слое 10–400 м величины солёности

области в полосе широт 0° – 15° с.ш. максимальна. Площадь области высокой солёности (более 37 ЕПС) в субтропических широтах минимальна по данным GECCO3 и GODAS и максимальна по данным ORAS5. Кроме этого, только по данным ORAS5 в центральной части субтропического круговорота обнаружена область со средней в слое 10–400 м солёностью более 37.5 ЕПС. Таким образом, пространственная структура солёности верхнего слоя Северной Атлантики, полученная по используемым данным, в целом согласуется между собой и соответствует её климатическому распределению. Это даёт основания для адекватной оценки линейных трендов солёности.

Анализ долгопериодных тенденций изменения солёности в слое 10–400 м в период 1980–2011 гг. в Северной Атлантике показал следующее (рис. 2). В Гвианском течении отмечаются положительные коэффициенты квантильного тренда солёности по данным GFDL (с величинами более 0.09 ЕПС/10 лет) и отрицательные коэффициенты квантильного тренда солёности по данным ORA-S3 (с величинами менее -0.03 ЕПС/10 лет). По остальным используемым массивам данных значимых коэффициентов квантильного тренда солёности в рассматриваемом течении не обнаружено.

В Тропической Атлантике в рассматриваемый период выраженные долгопериодные тенденции изменения солёности по данным объективных анализов океана EN4, IAP и ISHII отсутствуют. Однако по данным реанализов океана ESTOC, ORAS4, ORAS5 и SODA3 обнаружены малые по площади области с отрицательными коэффициентами квантильного тренда (с величинами менее -0.03 ЕПС/10 лет). По данным ORA-S3 отрицательные тенденции изменения солёности с величинами менее -0.09 ЕПС/10 лет обнаружены в западной части области высокой солёности в субтропических широтах. По данным GECCO3, GFDL и GODAS в полосе широт 10° – 20° с.ш. обнаружены обширные области с отрицательными коэффициентами квантильного тренда солёности верхнего слоя океана.

В Канарском апвеллинге получены положительные коэффициенты квантильного тренда солёности по данным EN4 и ORA-S3, околонулевые коэффициенты квантильного тренда солёности по данным IAP и отрицательные коэффициенты квантильного тренда солёности по данным ORAS5. Вдоль северо-западной оконечности Африканского континента положительные коэффи-

циенты квантильного тренда солёности обнаружены к северу от 25° с.ш. по данным ISHII, ORAS4 и SODA3 и к югу от 25° с.ш. по данным ESTOC и GODAS. Однако по данным GECCO3 и GFDL к северу от 25° с.ш. обнаружены отрицательные коэффициенты квантильного тренда солёности, а к югу от 25° с.ш. — положительные.

В полосе широт 20° – 35° с.ш. отмечаются преимущественно положительные коэффициенты квантильного тренда солёности (с величинами более 0.03 ЕПС/10 лет) почти по всем используемым данным. По данным GECCO3 и ESTOC положительные коэффициенты квантильного тренда солёности отмечаются в западной части субтропического круговорота. По данным GODAS высоких по абсолютной величине коэффициентов квантильного тренда солёности в указанной полосе широт, за исключением окрестности Гольфстрима, не обнаружено. В целом, такое пространственное распределение коэффициентов квантильного тренда означает расширение в северо-западном направлении области высокой солёности в субтропических широтах в рассматриваемый период.

В динамической системе Гольфстрим-Североатлантическое течение обнаружены чередующиеся области малой площади с разными по знаку коэффициентами квантильного тренда солёности по данным EN4, ESTOC, IAP, ISHII, ORAS4 и SODA3. Севернее 45° с.ш. по данным GECCO3, GFDL, GODAS, ORA-S3 (ORAS5) отмечаются положительные (отрицательные) коэффициенты квантильного тренда солёности с величинами по абсолютной величине превышающими 0.09 ЕПС/10 лет. Южнее 45° с.ш. по данным GODAS и ORAS5 (GECCO3) отмечаются положительные (отрицательные) коэффициенты квантильного тренда солёности верхнего слоя океана.

В субполярном круговороте по данным ESTOC значимые долгопериодные тенденции изменения солёности не обнаружены. При этом по данным GECCO3 большая часть субполярного круговорота характеризуется положительными коэффициентами квантильного тренда солёности (со значениями более 0.03 ЕПС/10 лет). В западной части субполярного круговорота получены коэффициенты квантильного тренда солёности положительные по данным EN4, GFDL, IAP, ISHII, ORA-S3 и SODA3 (со значениями от 0.04 до 0.10 ЕПС/10 лет) и отрицательные по данным GODAS (-0.03 ЕПС/10 лет) и ORAS5 (-0.07 ЕПС/10 лет). В восточной части субполярного

круговорота обнаружены небольшие по площади области с положительными коэффициентами квантильного тренда солености по данным GODAS и ORAS5 и отрицательными коэффициентами квантильного тренда солености по данным GFDL, ORAS3 и SODA3.

Из анализа рис. 1 и 2, полученных по среднемесячным данным, следует, что в период 1980–2011 гг. в восточной части Субтропической Атлантики (30° – 40° с.ш. 25° – 45° з.д.) расположена область значимого осолонения верхнего слоя океана. На рис. 3 показаны коэффициенты медианного тренда солености по месяцам в этой области в слое 0–1000 м. Их величины, превышающие 0.03 ЕПС/10 лет, значимы на уровне доверия 95%. По данным EN4 осолонение охватывает верхние 400 м, достигая 500 м в летний сезон. Коэффициенты медианного тренда в приповерхностном слое с мая по октябрь имеют величины более 0.05 ЕПС/10 лет. По данным ESTOC и GECCO3 значимое осолонение в рассматриваемой области отсутствует. По данным GFDL осолонение отмечается в верхних 150 м с максимумом в приповерхностном слое с июня по август (0.06 ЕПС/10 лет). По данным GODAS

осолонение происходит в слое 200–400 м во все месяцы с максимумом на 300 м с января по март (более 0.04 ЕПС/10 лет). Согласно данным IAP и ISHII осолонение регистрируется в верхних 400 м во все месяцы. По данным ISHII коэффициенты медианного тренда в этом слое с апреля по июнь превышают 0.04 ЕПС/10 лет. По данным ORAS3 осолонение наблюдается в верхних 450 м во все месяцы кроме периода с ноября по март в верхних 50 м. Наибольшие коэффициенты медианного тренда по этим данным (более 0.05 ЕПС/10 лет) получены на 50 м с июля по сентябрь. По данным ORAS4 осолонение отмечается в верхних 450 м кроме периода с августа по февраль в верхних 50 м. По этим данным коэффициенты медианного тренда в слое 200–400 м с января по сентябрь превышают 0.05 ЕПС/10 лет. По данным ORAS5 осолонение охватывает верхние 500 м во все месяцы. По этим данным в слое 200–300 м обнаружены максимальные коэффициенты медианного тренда с величинами более 0.07 ЕПС/10 лет. По данным SODA3 осолонение охватывает верхние 400 м, достигая 500 м в летний сезон. По этим данным на поверхности получены коэффици-

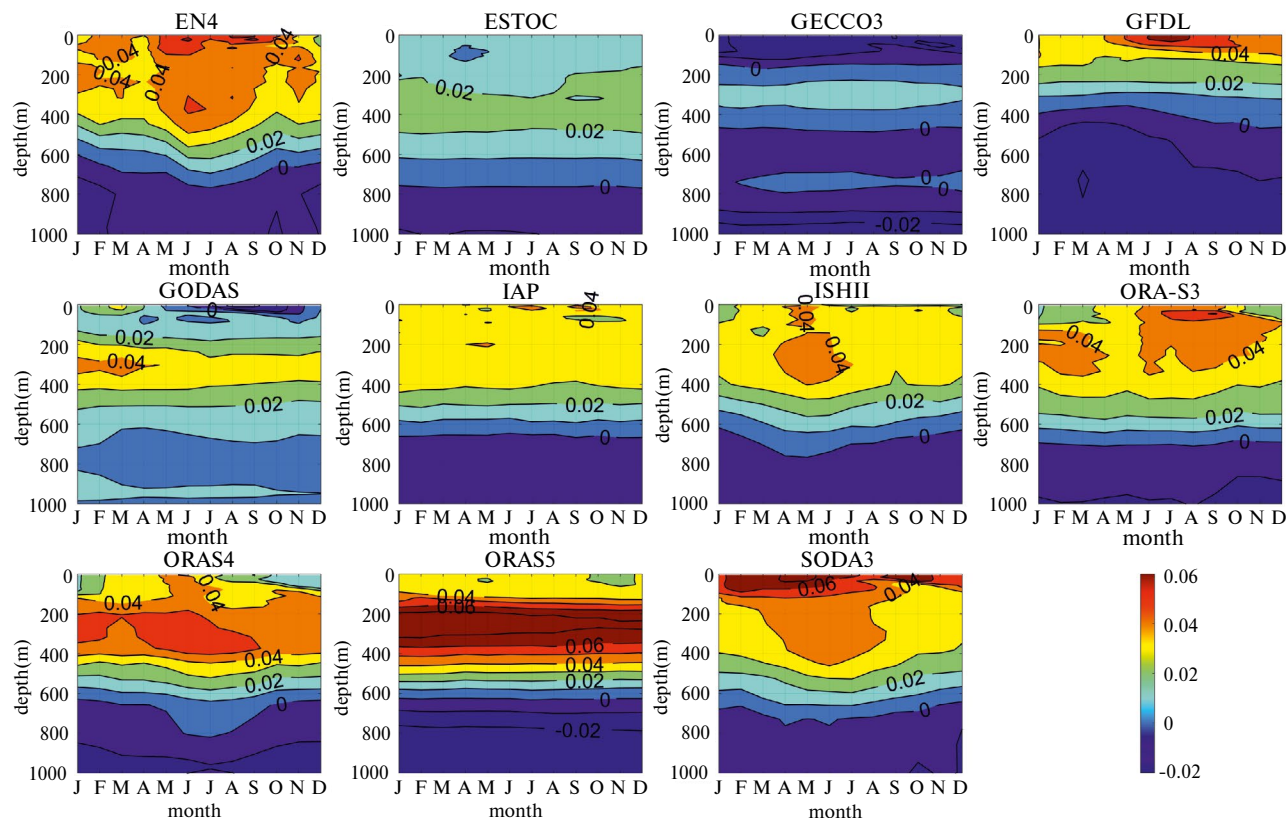


Рис. 3. Коэффициенты медианного тренда солености по месяцам в восточной части Субтропической Атлантики (30° – 40° с.ш. 25° – 45° з.д. 0–1000 м) в период 1980–2011 гг. Изолинии проведены через 0.01 ЕПС/10 лет

енты медианного тренда с величинами более 0.07 ЕПС/10 лет в апреле–мае.

Во многих исследованиях для количественной оценки и отображения согласия выявленных изменений используются простые критерии, например, соотношение между разбросом по моделям (измеренным как одно или два стандартных отклонения) по сравнению со средним значением по ансамблю моделей (см., например, [Deser et al., 2012]). Нами адаптирован альтернативный метод из [Tebaldi et al., 2011]. Концептуальная идея метода заключается в следующем. Если данные из нескольких источников, основанных на разных, но правдоподобных предположениях, упрощениях и параметризациях, приводят к общему результату, то в нём имеется более высокая уверенность, чем, если бы результат был получен из одного источника данных или данные из разных источников указывали на противоположные результаты. Такой способ отображения изменений и согласия между массивами данных позволяет чётко отделить отсутствие сигнала (в нашем случае это отсутствие значимой долгосрочной тенденции) от недостатка информации из-за несогласия массивов данных (т.е. наличия значимых, но разнонаправленных тенденций).

На рис. 4 приведены графики, показывающие области, в которых значимые долгосрочные

тенденции изменения солёности вод Северной Атлантики достоверно регистрируются или отсутствуют, и области, для которых нельзя однозначно определить тенденцию изменения солёности по используемым массивам данных. Долгопериодная тенденция изменения солёности в период 1980–2011 гг. достоверно регистрируется / не определена / отсутствует если из 11 используемых массивов данных 6 и больше / 4 или 5 / 3 и меньше указывают на наличие значимой на 95% уровне доверия тенденции.

Для зонально осредненных коэффициентов медианного тренда долгопериодное уменьшение солёности в рассматриваемый период достоверно регистрируется в верхнем 50 м слое в полосе широт 2° – 8° с.ш. Эта область опреснения не проявляется при осреднении коэффициентов медианного тренда в слое 10–400 м. Долгопериодное увеличение солёности достоверно обнаруживается в полосе широт 27° – 35° с.ш. в слое 0–100 м, 30° – 40° с.ш. в слое 100–380 м, 45° – 50° с.ш. в слое 0–200 м и 58° – 63° с.ш. в слое 100–200 м. Что касается коэффициентов медианного тренда, осредненных в слое 10–400 м, то большинство используемых массивов данных указывает на осолонение в области Саргассова моря, восточной части Субтропической Атлантики и западной и северной частей субполярного круговорота.

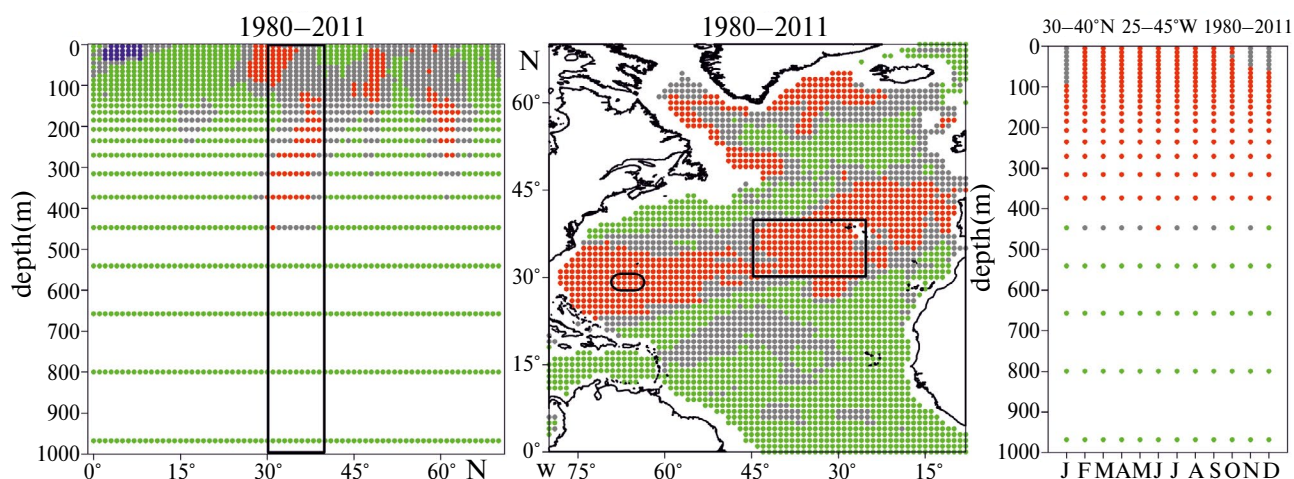


Рис. 4. Области Северной Атлантики, в которых в период 1980–2011 гг. отмечается согласованное по используемым массивам данных значимое опреснение (синий), в которых значимые тенденции изменения солёности не определены (серый), в которых значимые тенденции изменения солёности отсутствуют (зеленый) и в которых отмечается согласованное значимое осолонение (красный) для зонально осредненных коэффициентов медианного тренда (слева), средних коэффициентов медианного тренда в слое 10–400 м (по центру) и коэффициентов медианного тренда по месяцам в области с координатами 30° – 40° с.ш. 25° – 45° з.д. (справа), выделенной черными прямоугольниками. Скругленный прямоугольник на рисунке по центру охватывает узлы сетки, в которых 10 из 11 используемых массивов данных показывают согласованные значимые тенденции

На остальной части Северной Атлантики, согласно большинству массивов данных, долгопериодное изменение солёности в верхнем 400 м слое в рассматриваемый период отсутствует. Долгопериодное увеличение солёности в восточной части Субтропической Атлантики (30° – 40° с.ш. 25° – 45° з.д.) выражено во все месяцы. Осолонение достоверно регистрируется в верхних 400 м, достигая 450 м в июне, кроме периода с ноября по январь в верхних 50 м.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В рассматриваемый период по используемым данным достоверно обнаружено значимое опреснение в пределах верхнего перемешанного слоя области низкой солёности под внутритропической зоной конвергенции и значимое осолонение в пределах верхних 400 м в средних и высоких широтах. Выявленное обострение пространственных контрастов СПО между регионами с низкой и высокой солёностью полностью согласуется с интенсификацией глобального гидрологического цикла в условиях крупномасштабного потепления и увлажнения атмосферы (см., например, [Durack et al., 2012; Durack, 2015] и др.). Это может означать, что большинство используемых массивов данных в целом адекватно воспроизводят долгопериодную эволюцию солёности верхнего слоя Северной Атлантики.

Согласно полученным результатам, область высокой солёности в субтропических широтах расширяется в северо-западном направлении в верхних 400 м. Это может свидетельствовать о проникновении высокосолёных субтропических вод в северные широты, т.е. о меридиональном смещении (расширении) субтропического круговорота, особенно в его северо-восточной части. Анализ данных наблюдений из разных источников показал наличие положительного линейного тренда СПО в Атлантическом океане (30° ю.ш. – 50° с.ш.) в период 1977–2002 гг., особенно выраженного между 20° и 45° с.ш. [Reverdin et al., 2007]. По оценкам этих авторов, в некоторых областях внутри указанной полосы широт дисперсия линейного тренда СПО может достигать 16% от общей дисперсии среднегодовых временных рядов. Кроме этого, анализ баланса солёности в период 1950–2010 гг., выполненный по данным реанализа SODA версия 2.2.4, также подтверждает увеличение солёности верхнего перемешанного слоя в субтропических максимумах солё-

ности во всех океанских бассейнах [Melzer and Subrahmanyam, 2017]. В качестве основной причины выявленных изменений солёности авторы этой работы указывают увеличение испарения с поверхности океана.

Также наши результаты показывают, что в рассматриваемый период в западной и северной части субполярного круговорота происходило увеличение солёности. В работах [Polyakov et al., 2013; Rabe et al., 2014] отмечается, что осолонение в Субполярной Атлантике совпало с накоплением пресной воды в Северном Ледовитом океане в период с середины 1990-х по конец 2000-х. Анализ данных наблюдений указывает на положительную тенденцию изменения солёности в верхних 500 м в море Лабрадор в период с 1980 по 2011 год (см. рис. 4 из [Holliday et al., 2020]), что также согласуется с полученными нами результатами. Согласно [Holliday et al., 2020], в 2012–2016 гг. в Субполярной Атлантике произошло резкое опреснение, обусловленное крупномасштабными изменениями циркуляции океана, которые были вызваны атмосферным воздействием.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе нескольких массивов данных реанализов и объективных анализов океана оценены долгопериодные тенденции изменения солёности Северной Атлантики (0° – 70° с.ш. 8° – 80° з.д.) с помощью метода квантильной регрессии для значения квантиля 0.5 в период 1980–2011 гг. Использование большого количества массивов данных позволяет получить не зависящие от конкретного массива данных результаты и тем самым повысить достоверность полученных оценок.

Согласно анализу среднезональных трендов, в полосе широт 0° – 15° с.ш. в 10–50 м слое обнаружены преимущественно отрицательные тенденции изменения солёности. В рассматриваемый период согласно почти всем используемым данным, за исключением ESTOC, GECCO3 и GODAS, солёность уменьшилась на 0.17 ± 0.10 ЕПС. В полосе широт 20° – 40° с.ш. в 10–400 м слое получены положительные коэффициенты квантильного тренда солёности почти по всем используемым данным, за исключением GECCO3 и GODAS.

В Гвианском течении значимые тенденции изменения солёности не обнаружены почти по всем используемым данным, за исключением GFDL (значимое осолонение) и ORA-S3 (зна-

чимое опреснение). В целом в Тропической Атлантике по данным объективных анализов океана выраженные тенденции изменения солёности отсутствуют, а по данным реанализов океана отмечается незначимое опреснение.

В полосе широт 20°–35° с.ш. осолонение в слое 10–400 м за 32-летний период составляет 0.08 ± 0.03 ЕПС и отмечается почти по всем используемым данным, за исключением GODAS. В восточной части Субтропической Атлантики (30°–40° с.ш. 25°–45° з.д.) по используемым данным, за исключением ESTOC и GECCO3, значимое осолонение верхнего 400 м слоя происходит во все месяцы. Солёность здесь за рассматриваемый период возросла в среднем почти на 0.1 ЕПС. Это означает расширение в северо-западном направлении области высокой солёности в субтропиках.

Значимые тенденции изменения солёности в субполярном круговороте по данным ESTOC (GECCO3) отсутствуют (положительны). В западной части субполярного круговорота за 32-летний период почти по всем используемым данным обнаружено осолонение равное 0.20 ± 0.05 ЕПС. Исключение составляют данные GODAS и ORAS5, согласно которым в этом регионе отмечается значимое опреснение.

Наряду с областями Северной Атлантики, в которых большинство источников данных согласованно показывают осолонение верхних 400 м, также надёжно выделены области, в которых значимые долгопериодные тенденции изменения солёности отсутствуют. Отметим также, невысокую согласованность долгопериодных тенденций изменения солёности в реанализах океана. Это следует из большой площади областей, для которых в разных реанализах получены значимые, но разнонаправленные тенденции.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают своим приятным долгом выразить глубокую признательность анонимным рецензентам за полезные комментарии, позволившие улучшить качество рукописи. Авторы благодарны редакции за оперативное и профессиональное рассмотрение статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено за счёт средств Российского научного фонда, проект № 23-77-01054.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дианский Н.А., Багатинский В.А. Термохалинная структура вод Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 6. С. 157–170. <https://doi.org/10.31857/S0002-3515556157-170>
- Киктев Д.Б., Крыжов В.Н. О сравнении различных методов оценки статистической значимости линейных трендов // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С. 27–38.
- Тимофеев А.А., Стерин А.М. Применение метода квантильной регрессии для анализа изменений характеристик климата // Метеорология и гидрология. 2010. № 5. С. 27–41.
- Balmaseda M.A., Mogenssen K., Weaver A.T. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 // Quart. J. Royal. Meteorol. Soc. 2013. V. 139. № 674. P. 1132–1161. <https://doi.org/10.1002/qj.2063>
- Balmaseda M.A., Vidard A., Anderson D.L.T. The ECMWF Ocean Analysis System: ORA-S3 // Mon. Wea. Rev. 2008. V. 136. № 8. P. 3018–3034. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2433.1>
- Behringer D.W., Xue Y. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean // Proc. Eighth Symp. on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Ocean, and Land Surface. Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc. 2004. [Available online at <https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/people/yxue/pub/13.pdf>]
- Boyer T.P., Levitus S., Antonov J.I. et al. Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955–1998 // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № 1. P. L01604. <https://doi.org/10.1029/2004GL021791>
- Carton J.A., Chepurin G.A., Chen L. SODA3: a new ocean climate reanalysis // J. Climate. 2018. V. 31. № 17. P. 6967–6983. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0149.1>
- Chang Y.-S., Zhang S., Rosati A. et al. An assessment of oceanic variability for 1960–2010 from the GFDL ensemble coupled data assimilation // Clim. Dyn. 2013. V. 40. № 3–4. P. 775–803. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1412-2>
- Cheng L., Trenberth K.E., Gruber N. et al. Improved estimates of changes in upper ocean salinity and the hydrological cycle // J. Climate. 2020. V. 33. № 23. P. 10357–10381. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0366.1>
- Cheng L., Zhu J. Benefits of CMIP5 multimodel ensemble in reconstructing historical ocean subsurface temperature variation // J. Climate. 2016. V. 29. № 15. P. 5393–5416. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0730.1>

- Deser C., Phillips A., Bourdette V., Teng H.* Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability // *Clim. Dyn.* 2012. V. 38. P. 527–546. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0977-x>
- Durack P.J.* Ocean salinity and the global water cycle // *Oceanogr.* 2015. V. 28. № 1. P. 20–31. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.03>
- Durack P.J., Wijffels S.E.* Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming // *J. Climate.* 2010. V. 23. № 16. P. 4342–4362. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3377.1>
- Durack P.J., Wijffels S.E., Matear R.J.* Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000 // *Science.* 2012. V. 336. № 6080. P. 455–458. <https://doi.org/10.1126/science.1212222>
- Fedorov A.V., Pacanowski R.C., Philander S.G., Boccaletti G.* The effect of salinity on the wind-driven circulation and the thermal structure of the upper ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2004. V. 34. № 9. P. 1949–1966. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<1949:TEO-SOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<1949:TEO-SOT>2.0.CO;2)
- Good S.A., Martin M.J., Rayner N.A.* EN4: Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2013. V. 118. № 12. P. 6704–6716. <https://doi.org/10.1002/2013JC009067>
- Greene C.H., Monger B.C., McGarry L.P. et al.* Recent Arctic climate change and its remote forcing of northwest Atlantic shelf ecosystems // *Oceanogr.* 2012. V. 25. № 3. P. 208–213. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2012.64>
- Holliday N.P., Bersch M., Berx B. et al.* Ocean circulation causes the largest freshening event for 120 years in eastern subpolar North Atlantic // *Nat. Commun.* 2020. V. 11. P. 585. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14474-y>
- Huang R.X., Luyten J.R., Stommel H.M.* Multiple equilibrium states in combined thermal and saline circulation // *J. Phys. Oceanogr.* 1992. V. 22. № 3. P. 231–246. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<0231:MESICT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<0231:MESICT>2.0.CO;2)
- Ishii M., Kimoto M., Kachi M.* Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates // *Mon. Wea. Rev.* 2003. V. 131. № 1. P. 51–73. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0051:HOSTAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0051:HOSTAW>2.0.CO;2)
- Köhl A.* Evaluating the GECCO3 1948–2018 ocean synthesis — a configuration for initializing the MPI-ESM climate model // *Quart. J. Royal. Meteorol. Soc.* 2020. V. 146. № 730. P. 2250–2273. <https://doi.org/10.1002/qj.3790>
- Koenker R.* Quantile Regression. Cambridge: Econometric Society Monographs, 2005. 349 p.
- Li G., Cheng L., Pan Y. et al.* A global gridded ocean salinity dataset with 0.5° horizontal resolution since 1960 for the upper 2000 m // *Front. Mar. Sci.* 2023. V. 10. P. 1108919. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1108919>
- Li G.C., Cheng L.J., Zhu J. et al.* Increasing ocean stratification over the past half century // *Nat. Clim. Chang.* 2020. V. 10. № 12. P. 1116–1123. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00918-2>
- Li Y., Fratantoni P.S., Chen C. et al.* Spatio-temporal patterns of stratification on the Northwest Atlantic shelf // *Prog. Oceanogr.* 2015. V. 134. P. 123–137. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.01.003>
- Liu Y., Cheng L., Pan Y. et al.* Climatological seasonal variation of the upper ocean salinity // *Int. J. Climatol.* 2022. V. 42. № 6. P. 3477–3498. <https://doi.org/10.1002/joc.7428>
- Mauritzen C., Melsom A., Sutton R.T.* Importance of density-compensated temperature change for deep North Atlantic Ocean heat uptake // *Nat. Geosci.* 2012. V. 5. № 12. P. 905–910. <https://doi.org/10.1038/ngeo1639>
- Melzer B.A., Subrahmanyam B.* Decadal changes in salinity in the oceanic subtropical gyres // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2017. V. 122. № 1. P. 336–354. <https://doi.org/10.1002/2016JC012243>
- Osafune S., Masuda S., Sugiura N., Doi T.* Evaluation of the applicability of the Estimated State of the Global Ocean for Climate Research (ESTOC) data set // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. № 12. P. 4903–4911. <https://doi.org/10.1002/2015GL064538>
- Polyakov I.V., Bhatt U.S., Walsh J.E. et al.* Recent oceanic changes in the Arctic in the context of long-term observations // *Ecol. Appl.* 2013. V. 23. № 8. P. 1745–1764. <https://doi.org/10.1890/11-0902.1>
- Rabe B., Karcher M., Kauker F. et al.* Arctic Ocean basin liquid freshwater storage trend 1992–2012 // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. № 3. P. 961–968. <https://doi.org/10.1002/2013GL058121>
- Rahmstorf S.* Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle // *Nature.* 1995. V. 378. № 6553. P. 145–149. <https://doi.org/10.1038/378145a0>
- Reverdin G., Friedman A.R., Chafik L. et al.* North Atlantic extratropical and subpolar gyre variability during the last 120 years: a gridded dataset of surface temperature, salinity, and density. Part 1: dataset validation and RMS variability // *Ocean Dyn.* 2019. V. 69. № 3. P. 385–403. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1240-y>
- Reverdin G., Kestenare E., Frankignoul C., Delcroix T.* Surface salinity in the Atlantic Ocean (30°S–50°N) // *Prog. Oceanogr.* 2007. V. 73. № 3–4. P. 311–340. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.11.004>

- Rhein M., Rintoul S.R., Aoki S. et al.* (2013) Observations: Ocean. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Sathyannarayanan A., Köhl A., Stammer D.* Ocean salinity changes in the global ocean under global warming conditions. Part I: Mechanisms in a strong warming scenario // *J. Climate*. 2021. V. 34. № 20. P. 8219–8236. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0865.1>
- Shi L., Alves O., Wedd R. et al.* An assessment of upper ocean salinity content from the Ocean Reanalyses Inter-comparison Project (ORA-IP) // *Clim. Dyn.* 2017. V. 49. P. 1009–1029. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2868-7>
- Stammer D., Sena Martins M., Köhler J., Köhl A.* How well do we know ocean salinity and its changes? // *Progr. Oceanogr.* 2021. V. 190. P. 102478. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2020.102478>
- Tebaldi C., Arblaster J.M., Knutti R.* Mapping model agreement on future climate projections // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. № 23. P. L23701. <https://doi.org/10.1029/2011GL049863>
- Yamaguchi R., Suga T.* Trend and variability in global upper-ocean stratification since the 1960s // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2019. V. 124. № 12. P. 8933–8948. <https://doi.org/10.1029/2019JC015439>
- Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S. et al.* The ECMWF operational ensemble reanalysis-analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment // *Ocean science*. 2019. V. 15. № 3. P. 779–808. <https://doi.org/10.5194/os-15-779-2019>

TRENDS IN THE SALINITY OF THE NORTH ATLANTIC WATERS ACCORDING TO OCEAN REANALYSIS DATA IN 1980–2011

© 2025 P. A. Sukhonos^{1,*}, N. A. Diansky^{2,3,4}

¹*Institute of Natural and Technical Systems, Lenina str., 28, Sevastopol, 299011 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1, bld. 2, GSP-1, Moscow, 119991 Russia*

³*Marchuk Institute of Numerical Mathematics of the RAS, Gubkina str., 8, Moscow, 119333 Russia*

⁴*Zubov State Oceanographic Institute, Kropotkinskiy per., 6, bld. 1, Moscow, 119034 Russia*

*e-mail: pasukhonis@mail.ru

Long-term trends in the North Atlantic Ocean (0°–70°N, 8°–80°W) salinity are estimated from several ocean reanalyses and objective analyses over the period 1980–2011. The obtained estimates are based on the application of a nonparametric method of regression analysis (quantile regression) to the monthly ocean salinity for a quantile value of 0.5. During the period under consideration, in the latitude band 0°–15° N in the 10–50 m layer, salinity decreased by 0.17 ± 0.10 PSU. In the latitude band 20°–35° N the increase in salinity in the 10–400 m layer is 0.08 ± 0.03 PSU. In the eastern part of the Subtropical Atlantic (30°–40° N, 25°–45° W), significant salinization of the upper 400 m layer occurs in all months. This means a northwestward expansion of the high salinity region in the subtropics. In the western part of the subpolar gyre, salinity in the upper 400 m layer increased by 0.20 ± 0.05 PSU over this 32-year period.

Keywords: salinity, ocean reanalysis, quantile regression, North Atlantic

УДК 551.513.3:551.583

ЦЕНТРЫ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ: СОВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗМОЖНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПО РАСЧЕТАМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛЕЙ CMIP6 И CMIP5

© 2025 г. И. И. Мохов^{a,b,*}, А. М. Осипов^b, А. В. Чернокульский^a

^aИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Ленинские горы, 1, стр. 2, Москва, 119991 Россия

*e-mail: mokhov@ifaran.ru

Поступила в редакцию 07.09.2024 г.

После доработки 07.11.2024 г.

Принята к публикации 27.12.2024 г.

Представлены результаты анализа изменений характеристик центров действия атмосферы (ЦДА) в Северном (СП) и Южном (ЮП) полушариях, полученные на основе результатов расчетов с использованием ансамблей климатических моделей CMIP5 и CMIP6. Оценена способность современных моделей воспроизводить особенности ЦДА для исторического сценария в сравнении с данными реанализа ERA5. Получены прогностические оценки изменений режимов ЦДА в XXI веке при сценариях RCP8.5 для моделей CMIP5 и SSP5-8.5 для моделей CMIP6. Интенсивность ЦДА оценивалась как разность давления на уровне моря в регионе ЦДА и среднего давления для полушария. В СП по данным реанализа и модельным расчетам интенсивность субтропических океанических антициклонических ЦДА больше летом, чем зимой. Противоположная ситуация отмечена для интенсивности субполярных океанических циклонических ЦДА в СП. Межгодовая изменчивость интенсивности ЦДА зимой в целом больше, чем летом. В ЮП сезоны с большей интенсивностью океанических антициклонических и циклонических ЦДА и ее межгодовая изменчивость различаются для разных океанов. По расчетам с моделями CMIP5 и CMIP6 получены значимые изменения интенсивности ЦДА в XXI веке. Более значимые тенденции усиления ЦДА в XXI веке проявляются в ЮП, особенно в зимние сезоны. Наиболее устойчивые тенденции ослабления отмечены над континентами для зимнего Северо-Американского максимума и летнего Азиатского минимума. Для зимнего Сибирского максимума тенденция ослабления более выражена по расчетам с моделями CMIP6, чем по расчетам с моделями CMIP5.

Ключевые слова: центры действия атмосферы, изменения климата, моделирование

DOI: 10.31857/S0002351525020047, **EDN:** GKMTSK

1. ВВЕДЕНИЕ

Атмосферные центры действия (ЦДА) – крупномасштабные структурные образования в атмосфере Земли, характеризующие общую циркуляцию в тропосфере Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий и зависящие от распределения океанов и континентов. В изменчивой атмосфере ЦДА проявляются достаточно устойчиво в поле приповерхностного давления с месячным и сезонным осреднением. Отмечаются квазипостоянные субполярные циклонические области с пониженным приповерхностным давлением и

субтропические антициклонические области с повышенным приповерхностным давлением над океанами, а также антициклонические области с повышенным приповерхностным давлением над полярными широтами [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018; Мохов и др., 2020].

Отмеченные особенности ЦДА связаны с трехъячейковой меридиональной циркуляцией в тропосфере каждого полушария с образованием тропических ячеек Хэдли, обратных ячеек Ферреля в средних широтах и полярных ячеек. При трехъячейковой меридиональной циркуляции в

тропосфере СП и ЮП широтные пояса с пониженным приповерхностным давлением проявляются в субполярных областях восходящих ветвей ячеек Ферреля и полярных ячеек и с повышенным приповерхностным давлением в областях нисходящих ветвей ячеек Хэдли и Ферреля — в субтропических широтах, а также в полярных широтах с нисходящими ветвями полярных ячеек. Более четко это проявляется в океанических субантарктических широтах ЮП. Наличие континентов нарушает зональную структуру атмосферной циркуляции, из-за различия теплоемкости деятельных слоев континентов и океанов в годовом цикле температурный перепад между ними меняет знак. Зимой поверхность континентов холоднее, а летом теплее поверхности океанов в тех же широтах. При этом над континентами формируются сезонные ЦДА разной завихренности: летом — циклонические, зимой — антициклонические [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018].

В СП в поле давления над океанами выделяются Алеутский и Исландский циклонические ЦДА в субарктических широтах, Азорский и Гавайский антициклонические ЦДА в субтропических широтах. В полярных широтах формируются Арктический и Гренландский максимумы. Над континентами в зимние сезоны образуются антициклонические ЦДА — Сибирский и Северо-Американский максимумы, а в летние — циклонические ЦДА — Азиатский и Северо-Американский минимумы [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018]. В ЮП над океанами в субтропических широтах формируются антициклонические ЦДА — Южно-Атлантический, Индоокеанский (Маскаренский) и Южно-Тихоокеанский максимумы. В субантарктических океанических широтах образуется непрерывная зона низкого давления, наибольшее понижение давления проявляется в областях Индоокеанского, Южно-Атлантического и Южно-Тихоокеанского минимумов. Над континентами возникают сезонные ЦДА, включая летом Южно-Африканский, Австралийский и Южно-Американский минимумы. В полярных широтах образуется Антарктический максимум [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018].

С ЦДА связаны характерные региональные особенности, а также ключевые погодноклиматические процессы полушарного и глобального масштаба [Climate Change 2013; Climate Change 2021]. Так в области влияния Сибирского максимума регистрируются самые низкие значения

приповерхностной температуры в Северном полушарии в зимние месяцы. Ряд важных показателей региональных изменений циркуляции атмосферы напрямую определяется характеристиками соответствующих ЦДА. В частности, особенности Северо-Атлантического колебания, влияющего на погодноклиматические режимы в евразийских регионах, связаны с интенсивностью Исландского циклона и Азорского антициклона. В зоне влияния Сибирского максимума в северной части Азии в последние десятилетия отмечены высокие значения тренда приповерхностного потепления в зимние сезоны [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018].

Анализу механизмов формирования ЦДА посвящено много исследований [Rossby, 1939; Haurwitz, 1940; Блинова, 1943; Smagorinsky, 1958; Wallace, 1988; Галин, Харитonenko, 1989; Переведенцев и др., 1994; Гушина, Петросянц, 1998; Мохов, Петухов, 2000; Chernokulsky et al., 2013; Интенсивные атмосферные вихри..., 2018; Мохов и др., 2020; Мохов и др., 2022]. В [Rossby, 1939; Haurwitz, 1940; Блинова, 1943] особенности ЦДА характеризовались на основе анализа формирующихся в атмосфере планетарных волн — волн Россби—Блиновой. Значительная часть энергии подобных планетарных волн связана со стационарной составляющей, которая проявляется в положительных и отрицательных аномалиях усредненного по времени поля давления в тропосфере. ЦДА можно также характеризовать как крупномасштабные вихревые структуры [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018]. В [Галин и Харитonenko, 1989] был сделан вывод о том, что крупномасштабные аномалии поля давления в нижней тропосфере определяются в основном термическим фактором, хотя их локализация и интенсивность зависят также от орографического влияния. В [Мохов и Петухов, 2000] получены аналитические выражения для пространственной моды, с которой связан основной вклад в формирование ЦДА. Полученные в [Мохов и Петухов, 2000] модельные выражения позволяют провести качественный анализ чувствительности характеристик ЦДА к глобальным антропогенным изменениям, вызванным изменением содержания парниковых газов в атмосфере, с оценкой роли вариаций природных факторов, в том числе различных мод естественной изменчивости типа явлений Эль-Ниньо. Глобальные климатические изменения, влияющие на вихре-волновую активность в ат-

мосфере, проявляются и в особенностях ЦДА. С ЦДА связаны значительные крупномасштабные аномалии климатических полей с экстремальными региональными режимами температуры, осадков, облачности [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018]. Существенные аномалии приповерхностной температуры в северной части Северной Америки связаны с режимом Алеутского циклона [Гущина, Петросянц, 1998; Trenberth, 1998; Мохов, Петухов, 2000; Мохов, Хон, 2005].

По данным наблюдений и реанализа отмечается значительная изменчивость характеристик ЦДА [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018]. При этом для последних десятилетий отмечены статистически значимые долгопериодные тенденции изменения характеристик ЦДА при изменении температурного режима, в частности зимой для СП [Мохов, Петухов, 2000; Мохов, Хон, 2005]. Полученные оценки свидетельствуют о возможных значительных изменениях ЦДА при продолжении глобального потепления. Использование современных климатических моделей позволяет оценить изменения характеристик ЦДА при ожидаемых глобальных изменениях климата [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018; Climate Change 2013, Climate Change 2021]. В [Хон, Мохов; 2006] получены оценки чувствительности изменений характеристик ЦДА к изменению полушарной приповерхностной температуры с использованием результатов численных расчетов с различными климатическими моделями. В частности, в [Хон, Мохов; 2006] по модельным расчетам отмечена тенденция усиления Исландского ЦДА при потеплении в XXI в. При этом отмечено, что следует ожидать ослабление зимних континентальных ЦДА. Для тихоокеанских ЦДА отмечены нелинейные изменения в XXI веке [Мохов и др., 2022].

В [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018; Mokhov et al., 2021] представлены оценки возможных изменений характеристик ЦДА в XXI веке при различных RCP-сценариях антропогенных воздействий с использованием результатов численных расчетов с климатическими моделями семейства CMIP5. Отмечено общее углубление циклонических ЦДА в обоих полушариях к концу XXI в. по сравнению с современными условиями. При этом отмечены разные тенденции для формирующегося в теплые сезоны Северо-Американского циклонического ЦДА по расчетам с разными моделями. Над кон-

тинентами в СП проявляется общее ослабление зимних антициклонических ЦДА. Отмеченное увеличение интенсивности океанических субтропических максимумов, в частности в ЮП, можно связать с изменениями меридиональной ячейки Хэдли при глобальном потеплении. В СП проявляются разнонаправленные тенденции изменений для субтропических Азорского и Гавайского максимумов. Отмеченное ослабление полярных ЦДА более выражено в холодные сезоны, что можно связать со смещением траекторий внетропических циклонов к высоким широтам. Более значимое ослабление отмечено при сценарии более сильных антропогенных воздействий (RCP8.5) для XXI в. [Мохов и др., 2022].

В [Мохов и др., 2022] представлены результаты анализа возможных изменений характеристик ЦДА в СП по расчетам с ансамблями современных климатических моделей CMIP5 и CMIP6 при сценариях антропогенных воздействий RCP8.5 и SSP5-8.5 в XXI веке. Наиболее согласованные оценки по расчетам с ансамблями CMIP6 получены для тенденций ослабления зимнего Северо-Американского максимума и летнего Азиатского минимума. Для зимнего Сибирского максимума тенденция ослабления получена более значимой по расчетам с ансамблем климатических моделей CMIP6. При сравнительном анализе ЦДА, детектированных по модельным расчетам и данным реанализа, отмечено, что в целом, по данным реанализа и по модельным расчетам интенсивность субтропических антициклонических ЦДА над Атлантическим и Тихим океанами для летних сезонов больше, чем для зимних. Для интенсивности субполярных циклонических ЦДА над Атлантическим и Тихим океанами отмечено обратное — их интенсивность в целом больше для зимних сезонов, чем для летних. При этом межгодовая изменчивость интенсивности ЦДА в зимние сезоны больше, чем в летние.

В данной работе представлен разносторонний и подробный анализ современных особенностей и ожидаемых изменений в XXI веке интенсивности основных ЦДА в обоих полушариях на основе моделирования с ансамблями климатических моделей CMIP5 и CMIP6. Для ЦДА Южного полушария подобные оценки ранее не проводились. Они сопоставляются с соответствующими результатами для ЦДА Северного полушария — более детальными, чем полученные ранее [Мохов и др., 2022].

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Для анализа ЦДА использовались результаты расчетов полей давления на уровне моря в СП и ЮП с ансамблями климатических моделей международных проектов CMIP5 и CMIP6 в сопоставлении с данными реанализа. Использовались результаты численных расчетов с климатическими моделями ансамблей CMIP5 и CMIP6 при сценарии “Historical” и при сценариях RCP8.5 и SSP5-8.5 для XXI века. Качество воспроизведения особенностей ЦДА по модельным расчетам оценивалось в сопоставлении с данными реанализа ERA5 [Hersbach et al., 2021] для базового периода 1981–2005 гг.

ЦДА детектировались аналогично [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018; Мохов и др., 2020]. При этом определялось среднее значение давления на уровне моря P_c в областях антициклонических или циклонических ЦДА – соответственно с повышенным (максимумы) или пониженным (минимумы) давлением относительно фоновых (полушарных) режимов. В том числе, анализировались режимы 10 ЦДА в СП и 10 ЦДА в ЮП (рис. 1, табл. 1), включая 11 ЦДА над океанами, 9 ЦДА над сушей, 13 круглогодичных ЦДА и 7 сезонных. Анализировались также соответствующие сезонные (зимние) особенности поля давления в ЮП над Австралией, Южной Америкой и Африкой – далее обозначаемые как Австралийский, Южно-Американский и Южно-Африканский максимумы.

Анализировались среднесезонные значения, в частности для зимнего и летнего сезонов. Интенсивность ЦДА характеризовалась как давлением на уровне моря в области ЦДА P_c (аналогично [Мохов и др., 2020]), так и соответствующим перепадом давления I_c относительно среднеполушарного давления P_H на уровне моря:

$$I_c = P_c - P_H. \quad (1)$$

Оценивались относительные изменения интенсивности ЦДА $I_c' = I_c / \delta I_c$ – при нормировании I_c на соответствующие среднеквадратические отклонения (СКО) δI_c для базового периода 1981–2005 гг.

Следует отметить, что при оценке интенсивности ЦДА по аномалиям давления на уровне моря возможны неточности для ЦДА над кон-

тинентами с существенным влиянием орграфических эффектов или с ледовым щитом, как, например, для Гренландского максимума. При анализе ансамблевых модельных расчетов возможны также неточности, связанные с выделением общих областей, в пределах которых оцениваются аномалии давления и интенсивность ЦДА (без более детального определения их локализации). Кроме того, при оценке интенсивности ЦДА по аномалиям давления относительно фонового режима, определяемого среднеполушарным давлением на уровне моря, возможны неточности в случаях, когда региональный фоновый режим заметно отличается от полушарного.

Для анализа характеристик ЦДА использовались результаты расчетов с 25 моделями проекта CMIP5 и 32 моделями проекта CMIP6 (табл. 2). В данной работе из всех моделей CMIP5 и CMIP6 были выбраны только модели с реализациями, закодированными как “rlilpl” и “rlilplfl”, соответственно.

Для анализа также выделялись климатические модели, с использованием которых наиболее адекватно воспроизводились ЦДА («лучшие» модели) – с использованием двух критериев. Первый критерий основан на степени адекватности модели в воспроизведении поля глобального приповерхностного атмосферного давления. Оценки делались на основе сравнения смоделированных полей давления (в рамках исторического сценария “Historical”) с соответствующими полями по данным реанализа ERA5 для базового периода 1981–2005 гг. для разных сезонов. Второй критерий учитывал количество ЦДА, значения I_c для которых по расчетам с моделью попадают в диапазон стандартного отклонения I_c относительно полученного по данным реанализа ERA5 (считалось, что такой ЦДА воспроизводится успешно). Модель включалась в выборку «лучших» моделей, если согласно одному из двух критериев модель попадала в четверть наиболее успешных из всех моделей, а согласно другому критерию, она попадала в половину наиболее успешных.

Значимость оценок интенсивности ЦДА оценивалась при их сравнении с соответствующими среднеквадратическими отклонениями. Минимальный уровень значимости тенденций изменения интенсивности ЦДА оценивался условием знакоопределенности измене-

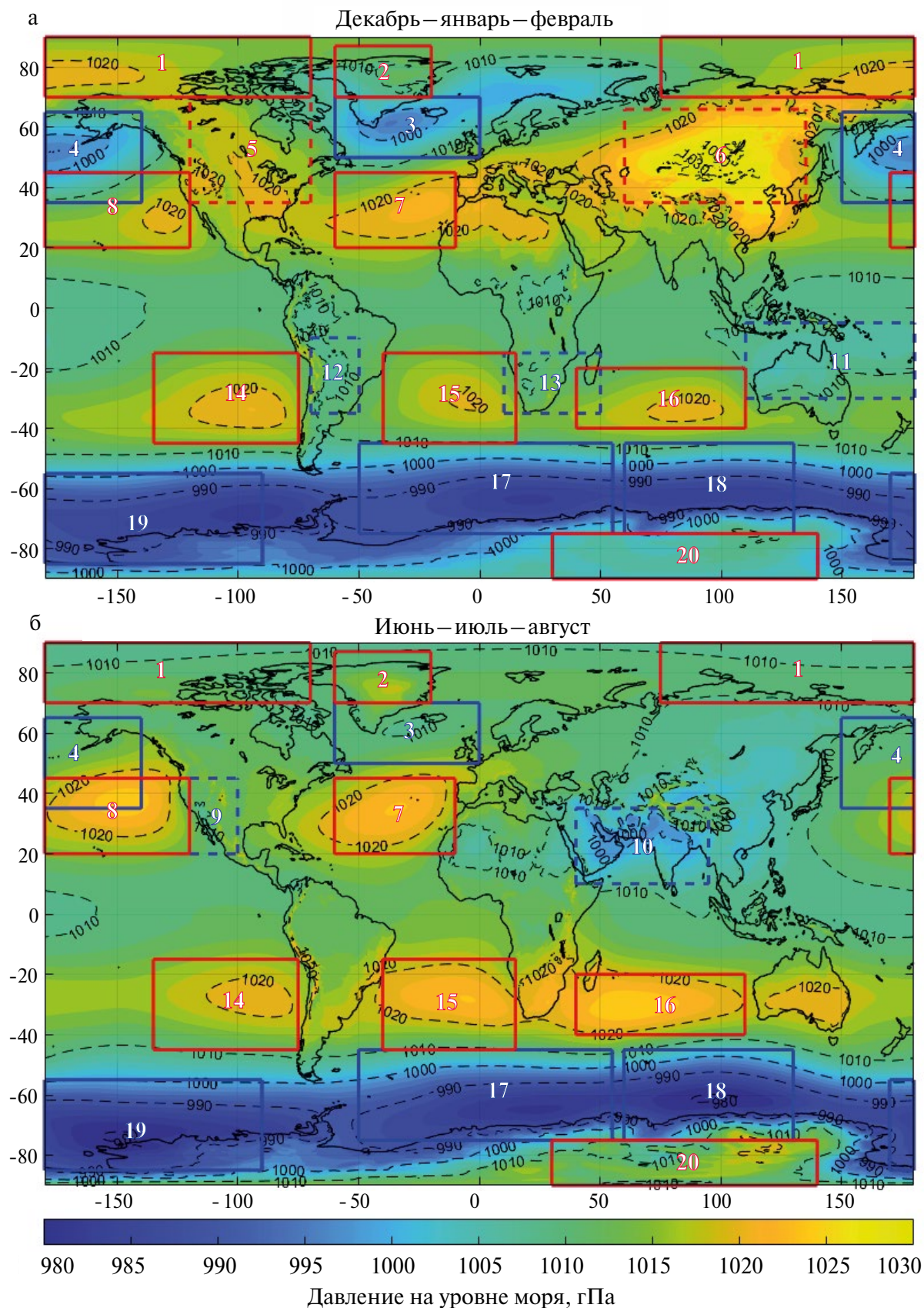


Рис. 1. Расположение анализируемых ЦДА в декабре – январе – феврале (а) и июне – июле – августе (б). Красными контурами отмечены максимумы, синими контурами – минимумы. Цифры соответствуют нумерации в табл. 1

Таблица 1. Характеристики анализируемых ЦДА

№	ЦДА	Сезоны	Тип поверхности	Регион	
				Широта	Долгота
Северное полушарие (СП)					
1	Арктический максимум	Круглогодично	Океан/лед	70—90° с.ш.	75° в.д.—70° з.д.
2	Гренландский максимум	Круглогодично	Океан/лед	70—87° с.ш.	20—60° з.д.
3	Исландский минимум	Круглогодично	Океан	50—70° с.ш.	0—60° з.д.
4	Алеутский минимум	Круглогодично	Океан	35—65° с.ш.	150° в.д.—140° з.д.
5	Северо-Американский максимум	Зима СП	Суша	35—70° с.ш.	70—120° з.д.
6	Сибирский максимум	Зима СП	Суша	35—66° с.ш.	60—135° в.д.
7	Азорский максимум	Круглогодично	Океан	20—45° с.ш.	10—60° з.д.
8	Гавайский максимум	Круглогодично	Океан	20—45° с.ш.	170° в.д.—120° з.д.
9	Северо-Американский минимум	Лето СП	Суша	20—45° с.ш.	100—120° з.д.
10	Азиатский минимум	Лето СП	Суша	10—35° с.ш.	40—95° в.д.
Южное полушарие (ЮП)					
11	Австралийский минимум	Лето ЮП	Суша	5—30° ю.ш.	110—180° в.д.
12	Южно-Американский минимум	Лето ЮП	Суша	10—35 ю.ш.	50—70° з.д.
13	Южно-Африканский минимум	Лето ЮП	Суша	15—35° ю.ш.	10—50° в.д.
14	Южно-Тихоокеанский максимум	Круглогодично	Океан	15—45° ю.ш.	75—135° з.д.
15	Южно-Атлантический максимум	Круглогодично	Океан	15—45° ю.ш.	40° з.д.—15° в.д.
16	Маскаренский максимум	Круглогодично	Океан	20—40° ю.ш.	40—110° в.д.
17	Южно-Атлантический минимум	Круглогодично	Океан	45—75° ю.ш.	50° з.д.—55° в.д.
18	Индокееанский минимум	Круглогодично	Океан	45—75° ю.ш.	60—130° в.д.
19	Южно-Тихоокеанский минимум	Круглогодично	Океан	55—85° ю.ш.	90—170° з.д.
20	Антарктический максимум	Круглогодично	Суша/лед	75—90° ю.ш.	30—140° в.д.

ний вместе с диапазоном среднеквадратических отклонений.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Определение «лучших» моделей

На рис. 2 представлены диаграммы Тейлора, характеризующие степень соответствия поля атмосферного давления на уровне моря в СП и ЮП по расчетам с полными ансамблями климатических моделей CMIP5 и CMIP6 (сценарий “Historical”) и по данным реанализа ERA5 для

зимнего и летнего сезонов для базового периода 1981–2005 гг.

Согласно рис. 2 воспроизведение современных особенностей поля давления на уровне моря в целом лучше в климатических моделях CMIP6, чем в климатических моделях CMIP5. В СП результаты для разных сезонов по расчетам с ансамблем климатических моделей CMIP5 указывают, в целом, на заметно лучшее воспроизведение поля атмосферного давления зимой, чем летом. При этом уровень воспроизведения атмосферного давления в расчетах с климати-

Таблица 2. Климатические модели, расчеты с которыми использовались в данной работе

№	Модели CMIP6		Модели CMIP5	
	Название модели	Модельное разрешение (долгота × широта)	Название модели	Модельное разрешение (долгота × широта)
1	ACCESS-CM2	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$	ACCESS1-0	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$
2	ACCESS-ESM1-5	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$	ACCESS1-3	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$
3	AWI-CM-1-1-MR	$0.9375^\circ \times 0.9375^\circ$	BCC-CSM1-1	$2.8125^\circ \times 2.8125^\circ$
4	BCC-CSM2-MR	$1.125^\circ \times 1.125^\circ$	BNU-ESM	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$
5	CAMS-CSM1-0	$1.125^\circ \times 1.125^\circ$	CanESM2	$2.8125^\circ \times 2.76^\circ$
6	CanESM5	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$	CCSM4	$1.25^\circ \times 0.94^\circ$
7	CAS-ESM2-0	$1.4^\circ \times 1.39^\circ$	CESM1-BGC	$1.25^\circ \times 0.94^\circ$
8	CESM2-WACCM	$1.25^\circ \times 0.94^\circ$	CESM1-CAM5	$1.25^\circ \times 0.94^\circ$
9	CIesm	$1.25^\circ \times 0.94^\circ$	CMCC-CM	$0.75^\circ \times 0.75^\circ$
10	CMCC-CM2-SR5	$1.25^\circ \times 0.94^\circ$	CMCC-CMS	$1.88^\circ \times 1.86^\circ$
11	CMCC-ESM2	$1.25^\circ \times 0.94^\circ$	CNRM-CM5	$1.4^\circ \times 1.39^\circ$
12	EC-Earth3	$0.7^\circ \times 0.7^\circ$	FIO-ESM	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$
13	EC-Earth3-Veg	$0.7^\circ \times 0.7^\circ$	GISS-E2-H	$2.5^\circ \times 2^\circ$
14	EC-Earth3-Veg-LR	$1.125^\circ \times 1.125^\circ$	GISS-E2-R	$2.5^\circ \times 2^\circ$
15	FGOALS-f3-L	$1.25^\circ \times 1^\circ$	INM-CM4	$2^\circ \times 1.5^\circ$
16	FGOALS-g3	$2^\circ \times 2.25^\circ$	IPSL-CM5A-LR	$3.75^\circ \times 1.9^\circ$
17	FIO-ESM-2-0	$1.25^\circ \times 0.9375^\circ$	IPSL-CM5A-MR	$2.5^\circ \times 1.2676^\circ$
18	GFDL-ESM4	$1.25^\circ \times 1^\circ$	MIROC5	$1.4^\circ \times 1.39^\circ$
19	IITM-ESM	$1.875^\circ \times 1.904^\circ$	MIROC-ESM	$2.8125^\circ \times 2.79^\circ$
20	INM-CM4-8	$2^\circ \times 1.5^\circ$	MIROC-ESM-CHEM	$2.8125^\circ \times 2.79^\circ$
21	INM-CM5-0	$2^\circ \times 1.5^\circ$	MPI-ESM-LR	$1.875^\circ \times 1.85^\circ$
22	IPSL-CM6A-LR	$2.5^\circ \times 1.25^\circ$	MPI-ESM-MR	$1.875^\circ \times 1.85^\circ$
23	KACE-1-0-G	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$	MRI-CGCM3	$1.125^\circ \times 1.1^\circ$
24	KIOST-ESM	$1.88^\circ \times 1.86^\circ$	NorESM1-M	$2.5^\circ \times 1.9^\circ$
25	MIROC6	$1.40625^\circ \times 1.40625^\circ$	NorESM1-ME	$2.5^\circ \times 1.9^\circ$
26	MPI-ESM1-2-HR	$0.9375^\circ \times 0.935^\circ$	—	—
27	MPI-ESM1-2-LR	$1.875^\circ \times 1.8652^\circ$	—	—
28	MRI-ESM2-0	$1.125^\circ \times 1.125^\circ$	—	—
29	NESM3	$1.875^\circ \times 1.865^\circ$	—	—
30	NorESM2-LM	$2.5^\circ \times 1.89474^\circ$	—	—
31	NorESM2-MM	$1.25^\circ \times 0.9375^\circ$	—	—
32	TaiESM1	$1.25^\circ \times 0.9375^\circ$	—	—

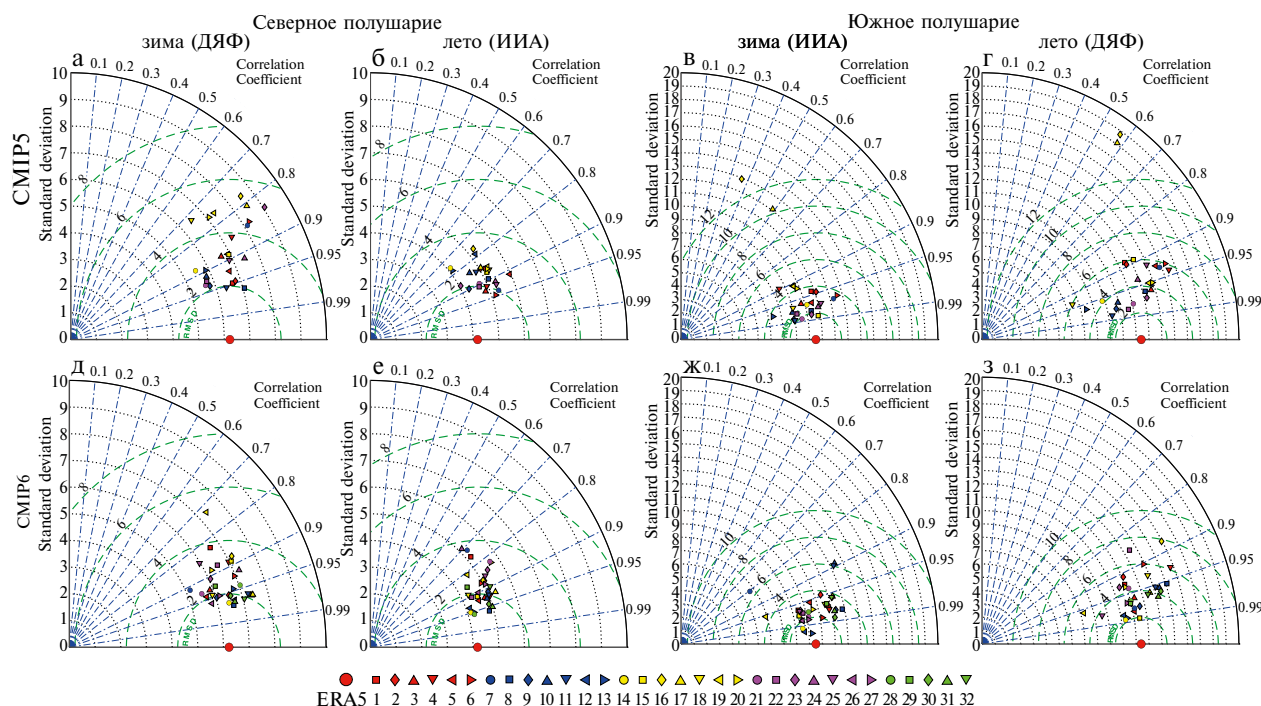


Рис. 2. Диаграммы Тейлора, характеризующие степень соответствия поля атмосферного давления на уровне моря в СП (а,б,д,е) и ЮП (в,г,ж,з) по расчетам с полными ансамблями климатических моделей CMIP5 (а–г) и CMIP6 (д–з) («исторический» сценарий) и по данным реанализа ERA5 для зимнего (а, в, д, ж) и летнего (б, г, е, з) сезонов для базового периода 1981–2005 гг. Радиальная координата характеризует пространственное стандартное отклонение давления (гПа), угловая координата – коэффициент пространственной корреляции поля давления между результатами модельных расчетов и данными реанализа. Зеленая пунктирная линия характеризует стандартное отклонение (в гПа) результатов модельных расчетов относительно соответствующих оценок из данных реанализа. Номера моделей те же, что и в табл. 2

ческими моделями CMIP6 (характеризуемый коэффициентами пространственной корреляции результатов модельных расчетов с данными реанализа) существенно выше, чем по расчетам с климатическими моделями CMIP5, как зимой, так и летом. В ЮП общее соответствие модельных расчетов поля атмосферного давления (включая интенсивность ЦДА) данным реанализа ERA5 лучше для климатических моделей CMIP6, чем для климатических моделей CMIP5, но не столь существенно, как для СП.

В целом, в СП климатическими моделями лучше воспроизводятся ЦДА зимой, тогда как для ЮП подобная особенность не проявляется (рис. 3, табл. 3). Для ряда моделей в ансамблях CMIP5 и CMIP6 успешно воспроизводятся все ЦДА зимой в СП. Летом в СП по расчетам с некоторыми моделями адекватно не воспроизводится ни один ЦДА. Что касается ЮП, то не выявлено ни одной модели, по расчетам с которой воспроизводятся все ЦДА, но не отмечено и ни одной модели, которая не воспроизводит

ни один ЦДА (как зимой, так и летом, как для моделей CMIP5, так и для моделей CMIP6). При отмеченном общем улучшении воспроизведения ЦДА моделями CMIP6 по сравнению с моделями CMIP5 в обоих полушариях как зимой, так и летом (табл. 3) для некоторых ЦДА было отмечено ухудшение воспроизведения в рамках CMIP6 по сравнению со CMIP5 (например, для Маскаренского и Южно-Тихоокеанского максимумов) (рис. 4). В целом круглогодичные ЦДА воспроизводятся лучше сезонных (рис. 4). Среди всех ЦДА лучше всего воспроизводятся Южно-Тихоокеанский максимум (как для июня–июля–августа, так и для декабря–января–февраля) и Исландский минимум (для декабря–января–февраля), а хуже всего воспроизводятся Южно-Американский минимум и Антарктический максимум (рис. 4).

По результатам сравнительного анализа с данными реанализа были отобраны 9 моделей ансамбля CMIP6 (AWI-CM-1-1-MR, CAMS-CSM1-0, CIESM, EC-Earth3, EC-Earth3-Veg,

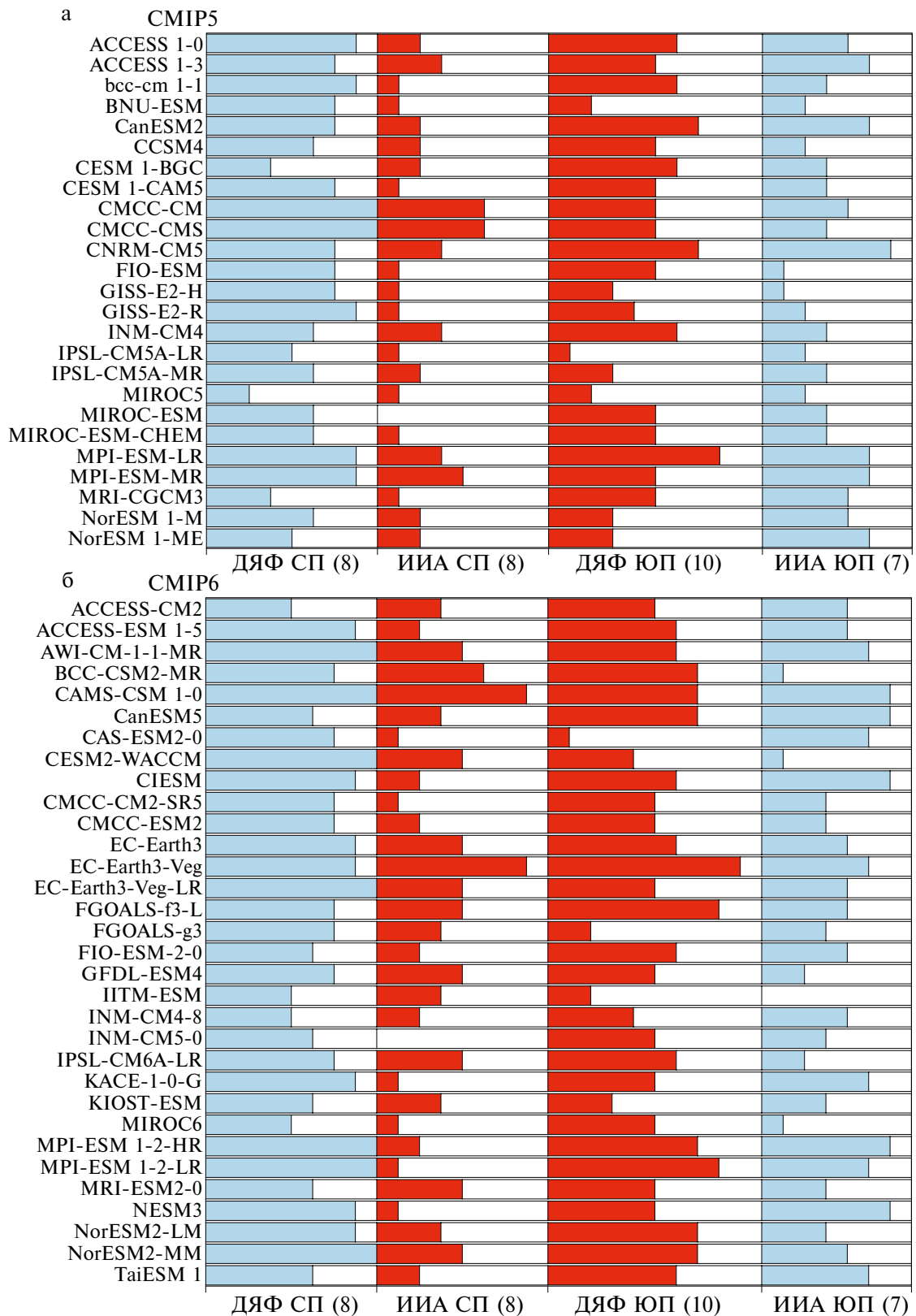


Рис. 3. Количество ЦДА, для которых отмечено согласие значений I_c (в пределах их стандартного отклонения) по данным реанализа ERA5 и по расчетам моделей CMIP5 (а) и CMIP6 (б) для разных полушарий и разных сезонов. Общее количество ЦДА для каждого полушария/сезона указано в скобках ниже. ЦДА в зимние сезоны отмечены синим цветом, в летние — красным

Таблица 3. Среднее количество успешно воспроизведенных ЦДА (в скобках указано количество анализирувавшихся зимних и летних ЦДА в каждом полушарии) по расчетам с ансамблями моделей CMIP5 и CMIP6 (и в процентах от общего количества ЦДА) для базового периода 1981–2005 гг.

Ансамбли	СП, зима (8)	СП, лето (8)	ЮП, лето (10)	ЮП, зима (7)
CMIP5	5.6 (70%)	2.0 (25%)	4.7 (47%)	3.3 (47%)
CMIP6	6.2 (78%)	2.9 (36%)	5.5 (55%)	3.8 (54%)

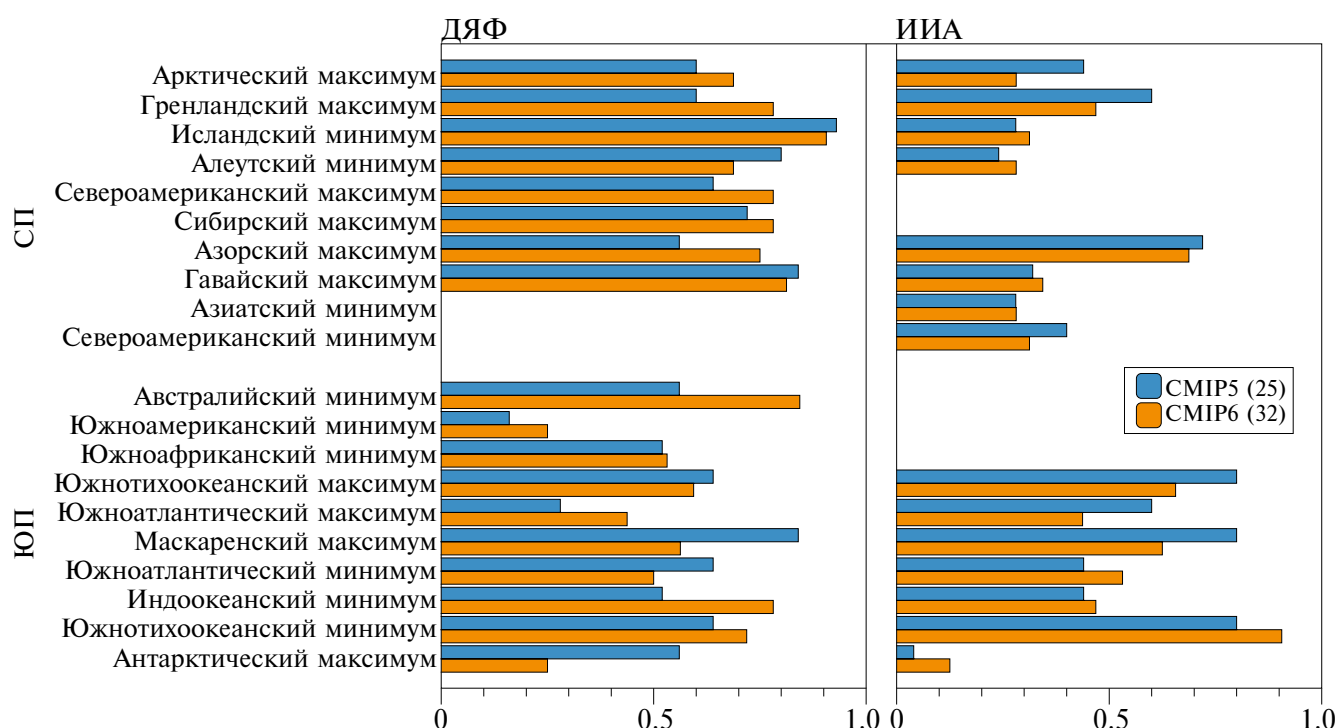


Рис. 4. Доля моделей, для которых получено согласие значений I_s (в пределах их стандартного отклонения) с соответствующими значениями по данным реанализа ERA5 для разных ЦДА для разных сезонов (в скобках отмечено общее количество моделей для каждого ансамбля)

FGOALS-f3-L, MPI-ESM1-2-HR, MPI-ESM1-2-LR, TaiESM1) и 8 моделей ансамбля CMIP5 (ACCESS1-0, ACCESS1-3, BCC-CSM1-1, CESM1-CAM5, CMCC-CM, CNRM-CM5, MPI-ESM-LR, NorESM1-ME), по расчетам с которыми наилучшим образом воспроизводятся режимы анализируемых ЦДА для базового периода в сравнении с данными реанализа.

3.2. Сравнение характеристик ЦДА по модельным расчетам и по данным реанализа для современных климатических условий

3.2.1. Северное полушарие

В табл. 4 приведены количественные оценки интенсивности I_s ключевых ЦДА в СП для зимнего и летнего сезонов, оцененные по данным

реанализа ERA5 и с использованием ансамблевых средних по расчетам со всеми и «лучшими» моделями CMIP5 и CMIP6 для базового периода 1981–2005 гг. Также представлены межгодовые стандартные отклонения. Среднесезонная интенсивность ЦДА не всегда может быть достоверно определена на фоне их межгодовой изменчивости, особенно когда она определяется согласно (1) средней аномалией давления для большой территории. Также следует учитывать моды междесятилетней изменчивости климата, влияющие на характеристики ЦДА. В частности, Северо-Атлантическое колебание связано с Исландским минимумом и Азорским максимумом.

Для ЦДА в табл. 4а получены значимые (на уровне статистической значимости 99% и выше)

Таблица 4. Интенсивность I_s [гПа] ключевых ЦДА в СП для зимнего (а) и летнего (б) сезонов, оцененная по данным реанализа ERA5 и по ансамблевым средним по расчетам со всеми анализировавшимися моделями CMIP5 и CMIP6 для базового периода 1981–2005 гг. В скобках указаны межгодовые стандартные отклонения интенсивности ЦДА. В квадратных скобках приведены соответствующие оценки для «лучших» моделей

(а)

ЦДА Северное полушарие	Зима (декабрь–январь–февраль)		
	Реанализ	Модели CMIP5	Модели CMIP6
Арктический максимум	2.2 (± 3.4)	0.9 (± 3.6) [2.2 (± 3.3)]	2.3 (± 3.3) [1.9 (± 3.5)]
Гренландский максимум	–5.0 (± 3.9)	–3.3 (± 4.3) [–4.1 (± 3.7)]	–4.3 (± 4.2) [–5.0 (± 4.5)]
Исландский минимум	–10.7 (± 3.0)	–11.3 (± 2.8) [–11.2 (± 2.8)]	–11.0 (± 3.0) [–11.7 (± 3.2)]
Алеутский минимум	–9.6 (± 2.7)	–9.5 (± 3.2) [–8.5 (± 3.1)]	–9.5 (± 3.3) [–9.5 (± 3.4)]
Северо-Американский максимум	3.1 (± 1.0)	2.6 (± 1.3) [2.9 (± 1.3)]	3.0 (± 1.2) [3.2 (± 1.3)]
Сибирский максимум	10.6 (± 1.2)	10.4 (± 1.4) [11.0 (± 1.3)]	10.8 (± 1.5) [10.6 (± 1.5)]
Азорский максимум	4.9 (± 1.6)	5.2 (± 1.6) [5.3 (± 1.5)]	4.9 (± 1.8) [5.0 (± 1.8)]
Гавайский максимум	0.1 (± 2.0)	–0.1 (± 2.1) [0.2 (± 2.1)]	–0.6 (± 2.3) [–0.7 (± 2.3)]

(б)

ЦДА Северное полушарие	Лето (июнь–июль–август)		
	Реанализ	Модели CMIP5	Модели CMIP6
Арктический максимум	–0.8 (± 1.6)	–1.8 (± 1.9) [–1.8 (± 1.7)]	–1.4 (± 1.7) [–1.8 (± 1.7)]
Гренландский максимум	1.5 (± 2.0)	2.6 (± 2.5) [1.7 (± 2.4)]	0.2 (± 2.3) [1.6 (± 2.2)]
Исландский минимум	0.1 (± 1.1)	0.0 (± 1.2) [–0.6 (± 1.2)]	–1.0 (± 1.3) [–0.8 (± 1.3)]
Алеутский минимум	3.4 (± 0.7)	2.1 (± 1.1) [2.2 (± 1.0)]	2.2 (± 1.1) [2.1 (± 1.2)]
Азорский максимум	8.2 (± 0.6)	5.8 (± 0.7) [5.8 (± 0.8)]	5.8 (± 0.8) [5.9 (± 0.7)]
Гавайский максимум	7.5 (± 0.6)	5.6 (± 0.8) [5.3 (± 0.8)]	5.5 (± 0.8) [5.4 (± 0.8)]
Северо-Американский минимум	0.9 (± 0.6)	–1.8 (± 0.6) [–2.8 (± 0.6)]	–3.1 (± 0.7) [–2.2 (± 0.6)]
Азиатский минимум	–8.4 (± 0.3)	–11.2 (± 0.7) [–12.0 (± 0.7)]	–11.7 (± 0.7) [–11.6 (± 0.6)]

оценки средней зимней интенсивности I_c для Азорского, Сибирского и Северо-Американского максимумов, а также для Исландского и Алеутского минимумов как по данным реанализа, так и по модельным расчетам. При этом модельные оценки интенсивности этих ЦДА хорошо согласуются с полученными по данным реанализа. Несколько более низкая средняя зимняя интенсивность Алеутского минимума, оцененная по расчетам с ансамблем моделей CMIP5, находится в диапазоне стандартных отклонений относительно полученных по данным реанализа и по расчетам с ансамблем моделей CMIP6. В то же время для Гавайского и Арктического максимумов оценки средней зимней интенсивности I_c , основанные на модельных расчетах, получены статистически незначимыми (по крайней мере, на уровне значимости 95%), как и по данным реанализа для периода 1981–2005 гг. Что касается зимнего Арктического максимума, то он характеризуется максимальной межгодовой изменчивостью интенсивности.

Соответствующие оценки средней летней интенсивности ЦДА I_c в табл. 4б по модельным расчетам значимы и хорошо согласуются с оценками по данным реанализа для субтропических Азорского и Гавайского максимумов и для Азиатского минимума. При этом для областей Арктического максимума и Алеутского, Исландского и Северо-Американского минимумов по данным реанализа получены средние летние аномалии давления на уровне моря противоположного знака, хотя и незначимые для Арктического максимума и Исландского и Северо-Американского минимумов.

Стоит отметить, что для базового периода 1981–2005 гг., в отличие от оценки по данным реанализа, модельные расчеты дали положительные (хотя и незначительные) средние летние аномалии давления в области Арктического максимума. Для Северо-Американского минимума по модельным расчетам также, как и по данным реанализа, получены незначимые оценки средней летней интенсивности. Полученные результаты свидетельствуют, что ЦДА, интенсивность которых определяется согласно (1), в зимние сезоны проявляются в целом более значимо (при сравнении со среднеквадратическими отклонениями), чем в летние, несмотря на более сильную межгодовую изменчивость (характеризуемую СКО).

Для получения более надежных оценок возможных изменений режимов ЦДА при ожидаемых изменениях климата необходимым условием является адекватное воспроизведение в модельных расчетах современных режимов ЦДА. Согласно полученным результатам, воспроизведение ЦДА и зимой, и летом по расчетам с ансамблем климатических моделей CMIP6 в целом существенно лучше, чем с ансамблем климатических моделей CMIP5. При этом согласно табл. 4 соответствие оценкам по данным реанализа для одних ЦДА лучше для отобранных моделей ансамбля CMIP6, для других ЦДА – лучше для отобранных моделей ансамбля CMIP5.

В табл. 5 приведены межмодельные СКО для интенсивности ЦДА в СП зимой и летом по расчетам с ансамблями моделей CMIP5 и CMIP6 и с отобранными («лучшими») моделями. Согласно табл. 5 межмодельные СКО для интенсивности ЦДА летом по расчетам с ансамблем моделей CMIP6 в целом меньше, чем с ансамблем моделей CMIP5, в том числе и для отобранных («лучших») моделей. (Обратное отмечено только для Арктического антициклона летом.) Для зимних сезонов аналогичная тенденция отмечена для Арктического, Гавайского, Сибирского и Северо-Американского максимумов. Для Азорского максимума и Исландского минимума это проявляется только при учете всех моделей, без выбора «лучших». (Обратная тенденция отмечена для Алеутского минимума, а также для Исландского минимума и Азорского максимума, но только для отобранных моделей).

3.2.2. Южное полушарие

В табл. 6 представлены количественные оценки интенсивности I_c и их СКО для ключевых ЦДА в ЮП для зимнего и летнего сезонов по расчетам с полными ансамблями использовавшихся моделей и с отобранными ансамблями климатических моделей CMIP5 и CMIP6 и по данным реанализа ERA5 для базового периода 1981–2005 гг.

Согласно табл. 6а в ЮП получены значимые (на уровне статистической значимости 99% и более, с превышением интенсивности ЦДА не менее трех СКО) оценки средней для зимнего сезона интенсивности I_c как по данным реанализа, так и по модельным расчетам для всех ЦДА, кроме Антарктического максимума. При этом модельные оценки интенсивности этих ЦДА в

Таблица 5. Межмодельный разброс (стандартные отклонения для базового периода 1981–2005 гг.) интенсивности ЦДА в СП зимой и летом между климатическими моделями ансамбля CMIP5 и между климатическими моделями ансамбля CMIP6 по расчетам со всеми и с «лучшими» (в квадратных скобках) моделями

ЦДА Северное полушарие	Межмодельные стандартные отклонения			
	Зима (декабрь—январь—февраль)		Лето (июнь—июль—август)	
	Модели CMIP5	Модели CMIP6	Модели CMIP5	Модели CMIP6
Арктический максимум	4.0 [2.3]	2.8 [2.0]	2.0 [1.4]	2.1 [1.4]
Гренландский максимум	4.3 [1.6]	3.3 [2.2]	3.0 [1.3]	2.3 [1.5]
Исландский минимум	2.0 [1.2]	1.9 [2.0]	1.7 [1.2]	1.5 [0.9]
Алеутский минимум	2.3 [1.8]	2.4 [2.3]	1.8 [2.0]	1.7 [1.5]
Северо-Американский максимум	2.1 [1.2]	1.1 [0.8]	—	—
Сибирский максимум	1.3 [1.2]	1.1 [1.0]	—	—
Азорский максимум	2.1 [1.2]	1.5 [1.3]	0.9 [0.7]	0.9 [0.4]
Гавайский максимум	1.7 [1.0]	1.6 [0.7]	1.6 [1.3]	1.4 [1.2]
Северо-Американский минимум	—	—	2.0 [1.7]	1.9 [1.1]
Азиатский минимум	—	—	1.6 [0.7]	1.3 [0.7]

целом хорошо согласуются с полученными по данным реанализа. Соответствующие оценки средней для летних сезонов интенсивности ЦДА I_c в ЮП в табл. 6б по модельным расчетам значимы и достаточно хорошо согласуются с оценками по данным реанализа для всех ЦДА над океанами. Полученные результаты свидетельствуют, что ЦДА, интенсивность которых определяется согласно (1), в зимние сезоны проявляются в целом более значительно, чем в летние, несмотря на более сильную межгодовую изменчивость (характеризуемую СКО) интенсивности ЦДА летом. В частности, летом в ЮП плохо диагностируются особенности ЦДА циклонического типа над Южной Америкой, Африкой и Австралией, в отличие от более четких особенностей ЦДА антициклонического типа над этими континентами зимой. Антарктический антициклонический ЦДА также диагностируется неадекватно летом.

В ЮП, как по данным реанализа, так и по модельным расчетам, средняя интенсивность субтропического антициклонического ЦДА над Тихим океаном для летних сезонов больше, а межгодовая изменчивость меньше, чем для зимних. При этом для субтропических антициклонических ЦДА над Атлантическим и Индийским океанами в ЮП, как по данным реанализа, так и по модельным расчетам, средняя интенсивность и межгодовая изменчивость субтропических антициклонических ЦДА на для летних сезонов меньше, чем для зимних.

Для субполярных циклонических ЦДА над Атлантическим и Тихим океанами в ЮП, как по данным реанализа, так и по модельным расчетам, средняя интенсивность в целом больше для зимних сезонов, чем для летних, за исключением Южно-Тихоокеанского минимума при использо-

Таблица 6. То же, что и в табл. 4, но для ЮП

(а)

ЦДА Южное полушарие	Зима (июнь—июль—август)		
	Реанализ	Модели CMIP5	Модели CMIP6
Австралийский максимум	4.7 (± 0.7)	6.6 (± 0.6) [6.6 (± 0.6)]	6.8 (± 0.6) [6.8 (± 0.6)]
Южно-Американский максимум	6.0 (± 0.9)	8.9 (± 0.9) [9.0 (± 1.0)]	8.5 (± 1.0) [8.5 (± 0.9)]
Южно-Африканский максимум	10.5 (± 0.7)	12.2 (± 0.9) [12.2 (± 0.8)]	12.1 (± 0.8) [12.0 (± 0.8)]
Южно-Тихоокеанский максимум	7.2 (± 1.5)	7.9 (± 1.5) [8.5 (± 1.3)]	8.5 (± 1.6) [8.1 (± 1.5)]
Южно-Атлантический максимум	9.2 (± 0.9)	10.9 (± 1.0) [11.2 (± 1.0)]	11.4 (± 1.0) [10.9 (± 1.0)]
Маскаренский максимум	11.3 (± 1.2)	12.2 (± 1.2) [13.2 (± 1.1)]	13.2 (± 1.1) [13.0 (± 1.0)]
Южно-Атлантический минимум	-15.8 (± 0.9)	-13.6 (± 1.7) [-12.8 (± 1.6)]	-13.6 (± 1.6) [-14.3 (± 1.6)]
Индоокеанский минимум	-17.8 (± 1.3)	-16.3 (± 2.0) [-16.3 (± 1.8)]	-16.6 (± 1.8) [-16.9 (± 1.8)]
Южно-Тихоокеанский минимум	-20.7 (± 4.0)	-17.7 (± 3.7) [-17.3 (± 3.8)]	-17.3 (± 3.9) [-17.9 (± 3.7)]
Антарктический максимум	2.5 (± 3.6)	1.1 (± 4.6) [-6.5 (± 4.3)]	-1.3 (± 4.3) [-0.9 (± 4.7)]

(б)

ЦДА Южное полушарие	Лето (декабрь—январь—февраль)		
	Реанализ	Модели CMIP5	Модели CMIP6
Австралийский минимум	0.5 (± 0.8)	0.7 (± 0.7) [0.3 (± 0.7)]	0.5 (± 0.7) [0.3 (± 0.7)]
Южно-Американский минимум	2.6 (± 0.5)	1.7 (± 0.6) [1.8 (± 0.6)]	1.5 (± 0.6) [2.1 (± 0.5)]
Южно-Африканский минимум	4.4 (± 0.4)	4.1 (± 0.6) [4.2 (± 0.6)]	3.9 (± 0.6) [4.3 (± 0.6)]
Южно-Тихоокеанский максимум	9.8 (± 1.0)	8.7 (± 0.9) [9.3 (± 1.0)]	9.6 (± 0.9) [9.7 (± 0.9)]
Южно-Атлантический максимум	7.9 (± 0.6)	7.8 (± 0.9) [8.1 (± 0.9)]	8.3 (± 0.7) [8.2 (± 0.7)]
Маскаренский максимум	8.7 (± 0.7)	8.3 (± 0.9) [8.6 (± 0.8)]	8.8 (± 0.7) [8.7 (± 0.7)]
Южно-Атлантический минимум	-13.5 (± 1.0)	-12.2 (± 1.3) [-12.6 (± 1.4)]	-12.7 (± 1.1) [-13.1 (± 1.1)]
Индоокеанский минимум	-12.4 (± 1.1)	-11.3 (± 1.3) [-11.6 (± 1.2)]	-12.0 (± 1.1) [-12.3 (± 1.1)]
Южно-Тихоокеанский минимум	-18.3 (± 2.8)	-15.8 (± 2.9) [-16.4 (± 2.9)]	-17.6 (± 2.7) [-17.5 (± 2.6)]
Антарктический максимум	-1.7 (± 3.4)	-1.4 (± 4.1) [-6.6 (± 4.2)]	-7.4 (± 3.5) [-5.8 (± 3.5)]

вании всего ансамбля моделей CMIP6. Межгодовая изменчивость интенсивности субполярных циклонических ЦДА в ЮП летом меньше, чем зимой. При этом по данным реанализа отмечено небольшое увеличение межгодовой изменчивости интенсивности Южно-Атлантического минимума летом, по сравнению с зимой.

Согласно полученным результатам, воспроизведение ЦДА в ЮП и зимой, и летом по расчетам с ансамблем климатических моделей CMIP6 в целом существенно лучше, чем с ансамблем климатических моделей CMIP5. При этом согласно табл. 6 соответствие оценкам по данным реанализа для одних ЦДА лучше для отобранных моделей ансамбля CMIP6, для других ЦДА – лучше для отобранных моделей ансамбля CMIP5.

В табл. 7 приведены межмодельные СКО для интенсивности ЦДА в ЮП летом и зимой по расчетам с ансамблями моделей CMIP5 и CMIP6 и с отобранными («лучшими») моделями. Согласно табл. 7 межмодельные СКО для интенсивности ЦДА зимой по расчетам с ансамблем моделей CMIP6 в целом меньше, чем с ансамблем моде-

лей CMIP5, в том числе и для отобранных («лучших») моделей. (Обратное отмечено только для Австралийского максимума для ансамбля с отобранными моделями.) Различия межмодельных СКО для интенсивности летних ЦДА по расчетам с ансамблями моделей CMIP6 и CMIP5 существенно, вплоть до знака, отличаются для разных ЦДА.

3.3. Ансамблевые модельные оценки ожидаемых изменений характеристик ЦДА в XXI веке

3.3.1. Северное полушарие

В этом разделе представлены оценки возможных изменений интенсивности ЦДА в СП по расчетам с ансамблями всех и «лучших» климатических моделей CMIP5 и CMIP6 при сценариях RCP8.5 и SSP5-8.5, соответственно (рис. 5.1, 5.2). На рис. 5.1 представлены оценки относительных (нормированных на стандартное отклонение для базового периода 1981–2005 гг.) изменений интенсивности I_c' Азорского, Сибирского и Северо-Американского максимумов

Таблица 7. То же, что и в табл. 5, но для ЮП

ЦДА Южное полушарие	Межмодельные стандартные отклонения			
	Лето (декабрь–январь–февраль)		Зима (июнь–июль–август)	
	Модели CMIP5	Модели CMIP6	Модели CMIP5	Модели CMIP6
Южно-Американский минимум	1.4 [0.9]	1.3 [0.8]	—	—
Южно-Африканский минимум	1.0 [0.3]	0.8 [0.4]	—	—
Австралийский минимум	1.2 [0.8]	0.7 [0.5]	—	—
Южно-Тихоокеанский максимум	1.5 [1.0]	1.2 [1.1]	1.5 [0.8]	1.4 [0.8]
Южно-Атлантический максимум	1.2 [1.2]	1.3 [0.9]	1.4 [0.9]	1.3 [0.8]
Маскаренский максимум	0.9 [0.5]	0.8 [0.6]	1.6 [0.8]	1.4 [0.4]
Южно-Атлантический минимум	1.4 [0.8]	1.5 [0.8]	2.4 [1.4]	2.2 [1.1]
Индоокеанский минимум	1.7 [1.2]	1.3 [0.6]	3.7 [2.0]	2.6 [0.9]
Южно-Тихоокеанский минимум	2.9 [1.7]	3.0 [2.4]	4.1 [2.3]	3.1 [1.9]
Антарктический максимум	12.2 [5.3]	6.0 [5.3]	18.8 [7.3]	11.0 [6.9]

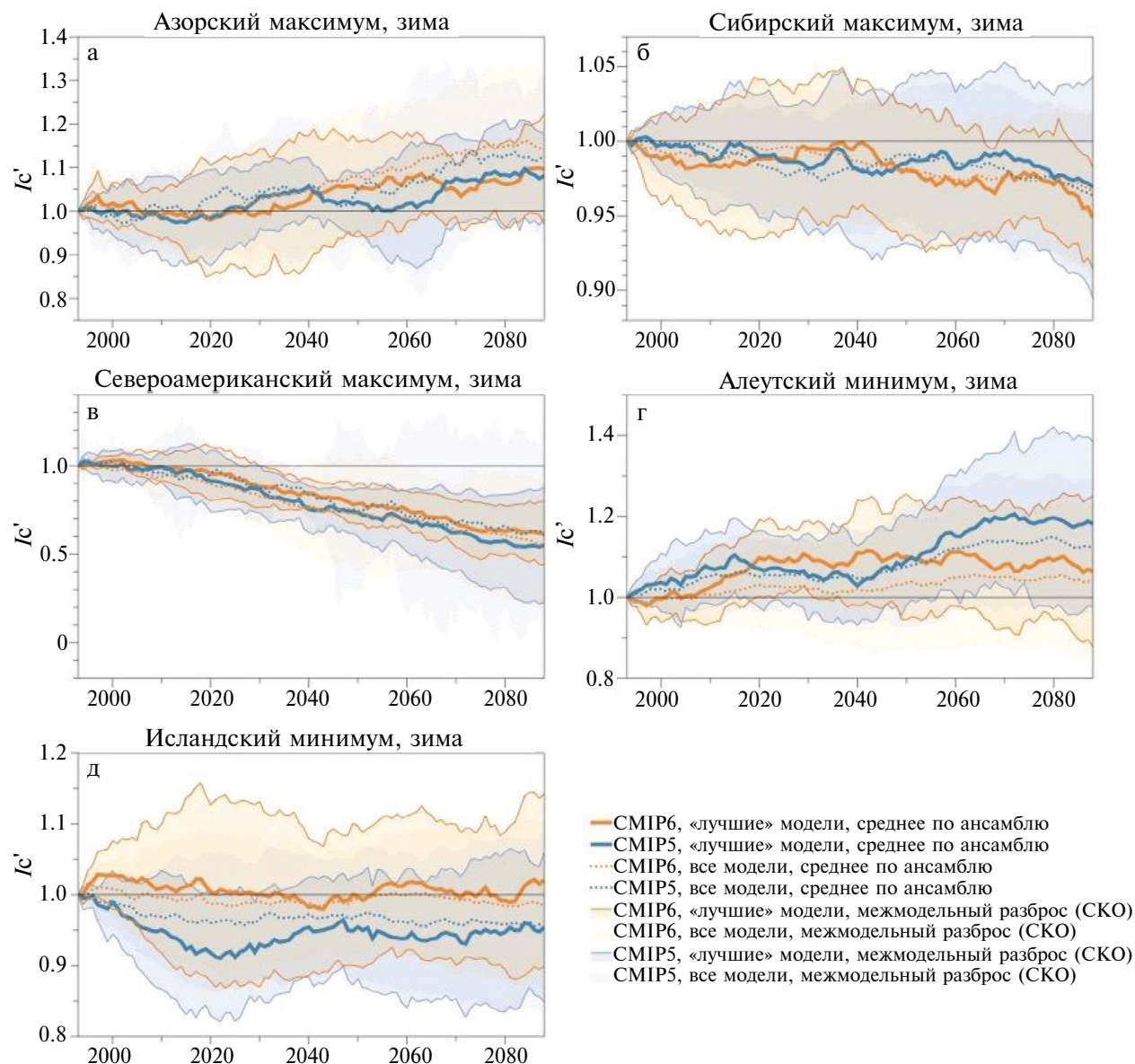


Рис. 5.1. Изменения интенсивности I_c' (нормированной на среднее значение для базового периода 1981–2005 гг.) ключевых зимних ЦДА в СП: (а) Азорский максимум, (б) Сибирский максимум, (в) Североамериканский максимум, (г) Алеутский минимум, (д) Исландский минимум. Показаны 25-летние скользящие средние для ансамблей моделей CMIP5 в сценарии RCP8.5 (синий цвет) и моделей CMIP6 в сценарии SSP5-8.5 (оранжевый цвет), обе объединены с соответствующим историческим сценарием. Толстые линии соответствуют среднему значению ансамбля; тонкие линии характеризуют диапазоны (с затенением) стандартных межмодельных отклонений. Сплошные линии представляют «лучшие» модели, пунктирные линии представляют «все» модели. Оценки $I_c' > 1$ соответствуют усилению ЦДА (как для минимумов, так и для максимумов), а $I_c' < 1$ — ослаблению ЦДА

и Алеутского и Исландского минимумов зимой в XXI в. Для этих ЦДА было получено наилучшее соответствие интенсивности по модельным расчетам и по данным реанализа для базового периода 1981–2005 гг.

Согласно рис. 5.1, изменения интенсивности различных ЦДА существенно различаются,

в том числе и по знаку. Диапазон изменчивости для различных ЦДА в целом увеличивается в XXI в. Для зимнего Азорского антициклона интенсивность существенно увеличивается к концу XXI в. при сценарии RCP8.5. Зимний Алеутский минимум также существенно усиливается, особенно по расчетам модели CMIP5.

В то же время для XXI в. отмечено снижение интенсивности Сибирского и Североамериканского максимумов и Исландского минимума зимой, наиболее существенное для Северо-Американского максимума и наименее существенное для Сибирского максимума. Интенсивность зимнего Азорского максимума увеличивается к концу XXI в. по расчетам как с моделями CMIP6, так и с моделями CMIP5, более существенно для моделей CMIP5 (рис. 5.1а). Для Исландского минимума зимой (рис. 5.1д), нормализованная интенсивность практически не изменяется по расчетам с ансамблем моделей CMIP6 и незначимо уменьшается по расчетам с моделями CMIP5.

Аналогично рис. 5.1 для зимних ЦДА в СП, на рис. 5.2 показаны соответствующие изменения нормированной интенсивности Азорского и Гавайского максимумов и Азиатского минимума в летние сезоны. Значительное ослабление получено для летнего Азиатского минимума. Незначительное усиление отмечено для Гавайского максимума. Для Азорского максимума в летние сезоны, по сравнению с зимними сезонами, от-

мечены менее значительные изменения в XXI в. (рис. 5.2а). В целом, результаты расчетов изменений интенсивности ЦДА в летние сезоны с моделями CMIP6 и CMIP5 согласуются друг с другом (рис. 5.2).

3.3.2. Южное полушарие

На рис. 6.1 представлены оценки изменений в XXI в. относительной интенсивности I_c' (нормализованной на стандартное отклонение для базового периода 1981–2005 гг.) Южно-Тихоокеанского, Южно-Атлантического, Индоокеанского, Южно-Американского, Южно-Африканского и Австралийского максимумов, а также Южно-Тихоокеанского, Южно-Атлантического и Индоокеанского минимумов для зимних сезонов. В целом, тенденции значительного увеличения интенсивности для зимних ЦДА, общие для ансамблей моделей CMIP6 и CMIP5, проявляются в ЮП в XXI в., за исключением Южно-Американского и Южно-Атлантического максимумов, которые показывают незначительные изменения.

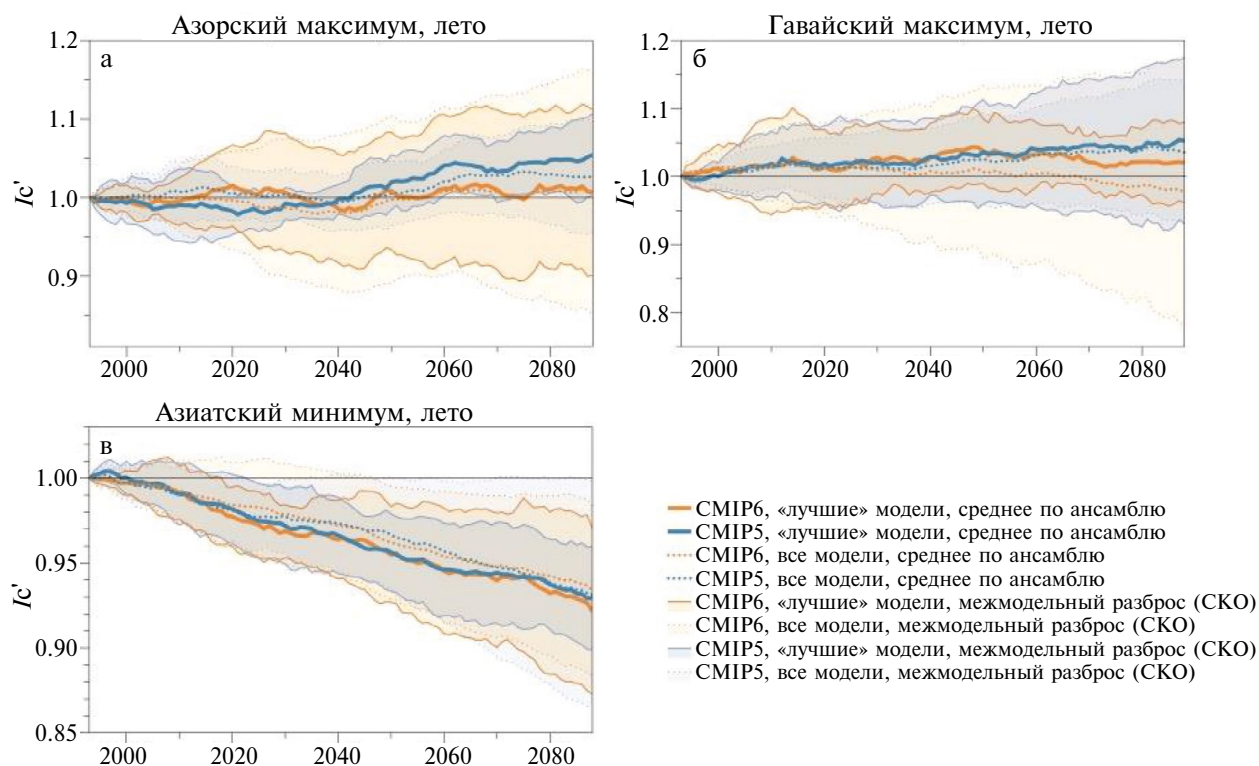


Рис. 5.2. То же, что и на рис. 5.1, но для летнего сезона (июнь—июль—август) для (а) Азорского максимума, (б) Гавайского максимума и (в) Азиатского минимума

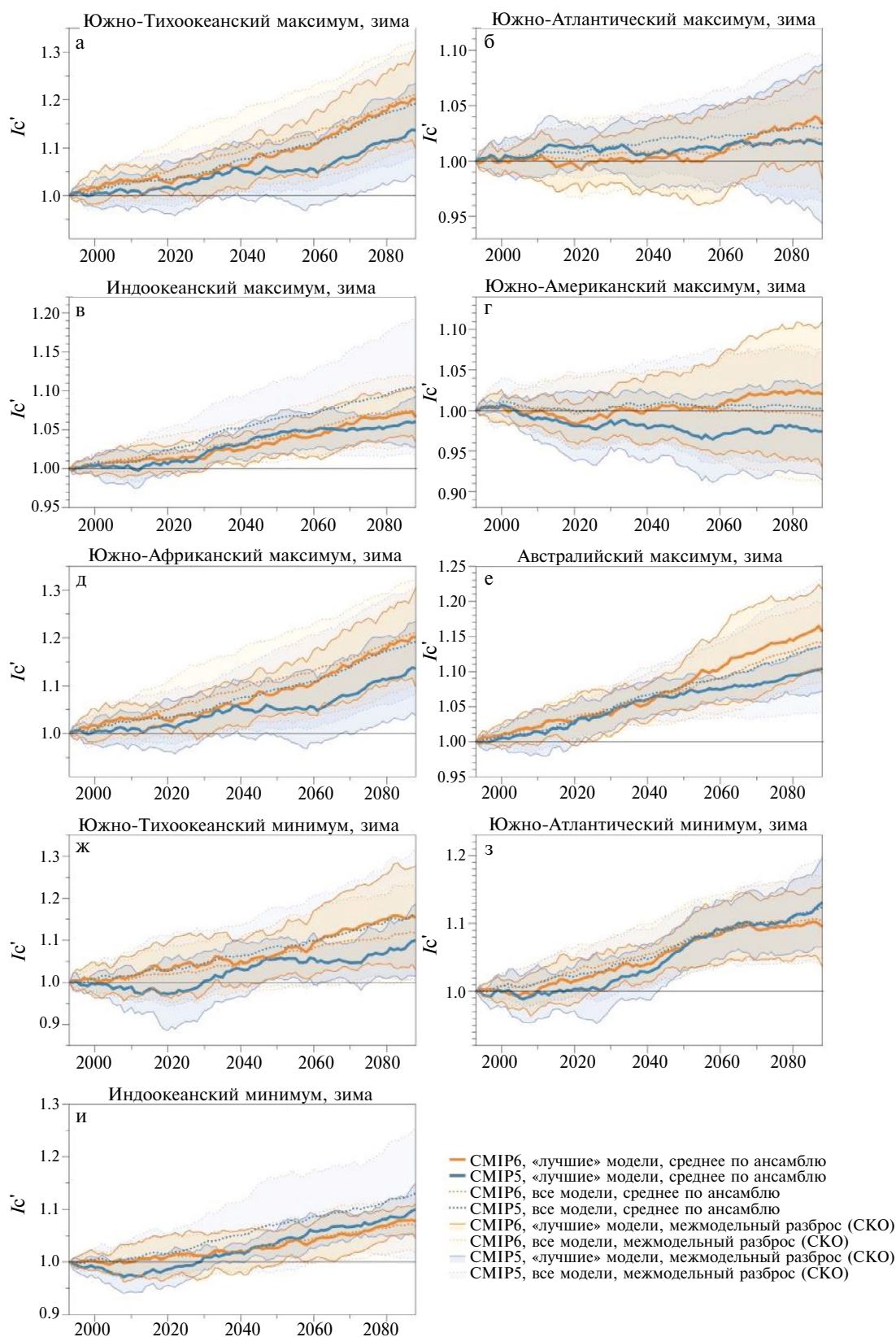


Рис. 6.1. То же, что и на рис. 5.1, но для ЮП для зимнего сезона (июнь—июль—август) для (а) Южно-Тихоокеанского максимума, (б) Южно-Атлантического максимума, (в) Индоокеанского максимума, (г) Южно-Американского максимума, (д) Южно-Африканского максимума, (е) Австралийского максимума, (ж) Южно-Тихоокеанского минимума, (з) Южно-Атлантического минимума, (и) Индоокеанского минимума

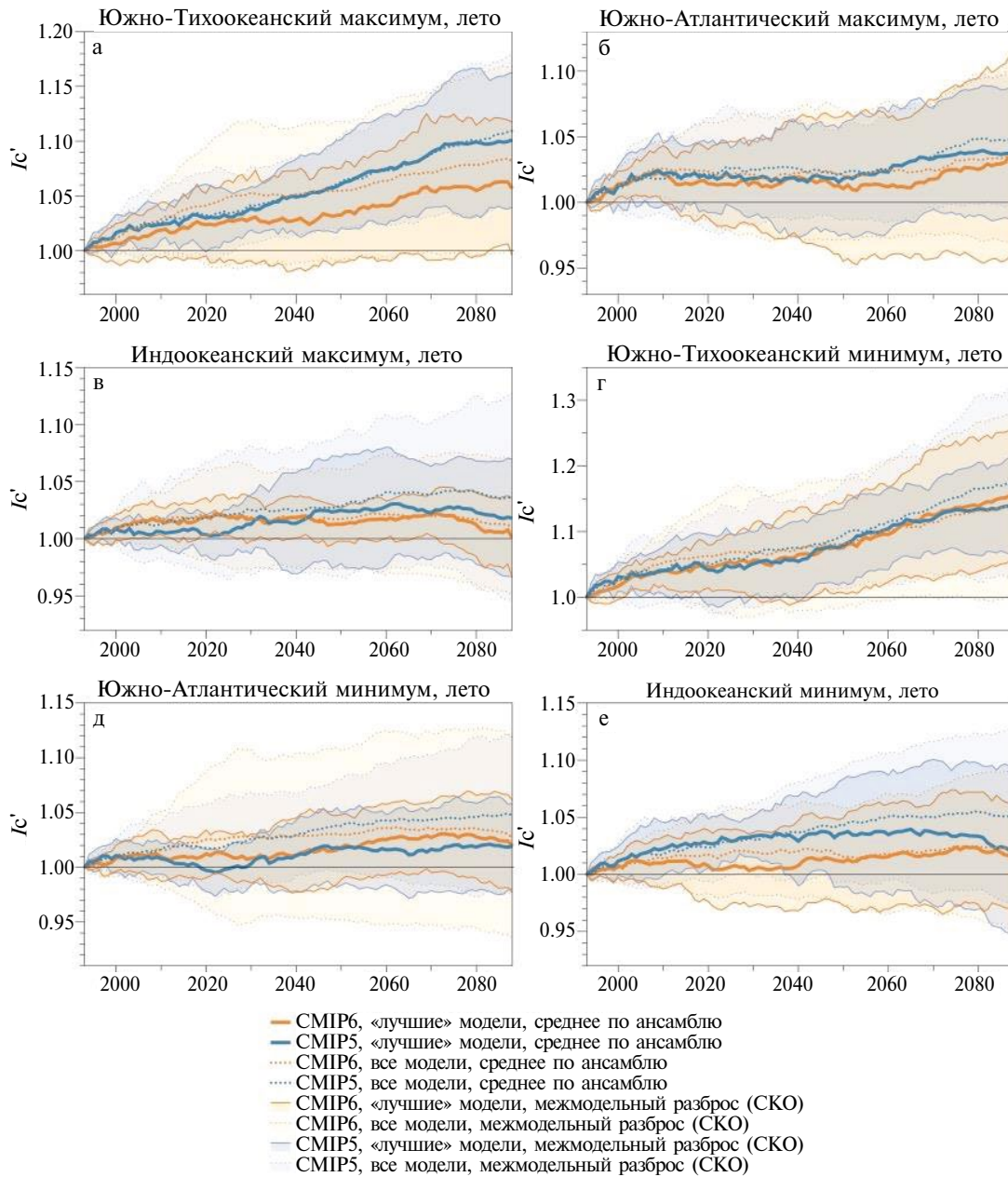


Рис. 6.2. То же, что и на рис. 5.2, но для ЮП для летнего сезона (декабрь—январь—февраль) для (а) Южно-Тихоокеанского максимума, (б) Южно-Атлантического максимума, (в) Индоокеанского максимума, (г) Южно-Тихоокеанского минимума, (д) Южно-Атлантического минимума, (е) Индоокеанского минимума

На рис. 6.2 представлены соответствующие оценки изменений относительной интенсивности ЦДА I_c' (нормализованной на стандартное отклонение для базового периода 1981–2005 гг.) в ЮП в течение XXI века для летних сезонов (декабрь—январь—февраль): Южно-Тихоокеанского, Южно-Атлантического и Индоокеанского максимумов и Южно-Тихоокеанского, Южно-Атлантического и Индоокеанского минимумов. В целом, летом, как и зимой, отмечается общее усиление в XXI веке анализируемых ЦДА в ЮП, более су-

щественное для Южно-Тихоокеанских ЦДА. Интенсификация Южно-Тихоокеанского максимума заметно слабее согласно расчетам с ансамблем CMIP6, чем согласно расчетам с ансамблем CMIP5 в летние сезоны в отличие от зимних сезонов. Наблюдаемая относительная интенсификация соответствующих ЦДА летом, как правило, меньше, чем зимой. Наибольшее относительное увеличение интенсивности было получено для летних тихоокеанских ЦДА — субтропического максимума и субполярного минимума.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Результаты моделирования с климатическими моделями CMIP5 и CMIP6 выявили неоднозначные тенденции изменений для разных ЦДА в СП, в частности, при сценариях антропогенных воздействий RCP8.5 и SSP5-8.5 в XXI в. Полученные оценки имеют разные уровни статистической значимости. С ансамблями моделей CMIP5 и CMIP6 наиболее согласованные оценки были получены для тенденций ослабления зимнего Северо-Американского максимума и летнего Азиатского минимума. Для зимнего Сибирского максимума тенденция ослабления получена более значимой при моделировании с ансамблем климатических моделей CMIP6.

При выявлении ЦДА и оценке тенденций их интенсивности отмечен ряд сезонных и региональных особенностей. В частности, для базового периода 1981–2005 гг., как по данным реанализа, так и по модельным расчетам, средняя интенсивность субтропических антициклонических ЦДА над Атлантическим и Тихим океанами в целом более значимо определяется для летних сезонов, чем для зимних. Для средней интенсивности субполярных циклонических ЦДА над Атлантическим и Тихим океанами отмечено обратное — их интенсивность в целом более значимо определяется для зимних сезонов, чем для летних. Это проявляется несмотря на то, что межгодовая изменчивость интенсивности ЦДА (характеризуемая стандартным отклонением) в целом больше в зимние сезоны.

В ЮП для субтропических антициклонических ЦДА над Атлантическим и Индийским океанами как по данным реанализа, так и по модельным расчетам средняя интенсивность и межгодовая изменчивость меньше для летних сезонов, чем для зимних. В то же время для субтропического антициклонического ЦДА над Тихим океаном средняя интенсивность больше для летних сезонов, чем для зимних, а межгодовая изменчивость меньше. Для субполярных циклонических ЦДА над Атлантическим и Тихим океанами в ЮП как данные реанализа, так и модельные расчеты показывают, что средняя интенсивность в целом больше зимой, чем летом, за исключением Южно-Тихоокеанского минимума, когда учитывались расчеты со всеми моделями ансамбля CMIP6, рассматриваемыми

в данной работе. Межгодовая изменчивость интенсивности субполярных циклонических ЦДА в ЮП меньше летом, чем зимой. Данные реанализа выявляют небольшое увеличение межгодовой изменчивости интенсивности Южно-Атлантического минимума летом по сравнению с зимой. Согласно полученным ансамблевым модельным оценкам, в частности согласно расчетам с моделями CMIP6, проявляется общее усиление анализируемых ЦДА в ЮП летом и зимой при потеплении в XXI в. Отмеченное относительное увеличение интенсивности летних ЦДА в целом меньше, чем зимних. Наибольшее увеличение относительной интенсивности отмечено для летних тихоокеанских ЦДА — субтропического максимума и субполярного минимума.

Следует отметить, что изменчивость характеристик ЦДА и тенденции их изменения в условиях глобальных изменений климата связана с влиянием различных факторов — естественных и антропогенных. Как отмечено в [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018] (см. также [Мохов, Петухов, 2000]) изменения интенсивности ЦДА связаны с изменениями вертикального градиента температуры в тропосфере, зонального ветра в средней тропосфере и незональных аномалий приповерхностной температуры. Существенные вариации характеристик ЦДА связаны также с ключевыми квазициклическими климатическими процессами типа Эль-Ниньо [Мохов, Хон, 2005; Железнова, Гущина, 2016; Мохов и др., 2020]. С явлениями Эль-Ниньо связаны, в частности, изменения зонального ветра на уровне струйного течения и в тропосфере [Интенсивные атмосферные вихри..., 2018; Безотеческая и др., 2023]. При общем прогрессе современных климатических моделей остаются существенные проблемы в адекватном воспроизведении региональной климатической изменчивости и ее особенностей на фоне глобальных климатических изменений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Представленные результаты получены в рамках проекта РНФ № 24-17-00211 с использованием результатов, полученных в рамках проекта РНФ № 24-17-00357 и государственного задания Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН (FMWR-2025-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Безотеческая Е.А., Чхетиани О.Г., Мохов И.И. Изменчивость струйных течений в атмосфере Северного полушария в последние десятилетия (1980–2021 гг.) // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 3. С. 265–274.
- Блинова Е.М. Гидродинамическая теория волн давления, температурных волн и центров действия атмосферы // Доклады АН СССР. 1943. Т. 39. № 7. С. 284–287.
- Галин М.Б., Харитоненко В.М. Роль орографических и термических неоднородностей поверхности в формировании планетарных волн // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 5. С. 473–484.
- Гущина Д.Ю., Петросянец М.А. О связи температуры поверхности экваториальной части Тихого океана с циркуляцией скорости ветра в центрах действия атмосферы // Метеорология и гидрология. 1998. № 12. С. 5–22.
- Железнова И.В., Гущина Д.Ю. Аномалии циркуляции в центрах действия атмосферы в период Восточно-Тихоокеанского и Центрально-Тихоокеанского Эль-Ниньо // Метеорология и гидрология. 2016. № 11. С. 41–55.
- Интенсивные атмосферные вихри и их динамика / Под. ред. И.И. Мохова, М.В. Курганского, О.Г. Чхетиани. М.: ГЕОС, 2018. 482 с.
- Мохов И.И., Осипов А.М., Чернокульский А.В. Центры действия атмосферы в Северном полушарии: современные особенности и ожидаемые изменения в XXI в по расчетам с ансамблями климатических моделей CMIP5 и CMIP6 // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 174–182.
- Мохов И.И., Петухов В.К. Центры действия в атмосфере и тенденции их изменения // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 3. С. 321–329.
- Мохов И.И., Хон В.Ч. Межгодовая изменчивость и долгопериодные тенденции изменений центров действия атмосферы в Северном полушарии. Анализ данных наблюдений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 6. С. 723–732.
- Мохов И.И., Чернокульский А.В., Осипов А.М. Центры действия атмосферы Северного и Южного полушарий: особенности и изменчивость // Метеорология и гидрология. 2020. № 11. С. 5–23.
- Переведенцев Ю.П., Исмаилов П.В., Шанталинский К.М. Центры действия и их взаимосвязь с макроциркуляционными процессами Северного полушария // Метеорология и гидрология. 1994. № 3. С. 43–50.
- Хон В.Ч., Мохов И.И. Модельные оценки чувствительности центров действия атмосферы к глобальным климатическим изменениям // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 6. С. 749–756.
- Chernokulsky A.V., Mokhov I.I., Nikitina N.G. Winter cloudiness variability over Northern Eurasia related to the Siberian High during 1966–2010 // Environ. Res. Lett. 2013. V. 8(4). P. 045012. DOI: 10.1088/1748-9326/8/4/045012
- Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge, New York. 2013. 1535 pp.
- Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press, Cambridge, New York, 2021. 2391 pp.
- Cohen J., Saito K., Entekhabi D. The role of the Siberian high in Northern Hemisphere climate variability // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. P. 299–302.
- Haurwitz B.J. The motion of atmospheric disturbances on the spherical Earth // Marine Res. 1940. V. III (1–3).
- Hersbach H. et al. The ERA5 global reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2020. V. 146. P. 1999–2049.
- Mokhov I.I., Osipov A.M., Chernokulsky A.V. Atmospheric centers of action in the Northern Hemisphere: Possible changes in the XXI st century from CMIP6 model simulations // Research Activities in Earth System Modeling, E. Astakhova (ed.), 2022. Rep. 52, S. 7, 9–10.
- Rossby C.G. et al. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centres of action // J. Marine Res. 1939. V. II (1). P. 38–55.
- Smagorinsky J. The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1953. V. 79. P. 342–366.
- Sun X.J., Wang P.X., Wang J.X.L. An assessment of the atmospheric centers of action in the northern hemisphere winter // Clim. Dyn. 2017. V. 48. P. 1031–1047.
- Trenberth K.E., Branstator G.W., Karoly D., Kumar A., Lau N.-C., Ropelewski C. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 14291–14324.
- Wallace J.M. The climatological mean stationary waves: observational evidence / In: Large-scale Dynamical Processes in the Atmosphere. Eds. B. Hoskins and R. Pearce. London, Acad. Press. 1988. P. 27–53.

ATMOSPHERIC CENTERS OF ACTION: MODERN FEATURES AND POSSIBLE CHANGES FROM SIMULATIONS WITH CMIP6 AND CMIP5 MODELS

© 2025 I. I. Mokhov^{1,2,*}, A. M. Osipov², A. V. Chernokulsky¹

¹*Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the RAS, Pyzhevsky per., 3, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1, bld. 2, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: mokhov@ifaran.ru

The results of an analysis of changes in the characteristics of atmospheric centers of action (ACAs) in the Northern (NH) and Southern (SH) hemispheres using results of simulations with the CMIP5 and CMIP6 ensembles of climate models are presented. The ability of models to simulate ACA features is estimated for the historical scenario in comparison with ERA5 reanalysis data. The projected changes are evaluated under RCP8.5 and SSP5-8.5 scenarios for CMIP5 and CMIP6 models, respectively. The ACA intensity is evaluated that defined as the difference in sea level pressure averaged over the ACA region and the entire hemisphere. In NH, reanalysis and models show greater intensity of subtropical oceanic anticyclonic ACAs in summer than in winter. The opposite is found for the intensity of NH subpolar oceanic cyclonic ACAs. The interannual variability of the ACA intensity in winter is generally greater than in summer. In SH, the season with greater intensity of oceanic anticyclonic and cyclonic ACAs and its interannual variability varies from ocean to ocean. CMIP5 and CMIP6 models show substantial changes of ACAs intensity in the XXIst century. More significant trends in the strengthening of ACAs in the XXIst century appear in the SH, especially in the winter seasons. The most consistent weakening trends are found over continents for winter North American maximum and the summer Asian minimum. For the winter Siberian maximum, the weakening trend is found more pronounced in CMIP6 models than in CMIP5.

Keywords: atmospheric centers of action, climate change, modeling

УДК 551.465

ЗАВИСИМОСТЬ АМПЛИТУДЫ СУТОЧНОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА ОТ РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2025 г. В. А. Рубакина*, А. А. Кубряков, А. И. Кубряков

Морской гидрофизический институт РАН, ул. Капитанская, 2, Севастополь, 299011 Россия

*e-mail: valenru93@mail.ru

Поступила в редакцию 04.07.2024 г.

После доработки 22.11.2024 г.

Принята к публикации 27.12.2024 г.

В работе проведено исследование зависимости амплитуды суточного хода температуры поверхностного слоя вод Азово-Черноморского бассейна от ряда гидрометеорологических факторов и ее сезонная изменчивость с использованием данных спутниковых измерений радиометра SEVIRI и моделирования верхнего перемешанного слоя моря. По данным дистанционного зондирования минимальные величины амплитуды имеют место в холодный период года, когда полный поток тепла направлен в атмосферу, при сильном ветре и низких значениях температуры воздуха. Максимальные величины амплитуды приходятся на период прогрева, когда полный поток тепла направлен в море, температура воздуха максимальна, а ветер практически отсутствует. Также в работе проведены расчеты по модели Крауса–Тернера при специальном выборе параметров атмосферного воздействия. Полученные модельные результаты хорошо согласуются с результатами исследования амплитуды суточного хода по данным сканера SEVIRI. Расчеты в рамках модели позволили выявить изменчивость толщины верхнего перемешанного слоя при одновременном учете изменчивости параметров атмосферного воздействия – потока тепла и скорости ветра.

Ключевые слова: амплитуда суточного хода температуры, SEVIRI, интегральная модель верхнего перемешанного слоя, Азово-Черноморский бассейн

DOI: 10.31857/S0002351525020056, **EDN:** GKCSXO

1. ВВЕДЕНИЕ

Вопрос исследования и мониторинга суточного хода температуры вод поверхностного слоя моря/океана (ТПМ/ТПО) является одним из актуальных и интересных для современной океанологии. Суточные колебания ТПМ вносят существенный вклад в обмен теплом между океаном и атмосферой и оказывают воздействие на формирование характеристик поля ветра [Stuart–Menteth et al., 2003; Marullo et al., 2016].

Детальным исследованиям суточных колебаний ТПО посвящено достаточно ограниченное количество отечественных работ [Колесников и Пивоваров, 1955; Завьялов, 1992а, 1992б; Завья-

лов и др., 1991, 1992; Мысленков и др., 2017; Дубравин и др., 2018, 2019; Rubakina et al., 2019]. В работе [Завьялов, 1992а] рассмотрен суточный цикл температуры поверхностных слоев вод, находящегося в тепловом и механическом взаимодействии с атмосферой.

ТПО относится к числу важнейших параметров, характеризующих состояние океана как составной части климатической системы. Она же является одним из наиболее показательных индикаторов изменчивости этой системы [Зеленько и Реснянский, 2007]. Многие из национальных и международных исследовательских программ, направленных на изучение взаимодействия океана и атмосферы и изменчивости

климата (WCRP, «Разрезы», TOGA, WOCE, CLIVAR), содержат специальные разделы или проекты, посвященные проблематике ТПМ, что свидетельствует об особой значимости этого параметра.

Изменчивость ТПМ определяется, прежде всего, взаимодействием с атмосферой, т.е. потоками тепла, массы и механической энергии на поверхности моря, а также собственной динамикой морских вод. Эти потоки испытывают колебания в широком диапазоне частот — суточные, синоптические, сезонные, межгодовые.

Одними из важнейших работ по исследованию и моделированию процессов в приповерхностном слое океана являются работы [Федоров и Гинзбург, 1988; Soloviev and Lukas, 2006]. В работе [Федоров и Гинзбург, 1988] рассматривается циклическая природа и пространственная структура приповерхностного слоя в связи с солнечным прогревом и конвекцией, а также исследован вопрос приповерхностного слоя и эффективности дистанционного зондирования океана. Отдельная глава в [Soloviev and Lukas, 2006] также посвящена дистанционному зондированию океана, в частности ТПО.

В численных моделях циркуляции океана из-за недостаточной точности оценки метеорологических параметров, или по соображениям вычислительного характера текущие их значения заменяются осредненными по времени, что может приводить к ошибкам в расчётах поверхностных потоков тепла [Webster et al., 1996; Zeng and Dickinson, 1998; Clayson and Bogdanoff, 2013; Marullo et al., 2016], в результате чего отфильтровываются более высокие частоты, например, суточный ход и синоптические вариации при расчете сезонных или межгодовых изменений.

В работе [Yang and Slingo, 2001] отмечается, что суточный ход ТПМ является одним из основных составляющих климатической системы, влияющих на изменчивость температуры морской воды в долгосрочном масштабе. В работах [Bernie et al., 2005] и [Shinoda and Hendon, 1998] было показано, что замена суточного цикла ТПМ на среднесуточные значения ТПМ влияет на масштабы изменчивости внутрисезонных величин ТПМ в совместных моделях океана и атмосферы. Изменения стратификации вод, связанные с суточными колебаниями потоков тепла, влияют на физические и биогеохимические

процессы в верхних слоях моря [Stuart—Menteth et al., 2003; Рубакина и др., 2019]. Исключение высокочастотных вариаций атмосферных потоков искажает или утрачивает некоторые результирующие эффекты на более длительных временных масштабах [Реснянский и др., 2023]. А поскольку атмосферное воздействие приложено к поверхности океана, наиболее заметные проявления таких эффектов прослеживаются в его верхнем слое.

В одно из современных работ [Фомин и Дианский, 2023] рассмотрено влияние усвоения данных о ТПМ сканера SEVIRI (спутник Meteosat) на воспроизведение гидрофизических полей Черного, Азовского и Мраморного морей в модели INMOM. Даже при усвоении нерегулярно распределенных по пространству и времени данных о температуре поверхности на всей акватории наблюдается уменьшение ошибки в результатах расчетов, более корректно воспроизводятся структуры зон повышения или понижения температуры. Отмечено также, что усвоение данных о ТПМ приводит и к изменениям в структуре поверхностной морской циркуляции. В отдельных районах направление течений изменяется в пределах 5–10°, а модуль скорости изменяется на 3–5%.

В настоящей работе для Азово-Черноморского бассейна исследована зависимость амплитуды суточного хода ТПМ от различных гидрометеорологических параметров по данным спутниковых измерений сканера SEVIRI, а также на основе моделирования верхнего перемешанного слоя (ВПС) моря.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Данные о ТПМ представляли собой данные дистанционного зондирования сканера SEVIRI за 2005–2016 гг. с дискретностью в 1 ч и пространственным разрешением 5 км. Так как температура, измеряемая в ИК-диапазоне, формируется в тонком слое (0.1 мм), то ТПМ, измеряемая сканером, является температурой скин-слоя [Акимов и др., 2014; Saunders, 1967]. Данные получены из архива OSI SAF EUMETSAT (<http://www.osi-saf.org/>).

В качестве данных об атмосферном воздействии использовались данные реанализа ERA5 о скорости ветра, потоках тепла, температуре воздуха, относительной влажности воздуха с пространственным разрешением 0.25° и временным разрешением 1 ч [<https://cds.climate.copernicus.eu/>].

3. СВЯЗЬ АМПЛИТУДЫ СУТОЧНОГО ХОДА ТПМ С РАЗЛИЧНЫМИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ ПО ДАННЫМ СКАНЕРА SEVIRI

Новые данные о высокочастотной изменчивости ТПМ стали доступны благодаря появлению инфракрасных (ИК) радиометров на геостационарной орбите. Одним из широко используемых приборов для определения ТПМ является сканер Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (далее SEVIRI), установленный на геостационарных метеорологических спутниках Meteosat Second Generation (MSG) [Marullo et al., 2016]. Он позволяет получать данные о поле поверхностной температуры с дискретностью до 15 мин с пространственным разрешением от 4 до 6 км. Такие параметры прибора позволяют эффективно использовать его данные для изучения циклического процесса дневного прогрева [Gentemann et al., 2008; Marullo et al., 2010; Merchant et al., 2008; Filipiak et al., 2012].

Почасовые данные о ТПМ, получаемые с SEVIRI, дают уникальную возможность для извлечения ряда характеристик и количественной оценки суточного хода ТПМ. В работе [Акимов и др., 2014] разработана методика уменьшения средней ошибки восстановления полей ТПМ на основе данных спутникового сенсора SEVIRI для Черноморского региона, проведено сравнение данных, полученных сенсором SEVIRI, и измерений *in situ* свободно дрейфующими буями (дрифтерами), оценена возможность уменьшения «шума» спутниковых снимков путем применения специальных алгоритмов обработки изображений. Однако, оценок сезонной и пространственной изменчивости характеристик сезонного хода ТПМ в работе [Акимов и др., 2014] выполнено не было. В настоящей работе на основе данных сканера SEVIRI за длительный период исследована взаимосвязь амплитуды суточного хода ТПМ Азово-Черноморского бассейна со скоростью ветра, потоком коротковолнового излучения, полным (суммарным) потоком тепла и температурой воздуха. Также рассмотрено распределение амплитуды суточного хода ТПМ (далее A) для каждого месяца года в зависимости от скорости ветра.

На суточный ход ТПМ и на ее A , влияет ряд различных гидрометеорологических параметров. Это, прежде всего, ветер и потоки тепла на границе с атмосферой.

Величина A вычислялась как разница между максимальным и минимальным значениями ТПМ за сутки в каждом пикселе, в котором определена ТПМ по данным SEVIRI. Была выполнена дополнительная фильтрация величин A . Для исключения единичных «выбросов» (к примеру, возле берега или на границе облако/чистое небо) проведена медианная фильтрация с шагом 5 на 5 пикселей. Исключены также значения A , рассчитанные для тех суток, в которых число часов с доступными значениями ТПМ (не равными NaN; значения NaN – данные отсутствуют) оказывалось менее 6. Кроме того проведена дополнительная фильтрация для разделения событий прогрева и выхолаживания.

На рис. 1 приведены карты пространственного распределения A , суммарного потока тепла на границе с атмосферой, модуля скорости ветра за отдельные выбранные сутки – 11.05.2015. Полный (суммарный) поток тепла рассчитывался как сумма явного, скрытого, коротковолнового и длинноволнового потоков тепла на поверхности моря. На этих картах прослеживается взаимосвязь рассматриваемых параметров. Зоны максимальных значений A со значениями 4–5°C (рис. 1а), а ТПМ достигает 15.5–16°C (рис. 1б) практически совпадают с районами наибольших значений суммарных потоков тепла (29–31 Вт/м²), рис. 1г. При этом скорость ветра в этих же районах минимальна (3–4 м/с) и не превышает 5 м/с (рис. 1в). Такие ветровые условия и распределение суммарного потока тепла способствуют достижению экстремальных значений A (экстремальному суточному прогреву), когда A превышает 5–5.5°C [Rubakina et al., 2019].

На рис. 2 представлена зависимость A от потока коротковолнового излучения и скорости ветра (рис. 2а) и от полного (суммарного) потока тепла и скорости ветра (рис. 2б).

Диаграммы зависимости A от скорости ветра и от каждого из исследуемых факторов строились по одному принципу: были рассчитаны средние за сутки величины модуля скорости ветра и потоков тепла и для каждого интервала скорости ветра и рассматриваемого фактора определялась средняя величина A . Полученная зависимость и представлена в виде диаграммы, на которой цветом обозначено значение A , по оси абсцисс – анализируемый фактор, по оси ординат – скорость ветра.

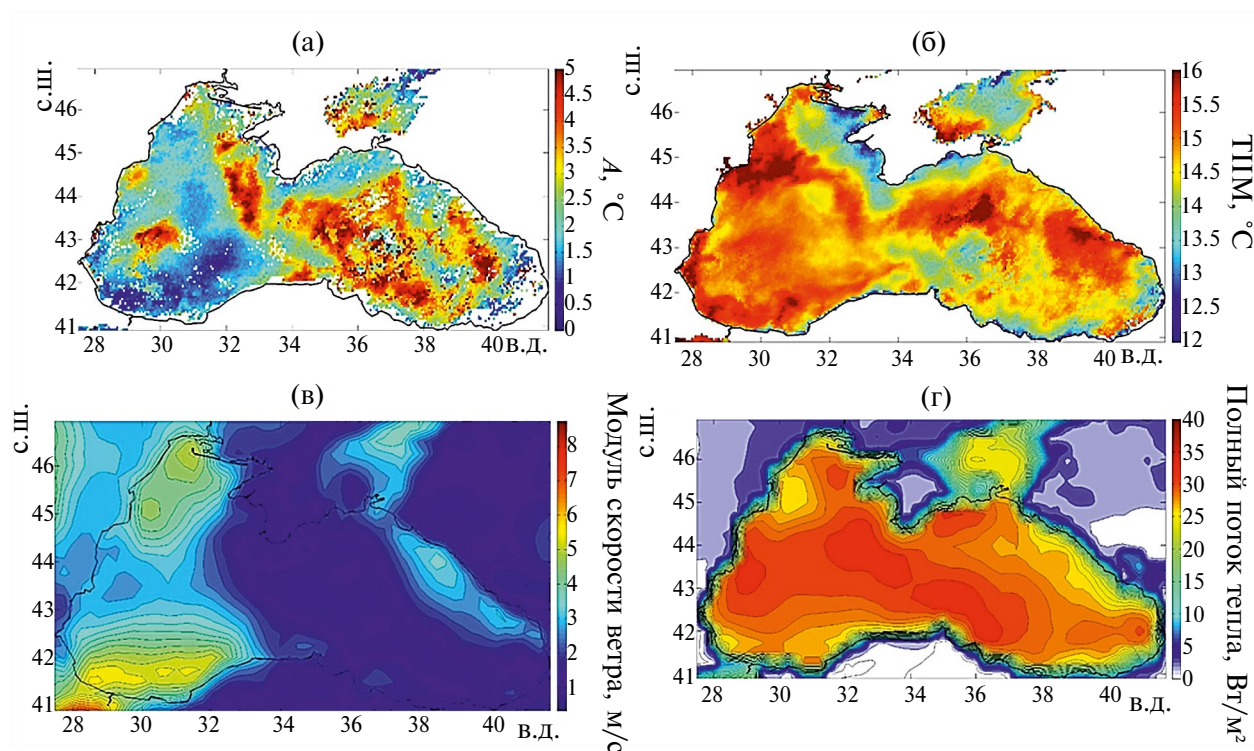


Рис. 1. Карта пространственного распределения за 11.05.2015: (а) амплитуды суточного хода температуры A по данным SEVIRI; (б) средней за сутки ТПМ; (в) среднего за сутки модуля скорости ветра; (г) среднего за сутки суммарного потока тепла

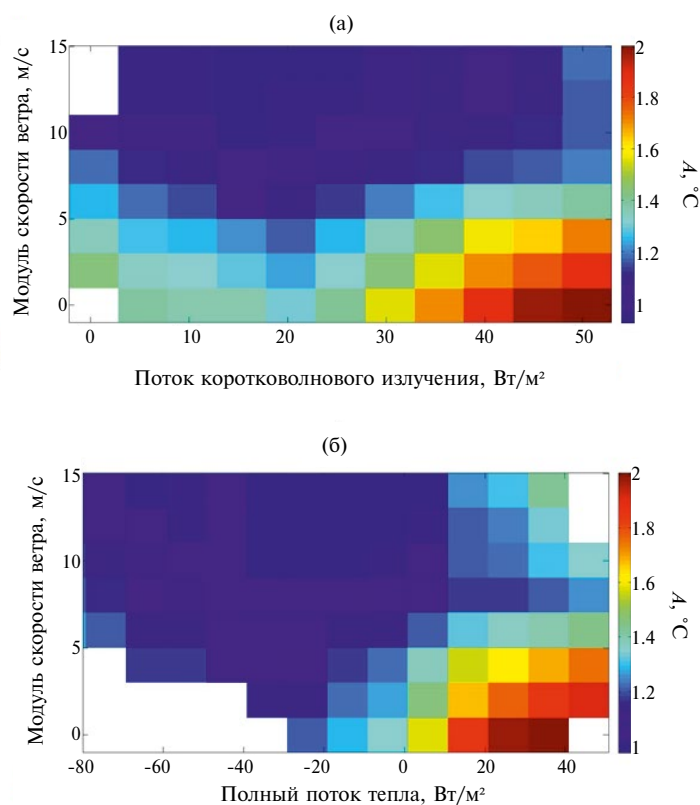


Рис. 2. Диаграмма зависимости: (а) амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и потока коротковолнового излучения; (б) амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и полного потока тепла

С увеличением потока коротковолнового излучения величина A также возрастает (рис. 2а). Максимальные ее значения ($1.9\text{--}2^\circ\text{C}$) наблюдаются при скорости ветра до $2\text{--}4$ м/с и значениях величины коротковолнового излучения от 25 Вт/м² и более. При этом, когда величина потока коротковолнового излучения достигает значений $40\text{--}45$ Вт/м² и выше, при скорости ветра более 5 м/с, A принимает значения 1.5°C . При скорости ветра более 7 м/с и величинах потока скрытого тела до $25\text{--}35$ Вт/м², величина A не превышает 1.2°C . Минимальные значения A приходятся на максимальные значения скорости ветра (более 10 м/с).

Зависимость A от полного потока тепла представлена на рис. 2б. Максимальные величины A наблюдаются при положительных значениях полного потока тепла (т.е. в период прогрева) при скорости ветра до 5 м/с. При отрицательных величинах полного потока тепла (т.е., когда происходит остывание вод), а также, когда скорости ветра максимальны (при интенсивном ветровом перемешивании), A принимает наименьшие значения, не превышающие 0.1°C .

На рис. 3а представлена диаграмма, отображающая зависимость A от среднесуточного значения модуля скорости ветра для различных месяцев года.

Минимальные значения $0\text{--}1^\circ\text{C}$ A приходятся на холодный период (с декабря по март) и при скорости ветра более 7 м/с практически в любой месяц года. При штилевых условиях (скорость ветра не превышает $2\text{--}3$ м/с) даже в холодный период года A может достигать $1.7\text{--}1.8^\circ\text{C}$. В марте начинается плавное увеличение A , и при значениях модуля скорости ветра от 0 до $5\text{--}6$ м/с она достигает $1.5\text{--}2^\circ\text{C}$. Наибольшие A приходятся на апрель—август (т.е. на теплый период года) при скорости ветра до $5\text{--}6$ м/с. Максимальные значения A достигают 2.4°C в мае при штилевых условиях, когда скорость ветра составляет $0\text{--}2$ м/с. При увеличении скорости ветра более $7\text{--}8$ м/с в теплый период года значения A уменьшаются (до $1.1\text{--}1.4^\circ\text{C}$). Осенью значения A постепенно снижаются, наибольшие значения также имеют место при минимальных значениях модуля скорости ветра. Минимальные A имеют место в январе—марте при скорости ветра более 10 м/с и не превышают 0.1°C .

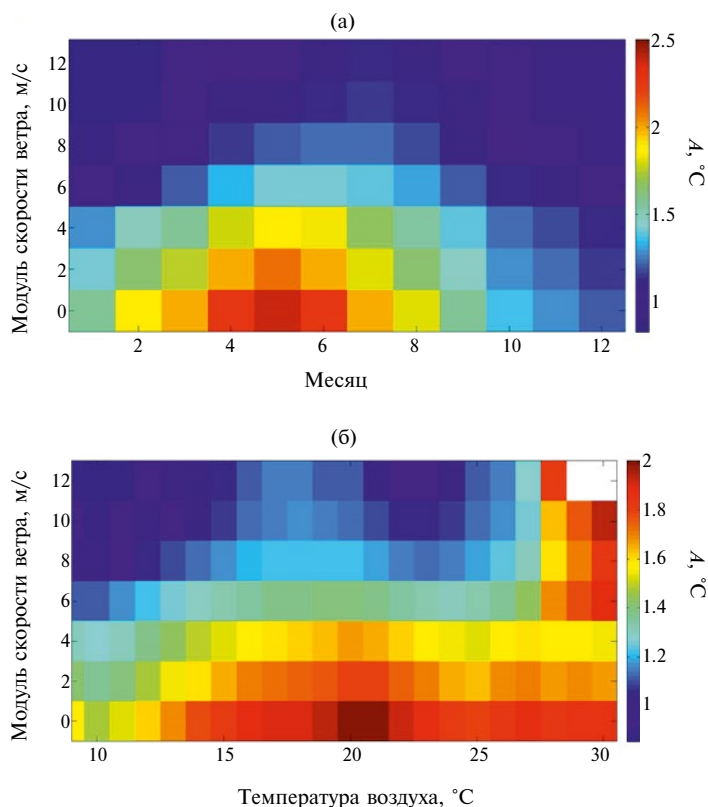


Рис. 3. Диаграмма зависимости: (а) амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра в различные месяцы года; (б) амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и температуры воздуха

На рис. 3б представлена диаграмма, отображающая зависимость A от среднесуточной температуры воздуха для различных месяцев года. При скоростях ветра до 4–5 м/с значения A достаточно велики (от 1.2°C и выше) даже при малых температурах воздуха.

Наибольшие значения A наблюдаются, когда температура воздуха начинает превышать 14–15°C. При температуре воздуха 20–22°C и штилевых условиях (что часто наблюдается в мае) A достигает максимальных значений 2°C. При температуре воздуха от 27°C и выше даже при скоростях ветра более 8–10 м/с A имеет высокие значения: 1.3–2°C.

Результаты, представленные на рис. 2 и 3 хорошо согласуются. Наибольших значений A достигает при положительных величинах полного потока тепла и минимальных скоростях ветра (до 5 м/с), то есть тогда, когда прогрев вод наиболее интенсивен (в теплый период года при максимальных значениях температуры воздуха). Минимальные величины A имеют место при отрицательных значениях полного потока тепла (когда происходит выхолаживание вод) и высоких значениях скорости ветра (от 7–10 м/с и более).

4. МОДЕЛИРОВАНИЕ СУТОЧНОГО ХОДА ТПМ

Суточная изменчивость ТПО оказывает значительное влияние на динамику верхнего перемешанного слоя (ВПС), модулируя интенсивность перемешивания в термоклине [McCreary et al., 2001; Shinoda, 2005; Rubakina et al., 2022]. В то же время эволюция ТПМ, в свою очередь, определяется процессами, протекающими в ВПС. Этим обусловлена необходимость адекватного моделирования динамики ВПС для исследования и прогнозирования изменчивости ТПМ.

Модели ВПС океана, можно условно разделить на две группы: так называемые интегральные модели, в которых постулируется априори существование поверхностного квазиоднородного по вертикали слоя, где вертикальные градиенты плотности, а, следовательно, и плавучести настолько малы, что можно ими пренебречь, и дифференциальные модели — модели с замыканием уравнений турбулентности [Зилитинкевич и др., 1978; Краус, 1979]. Одной из первых и наиболее важных работ в области моделирования с использованием дифференциальных моделей является работа [Mellor and Yamada, 1982].

Дифференциальные модели позволяют более детально описывать особенности вертикальных профилей, тогда как интегральные модели более экономичны в вычислительном отношении и, кроме того, в некоторых частных случаях позволяют найти аналитическое решение [Коснырев и Кубряков, 1983].

Как показали сравнительные исследования [Martin, 1985; Gaspar et al., 1988], ни один из этих подходов не даёт явных преимуществ по точности воспроизведения ТПМ. Учитывая это обстоятельство и тот факт, что интегральные модели намного эффективнее в вычислительном отношении, чем дифференциальные, здесь используется вариант интегральной модели верхнего перемешанного слоя океана.

Как показано в [Калацкий, 1978], при формировании вязкого пограничного слоя в океане на рассматриваемых масштабах горизонтальная неоднородность поля температуры играет второстепенную роль, поэтому во многих случаях при моделировании процессов, протекающих в ВПС, применяется приближении его горизонтальной однородности. Использование такого допущения возможно, поскольку в большинстве случаев изменение основных термогидродинамических характеристик, вызванное взаимодействием океана с атмосферой, будет, по крайней мере, на порядок больше, чем вызванное горизонтальной адвекцией и горизонтальным турбулентным обменом [Краус, 1979; Кубряков и др., 1984]. Одномерное моделирование ВПС океана широко используется при разработке параметризации турбулентности и потоков энергии между атмосферой и океаном. Такие модели также подходят для моделирования суточной изменчивости ТПО, поскольку они могут иметь гораздо большее приповерхностное вертикальное разрешение, чем то, которое может быть достигнуто в полномасштабных океанических моделях [Pimentel et al., 2008].

Первое подробное моделирование суточного цикла температуры было выполнено в работе [Price et al., 1986], в которой разработана интегральная модель перемешанного слоя, зависящая от возникновения сдвиговой неустойчивости в перемешанном слое. Эта модель также использована в [Shinoda, Hendon, 1998] и [Shinoda, 2005] для моделирования суточной изменчивости ТПО в западной экваториальной части Тихого океана.

В работе [Pimentel et al., 2008] для описания суточной изменчивости ТПМ использова-

лась модифицированная одномерная модель General Ocean Turbulence Model (далее GOTM) [Umlauf et al., 2005], которая продемонстрировала достаточно хорошие результаты. В работе [Pimentel et al., 2019] модель GOTM использовалась для воспроизведения суточного цикла ТПО в Средиземном море. Модель GOTM включает различные схемы замыкания турбулентности [Burchard, Petersen, 1999]. В последующих работах [Karagali et al., 2017] и [Giglio et al., 2017] GOTM также использовалась для воспроизведения суточной изменчивости ТПМ на изолированных акваториях.

Влияние суточного хода ТПМ на стратификацию верхних слоев моря исследовалось в работе [Rubakina et al., 2022] с использованием модели циркуляции NEMO.

5. УРАВНЕНИЯ МОДЕЛИ

В настоящей работе описывается суточный ход ТПМ на основе одномерной интегральной модели Крауса–Тернера [Kraus et al., 1967]. Без учета адвективных факторов уравнение переноса тепла в море представляется в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial z}, \quad (1)$$

где T — температура морской воды; t — время; z — декартова ось координат, направленная вертикально вниз; $Q = \overline{w'T'}$ — турбулентный поток тепла по вертикали, нормированный на плотность и удельную теплоемкость воды; w' — вертикальная пульсационная составляющая скорости течений. Представим деятельный слой океана в виде квазиизотермического слоя, слоя скачка, моделируемого поверхностью, на которой возможен разрыв температуры и отсутствуют изолированные источники и стоки тепла. Тогда, интегрируя уравнение (1) в пределах перемешанного слоя, получим

$$\frac{dT_s}{dt} = Q_0 - Q_h, \quad (2)$$

где h — толщина ВПС; T_s — температура в ВПС; Q_0 — поток тепла на поверхности моря; Q_h — поток тепла на нижней границе ВПС при $z = h - 0$.

Интегрируя уравнение (1) в пределах слоя скачка, получим [Баренблатт и др., 1963; Коснырев и др., 1977]

$$Q_h - Q_{h+0} = \frac{dh}{dt}(T_s - T_h), \quad (3)$$

где Q_{h+0} , T_h — поток тепла и температура соответственно при $z = h + 0$. Поскольку в данной задаче мы не рассматриваем эволюцию термоклина, воспользуемся гипотезой Крауса и Тернера [Kraus et al., 1967], основанной на предположении о неизменности вертикального профиля температуры ниже перемешанного слоя, и согласно которой процессы переноса тепла через нижнюю границу перемешанного слоя связаны только с вовлечением нижележащей жидкости в слой перемешивания, т.е. при $dh/dt > 0$ поток тепла полностью затрачивается на прогрев жидкости, вовлекаемой в ВПС из термоклина, а при $dh/dt < 0$ ВПС «запирается» снизу. В этом случае можно положить $Q_{h+0} = 0$ и $T_h = \text{const}$. Тогда уравнение (3) представляется в виде

$$Q_h = \frac{dh}{dt}(T_s - T_h)\chi, \quad (4)$$

$$\chi = \begin{cases} 0, & \frac{dh}{dt} < 0 \\ 1, & \frac{dh}{dt} > 0 \end{cases}. \quad (5)$$

Для замыкания системы уравнений привлечем уравнение баланса турбулентной энергии, интегрируя которое по глубине от поверхности моря до нижней границы перемешанного слоя, получим

$$G - D = \frac{g\alpha h}{2}(Q_0 + Q_h), \quad (6)$$

где G и D — соответственно генерация и диссипация турбулентной энергии; g — ускорение свободного падения; α — коэффициент термического расширения; $g\alpha = 0.25 \cdot 10^{-2} \frac{\text{М}}{\text{°С} \cdot \text{с}^2}$.

В уравнении (6) отброшен член, связанный с нестационарностью процесса. Т.е. уравнение (6) является квазистационарным и предполагает, что перемешивание жидкости в квазиоднородном слое происходит гораздо быстрее, чем изменение величин T_s и h . Это обстоятельство накладывает определенные ограничения на характерный временной масштаб внешних параметров. Если принять характерное время турбулентного перемешивания в ВПС равным нескольким часам, то это означает, что турбулентные пульсации ветра с частотой, большей 10^{-4} Гц, не будут оказывать влияния на режим эволюции ВПС, т.е. будут отфильтрованы.

Таким образом, динамика ВПС в зависимости от режима будет описываться двумя различными системами нелинейных дифференциальных уравнений, в которых искомыми величинами являются температура T_s и толщина h перемешанного слоя:

При деградации ВПС, т.е. при $\frac{dh}{dt} < 0$

$$\begin{cases} h \frac{dT_s}{dt} = Q_0, \\ G - D = \frac{g\alpha h}{2} Q_0, \\ Q_h = 0 \end{cases} \quad (7)$$

а при вовлечении, т.е. при $\frac{dh}{dt} > 0$

$$\begin{cases} h \frac{dT_s}{dt} = Q_0 - Q_h, \\ G - D = \frac{g\alpha h}{2} (Q_0 + Q_h), \\ Q_h = \frac{dh}{dt} (T_s - T_h) \end{cases} \quad (8)$$

Начальные условия для обеих систем

$$h = h_0, \quad T_s = T_0^s, \quad \text{при } t = t_0. \quad (9)$$

Достаточно хорошо генерация энергии турбулентности в (6) параметризуется соотношением:

$$G = k \cdot v_s^3, \quad (10)$$

где k — эмпирическая константа, по оценкам [Миропольский, 1970] $k = 10-50$; v_s — динамическая скорость, которая связана со скоростью ветра соотношением:

$$v_s^2 = C_m \cdot \frac{\rho_a}{\rho} \cdot U_a^2, \quad (11)$$

где $C_m \approx 1.5 \cdot 10^{-3}$ — коэффициент трения; ρ_a, ρ — плотность воздуха и воды соответственно.

Одна из существенных трудностей при построении интегральных моделей ВПС с привлечением уравнения баланса энергии турбулентности связана с проблемой параметризации диссипации турбулентной энергии [Краус, 1979]. По-видимому, наиболее полное выражение для интегральной диссипации кинетической энергии турбулентности получено в [Фельзенбаум, 1980] на основе теории подобия для верхнего

слоя океана, которое позволяет описывать почти все асимптотические режимы динамики ВПС: свободной конвекции; чисто динамического перемешивания в однородной вращающейся жидкости (режим Россби—Монтгомери); перемешивания в невращающейся стратифицированной жидкости (асимптотика Китайгородского); перемешивания в невращающейся стратифицированной жидкости в отсутствии потока плавучести на поверхности (асимптотика Като—Филлипса); отсутствия перемешивания при положительном потоке тепла на поверхности [Реснянский, 1975]. Однако ряд входящих в это выражение параметров, значения которых определяются из экспериментов в океане и лаборатории, все еще делают затруднительным его использование. В нашем случае будем использовать простую параметризацию:

$$D = \delta G, \quad (12)$$

где δ — эмпирическая константа, показывающая, какая доля механической энергии диссипирует в тепло в пределах ВПС.

Тогда $G - D = mv_s^3$. Для океанических условий $m \approx 1.4$ [Коснырев, 1983].

Если скорость ветра и поток тепла на поверхности моря представляют собой произвольные функции времени, то решение систем (7)–(9) возможно только численными методами. Достаточно легко аналитическое решение находится при постоянном во времени атмосферном воздействии [Коснырев, 1983].

Рассмотрим случай прогрева, т.е. когда $Q_0 > 0$. Тогда можно считать, что интегральные продукция и диссипация турбулентной энергии является функцией только скорости ветра, и пусть в течение суток она практически не меняется, т.е. пусть $G - D = \text{const}$, а поток тепла $Q_0 = Q_0(t)$ представляет собой произвольную периодическую функцию с периодом T^* , равным суткам.

Обозначим $\frac{2(G - D)}{g\alpha} = K = \text{const}$. Отметим,

что в нашем случае $K = \frac{1}{2} Q_0 L$, где L — масштаб Монина—Обухова.

Тогда в случае деградации ВПС, т.е. при $\frac{dh}{dt} < 0$ из второго уравнения системы (7) находится толщина перемешанного слоя

$$h(t) = K / Q_0(t), \quad (13)$$

а из первого уравнения — температура

$$T_s(t) = \frac{1}{K} \int_{t_0}^t Q_0^2(t) dt + T_s^0. \quad (14)$$

Из (13) можно получить необходимое условие деградации ВПС: $\frac{dQ_0}{dt} > 0$.

При режиме вовлечения надо искать решение системы (8). Подставляя Q_h из третьего уравнения системы (8) в первое и группируя члены, получим

$$\frac{d[h(T_s - T_h)]}{dt} = Q_0,$$

откуда

$$h(T_s - T_h) = \int_{t_0}^t Q_0(t) dt + C. \quad (15)$$

Подставляя Q_h из третьего уравнения системы (8) во второе, группируя члены и учитывая (9) получим:

$$h = \frac{K(t - t_0) + h_0^2(T_s^0 - T_h)}{\int_{t_0}^t Q_0(t) dt + h_0(T_s^0 - T_h)}. \quad (16)$$

Наконец, из (15) находим T_s

$$T_s = \frac{1}{h} \left[\int_{t_0}^t Q_0(t) dt + h_0(T_s^0 - T_h) \right] + T_h. \quad (17)$$

Из (16) также можно получить необходимое условие осуществления режима вовлечения.

Окончательный решение модели (7)–(9) представляется в режиме деградации ВПС, т.е. при $\frac{dh}{dt} < 0$, соотношениями (13) и (14), а в режиме вовлечения, т.е. при $\frac{dh}{dt} > 0$, соотношениями (16) и (17).

Таким образом, задав изменение во времени потока тепла $Q_0(t)$, можно в каждый момент времени рассчитать толщину и температуру ВПС. При этом следует контролировать, какой режим эволюции ВПС — вовлечение или деградация — будет осуществляться в текущий момент времени, чтобы применять соответствующие формулы: (14), (15) или (16), (17). Также следует учитывать, что начальные условия (9) задаются для каждого из режимов, так что при переходе из одного режима в другой во время расчета необходимо учитывать их изменение.

6. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ

Не нарушая общности, положим $Q_0(t) = Q_{max}(1 - \cos(t/2\pi T^*))$, где $T^* = 1$ сут. Амплитуда потока тепла Q_{max} варьировалась от 1 до 200 Вт/м². Скорость ветра при расчетах принималась $U_a = 3-7$ м/с (с шагом 0.5 м/с). Результаты расчета выводились с шагом по времени 20 с. Каждый расчет выполнялся на срок в 10 сут.

Результаты расчетов показали, что модель хорошо воспроизводит суточный ход температуры при заданных исходных значениях Q_{max} (амплитуда потока тепла) и скорости ветра.

На рис. 4а представлен временной ход температуры (время расчета — 10 сут), полученный по результатам расчета модели при заданной скорости ветра 3 м/с и различных значениях амплитуды потока тепла Q_{max} . При $Q_{max} = 101$ Вт/м² наблюдается постепенный прогрев от 20°C до 24°C. При этом амплитуда суточного хода остается примерно одинаковой и составляет 0.75°C, что хорошо видно по графику рис. 4б. При увеличении амплитуды потока тепла до 161 Вт/м² и прежней скорости ветра 3 м/с за время расчета температура увеличивается с 20°C до 32°C, при этом амплитуда суточного хода примерно одинакова для всех дней расчета и составляет 1.9°C. Таким образом, при увеличении амплитуды полного потока тепла увеличивается как сама температура, так и амплитуда суточного хода.

Толщина ВПС также имеет выраженный суточный ход (рис. 5). При амплитуде потока тепла 101 Вт/м² толщина ВПС колеблется от 2.6 м до 1.6 м за одни сутки в начале расчета (т.е. $\Delta h = 1$ м), а в конце расчета Δh составляет 0.4 м и составляет 1.5–1.9 м.

При амплитуде потока тепла 161 Вт/м² толщина ВПС несколько меньше, Δh за первые сутки расчета составляет 1.5 м (от 2.4 м до 0.94 м), в конце расчета толщина ВПС колеблется от 1.2 до 0.94 м.

Таким образом, наряду с ожидаемым уменьшением толщины ВПС при увеличении положительного потока тепла получено, что амплитуда колебаний толщины ВПС с увеличением потока тепла увеличивается.

Рассмотрим одновременное влияние на амплитуду суточного хода температуры и толщину ВПС двух факторов — скорости ветра и потока тепла. В расчете задается диапазон скоростей ветра (от 3 до 7 м/с) и диапазон амплитуды

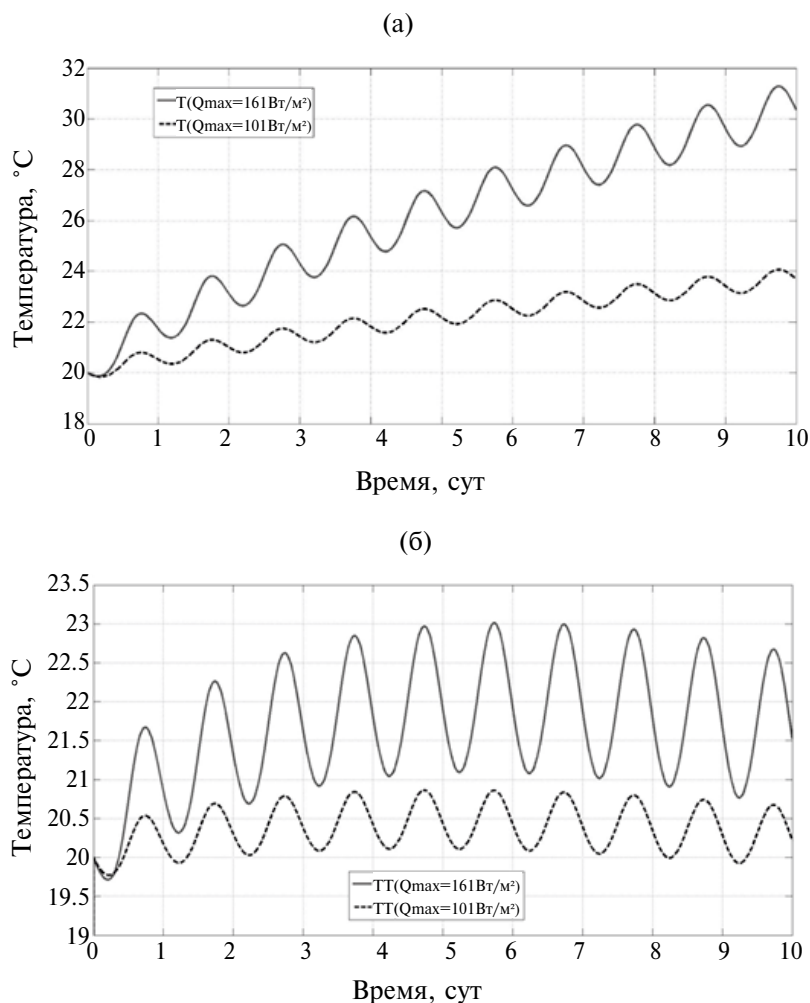


Рис. 4. (а) Временной ход температуры при различных значениях амплитуды полного потока тепла Q_{max} (при $Q_{max} = 101 \text{ Вт/м}^2$ пунктирная линия; при $Q_{max} = 161 \text{ Вт/м}^2$ сплошная линия) и скорости ветра 3 м/с. (б) Временной ход температуры с удаленным десятидневным температурным трендом при различных значениях амплитуды полного потока тепла Q_{max} (при $Q_{max} = 101 \text{ Вт/м}^2$ пунктирная линия; при $Q_{max} = 161 \text{ Вт/м}^2$ сплошная линия) и скорости ветра 3 м/с

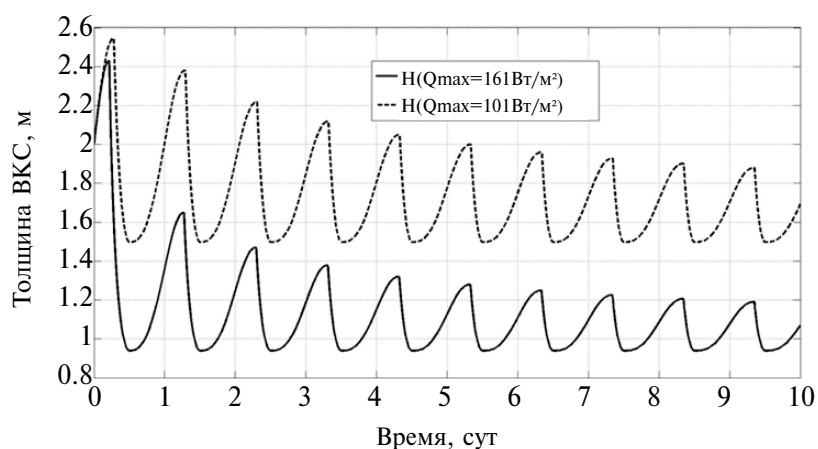


Рис. 5. Временной ход толщины ВПС при различных значениях амплитуды полного потока тепла Q_{max} (при $Q_{max} = 101 \text{ Вт/м}^2$ пунктирная линия; при $Q_{max} = 161 \text{ Вт/м}^2$ сплошная линия) и скорости ветра 3 м/с

потока тепла (от 1 до 200 Вт/м²). После расчета температуры и толщины ВПС производилось вычисление амплитуды суточного хода температуры A для одних суток (разница максимального и минимального значения температуры за сутки), а также выбиралось максимальная (и минимальная) толщина ВПС за выбранные сутки, после чего были построены диаграммы, представленные на рис. 6 и 7 соответственно.

На рис. 6а хорошо видно, что максимальные значения A находятся в интервале средних значений потока тепла (60–90 Вт/м²) и минимальных скоростей ветра – 3–4.5 м/с и достигают наибольших значений 2–2.4°C в диапазоне средних значений потока тепла от 80 до 90 Вт/м². Минимальные A имеют место при высоких скоростях ветра (6 м/с и выше) и низких значениях потока тепла.

Следует отметить, что картина распределения A в зависимости от скорости ветра и потока тепла, полученная по результатам расчета модели, хорошо согласуется с картиной распределения A , полученной по данным сканера SEVIRI, которая представлена на рис. 6б. Более подробное описание результатов, полученных по данным сканера и принцип построения диаграммы, представлено выше.

На рис. 7 представлена зависимость минимального значения толщины ВПС за сутки в зависимости от скорости ветра и величины полного потока тепла.

По результатам расчета модели получено, что наибольшая толщина ВПС (до 70–80 м) наблюдается при высоких скоростях ветра (6 м/с и выше) и минимальных значениях потока тепла. Такие условия имеют место в конце зимнего хо-

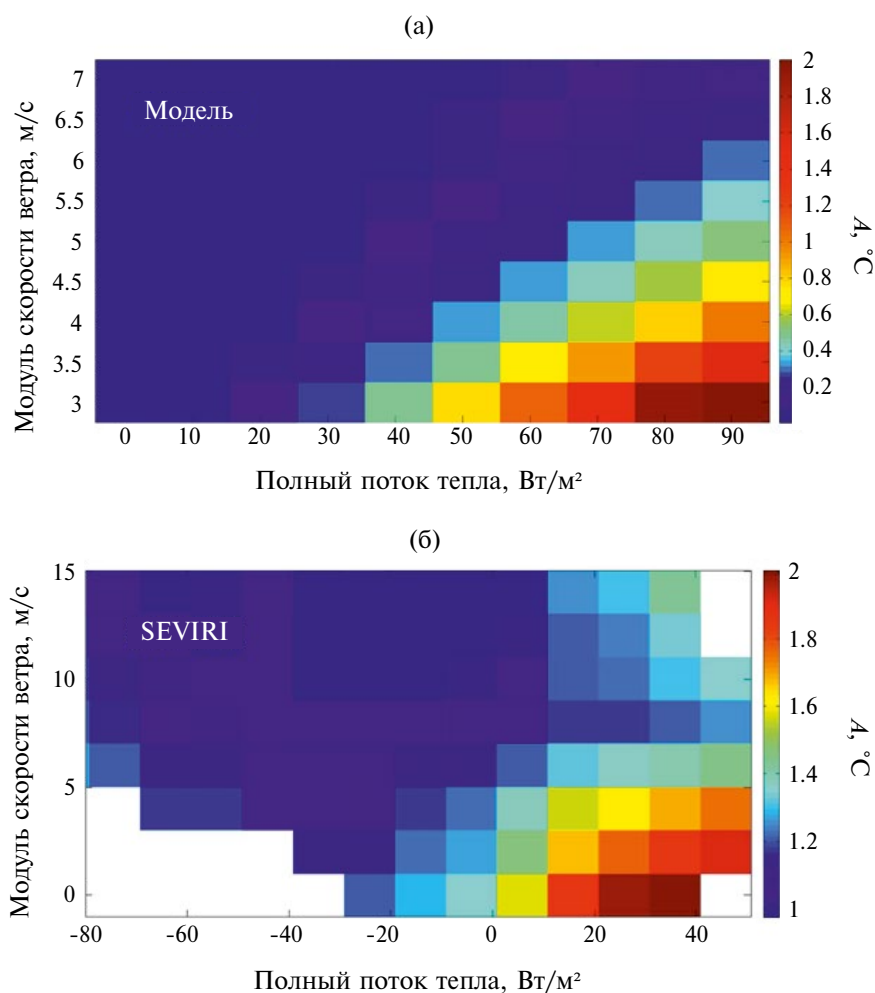


Рис. 6. Диаграмма зависимости: (а) амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и полного потока тепла по результатам расчета одномерной интегральной модели ВПС; (б) амплитуды суточного хода от модуля скорости ветра и полного потока тепла по данным сканера SEVIRI

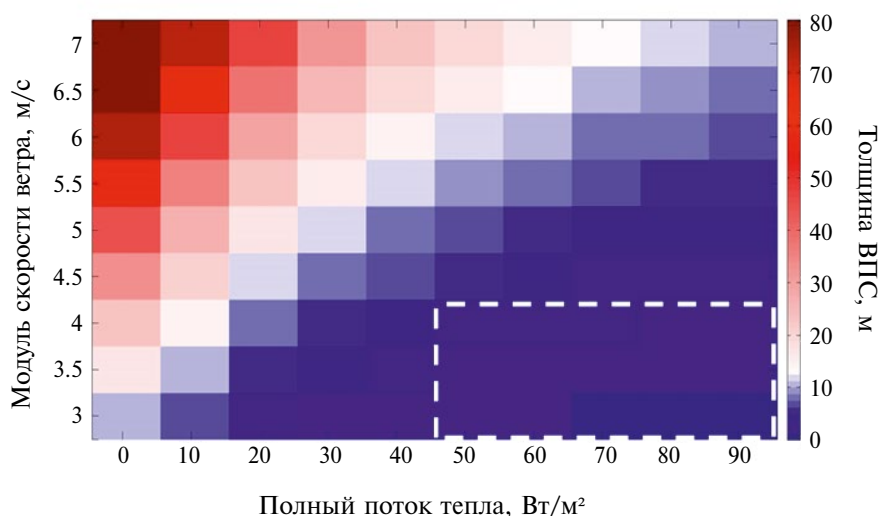


Рис. 7. Диаграмма зависимости минимальной за сутки толщины ВПС от модуля скорости ветра и полного потока тепла (белым пунктирным прямоугольником выделена область наименьших значений толщины ВПС)

лодного периода года. Соответственно, наименьшая толщина ВПС имеет место при скоростях ветра 3–3.5 м/с и потоках тепла от 50 Вт/м² и не превышает 1 м.

Такую картину распределения можно объяснить особенностями развития температурной стратификации: при высоких значениях потоков тепла и низких скоростях ветра происходит наиболее интенсивный прогрев вод, соответственно температурная стратификация становится более развитой, а толщина ВПС уменьшается. С ростом скорости ветра, способствующего перемешиванию, и уменьшением потока тепла, а соответственно, температуры вод, стратификация становится все менее выраженной, все большие слои вод вовлекаются в ВПС, его толщина увеличивается.

Проведенные в рамках представленной модели расчеты позволили описать эволюцию значений характеристик ВПС при учете различных параметров атмосферного воздействия — потока тепла и скорости ветра.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной работе исследована зависимость амплитуды A суточного хода ТПМ от различных параметров атмосферного воздействия, рассмотрена сезонная изменчивость ТПМ для различных интервалов скоростей ветра с использованием данных сканера SEVIRI. Наименьшие значения A наблюдаются в холодный период года, в декабре — марте, когда происходит выхолажи-

вание вод, т.е. полный поток тепла направлен в атмосферу, при сильном ветре и низкой температуре воздуха. Максимальные A приходятся на май—август, т.е. в период прогрева, когда полный поток тепла направлен в море, а температура воздуха принимает наибольшие значения, при скоростях ветра от 0 до 5–6 м/с.

Также в работе найдено частное аналитическое решение для нелинейной системы уравнений модели Крауса—Тернера при специальном выборе параметров атмосферного воздействия. Рассмотренная модель ВПС описывает суточный ход температуры и толщины ВПС, обусловленные суточным ходом потока тепла на поверхности моря. Она хорошо воспроизводит суточные колебания температуры и толщины ВПС при различных значениях модуля скорости ветра, а также позволяет исследовать зависимость A от потока тепла и скорости ветра. Полученные модельные результаты хорошо согласуются с результатами исследования A по данным сканера SEVIRI. Расчеты в рамках модели позволили выявить изменчивость толщины ВПС при одновременном учете изменчивости параметров атмосферного воздействия — полного потока тепла и скорости ветра.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Обработка и анализ данных сканера SEVIRI, а также моделирование суточного хода температуры и анализ его результатов выполнены в рамках государственного задания по теме FNNN-2024-0012.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Е.А., Станичный С.В., Полонский А.Б. Использование данных сканера SEVIRI для оценки температуры поверхностного слоя Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 6. С. 37–46.
- Баренблатт Г.И., Черный Г.Г. О моментных соотношениях на поверхностях разрыва в диссипативных средах // ПММ. 1963. Т. 27. № 5. С. 784.
- Дубравин В.Ф., Капустина М.В., Мысленков С.А. Внутригодовая изменчивость суточного хода температуры воды на Самбийско–Куршской возвышенности (Юго-Восточная Балтика) в 2016 г. // Процессы в геосредах. 2019. № 1. С. 32–39.
- Дубравин В.Ф., Капустина М.В., Стонт Ж.И. Эволюции (сезонная и межгодовая изменчивость) суточного хода гидрометеорологических полей Южной Балтики // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Сер.: Естественные и медицинские науки. 2018. № 3. С. 35–54.
- Завьялов П.О. О влиянии облачности на суточный ход температуры поверхностного слоя // Метеорология и гидрология. 1992b. № 4. С. 61–67.
- Завьялов П.О. Суточный цикл в тепловом и механическом взаимодействии контактных слоев океана и атмосферы: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук: 11.00.08. Москва, 1992a. 23 с.
- Завьялов П.О., Рождественский А.Е. К теории температурного режима пограничных слоев океана и атмосферы в суточном цикле // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. С. 76–84.
- Завьялов П.О., Рождественский А.Е., Хан В.М. О суточном ходе температуры воздуха над прибрежными районами океана // Труды Гидрометцентра СССР. 1992. № 317.
- Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Глубокая конвекция в модели общей циркуляции океана: изменчивость на суточном, сезонном и межгодовом масштабах // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 211–224.
- Зилитинкевич С.С., Реснянский Ю.Д., Чаликов Д.В. Теоретическое моделирование верхнего слоя океана // Механика жидкости и газа (Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР). 1978. Т. 12. С. 5–51.
- Калацкий В.И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 216 с.
- Колесников А.Г., Пивоваров А.А. Вычисление суточного хода температуры моря по суммарной радиации и температуре воздуха // Докл. АН СССР. 1955. Т. 102. № 2. С. 376–384.
- Коснырев В.К., Кубряков А.И. Формирование термоклина под воздействием стохастических флуктуаций ветра в период прогрева // Теория динамических процессов. Севастополь. 1983. МГИ АН УССР. С. 86–94.
- Коснырев В.К., Куфтарков Ю.М., Фельзенбаум А.И. Квазиоднородный слой в теории океанической циркуляции // Докл. АН СССР Сер. Геофизика. 1977. Т. 235. № 3. С. 560–563.
- Краус Е.Б. Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 367 с.
- Кубряков А.И., Моисеенко В.А. Опыт мониторинга состояния верхнего квазиоднородного слоя океана на основе спутниковых измерений. Теоретические исследования океанической циркуляции // Морской гидрофизический институт АН УССР. Севастополь, 1984. С. 33–46.
- Миропольский Ю.З. Нестационарная модель слоя конвективно-ветрового перемешивания в океане // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1970. Т. 6. № 12. С. 1284–1294.
- Мысленков С.А., Кречик В.А., Бондарь А.В. Анализ температуры воды по данным термокосы на платформе Д6 в Балтийском море // Современные методы и средства океанологических исследований. 2017. С. 119–122.
- Реснянский Ю.Д. О параметризации интегральной диссипации турбулентной энергии в верхнем квазиоднородном слое океана // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11. № 7. С. 726–733.
- Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А., Степанов Б.С. Влияние короткопериодных вариаций атмосферных воздействий на крупномасштабную структуру океанографических полей // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 3 (389). С. 75–92.
- Рубакина В.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. Сезонный и суточный ход температуры вод Черного моря по данным термопрофилирующих дрейфующих буев // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 5. С. 268–281.
- Фельзенбаум А.И. Теория подобия для верхнего слоя океана // Докл. АН СССР. Сер. Геофизика. 1980. Т. 255. № 3. С. 552–556.
- Фомин В.В., Дианский Н.А. Влияние способов усвоения спутниковых данных о температуре поверхности моря на воспроизведение гидрофизических полей Черного, Азовского и Мраморного морей в модели INMOM // Метеорология и гидрология. Т. 48. № 2. 2023. С. 15–30.

- Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 303 с.
- Bernie D.J., Woolnough S.J., Slingo J.M., Guilyardi E. Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer // *Journal of climate*. 2005. V. 18. № 8. P. 1190–1202.
- Burchard H., Petersen O. Models of turbulence in the marine environment – a comparative study of two-equation turbulence models // *Journal of Marine Systems*. 1999. V. 21. № 1–4. P. 29–53.
- Clayson C.A., Bogdanoff A.S. The effect of diurnal sea surface temperature warming on climatological air–sea fluxes // *Journal of Climate*. 2013. V. 26. № 8. P. 2546–2556.
- Filipiak M.J., Merchant C.J., Kettle H., Le Borgne P. An empirical model for the statistics of sea surface diurnal warming // *Ocean Science*. 2012. V. 8. № 2. P. 197–209.
- Gaspar P., Grégoris Y., Lefevre J.M. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at station Papa and long-term upper ocean study site // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1990. V. 95. № C9. P. 16179–16193.
- Gentemann C.L., Minnett P.J., Le Borgne P., Merchant C. Multi-satellite measurements of large diurnal warming events // *Geophysical Research Letters*. 2008. P. 35. № 22.
- Giglio D., Gille S.T., Subramanian A.C., Nguyen S. The role of wind gusts in upper ocean diurnal variability // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. V. 122. № 9. P. 7751–7764.
- Karagali I., Høyer J.L., Donlon C.J. Using a 1-D model to reproduce the diurnal variability of SST // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. V. 122. № 4. P. 2945–2959.
- Kraus E.B., Turner J.S. A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences // *Tellus*. 1967. V. 19. № 1. P. 98–106.
- Martin P.J. Simulation of the mixed layer at OWS November and Papa with several models // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1985. V. 90. № C1. P. 903–916. <https://doi.org/10.1029/JC090iC01p00903>
- Marullo S., Minnett P.J., Santoleri R., Tonani M. The diurnal cycle of sea-surface temperature and estimation of the heat budget of the Mediterranean Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. V. 121. № 11. P. 8351–8367.
- Marullo S., Santoleri R., Banzon V., Evans R.H., Guarracino M. A diurnal-cycle resolving sea surface temperature product for the tropical Atlantic // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2010. V. 115. № C5.
- McCreary J.P.Jr., Kohler K.E., Hood R.R., Smith S., Kindle J., Fischer A.S., Weller R. Influences of diurnal and intraseasonal forcing on mixed-layer and biological variability in the central Arabian Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001. V. 106. № C4. P. 7139–7155.
- Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Reviews of Geophysics*. 1982. V. 20. № 4. P. 851–875.
- Merchant C.J., Filipiak M.J., Le Borgne P., Roque, H., Autret E., Piollé J.F., Lavender S. Diurnal warm-layer events in the western Mediterranean and European shelf seas // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. L04601, doi:10.1029/2007GL033071.
- Pimentel S., Haines K., Nichols N.K. Modeling the diurnal variability of sea surface temperatures // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113. № C11004.
- Pimentel S., Tse W.-H., Xu H., Denaxa D., Jansen E., Korres G., Mirouze I., Storto A. Modeling the near-surface diurnal cycle of sea surface temperature in the Mediterranean Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019. V. 124. № 1. P. 171–183.
- Price J.F., Weller R.A., Pinkel R. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1986. V. 91. № C7. P. 8411–8427.
- Rubakina V.A., Kubryakov A.A., Stanichny S.V. Seasonal variability of the diurnal cycle of the Black Sea surface temperature from the SEVIRI satellite measurements // *Physical Oceanography*. 2019. V. 26. № 2. P. 157–169.
- Rubakina V.A., Kubryakov A.A., Stanichny S.V., Mizyuk A.I. Properties of the Vertical Distribution of Diurnal Temperature Variations in Different Seasons in the Black Sea Based on the NEMO Model Data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2022. V. 58. № 1. P. 54–67.
- Saunders P.M. The temperature at the ocean-air interface // *Journal of Atmospheric Sciences*. 1967. V. 24. № 3. P. 269–273.
- Shinoda T. Impact of the diurnal cycle of solar radiation on intraseasonal SST variability in the western equatorial Pacific // *Journal of Climate*. 2005. V. 18. № 14. P. 2628–2636.
- Shinoda T., Hendon H.H. Mixed layer modeling of intraseasonal variability in the tropical western Pacific and Indian Oceans // *Journal of Climate*. 1998. V. 11. № 10. P. 2668–2685.
- Soloviev A., Lukas R. The near-surface layer of the ocean: structure, dynamics and applications. Springer Science & Business Media, 2013. 552 p.
- Stuart-Menteth A.C., Robinson I.S., Challenor P.G. A global study of diurnal warming using satellite-derived

- sea surface temperature // J. of Geophysical Research: Oceans. 2003. V. 108. № C5, 3155. <https://doi.org/10.1029/2002JC001534>
- Umlauf L., Burchard H., Bolding K. General ocean turbulence model. Source code documentation // Baltic Sea Research Institute Warnemünde Tech. Rep. 2005. V. 63. P. 346.
- Webster P.J., Clayson C.A., Curry J.A. Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific // Journal of Climate. 1996. V. 9. № 8. P. 1712–1730.
- Yang G.Y., Slingo J. The diurnal cycle in the tropics // Monthly Weather Review. 2001. V. 129. № 4. P. 784–801.
- Zeng X., Dickinson R.E. Impact of diurnally-varying skin temperature on surface fluxes over the tropical Pacific // Geophysical research letters. 1998. V. 25. № 9. P. 1411–1414.

DEPENDENCE OF THE AZOV-BLACK SEA BASIN SURFACE TEMPERATURE AMPLITUDE ON VARIOUS HYDROMETEOROLOGICAL FACTORS ACCORDING TO REMOTE SENSING DATA AND MODELING RESULTS

© 2025 V. A. Rubakina*, A. A. Kubryakov, A. I. Kubryakov

Marine Hydrophysical Institute of the RAS, Kapitanskaya str., 2, Sevastopol, 299011 Russia

**e-mail: valenru93@mail.ru*

This work studies the dependence of the amplitude of the diurnal cycle of the Azov-Black Sea basin surface temperature on a number of hydrometeorological factors and its seasonal variability using SEVIRI radiometer data and modeling of the upper mixed layer of the sea. According to remote sensing data, the minimum amplitude values occur in the cold season when the full heat flux is directed into the atmosphere, winds are strong and air temperatures are low. The maximum amplitudes occur during the warm season, when the full heat flux is directed to the sea, the air temperature is the highest, and there is almost no wind. The work also provides the calculations using the Kraus–Turner model with a special choice of atmospheric influence parameters. The obtained model results are in good agreement with the results of research of the diurnal cycle amplitude according to the SEVIRI scanner data. Model calculations made it possible to identify the variability of the thickness of the upper-ocean mixed layer while taking into account the variability of the parameters of atmospheric influence — heat flux and wind speed.

Keywords: amplitude of the diurnal cycle of the sea surface temperature, SEVIRI, integral model of upper-ocean mixed layer, Azov-Black Sea basin

УДК 551.51

АЭРОЗОЛЬНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРЫ (ОБЗОР). ЧАСТЬ 1. ИСТОЧНИКИ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, КОЛИЧЕСТВО ПРИРОДНЫХ ПЕРВИЧНЫХ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ И ИХ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ЗДОРОВЬЕ ЧЕЛОВЕКА

© 2025 г. С. А. Рябова

*Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН,
Ленинский проспект, 38, стр. 1, Москва, 119334 Россия*

e-mail: riabovasa@mail.ru

Поступила в редакцию 29.08.2024 г.

После доработки 24.09.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

В настоящей работе выполнен обзор природных источников аэрозолей, не связанных с прямой или косвенной деятельностью человека, которые вносят значительный вклад в общие выбросы аэрозольных частиц. При выполнении настоящих исследований рассматривались характеристики образования и транспортировки аэрозолей, а также их химического состава. Показано, что первичные природные аэрозоли образуются из широкого круга источников, доля каждого из которых зависит от местоположения, времени года и времени суток. В ходе анализа литературных данных систематизировались данные о химическом составе и величине ежегодной эмиссии аэрозольных частиц природного происхождения. Результаты исследований показали, что природные аэрозольные частицы характеризуются широкой вариабельностью химического состава. В настоящей работе показано, что современные оценки глобальных выбросов природных аэрозолей (с использованием измерений, современных химических транспортных моделей, глобальных климатических моделей и различных схем параметризации) отличаются на порядки. Представлены данные о влиянии на состояние здоровья населения разных групп аэрозольных частиц (минеральная пыль, аэрозоли морской соли, аэрозоли от вулканической активности и аэрозольное загрязнение при природных пожарах). Показано, что воздействие аэрозольного загрязнения может приводить к негативным последствиям для здоровья человека, в том числе к сердечно-сосудистым заболеваниям, цереброваскулярным заболеваниям, острым заболеваниям нижних дыхательных путей, раку легких, неблагоприятным исходам родов и неонатальным заболеваниям, и даже к смерти, однако аэрозоли от морской соли могут оказывать и положительное влияние на здоровье человека (положительная биологическая активность некоторых фико-токсина, в частности, эссотоксина).

Ключевые слова: природные аэрозоли, минеральная пыль, аэрозоли морской соли, пожары, космическая пыль, извержение вулкана, глобальный годовой поток, здоровье человека

DOI: 10.31857/S0002351525020066, **EDN:** GJYKKA

1. ВВЕДЕНИЕ

Аэрозоли — это аэродисперсные (коллоидные) системы, в которых неопределенно долгое время могут находиться во взвешенном состоянии твердые частицы (пыль), капельки жидкости, образующиеся либо при конденсации паров, либо при взаимодействии газовых сред, либо попадающие в воздушную среду без изменения фазового со-

става [Förstner, 1998]. Значительная часть аэрозолей формируется в атмосфере при взаимодействии твердых и жидких частиц между собой или с водяным паром [Andreae and Gelencsér, 2006; Zhuravleva et al., 2016; Yashnik and Ismagilov, 2016].

Аэрозольные частицы характеризуются широкой вариабельностью структуры и формы. Частицы чаще всего классифицируют на основе их

аэродинамического диаметра. Размер аэрозольных частиц может варьировать от менее чем 0.01 до 1000 мкм, и чаще всего он меньше 50 мкм [Pore and Dockery, 2006]. Что касается распределения аэрозольных частиц, в нижних слоях атмосферы выделяют следующие основные фракции [Аэрозоль, 1991]: $PM_{10-2.5}$, также известные как частицы крупной фракции (обычно определяемые как частицы с аэродинамическим диаметром более 2.5 мкм, но не больше 10 мкм); $PM_{2.5}$, также известные как частицы мелкой фракции (частицы с аэродинамическим диаметром 2.5 мкм или меньше); $PM_{0.1}$, также известные как частицы ультрамелкой фракции (частицы размером менее 0.1 мкм); $PM_{0.05}$, также известные как наночастицы (частицы диаметром меньше или равным 0.05 мкм). Из всех фракций аэрозольных частиц в атмосфере наиболее распространены $PM_{0.1}$, а наибольшей массой характеризуются частицы PM_{10} [Grantz et al., 2003; Mannucci et al., 2015].

Что касается источников происхождения, аэрозольные частицы могут быть непосредственно выброшены из антропогенных (техногенных) или природных источников (так называемые первичные аэрозоли) или образовываться в атмосфере из ряда газообразных побочных продуктов сгорания, таких как летучие органические соединения (ЛОС), аммиак (NH_3), оксиды серы (SO_x) и оксиды азота (NO_x) (так называемые вторичные аэрозоли) [Krupa, 1997].

Присутствие аэрозолей в атмосфере играет чрезвычайно важную роль в формировании климата Земли. В целом, можно выделить три основных пути влияния атмосферного аэрозоля на климат: прямое влияние аэрозолей на радиационный баланс системы «земная поверхность-атмосфера» посредством перераспределения коротковолнового солнечного и теплового излучений в этой системе за счет рассеяния и поглощения на аэрозольных частицах, неравномерно распределенных в земной атмосфере [Ångström, 1962; McCormic and Ludwig, 1967; Schulz et al., 2006]; косвенное влияние — влияние аэрозольных частиц на фазовые переходы воды в атмосфере, в частности при облако- и осадкообразовании, что имеет для энергетики системы «земная поверхность-атмосфера» еще более важное значение, чем первый фактор [Twomey, 1974, 1977; Albrecht, 1989; Lohmann and Feichter, 2005]; и полупрямое влияние — влияние аэрозольного воздействия на свойства и численность облаков

за счет модификации тепловой структуры атмосферы и баланса приземной энергии [Hansen et al., 1997; Ackerman et al., 2000; Ramanathan et al., 2001; Johnson et al., 2004; Johnson, 2005].

Длительное воздействие аэрозольного загрязнения (главным образом $PM_{2.5}$) может приводить к негативным последствиям для здоровья человека, в том числе к сердечно-сосудистым заболеваниям, цереброваскулярным заболеваниям, острым заболеваниям нижних дыхательных путей, раку легких, неблагоприятным исходам родов и неонатальным заболеваниям, и даже к смерти [Lelieveld et al., 2015; Cohen et al., 2017; Schraufnagel et al., 2019; Murray et al., 2020]. Кроме того, воздействие $PM_{2.5}$ может приводить к сокращению продолжительности жизни на срок, который может составлять в среднем в мире 1.4 года [Apte et al., 2015], а в Китае — 3 года [Chen et al., 2013]. По известным статистическим результатам [Seposo et al., 2018] 4.2 млн смертей были связаны с воздействием $PM_{2.5}$, что позиционирует его как пятый фактор риска смертности.

Первичные аэрозоли образуются из широкого круга источников (как естественных, так и антропогенных), доля каждого из которых зависит от местоположения, времени года и времени суток. Природные источники, не связанные с прямой или косвенной деятельностью человека, могут вносить значительный вклад в общие выбросы аэрозолей. Источниками аэрозольного загрязнения, включенными в эту категорию, являются: минеральная пыль, аэрозоли морской соли, аэрозоли от вулканической активности, космическая пыль и аэрозольное загрязнение при природных пожарах [Stohl et al., 2011; Liora et al., 2015].

В настоящей работе предпринята попытка систематизации многочисленных результатов исследования естественного аэрозольного загрязнения. Выполняется анализ современных литературных данных по природным источникам происхождения аэрозольного загрязнения в атмосфере, химическим свойствам выделяемых микродисперсных частиц и оценке ежегодной эмиссии, а также воздействию естественного аэрозольного загрязнения на здоровье человека.

2. МИНЕРАЛЬНАЯ ПЫЛЬ

Минеральная пыль, являющаяся основным компонентом тропосферных аэрозолей, по оцен-

кам, составляет около половины от общего количества тропосферных аэрозолей с годовым количеством 1000–5000 Мт/год [Werner et al., 2002; Miller et al., 2004; Zender et al., 2004; Tanaka et al., 2006; Xiong et al., 2020]. Оценка среднего глобального уровня выбросов минеральной пыли с помощью модели AeroCom [Huneus et al., 2011] составила $1.6 \cdot 10^3$ Мт/год (диапазон стандартной ошибки: $1.0\text{--}3.2 \cdot 10^3$ Мт/год), с помощью модели CMIP5 [Wu et al., 2020] — $2.7 (1.7\text{--}3.7) \cdot 10^3$ Мт/год. По данным публикации [Kok et al., 2021a] глобальный уровень выбросов пыли PM_{20} составляет $4.6 (3.4\text{--}9.1) \cdot 10^3$ Мт/год, причем на сверхкрупную пыль приходится ~ 65 % [Huang et al., 2021] от общего потока выбросов пыли PM_{20} , что соответствует $2.9 (1.8\text{--}6.5) \cdot 10^3$ Мт/год. Величина выброса пылевых аэрозолей естественного происхождения различается в зависимости от размера частиц и составляет в среднем: 1654 Мт/год [Luo et al., 2003] или 1490 Мт/год [IPCC, 2001] для частиц минеральной пыли размерами 0.1–10 мкм (варьирует от 981 и 4313 Мт/год [Huneus et al., 2011]); мощность выброса фракции 6 мкм варьирует от 1604 до 1960 Мт/год [Ginoux et al., 2001, 2012]. Без учета вклада деятельности человека современные выбросы пылевых аэрозолей, происходящие из природных источников, составляют 1840 Мт/год [Tegen et al., 2004].

Территориально основными источниками минеральной пыли являются засушливые регионы Северной Африки, Аравийского полуострова [Cheng et al., 2005a; Zhang et al., 2008; Wang et al., 2005], Центральной Азии [Sun et al., 2000] и Китая [Zhang, 1997; Chen et al., 2017]. Сахара, расположенная в Северной Африке, представляет собой крупную субтропическую пустыню, охватывающую Западную Сахару, Марокко, большую часть Алжира, Мавритании, Мали, Нигера, Ливии, Чада, Египта, Судана и Туниса, и является наиболее плодотворным пылевым источником в мире [Prospero and Lamb, 2003; Washington et al., 2003]. Оценки мощности источников в Сахаре варьируются от 130 до 1600 Мт/год (более 50% глобальных выбросов пыли) [Goudie and Middleton, 2001; Ozer, 2001; Engelstaedter et al., 2006; Wang et al., 2016; Kok et al., 2021b]. К локальным источникам минеральной пыли следует отнести пересохшие русла рек и озер. Северное полушарие характеризуется существенно более высокой пылевой нагрузкой по сравнению с южным, что связывают с более обширными пустынями в северном

полушарии, простирающимися через так называемый «пылевой пояс» [Prospero et al., 2002; Ginoux et al., 2012; Choobari et al., 2014], в отличие от более мелких источников в Австралии, Южной Африке и Южной Америке. Пыль также образуется в холодных условиях высоких широт, в таких как на Аляске, в Канаде, Евразии, Гренландии и Исландии в Северном полушарии, и в южном полушарии в Антарктиде. На долю этих источников приходится около 5% глобальных выбросов пыли [Bullard et al., 2016].

Около 40% аэрозолей в тропосфере составляют частицы пыли от ветровой эрозии [Tegen and Fung, 1995]. Под воздействием ветров минеральные частицы могут переноситься на достаточно большие расстояния, например, минеральная пыль, поступающая в воздух из бассейнов Кайдам, Тарим и плато Ала-Шань, переносится на обширные территории Азии и через Тихий океан в Северную Америку [Jaffe et al., 1999; Husar et al., 2001; Sassen, 2002]. Пыль из пустыни Сахара и региона Сахель в Северной Африке эффективно переносится в сторону Атлантического океана, достигая как Северной и Южной Америки [Prospero, 1999; Reid et al., 2003; Prospero et al., 2014], так и западной и восточной сторон Средиземноморского бассейна, включая континентальную Европу [Meloni et al., 2008; Di Mauro et al., 2019]. Из источников Ближнего Востока пыль эффективно транспортируется в сторону Аравийского, Красного и Средиземного морей, а также в Индию [Kalenderski and Stenichkov, 2016; Banks et al., 2017]. Азиатская пыль из пустынь Гоби и Такла-Макан наблюдалась на расстоянии до 5000 км от источников на западном побережье Тихого океана и даже совершала круговой перенос по всему земному шару [Uno et al., 2009]. Пыль из Северной Африки и Азии также обнаружена в кернах арктического льда [Han et al., 2018]. Выбросы из источников в Южной Африке и Южной Америке зафиксированы в отложениях Антарктики [Biscaye et al., 1997; Petit et al., 1999].

Хорошо изучен химический состав минеральной составляющей атмосферных аэрозолей над континентами (массовые %): SiO_2 — 40–50%; Al_2O_3 — 15%; Fe — 5.4–6.0 %; CaO — 2.4–0.9 %; Na_2O — 2–1.5 %; K_2O — 1.9–1.1 %; MgO — 1.5–1.2 %; TiO — 1.0–0.2%; MnO — 0.08–0.05 % [Романовская и Савин, 2021]. Кроме этих компонентов наблюдается относительно большое содержание Cu, Ba, Ni, Sc, Cr, Zn [Ивлев и Довгалюк, 1999].

Материал земной коры включает в себя частицы почвы, образующиеся в результате процессов ветровой эрозии (включая вклад пустынной пыли), ресуспензии в результате движения, обработки, транспортировки и хранения материалов и работ на землях сельскохозяйственного назначения. Химический состав пыли не идентичен полностью химическому составу почв ввиду того, что не все минералы и другие почвенные продукты одинаково диспергируются. Основные компоненты, связанные с коровым материалом: алюминий (Al), кремний (Si), кальций (Ca) и железо (Fe) обычно ассоциируются с крупной фракцией ($PM_{2.5-10}$) [Viana et al., 2008].

Пыльные бури снижают суточные концентрации NO_3 , N_2O_5 и HNO_3 до 60 %, а OH, HO_2 и H_2O_2 на 25–98% [Zhang et al., 1994; Zhang and Carmichael, 1999]. Снижение концентрации этих прекурсоров приводит к снижению концентрации O_3 до 30% [Umann et al., 2005]. Сульфаты и нитраты абсорбируются и/или образуются на поверхности смоченных частиц пыли и вытесняют карбонаты во время процессов переноса на большие расстояния [Elperin et al., 2019]. Результаты анализа осадков, отобранных во время азиатских пылевых бурь в Корее и Японии, говорят в пользу этой гипотезы и показывают, что до 75% карбонатов вытесняется нитратами и сульфатами к тому времени, когда частицы достигают Кореи и Японии [Ro et al., 2005; Jeong, 2020; Ko et al., 2020]. Данные [Nishikawa et al., 1991] показывают, что 70%, или более, SO_4^{2-} и NO_3 образуются на поверхности минеральной пыли.

Из-за своей внезапности, кратковременности и высокой интенсивности пылевые бури часто наносят серьезный ущерб за короткое время. Пылевые бури приносят в атмосферу колоссальное количество аэрозолей, которые могут значительно ухудшить качество воздуха и фотосинтетическую активность [Korotaeva et al., 2018; Kaskaoutis et al., 2019] за счет увеличения концентрации аэрозольных частиц до уровней, которые потенциально повышают атмосферную мутность, вызывая существенное снижение солнечной и атмосферной радиации через рассеяние и поглощение [Kaskaoutis et al., 2006, 2019; Garcia–Pando et al., 2014; Maghrabi and Al-Dosari, 2016]. Кроме того, ветровая эрозия, вызванная пыльными бурями, усугубляет опустынивание, серьезно влияя на экосистему и здоровье человека [Kang et al., 2017]. В целом, пыль оказывает неблагоприятное

воздействие на здоровье человека и изменение климата в региональном и даже глобальном масштабах [Huang et al., 2014; Zhao et al., 2018; Liu et al., 2021]. Так пыль из пустынь может представлять серьезную опасность для окружающей среды и человека, учитывая ее негативное влияние на качество воздуха не только вблизи, но и за тысячи километров от пустынь или других источников выбросов пыли [Prospero et al., 2002; Ginoux et al., 2012]. В зависимости от погоды и климата пыль пустыни может оставаться взвешенной в атмосфере в течение нескольких дней, вызывая вспышки аллергии вдали от своего источника [Mori et al., 2003; Rodríguez et al., 2011].

Физические, биологические и химические свойства частиц пыли потенциально могут оказывать пагубное воздействие на здоровье человека [Mori et al., 2003; Zhang et al., 2016]. Пыль может распространять инфекционные заболевания, такие как менингококковый менингит и лихорадка Рифт–Вэлли [Griffin et al., 2001; Ho et al., 2005; Agier et al., 2013; Lewis et al., 2015]. Данные также свидетельствуют о том, что частое воздействие пылевых бурь может привести к усилению неблагоприятных последствий для здоровья [Mu et al., 2011; Goudie, 2014; Altindag et al., 2017; Tong et al., 2017; Li et al., 2018; Viel et al., 2019] у людей почти всех возрастных групп и полов [Chen et al., 2004; Chan et al., 2011; Crooks et al., 2016]. Люди с диабетом, гипертонией, цереброваскулярными заболеваниями, или легочными заболеваниями подвергаются более высокому риску [Kashima et al., 2017].

В редких случаях пылевое загрязнение может привести к смерти [Panikkath et al., 2013; Zhang et al., 2016]. В частности, увеличение количества аэрозольных частиц во время пылевых бурь вызвало значительное увеличение уровня смертности в Барселоне [Giannadaki et al., 2014]. Повышенные уровни PM_{10} во время пыльных бурь в Азии увеличили смертность от сердечно-сосудистых заболеваний [Chen and Yang, 2005; Perez et al., 2008; Kashima et al., 2012; Delangizan and Jafari, 2013]. По данным, полученным на Ближнем Востоке, пыльные бури могут вызывать процессы воспаления и коагуляции крови даже у молодых людей [Jaafari et al., 2020, 2021], оказывать неблагоприятное воздействие на функцию легких [Ghozikali et al., 2018] и увеличивать число больных астмой [Thalib and Al-Taïar, 2012; Trianti et al., 2017]. И наоборот, исследования,

проведенные в Италии [Sajani et al., 2011], Греции [Samoli et al., 2011], Кувейте [Al-Taiar and Thalib, 2014] и Тайбэе [Lee et al., 2014] либо исключили вероятность увеличения смертности или госпитализации пациентов из-за воздействия пыльных бурь, либо не нашли это увеличение значительным. Пыльные бури не привели к существенному увеличению госпитализации пациентов с астмой или приступов астмы в Тайбэе и Японии [Min et al., 2001; Bell et al., 2008; Ueda et al., 2010].

3. АЭРОЗОЛИ МОРСКОЙ СОЛИ

Аэрозоли морской соли, частицы которых имеют диаметр менее 10 мкм, являются преобладающими аэрозолями в приземном морском воздухе и могут вносить значительный вклад в аэрозольное загрязнение на суше, особенно при высоких скоростях приземного ветра [Satheesh and Moorthy 2005; Holmes, 2007]. Морской аэрозоль образуется на морской поверхности и может подниматься в верхние слои тропосферы [Seinfeld and Pandis, 2006]. Исследования [Liao et al., 2006] показали, что морской аэрозоль доминирует в массе аэрозоля в морском пограничном слое.

Основным механизмом образования аэрозолей морской соли является ветровая генерация, в частности, пузырьковый механизм образования морских брызг (морские брызги представляют собой комбинацию неорганической морской соли и органических веществ) [O'Dowd and de Leeuw, 2007; Grythe et al., 2014]. Кроме скорости ветра [Andreas, 1998; Lewis and Schwartz, 2004; Klingebiel et al., 2019] на процесс образования капель влияет температура водной поверхности, изменяя физические свойства поверхностной воды [Keene et al., 2017; Salter et al., 2014]. Генерация морского аэрозоля на поверхности моря также зависит от солёности морской воды, стабильности атмосферы, высоты и крутизны волн [Monahan et al., 1986; O'Dowd and Smith, 1993; Gong et al., 1997; Gong, 2003; Mårtensson et al., 2003; Witek et al., 2007; Jaeglé et al., 2011].

Повышенное внимание в последние годы уделяется исследованиям морского аэрозоля в Арктической зоне, отличающейся большой динамикой природной среды и уязвимостью к изменениям климата. Исследования аэрозоля в Российском секторе Арктики активизировались

в последние 10–15 лет: организованы наблюдения на полярных станциях («Тикси», «Баренцбург», «Мыс Баранова») [Кабанов и др., 2023, 2024], регулярно проводятся морские [Шевченко и др., 2019; Sakerin et al., 2020; Сакерин и др., 2021; Польшин и др., 2022] и самолетные [Антохина и др., 2017, 2024; Сакерин и др., 2022] экспедиции.

Глобальные выбросы веществ морского происхождения по современным оценкам (с использованием измерений, современных химических транспортных моделей, глобальных климатических моделей и различных схем параметризации) отличаются на порядки и лежат в диапазоне от $0.01 \cdot 10^5$ до $24 \cdot 10^5$ Мт/год (что составляет около 30–75% от общего производства аэрозоля из природных источников) [Gong et al. 2002; Clarke et al., 2006; Norris et al., 2008; Schulz et al., 2009; Sofiev et al., 2011; Grythe et al., 2014; Trueblood et al., 2019]. В частности, по измерениям, общий годовой поток морской соли (основного компонента морских брызг) оценивается примерно в 5000 тонн в год [Lewis and Schwartz, 2004]; Межправительственная группа экспертов по изменению климата [IPCC, 2001] дала оценку 3340 Мт/год. Потоки морской соли в модельных оценках также сильно различаются от 1800 до 22000 Мт/год [Dentener et al., 2006; Textor et al., 2006; Vignati et al., 2006; Jaegle et al., 2011]. Причина такой большой неопределенности может быть объяснена несколькими факторами, включая неопределенность из-за механизмов источника, неопределенность из-за неоднородности различных регионов источников, которые нелегко учитывать с помощью текущих глобальных моделей с крупной сеткой, а также неопределенности в модельных расчетах и параметризации [de Leeuw et al., 2011]. Оценки глобальных выбросов первичной морской органической массы на основе моделей охватывают диапазон 6.9–76 Мт/год для выбросов < 1 мкм и 7.5–58 Тг/год для выбросов > 1 мкм [Gantt et al., 2011; Ito and Kawamiya, 2010; Myriokefalitakis et al., 2010; Long et al., 2011; Spracklen et al., 2008; Westervelt et al., 2012; Tsigaridis et al., 2013; Russell et al., 2023].

Морские аэрозоли состоят как из первичных, так и из вторичных неорганических и органических компонентов [Miyazaki et al., 2010]. В удаленной морской атмосфере ионы морской соли вносят значительный вклад в массу аэрозоля Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Mg^{2+} , K^+ и Ca^{2+} [Wang et al., 2013; Zhang et al., 2010; Xiao et al., 2017]. Химический

состав частиц морского аэрозоля примерно соответствует химическому составу сухого остатка морской воды: NaCl — 78%, MgCl_2 — 11%, CaSO_4 , Na_2SO_4 , K_2SO_4 — 11%, а также включает ряд органических соединений [Трифонов и Девисилов, 2007; Ивлев и Довгалюк, 1999]. Как природные, так и антропогенные компоненты из континентальных источников также могут влиять на концентрации NO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , K^+ и следовые концентрации металлов над открытым океаном [Wen et al., 2006; Duce et al., 2008; Wang et al., 2013; Hsu et al., 2014]. Накопление и перенос токсичных веществ на границе океан-атмосфера могут привести к значительному загрязнению приземного слоя атмосферы [Kolesnikov et al., 2005; Qureshi et al., 2009; Song et al. 2019]. Исследования тяжелых металлов в морских аэрозолях проводятся группами ученых в различных районах мира [Goncharuk et al., 2012], в частности, в Северном море [Salomons et al. 1988; Kersten et al., 1994] и Азовском море [Chichaeva et al., 2020], в арктических морях [Shevchenko et al., 2003; Golubeva et al., 2011; Ji et al., 2019], в Атлантическом и Индийском океанах [Völkening and Neumann, 1990; Rädlein et al. 1992; Witt et al. 2006], в антарктических морях [Tuohy et al., 2015]. Химически активный азот из антропогенных источников составляет треть внешних запасов азота в океане [Duce et al., 2008]. Предполагается, что 80–100% осаждения азота в открытый океан происходит из антропогенных источников [Kim et al., 2014]. Кроме того, поступление в океан оксидов серы и азота из антропогенных или природных источников в атмосферу может ускорить темпы подкисления океана [Doney et al., 2007]. Другие атмосферные вещества, такие как железо, фосфор, кадмий и стойкие органические загрязнители, также могут оказывать влияние на океан. Однако исследования показывают, что воздействие антропогенных веществ на океаны может быть не таким значительным, как ожидалось ранее [Jickells et al., 2003; Altieri et al., 2014, 2016].

Океаны и моря содержат множество биогенных или природных молекул, которые попадают в воздух в результате аэрозолирования морских брызг [Leck and Bigg, 2005a,b]. Помимо бактерий, которые являются известными производителями биогенных веществ, многие виды фитопланктона также производят широкий спектр биоактивных молекул, таких как пигменты, полифенолы и фикотоксины [Van Dolah, 2000; de Morais et al.,

2015]. Фикотоксины представляют собой группу веществ, продуцируемых некоторыми видами водорослей, микроводорослей и цианобактерий. Некоторые морские микроорганизмы и водоросли выделяют различные экзотоксины, которые могут повреждать различные ткани млекопитающих, в том числе человека [Alexander and Rietschel, 2001; Gentien and Arzul, 1990], причем экзотоксины могут распыляться и переноситься ветрами к побережью [Pierce, 1986]. Другие токсичные соединения, такие как эндотоксины (липополисахариды грамотрицательных бактерий (ЛПС)) представляют собой структурные компоненты определенных бактерий и высвобождаются только при лизисе (распаде) бактериальной клетки [Galanos and Freudenberg, 1993]. ЛПС обладают весьма широким спектром биологической активности. Попадая в организм, эндотоксин может действовать на различные клетки и вызывать целый ряд эффектов [Лиходед и Бондаренко, 2009; Matsushashi and Yoshioka, 2002; Stoll et al., 2004]. Исход взаимодействия с различными клетками зависит от концентрации ЛПС [Яковлев, 2003]. При попадании в кровоток физиологических доз ЛПС имеет место так называемая физиологическая системная эндотоксинаemia [Яковлев, 2021], которая при увеличении концентрации эндотоксина в кровотоке проявляет агрессивные свойства, характеризующиеся очень широким спектром патогенного действия. С увеличением дозы эндотоксин вызывает гиперактивацию клеток и систем, что может приводить к развитию диссеминированного внутрисосудистого свертывания, эндотоксинового шока и полиорганной недостаточности [Galanos and Freudenberg, 1993; Ngkelo et al., 2012; Sweet and Hume, 1996]. Цианобактерии, которые распространяются во время цветения в пресной [Oliver and Ganf, 2002] и морской воде [Paerl, 2002], также могут быть важным морским источником эндотоксина.

В целом вредное воздействие аэрозолированных фикотоксинов является довольно редким явлением, поскольку требуется сочетание благоприятных погодных условий для выработки морских аэрозольных частиц и токсинообразующего «цветения». Значительные концентрации фикотоксинов (бреветоксинов [Cheng et al., 2005c] и оватоксинов [Ciminiello et al., 2014]) были зарегистрированы в период «цветения» водорослей в Мексиканском заливе и Средиземном море.

Вдыхание морского аэрозоля, содержащего брекветоксины, вызывает проблемы с дыханием, включая непроизвольный кашель и чихание, слезотечение, ринорею, ощущение жжения в горле и носу [Backer et al., 2003; Cheng et al. 2005b; Pierce et al., 2003; Spaulding, 2009; Brovedani et al., 2016]. В целом концентрации аэрозолированных фикотоксинов в воздухе, как правило, низкие. Предполагается, что эти фоновые концентрации могут оказывать положительное, а не отрицательное воздействие на здоровье человека. В частности, наблюдается положительная биологическая активность некоторых фикотоксинов, например, ессотоксина, что указывает на их потенциальное терапевтическое применение [Alfonso et al., 2016; Riquelme et al., 2018; Pradhan and Ki, 2022].

4. АЭРОЗОЛИ ОТ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ

Первичные аэрозольные частицы, выбрасываемые вулканическими извержениями, образуются в результате фрагментации магмы и эрозии жерловых стенок. Первичная пыль от непрерывной эруптивной активности вулканов составляет в среднем только 1% или меньше от выбросов почвенной пыли [Andreae, 1995]. Первичные сульфатные аэрозоли (например, SO_4^{2-} и H_2S) выбрасываются непосредственно из жерла [Allen et al., 2002; Mather et al., 2003, 2004; Zelenski et al., 2015]. Количество первичных сульфатных аэрозолей обычно составляет менее 1% [Stoiber et al., 1987], но в некоторых случаях может быть значительно больше, порядка 10 или даже 20% [Graf et al., 1998].

Ежегодно во всем мире происходит 50–100 извержений вулканов, активность которых может длиться от нескольких часов до нескольких лет, при этом в любую определенную дату извергается около 20 вулканов [Loughlin et al., 2015]. Извержения вулканов с индексом вулканической эксплозивности (VEI¹) меньше 4 наиболее многочисленны. Выброс вулканического пепла в тропосферу в результате таких небольших извержений оценивается в 20–100 Мт/год [Береснев и Грязин, 2008; Mather, 2003; Kokhanovsky, 2008]. Однако эти выбросы вулканического пепла обычно быстро удаляются из атмосферы и поэтому представляют местный интерес, т.е. только в непосредственной близости от вулканов, на расстоянии около ста километров. Наиболее

мощные извержения вулканов сильно загрязняют верхние слои атмосферы, но для нижних слоев вулканы как загрязнители имеют лишь локальное значение [Ивлев, 1982; Трифонов и Девисилов, 2007].

Количество вулканических частиц, инжектирующихся в ходе взрывных извержений, пропорционально силе извержения [Self, 2006; Deligne et al., 2010]. В частности, глобальный годовой поток мелкодисперсного пепла (частицы < 63 мкм) в атмосферу оценивается примерно в 176–256 Мт. Из этого общего количества тропосферная пыль составляет примерно 200 Мт/год [Mather et al., 2003]. Помимо прямых выбросов повторное взвешивание и рассеивание свежееотложенного мелкодисперсного вулканического пепла ветром также оказывает большое влияние на уровень PM_{10} [Thorsteinsson et al., 2012].

Небольшое количество сернокислотных аэрозолей (4–20 Мт/год) при извержениях вулканов оказывается заброшенным в стратосферу, где они на высотах от 13 до 25 км над поверхностью земли участвуют в формировании слоя скопления аэрозольных частиц (слой Юнге) [Halmer et al. 2002; Дивинский и Ивлев, 2012; Andersson et al., 2015]. Существующие в стратосфере озон, свободные атомы кислорода и гидрокисльные радикалы OH^- через промежуточные продукты (SO_3 , HSO_3) превращают сернистый газ в серную кислоту [Угольников, 2018].

Воздействие вулканических газов и аэрозолей указано в качестве причины 1% от общего числа смертельных исходов от вулканической опасности (2283 человека) [Brown et al., 2017]. Эта оценка включает только смертельные случаи в результате экстремального прямого воздействия и не включает преждевременную смертность, вызванную долгосрочным загрязнением воздуха и окружающей среды.

По оценкам, более миллиарда человек живут в радиусе 100 км от действующих вулканов [Freire et al., 2019], в пределах этого радиуса жители подвергаются воздействию вулканического загрязнения воздуха [Tam et al., 2016; Crawford et al., 2021]. Физические и химические свойства пепла могут значительно различаться в зависимости от извержений и расстояния от вулкана [Jenkins et al., 2015]. Вулканические аэрозольные частицы представляют собой гетерогенную смесь пепловых частиц и кислых сульфатсодержащих

¹ Относительная мера взрывоопасности извержения вулкана [Newhall and Self, 1982].

и металлосодержащих аэрозольных частиц [Oppenheimer et al., 2003]. Сернистые газы (в частности, SO_2), сульфатный аэрозоль и пепел поступают в организм человека воздушно-капельным путем и могут вызвать долгосрочные последствия, причем как локально, так и за сотни-тысячи километров от источника во время крупных трещинных или взрывных извержений [Schmidt et al. 2011, 2015; de Lima et al. 2012; Durant et al. 2012; Eychenne et al. 2015; Ilyinskaya et al. 2017]. Вдыхание пепла может усугубить респираторные симптомы, такие как кашель и одышка, а также симптомы астмы и бронхита [Baxter et al., 1983; Covey et al., 2019;]. Извержение вулкана Таджогайте, начавшееся на острове Ла Пальма 19 сентября 2021 года, привело к раздражению глаз и респираторным симптомам, расстройствам настроения и бессоннице среди населения [Rodríguez-Pérez et al., 2024]. Наряду с основными газами (например, H_2O , SO_2 , CO_2 и т. д.) и пеплом [Oppenheimer et al., 2003] вулканы выделяют летучие следы металлов и металлоидов (например, Cu, Zn, As, Pb, Se) [Doelsch et al., 2006; Moune et al., 2010; Mather et al., 2012; Zelenski, et al., 2013; Gauthier et al., 2016; Mason et al., 2021]. Интенсивность выбросов металлических загрязнителей в периоды интенсивной дегазации может быть сопоставима с суммарными антропогенными потоками из густонаселенных промышленно развитых стран [Ilyinskaya et al., 2021].

5. АТМОСФЕРНЫЕ АЭРОЗОЛИ ВНЕЗЕМНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Количество аэрозольных частиц внеземного происхождения в атмосфере Земли сравнительно невелико. Ежегодно порядка 100–200 млн метеоритов достигают атмосферы Земли. Значительная масса космической пыли осаждается в атмосфере в результате замедления метеоритов, распыления и абляции на высоте от 80 до 120 км. Метеоритный мусор транспортируется как вниз, под действием силы тяжести, адвекции, вихревого перемешивания и других волновых эффектов, так и к полюсам с помощью меридиональной системы циркуляции. [Plane, 2003]. Аблированные атомы и метеоритные аэрозольные частицы, которые в итоге формируются в ходе химических реакций и конденсации из газовой фазы, участвуют в различных атмосферных химических процессах [Plane, 2003], играют важную роль в формировании мезосферы и стратосферных облаков [Turco et al., 1981].

Доля пылевых частиц космического происхождения составляет приблизительно 10% от общего содержания аэрозольных частиц в нижней стратосфере и с высотой увеличивается до 80–100% [Kokhanovsky, 2008; Plane, 2012]. В целом на поверхность Земли в год выпадает $4 \cdot 10^{-2} - 2 \cdot 10^4$ Мт космического вещества со средним значением $2 \cdot 10^{-2}$ Мт/год [Zook, 2001; Gardner, 2014].

6. АЭРОЗОЛИ ОТ ПРИРОДНЫХ ПОЖАРОВ

Природные пожары, возникающие в результате возгорания лесов, кустарников, лугов и другой растительности, являются широко распространенным и критически важным элементом земной системы [Bond and Keeley, 2005] и постоянной глобальной особенностью, которая возникает практически каждый месяц года. По оценкам, на земном шаре ежегодно возникает до 400 тыс. природных пожаров. Ежегодная площадь выгораний в мире оценивается примерно в 420 млн га [Giglio et al., 2018], что по площади превышает территорию Индии. В период 1998–2015 гг. общая площадь выгоревших природных территорий в мире сократилась почти на четверть ($-24.3 \pm 8.8\%$, или $-1.35 \pm 0.49\%$ в год). Значительное сокращение пожаров произошло в тропических саваннах Южной Америки и Африки и луговых степях Азии [Andela et al., 2018]. В настоящее время в общем количестве лесных пожаров на планете доминируют пожары, происходящие на территории Северной Евразии [Бондур и Гинзбург, 2016; Бондур и Гордо, 2018], хотя их интенсивность в североамериканских лесах в среднем выше, чем в евразийских [Ситнов и Мохов, 2018].

Люди ответственны за возникновение более 90% природных пожаров, оставшаяся доля приходится на возгорания в результате молниевых явлений. В частности, в Европе более 95% пожаров вызваны деятельностью человека [Leone et al., 2009]. Метеорологические факторы играют решающую роль, когда они сочетаются таким образом, что способствуют возникновению экстремальных пожароопасных погодных условий [Flannigan and Harrington, 1988; Jolly et al., 2015]. За последние четыре десятилетия регионы, в которых наблюдаются повышенная температура и скорость ветра, длительные интервалы без осадков и пониженная относительная влажность, одновременно продемонстрировали увеличенную

продолжительность сезона пожароопасной погоды, которая, как ожидается, увеличится в условиях изменения климата в будущем [Jolly et al., 2015; Im et al., 2022; Jain et al., 2022; Richardson et al., 2022; Lund et al., 2023; Miller et al., 2024]. По мере потепления климата наблюдается усиление аэрозольного воздействия от природных пожаров [Coogan et al., 2019; Xu et al., 2020]. Прогнозируется, что с изменением климата частота природных пожаров увеличится до 50% к 2100 году во всем мире [Gao et al., 2023].

Природные пожары выбрасывают в воздух многочисленные токсичные смеси загрязняющих веществ, включая сажу, органические аэрозоли [Partanen and Sofiev, 2022; Singh, 2022; Liu and Yang, 2023]. В непосредственной близости от очага пожара уровень PM_{2.5} может превышать 24-часовой норматив ВОЗ более чем в 30 раз [Liu et al., 2015, 2020; Graham et al., 2021; Bolaño–Díaz et al., 2022; Storey and Price, 2022]. Загрязнение частицами на таких высоких уровнях может привести к серьезным последствиям для здоровья, особенно беременных женщин, детей, пожилых людей и людей с сердечно-легочными заболеваниями [Rappold et al., 2017; Xu et al., 2020].

Кроме того, загрязняющие вещества, выбрасываемые в результате этих пожаров, могут оставаться в воздухе в течение длительного времени, что способствует их крупномасштабному распространению (в районы, расположенные на расстоянии до тысяч километров с подветренной стороны от природных пожаров) [Hanninen et al., 2009; Gong and Wang, 2021; Holanda et al., 2023; Singh et al., 2022]. В некоторых случаях (при западном переносе) дымовые шлейфы от сибирских пожаров пересекали Тихий океан и наблюдались над побережьем Америки, а в случаях восточного переноса достигали берегов Баренцева моря [Bertschi and Jaffe, 2005; Sapkota et al., 2005; Neilman et al., 2014; Tomshin and Solovyev, 2014]. Хотя очевидно, что от природных пожаров страдает местное население, в последнее время растет озабоченность по поводу их потенциального воздействия на здоровье населения на удаленных территориях [Le et al., 2014; Duc et al., 2016; Kollanus et al., 2016; Yin et al., 2019; Magzamen et al., 2021]. На ранней стадии лесных пожаров уровень загрязняющих веществ в воздухе существенно повышается за короткий период, а затем они переносятся на большие расстояния, нанося ущерб качеству воздуха и здоровью людей [Chen

et al., 2017, 2021; Cleland et al., 2021; Ye et al., 2021; Yu et al., 2023]. Эпидемиологические исследования показали, что последствия лесных пожаров могут быть причиной преждевременных родов [Heft–Neal et al., 2022; Ha et al., 2024], кардиореспираторных заболеваний [Aguilera et al., 2021; Rice et al., 2021], усугублять астму [Delfino et al., 2009; Noah et al., 2023] и приводить к увеличению случаев заболевания COVID-19 [Zhou et al., 2021] и смертности [Borchers Arriagada et al., 2020; Grant and Runkle, 2022].

Токсикологические исследования показывают, что твердые частицы от лесных пожаров более токсичны, чем частицы в равных дозах из других источников [Wegesser et al., 2009, 2010; Franzi et al., 2011; Kim et al., 2018]. В частности, дым от лесных пожаров более токсичен по сравнению с выбросами от промышленности и производства электроэнергии [Aguilera et al., 2021; Chen et al., 2021] и может приводить к более высокому (в 10 раз) риску госпитализации из-за респираторных заболеваний по сравнению с другими источниками PM_{2.5} [Aguilera et al., 2021]. Во всем мире > 5 % смертей по причине хронического воздействия атмосферных PM_{2.5} на человека, могут быть связаны с лесными пожарами [Chowdhury et al., 2020, 2022].

При лесных пожарах выделяется большое количество частиц, состоящих из золы (не менее 50%) [Jahn et al., 2020; Palm et al., 2020], элементарного углерода (5–20%) [Chakrabarty et al., 2014], гуминоподобных веществ [Kuang et al., 2015; Laskin et al., 2015], полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) и их производных [Samburova et al., 2016] и переходных металлов [Jahn et al., 2020]. Неорганические элементы составляют около 10% массы [Cachier et al., 1995]. Некоторые из этих соединений являются реакционноспособными и окислительно-восстановительно активными, вызывая образование активных форм кислорода (АФК) в водной фазе. АФК играют центральную роль в химической трансформации атмосферных аэрозолей и неблагоприятном воздействии аэрозолей на здоровье, вызывая окислительный стресс [Davies, 1995; Lakshmi et al., 2009; Schieber and Chandel, 2014; Shiraiwa et al., 2023]. Например, разложение органических гидропероксидов и окислительно-восстановительный цикл хинонов могут приводить к образованию АФК, включая гидроксил ($\cdot\text{OH}$), супероксид или гидропероксил ($\cdot\text{O}_2^-/\cdot\text{HO}_2$)

и органические радикалы [McWhinney et al., 2013; Tong et al., 2018; Chowdhury et al., 2019]. Переходные металлы, такие как железо (Fe) и медь (Cu), могут способствовать образованию $\cdot\text{OH}$ и органических радикалов с помощью Фентона-подобных реакций пероксидов и надкислот [Муранов, 2024; Tong et al., 2016; Fang et al., 2020; Wei et al., 2021], скорость которых значительно усиливается под влиянием фотоизлучения [Paulson et al., 2019]. Присутствие гуминоподобных веществ может усиливать Fe-опосредованное восстановление кислорода до $\cdot\text{O}_2^-$ и разрушение H_2O_2 с образованием $\text{OH}\cdot$.

Частицы, образующиеся при горении, содержат стабильные радикалы, так называемые экологически стойкие свободные радикалы (EPFR), которые остаются стабильными с длительным сроком жизни от нескольких дней, месяцев и даже больше, что позволяет их транспортировку на значительные расстояния [Hwang et al., 2021; Sigmund et al., 2021]. По химическим свойствам EPFR выделяют семихиноновые, феноксильные и циклопентадиенильные радикалы. EPFR могут выделяться непосредственно при неполном сгорании [Dellinger et al., 2007; Lomnicki et al., 2008] или образовываться вторично в результате химической переработки ПАУ в атмосфере [Borrowman et al., 2016]. Атмосферное аэрозольное загрязнение во время лесных пожаров характеризуется высокими концентрациями EPFR [Sigmund et al., 2021; Fang et al., 2023]. EPFR обладают окислительно-восстановительной активностью, снижают содержание кислорода и поддерживают образование АФК, включая $\cdot\text{OH}$, за счет окислительно-восстановительного цикла хиноидов [Squadrito et al., 2001; Khachatryan et al., 2011; Khachatryan and Dellinger, 2011], в связи с этим EPFR могут быть цитотоксичными и вызывать гибель клеток [Balakrishna et al., 2009].

По оценкам, представленным в работах [Kaiser et al., 2012; Xu et al., 2021], в ходе глобальных пожаров выделяются 44.6–45.5 Мт/год первичных твердых частиц (PM_{10}), 29–74 Мт/год $\text{PM}_{2.5}$, 1.8–5.3 Мт/год сажи (черного углерода) и 16–47 Мт/год органического углерода. В частности, лесные пожары являются важным источником выбросов черного углерода на территории России — в среднем около 70 тыс. тонн в год за период с 2000 по 2013 г. [Романовская и др., 2016]. Крупномасштабные задымления территории России, обусловленные лесными и лесотор-

фяными пожарами, наблюдаются сравнительно часто. Примером могут служить интенсивные задымления европейской территории России в 2002, 2010 и 2022 гг. [Горчаков и др., 2004; Ситнов, 2011; Рябова и др., 2024] и Сибири в 2012, 2014 и 2019 гг. [Горчаков и др., 2015; Антохин и др., 2017; Бондур и др., 2020; Воронова и др., 2020; Gorchakov et al., 2014; Kozlov et al., 2014]. Так формирование в июле 2010 г. и августе 2022 г. аномально жаркой и сухой погоды спровоцировало лесные пожары, что оказало воздействие как на уровень атмосферной радиации, так и на концентрацию атмосферных аэрозолей в Московском регионе [Горчаков и др., 2011 а,б; Ситнов, 2011; Чубарова и др., 2011; Рябова и др., 2024]. В пробах атмосферного аэрозоля в Москве, взятых в августе 2010 г., средняя массовая концентрация аэрозоля составила 917 мкг/м³, в то время как в 2009 г. эта величина в среднем составляла ~ 50–70 мкг/м³ [Трефилова и др., 2012].

От 80% до 90% частиц, высвобождаемых во время природных пожаров, имеют средний диаметр 0.13 мкм [Reid et al., 2005; Saarnio et al., 2010]. За период с 2003 по 2023 г. по данным службы мониторинга атмосферы Copernicus (CAMS) (<https://atmosphere.copernicus.eu/>) максимальное количество $\text{PM}_{2.5}$, связанное с лесными пожарами, отмечалось в 2003 году и составило 36.57 Мт, минимальное 20.31 Мт в 2022 г. По оценкам CAMS, глобальные лесные пожары в 2023 г. обеспечили выброс примерно 32.51 Мт $\text{PM}_{2.5}$, из которых 33% (10.71 Мт) пришлось на лесные пожары в Канаде. В 2023 году в Канаде наблюдался чрезвычайно высокий уровень активности лесных пожаров, начавшись в начале мая в провинциях Альберта, Британская Колумбия и Саскачеван, крупные лесные пожары продолжались по октябрь и охватили в общей сложности около 18 млн га. В июне в результате значительного переноса на большие расстояния дым от канадских лесных пожаров достиг Европы. В последние дни августа и в начале сентября произошел очередной перенос дыма от лесных пожаров в Канаде на большие расстояния через Атлантику, в результате чего небо над Британскими островами, а также северо-западной, центральной и южной Европой было затянуто дымкой.

В России максимальный выброс $\text{PM}_{2.5}$, связанный с лесными пожарами, наблюдался в 2003 году и составил 9.83 Мт, в результате пожаров было уничтожено 23.7 млн га леса, что равно

площади всей Великобритании. По оценкам CAMS, минимальный поток PM_{2.5} отмечался в 2004 г. и составил 1.45 Мт. В 2023 г. поток PM_{2.5} составил 1.89 Мт, площадь лесных пожаров составила 4.6 млн га, причем 3.8 млн га или 83% от всех площадей лесных пожаров пришлось на 6 субъектов: Республику Саха (Якутия), Хабаровский край, Магаданскую, Амурскую, Свердловскую области и Еврейскую АО (<https://rosleshoz.gov.ru/news/2023-11-17/n10778>).

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Насколько известно автору, пока не встречается такой подробный обзор, в котором с привлечением большого количества публикаций обобщены основные результаты исследований первичного природного аэрозольного загрязнения с указанием вклада разных источников в общий баланс загрязнения окружающей среды микродисперсионными частицами, характеристики образования и транспортировки аэрозолей, химического состава, а также воздействия на здоровье человека.

В связи с этим автор надеется, что статья будет интересна научному сообществу и представленные в работе данные будут полезны как при разработке климатических моделей с учетом аэрозольной нагрузки, так и при оценке воздействия разных факторов на здоровье населения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИДГ РАН № 125012700798-8 «Преобразование геофизических полей как основной фактор межгеосферных взаимодействий».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан Е.Б., Воронцовская Н.Г., Головкин А.К., Давыдов Д.К., Ивлева Г.А., Козлов А.В., Козлов А.С., Малышкин С.Б., Певнева Т.С., Рассказчикова Т.М., Савкин Д.Е., Симоненков Д.В., Скляднева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофанов А.В. Органический аэрозоль в атмосфере Сибири и Арктики. Ч. 3. Продукты лесных пожаров // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 9. С. 740–749.
- Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Бердашкинова О.И., Голобокова Л.П., Давыдов Д.К., Ивлева Г.А.,

Козлов А.В., Онищук Н.А., Рассказчикова Т.М., Савкин Д.Е., Симоненков Д.В., Скляднева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофанов А.В., Ходжер Т.В. Состав воздуха над Российским сектором Арктики в сентябре 2020 г. 4. Атмосферный аэрозоль. // Оптика атмосферы и океана. 2024. Т. 37. № 3. С. 214–224.

Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Ивлева Г.А., Козлов А.В., Nedelec Ph., Paris J.-D., Рассказчикова Т.М., Савкин Д.Е., Симоненков Д.В., Скляднева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофанов А.В. Вертикальное распределение газовых и аэрозольных примесей воздуха над Российским сектором Арктики // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 12. С. 1043–1052.

Аэрозоль и климат / Под ред. К. Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 191 с.

Береснев С.А., Грязин В.И. Физика атмосферных аэрозолей: Курс лекций. Екатеринбург: Изд-во Урал-ун-та, 2008. 227 с.

Бондур В.Г., Гинзбург А.С. Эмиссия углеродсодержащих газов и аэрозолей от природных пожаров на территории России по данным космического мониторинга // Доклады РАН. Науки о Земле. 2016. Т. 466. № 4. С. 473–477.

Бондур В.Г., Гордо К.А. Космический мониторинг площадей, пройденных огнем, и объемов эмиссий вредных примесей при лесных и других природных пожарах на территории Российской Федерации // Исследование Земли из космоса. 2018. № 3. С. 41–55.

Бондур В.Г., Мохов И.И., Воронова О.С., Ситнов С.А. Космический мониторинг сибирских пожаров и их последствий: особенности аномалий 2019 г. и тенденции 20-летних изменений // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 99–106.

Воронова О.С., Зима А.И., Кладов В.Л., Черепанова Е.В. Аномальные пожары на территории Сибири летом 2019 года // Исследования Земли из космоса. 2020. № 1. С. 70–82.

Горчаков Г.И., Свириденков М.А., Семутникова Е.Г., Чубарова Н.Е., Холбен Б.Н., Смирнов А.В., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Карпов А.В., Лезина Е.А., Задорожная О.С. Оптические и микрофизические характеристики аэрозоля задымленной атмосферы Московского региона в 2010 году // Доклады РАН. 2011. Т. 37. № 5. С. 686–690.

Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Семутникова Б.Г., Свириденков М.А., Шукуров К.А. Исследование состава задымленной атмосферы

- Москвы во время пожаров торфяников летом — осенью 2002 г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 3. С. 366–380.
- Горчаков Г.И., Копейкин В.М., Ситнов С.А., Семутникова Е.Г., Свириденков М.А., Карпов А.В., Лезина Е.А., Емиленко А.С., Исаков А.А., Кузнецов Г.А., Пономарева Т.Я. Московская дымная мгла в октябре 2014 г. Вариации массовой концентрации аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 10. С. 872–878.
- Горчаков Г.И., Семутникова Е.Г., Исаков А.А., Копейкин В.М., Карпов А.В., Курбатов Г.А., Лезина Е.А., Пономарева Т.Я., Соколов А.В. Московская дымная мгла 2010 г. Экстремальное аэрозольное и газовое загрязнение воздушного бассейна Московского региона // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 6. С. 452–458.
- Дивинский Л.И., Ивлев Л.С. О воде и аэрозолях вулканического происхождения в высоких слоях атмосферы // Общество. Среда. Развитие (Terra Humanum). 2012. С. 254–261.
- Ивлев Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1982. 365 с.
- Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. 194 с.
- Кабанов Д.М., Круглинский И.А., Почуфаров А.О., Сакерин С.М., Сидорова О.Р., Турчинович Ю.С. Пространственное распределение и средние характеристики атмосферного аэрозоля в акватории Карского моря. // Оптика атмосферы и океана. 2024. Т. 37. № 1. С. 77–83.
- Кабанов Д.М., Масловский А.С., Радионов В.Ф., Сакерин С.М., Чернов Д.Г., Сидорова О.Р. Сезонная и межгодовая характеристика аэрозоля по данным многолетних (2011–2021 гг.) измерений в Российском научном центре на архипелаге Шпицберген // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36, № 6. С. 433–442.
- Лиходед В.Г., Бондаренко В.М. Микробный фактор и Toll-подобные рецепторы в патогенезе атеросклероза // Журнал микробиологии, эпидемиологии и иммунобиологии. 2009. Т. 6. С. 107–112.
- Муранов К.О. Реакция фентона in vivo и in vitro. Возможности и ограничения // Успехи биологической химии. 2024. Т. 64. С. 219–246.
- Полькин В.В., Голобокова Л.П., Круглинский И.А., Почуфаров А.О., Сакерин С.М., Хуриганова О.И. Статистическое обобщение характеристик атмосферного аэрозоля над Белым морем (экспедиции 2003–2021 гг.) // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 10. С. 820–825.
- Романовская А.А., Имшенник Е.В., Карабань Р.Т., Смирнов Н.С., Коротков В.Н., Трунов А.А. Выбросы короткоживущих климатически активных веществ антропогенного происхождения на территории России за период с 2000 до 2013 годы // Экологический мониторинг и моделирование экосистем. 2016. Т. 27. № 1. С. 27–48.
- Романовская А.Ю., Савин И.Ю. Аэрозольная пыль почвенного происхождения в атмосфере: источники, количество, свойства (обзор) // Бюлл. Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2021. Вып. 109. С. 36–95. doi: 10.19047/0136-1694-2021-109-36-95.
- Рябова С.А., Крашенинников А.В., Локтев Д.Н., Соловьев С.П. Вариации концентрации микрочастиц в приземном слое атмосферы в летние периоды 2021 и 2022 годов по данным обсерватории «Мих-нево» // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т. 22. № 4. С. 5–12. doi: 10.21455/GRB2023.4-1.
- Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Калашишникова Д.А., Кравчишина М.Д., Круглинский И.А., Макаров В.И., Попова С.А., Почуфаров А.О., Симонова Г.В., Турчинович Ю.С., Дарьин Ф.А. Пространственно-временная изменчивость характеристик атмосферного аэрозоля над Карским, Баренцевым, Норвежским и Гренландским морями (экспедиции 2018–2021 гг.) // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 6. С. 447–455.
- Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Калашишникова Д.А., Круглинский И.А., Макаров В.И., Новигатский А.Н., Полькин В.В., Попова С.А., Почуфаров А.О., Симонова Г.В., Турчинович Ю.С., Шевченко В.П. Результаты измерений характеристик аэрозоля в 80-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» на маршруте от Балтийского моря до Баренцева моря // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 7. С. 515–523.
- Ситнов С.А. Спутниковый мониторинг содержаний газовых примесей атмосферы и оптических характеристик атмосферного аэрозоля над европейской территорией России в апреле–сентябре 2010 года // Доклады РАН. 2011. Т. 37. № 1. С. 102–107.
- Ситнов С.А., Мохов И.И. Сравнительный анализ характеристик пожаров в бореальных лесах Евразии и северной Америки по спутниковым данным // Исследования Земли из космоса. 2018. № 2. С. 21–37.

- Трефилова А.В., Артамонова М.С., Кудерина Т.М., Губанова Д.П., Давыдов К.А., Иорданский М.А., Гречко Е.И., Минашкин В.М. Химический состав и микрофизические характеристики аэрозоля г. Москвы и Подмоскovie в июне 2009 г. и на пике пожаров 2010 г. // Геофизические процессы и биосфера. 2012. Т. 11. № 4. С. 65–82.
- Трифонов К.И., Девисилов В.А. Физико-химические процессы в техносфере. М.: ФОРУМ, 2007. 240 с.
- Угольников О.С. Облака и аэрозоль выше тропосферы: оптические наблюдения и новейшая история // Физика Космоса: труды 47-й Международной студенческой научной конференции (Екатеринбург, 29 янв.–2 февр. 2018 г.). Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2018. С. 104–122.
- Чубарова Н.Е., Горбаренко Е.В., Незваль Е.И., Шиловцева О.А. Аэрозольные и радиационные характеристики атмосферы во время лесных и торфяных пожаров в 1972, 2002 и 2010 гг. в Подмоскovie // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 6. С. 790–800.
- Шевченко В.П., Копейкин В.М., Новигатский А.Н., Малафеев Г.В. Черный углерод в приводном слое атмосферы над Северной Атлантикой и морями Российской Арктики в июле–сентябре 2017 г. // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 771–776.
- Яковлев М.Ю. «Эндотоксиновая агрессия» как предболезнь или универсальный фактор патогенеза заболеваний человека и животных // Успехи современной биологии. 2003. Т. 123. № 1. С. 31–40.
- Яковлев М.Ю. Системная эндотоксинемия. М.: Наука, 2021. 184 с.
- Agier L., Deroubaix A., Martiny N., Yaka P., Djibo A., Broustin H. Seasonality of meningitis in Africa and climate forcing: aerosols stand out // Journal of The Royal Society Interface. 2013. V. 10. № 79. doi: 10.1098/rsif.2012.0814.
- Aguilera R., Corringham T., Gershunov A., Benmarhnia T. Wildfire smoke impacts respiratory health more than fine particles from other sources: observational evidence from Southern California // Nature Communications. 2021. V. 12. doi: 10.1038/s41467-021-21708-0.
- Albrecht B.A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness // Science. 1989. V. 245. № 4923. P. 1227–1230.
- Alexander C., Rietschel E.T. Invited review: Bacterial lipopolysaccharides and innate immunity // Journal of Endotoxin Research. 2001. V. 7. № 3. P. 167–202.
- Alfonso A., Vieytes M., Botana L. Yessotoxin, a promising therapeutic tool // Marine Drugs. 2016. V. 14. № 2. doi: 10.3390/md14020030.
- Allen A.G., Oppenheimer C., Ferm M., Baxter P.J., Horrocks L.A., Galle B., McGonigle A.J.S., Duffell H.J. Primary sulfate aerosol and associated emissions from Masaya Volcano, Nicaragua // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2002. V. 107. № D23. doi: 10.1029/2002JD002120.
- Al-Taiar A., Thalib L. Short-term effect of dust storms on the risk of mortality due to respiratory, cardiovascular and all-causes in Kuwait // International Journal of Biometeorology. 2014. V. 58. № 1. P. 69–77.
- Altieri K.E., Hastings M.G., Peters A.J., Oleynik S., Sigman D.M. Isotopic evidence for a marine ammonium source in rainwater at Bermuda // Global Biogeochemical Cycles. 2014. V. 28. № 10. P. 1066–1080.
- Altieri K.E., Fawcett S.E., Peters A.J., Sigman D.M., Hastings M.G. Marine biogenic source of atmospheric organic nitrogen in the subtropical North Atlantic // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2016. V. 113. № 4. P. 925–930.
- Altindag D.T., Baek D., Mocan N. Chinese yellow dust and Korean infant health // Social Science & Medicine. 2017. V. 186. P. 78–86.
- Andela N., Morton D.C., Giglio L., Chen Y., van der Werf G.R., Kasibhatla P.S., DeFries R.S., Collatz G.J., Hantson S., Kloster S., Bachelet D., Forrest M., Lasslop G., Li F., Mangleon S., Melton J.R., Yue C., Randerson J.T. A human-driven decline in global burned area // Science. 2017. V. 356. № 6345. P. 1356–1362.
- Andersson S.M., Martinsson B.G., Vernier J.-P., Friberg J., Brenninkmeijer C.A.M., Hermann M., van Velthoven P.F.J., Zahn A. Significant radiative impact of volcanic aerosol in the lowermost stratosphere // Nature Communications. V. 6. № 1. doi: 10.1038/ncomms8692.
- Andreae M.O. Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels // World survey of climatology. V. 16, edited by A. Henderson-Sellers. Amsterdam: Elsevier, 1995. P. 341–392.
- Andreae M.O., Gelencsér A. Black or brown carbon. The nature of light-absorbing carbonaceous aerosols // Atmospheric Chemistry and Physics. 2006. V. 6. P. 3419–3463.
- Andreas E.L. A new sea spray generation function for wind speeds up to 32 ms⁻¹ // Journal of Physical Oceanography. 1998. V. 28. № 11. P. 2175–2184.

- Ångström A.* Atmospheric turbidity, global illumination and planetary albedo of the earth // *Tellus*. 1962. V. 14. № 4. P. 435–450.
- Apte J.S., Marshall J.D., Cohen A.J., Brauer M.* Addressing global mortality from ambient PM_{2.5} // *Environmental Science and Technology*. 2015. V. 49. № 17. P. 8057–8066.
- Backer L.C., Fleming L.E., Rowan A., Cheng Y.S., Benson J.M., Pierce R.H., Zaias J., Bean J., Bossart G.D., Johnson D., Quimbo R., Baden D.G.* Recreational exposure to aerosolized brevetoxins during Florida red tide events // *Harmful Algae*. 2003. V. 2. № 1. P. 19–28.
- Balakrishna S., Lomnicki S., McAvey K.M., Cole R.B., Delinger B., Cormier S.A.* Environmentally persistent free radicals amplify ultrafine particle mediated cellular oxidative stress and cytotoxicity // *Particle and Fibre Toxicology*. 2009. V. 6. № 1. doi: 10.1186/1743-8977-6-11.
- Banks J.R., Brindley H.E., Stenichkov G., Schepanski K.* Satellite retrievals of dust aerosol over the Red Sea and the Persian Gulf // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2017. V. 17. № 6. P. 3987–4003.
- Baxter P.J., Ing R., Falk H., Plikaytis B.* Mount St-Helens eruptions — the acute respiratory effects of volcanic ash in a North-American community // *Archives of Environmental & Occupational Health*. 1983. V. 38. № 3. P. 138–143.
- Bell M.L., Levy J.K., Lin Z.* The effect of sandstorms and air pollution on causespecific hospital admissions in Taipei, Taiwan // *Occupational and Environmental Medicine*. 2008. V. 65. № 2. P. 104–111.
- Bertschi I.T., Jaffe D.A.* Long-range transport of ozone, carbon monoxide, and aerosols to the NE Pacific troposphere during the summer of 2003: observations of smoke plumes from Asian boreal fires // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2005. V. 110. № D5. doi: 10.1029/2004JD00513.
- Biscaye P.E., Grousset F.E., Revel M., Van der Gaast S., Zielinski G.A., Vaars A., Kukla G.* Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland // *Journal of Geophysical Research: Ocean*. 1997. V. 102. № C12. P. 26765–26781.
- Bolaño-Díaz S., Camargo-Cañedo Y., Tovar Bernal F., Bolaño-Ortiz T.R.* The effect of forest fire events on air quality: a case study of northern Colombia // *Fire*. 2022. V. 5. № 6. doi: 10.3390/fire5060191.
- Bond W.J., Keeley J.E.* Fire as a global ‘herbivore’: the ecology and evolution of flammable ecosystems // *Trends in Ecology & Evolution*. 2005. V. 20. № 7. P. 387–394.
- Borchers Arriagada N., Palmer A.J., Bowman D.M., Morgan G.G., Jalaludin B.B., Johnston F.H.* Unprecedented smoke-related health burden associated with the 2019–20 bushfires in eastern Australia // *Medical Journal of Australia*. 2020. V. 213. № 6. P. 282–283.
- Borrowman C.K., Zhou S., Burrow T.E., Abbatt J.P.D.* Formation of environmentally persistent free radicals from the heterogeneous reaction of ozone and polycyclic aromatic compounds // *Physical Chemistry Chemical Physics*. 2016. V. 18. № 1. P. 205–212.
- Brovedani V., Pelin M., D’Orlando E., Poli M.* Brevetoxins: Toxicological profile // *Marine and freshwater toxins*, edited by P. Gopalakrishnakone, V. Haddad Jr., A. Tubaro, E. Kim, W. Kem. Dordrecht: Springer, 2016. P. 113–127.
- Brown S., Jenkins S., Sparks R.S.J., Odbet H., Auken M.R.* Volcanic fatalities database: analysis of volcanic threat with distance and victim classification // *Journal of Applied Volcanology*. 2017. V. 6. № 15. doi: 10.1186/s13617-017-0067-4.
- Cachier H., Lioussé C., Buatmenard P., Gaudichet A.* Particulate content of savanna fire emissions // *Journal of Atmospheric Chemistry*. 1995. V. 22. № 1–2. P. 123–148.
- Chakrabarty R.K., Beres N.D., Moosmüller H., China S., Mazzoleni C., Dubey M.K., Liu L., Mishchenko M.I.* Soot superaggregates from flaming wildfires and their direct radiative forcing // *Scientific Reports*. 2011. V. 1. № 4. doi: 10.1038/srep05508.
- Chan C.C., Ng H.C.* A case-crossover analysis of Asian dust storms and mortality in the downwind areas using 14-year data in Taipei // *Science of The Total Environment*. 2011. V. 410–411. P. 47–52.
- Chen H., Samet J.M., Bromberg P.A., Tong H.* Cardiovascular health impacts of wildfire smoke exposure // *Particle and Fibre Toxicology*. 2021. V. 18. № 2. doi: 10.1186/s12989-020-00394-8.
- Chen J., Li C., Ristovski Z., Milic A., Gu Y., Islam M.S., Wang S., Hao J., Zhang H., He C., Guo H., Fu H., Miljevic B., Morawska L., Thai P., Lam Y.F., Pereira G., Ding A., Huang X., Dumka U.C.* A review of biomass burning: emissions and impacts on air quality, health and climate in China // *Science of The Total Environment*. 2017. V. 579. P. 1000–1034.
- Chen S., Huang J., Qian Y.* An overview of mineral dust modeling over East Asia // *Journal of Meteorological Research*. 2017. V. 31. P. 633–653.

- Chen Y., Ebenstein A., Greenstone M., Li H. Evidence on the impact of sustained exposure to air pollution on life expectancy from China's Huai River Policy // *Proceedings of the National Academy Sciences United States of America*. 2013. V. 110. P. 12936–12941.
- Chen Y.S., Sheen P.C., Chen E.R., Liu Y.K., Wu T.N., Yang C.Y. Effects of Asian dust storm events on daily mortality in Taipei, Taiwan // *Environmental Research*. 2004. V. 95. № 2. P. 151–155.
- Chen Y-S., Yang C.-Y. Effects of Asian dust storm events on daily hospital admissions for cardiovascular disease in Taipei, Taiwan // *Journal of Toxicology and Environmental Health. Part A*. 2005. V. 72. № 5. P. 324–328.
- Cheng T., Lu D., Chen H., Xu Y. Physical characteristics of dust aerosol over Hunshan Lake sandland in Northern China // *Atmospheric Environment*. 2005a. V. 39. № 7. P. 1237–1243.
- Cheng Y.S., McDonald J.D., Kracko D., Irvan M.C., Zhou Y., Pierce R.H., Henry M.S., Andrea B., Naar J., Baden D.G. Concentration and particle size of airborne toxic algae (brevetoxin) derived from ocean red tide events // *Environmental Science & Technology*. 2005b. V. 39. № 10. P. 3443–3449.
- Cheng Y.S., Villareal T.A., Zhou Y., Gao J., Pierce R.H., Wetzel D., Naar J., Baden D.G. Characterization of red tide aerosol on the Texas coast // *Harmful Algae*. 2005c. V. 4. № 1. P. 19–28.
- Chichayeva M.A., Lychagin M.Yu., Syroeshkin A.V., Chernitsova O.V. Heavy metals in marine aerosols of the Azov sea // *Geography, Environment, Sustainability*. 2020. V. 13. № 2. P. 127–134.
- Choobari O.A., Zawar-Reza P., Sturman A. The global distribution of mineral dust and its impacts on the climate system: A review // *Atmospheric Research*. 2014. V. 138. P. 152–165.
- Chowdhury P.H., He Q., Carmeli R., Li C., Rudich Y., Pardo M. Connecting the oxidative potential of secondary organic aerosols with reactive oxygen species in exposed lung cells // *Environmental Science & Technology*. 2019. V. 53. № 23. P. 13949–13958.
- Chowdhury S., Pozzer A., Dey S., Klingmueller K., Lelieveld J. Changing risk factors that contribute to premature mortality from ambient air pollution between 2000 and 2015 // *Environmental Research Letters*. 2020. V. 15. № 7. doi: 10.1088/1748-9326/ab8334.
- Chowdhury S., Pozzer A., Haines A., Klingmüller K., Münzel T., Paasonen P., Sharma A., Venkataraman C., Lelieveld J. Global health burden of ambient PM_{2.5} and the contribution of anthropogenic black carbon and organic aerosols // *Environment International*. 2022. V. 159. doi: 10.1016/j.envint.2021.107020.
- Ciminiello P., Dell'aversano C., Iacovo E.D., Fattorusso E., Forino M., Tartaglione L., Benedettini G., Onorari M., Serena F., Battocchi C., Casabianca S., Penna A. First finding of ostreopsis cf. ovata toxins in marine aerosols // *Environmental Science & Technology*. 2014. V. 48. № 6. P. 3532–3540.
- Clarke A.D., Owens S.R., Zhou J. An ultrafine sea salt flux from breaking waves: implications for cloud condensation nuclei in the remote marine atmosphere // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2006. V. 111. № D6. doi: 10.1029/2005JD006565.
- Cleland S.E., Serre M.L., Rappold A.G., West J.J. Estimating the acute health impacts of fire-originated PM_{2.5} exposure during the 2017 California wildfires: sensitivity to choices of inputs // *GeoHealth*. 2021. V. 5. № 7. doi: 10.1029/2021GH000414.
- Cohen A.J., Brauer M., Burnett R., Anderson H.R., Frostad J., Estep K., Kalpana Balakrishnan K., Brunekreef B., Dandona L., Dandona R., Feigin V., Freedman G., Hubbard B., Jobling A., Kan H., Knibbs L., Liu Y., Martin R., Morawska L., Pope III C.A., Shin H., Straif K., Shaddick G., Thomas M., van Dingenen R., van Donkelaar A., Vos T., Murray C.J.L., Forouzanfar M.H. Estimates and 25-year trends of the global burden of disease attributable to ambient air pollution: An analysis of data from the Global Burden of Diseases Study 2015 // *Lancet*. 2017. V. 389. № 10082. P. 1907–1918.
- Coogan S.C., Robinne F.N., Jain P., Flannigan M.D. Scientists' warning on wildfire — a Canadian perspective // *Canadian Journal of Forest Research*. 2019. V. 49. № 9. P. 1015–1023.
- Covey J., Horwell C.J., Rachmawati L., Ogawa R., Martin-del Pozzo A.L., Armienta M.A., Nugroho F., Dominelli L. Factors motivating the use of respiratory protection against volcanic ashfall: A comparative analysis of communities in Japan, Indonesia and Mexico // *International Journal of Disaster Risk Reduction*. 2019. V. 35. doi: 10.1016/j.ijdr.2019.101066.
- Crawford B., Hagan D.H., Grossman I., Cole E., Holland L., Heald C.L., Kroll J.H. Mapping pollution exposure and chemistry during an extreme air quality event (the 2018 Kilauea eruption) using a low-cost sensor network // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2021. V. 118. № 27. doi: 10.1073/pnas.2025540118.
- Crooks J.L., Cascio W.E., Percy M.S., Reyes J., Neas L.M., Hilborn E.D. The association between dust storms and

- daily non-accidental mortality in the United States, 1993–2005 // *Environmental Health Perspectives*. 2016. V. 124. № 11. P. 1735–1743.
- Davies K.J.A. Oxidative stress: the paradox of aerobic life // *Biochemical Society Symposium*. 1995. V. 61. doi: 10.1042/bss0610001.
- de Leeuw G., Andreas E.L., Anguelova M.D., Fairall C.W., Lewis E.R., O'Dowd C., Schwartz S.E. Production flux of sea spray aerosol // *Reviews of Geophysics*. 2011. V. 49. № 2. doi: 10.1029/2010rg000349.
- de Lima E.F., Sommer C.A., Cordeiro Silva I.M., Netta A.P., Lindenberg M., Marques Alves R. Morphology and chemistry of the Puyehue volcano ashes deposited at Porto Alegre metropolitan region in June 2011 // *Revista Brasileira de Geociências*. 2012. V. 42. P. 265–280.
- de Moraes M.G., da Silva Vaz S., de Moraes E.G., Costa J.A.V. Biologically active metabolites synthesized by microalgae // *BioMed Research International*. 2015. V. 2015. doi: 10.1155/2015/835761.
- Delangizan S., Jafari M.Z. Dust phenomenon affects on cardiovascular and respiratory hospitalizations and mortality a case study in Kermanshah, during March–September 2010–2011 // *Iranian Journal of Health and Environment*. 2013. V. 6. № 1. P. 65–76.
- Delfino R.J., Brummel S., Wu J., Stern H., Ostro B., Lipssett M., Winer A., Street D.H., Zhang L., Tjoa T., Gillen D.L. The relationship of respiratory and cardiovascular hospital admissions to the southern California wildfires of 2003 // *Journal of Occupational and Environmental Medicine*. 2009. V. 66. № 3. P. 189–197.
- Deligne N.I., Coles S.G., Sparks R.S.J. Recurrence rates of large explosive volcanic eruptions // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2010. V. 115. № B06. doi:10.1029/2009JB006554.
- Dellinger B., Lomnicki S., Khachatryan L., Maskos Z., Hall R.W., Adoukpe J., McFerrin C., Truong H. Formation and stabilization of persistent free radicals // *Proceedings of the Combustion Institute*. 2007. V. 31. № 1. P. 521–528.
- Di Mauro B., Garzonio R., Rossini M., Filippa G., Pogliotti P., Galvagno M., di Cella U.M., Migliavacca M., Baccolo G., Clemenza M., Delmonte B., Maggi V., Dumont M., Tuzet F., Lafaysse M., Morin S., Cremonese E., Colombo R. Saharan dust events in the European Alps: role in snowmelt and geochemical characterization // *The Cryosphere*. V. 13. P. 1147–1165.
- Døelsch E., Saint-Macary H., Van de Kerchove V. Sources of very high heavy metal content in soils of volcanic island (La Réunion) // *Journal of Geochemical Exploration*. 2006. V. 8. № 1. P. 194–197.
- Doney S.C., Mahowald N., Lima I., Feely R.A., Mackenzie F.T., Lamarque J.F., Rasch P.J. Impact of anthropogenic atmospheric nitrogen and sulfur deposition on ocean acidification and the inorganic carbon system // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2007. V. 104. № 37. P. 14580–14585.
- Duc H.N., Bang H.Q., Quang N.X. Modelling and prediction of air pollutant transport during the 2014 biomass burning and forest fires in peninsular Southeast Asia // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2016. V. 188. doi: 10.1007/s10661-016-5106-9.
- Duce R.A., Laroche J., Altieri K., Arrigo K.R., Baker A.R., Capone D.G., Cornell S., Dentener F., Galloway J., Ganeshran R.S. Impacts of atmospheric anthropogenic nitrogen on the open ocean // *Science*. 2008. V. 320. P. 893–897.
- Durant A.J., Villarosa G., Rose W.I., Delmelle P., Prata A.J., Viramonte J.G. Long-range volcanic ash transport and fallout during the 2008 eruption of Chaitén volcano, Chile // *Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C*. 2012. V. 45–46. P. 50–64.
- Elperin T., Fominykh A., Katra I., Krasovitsov B. Modeling of nitric acid gas adsorption by atmospheric dust particles // *Aerosol science and technology*. 2019. V. 53. № 4. P. 381–393.
- Engelstaedter S., Tegen I., Washington R. North African dust emissions and transport // *Earth-Science Reviews*. 2006. V. 79. № 1–2. P. 73–100.
- Eychenne J., Cashman K., Rust A., Durant A. Impact of the lateral blast on the spatial pattern and grain size characteristics of the 18 May 1980 Mount St. Helens fallout deposit // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. V. 120. № 9. P. 6018–6038.
- Fang T., Hwang B.C.H., Kapur S., Hopstock K.S., Wei J., Nguyen V., Nizkorodov S.A., Shiraiwa M. Wildfire particulate matter as a source of environmentally persistent free radicals and reactive oxygen species // *Environmental Science: Atmospheres*. 2023. V. 3. P. 581–594.
- Fang T., Lakey P.S.J., Rivera-Rios J.C., Keutsch F.N., Shiraiwa M. Aqueous-phase decomposition of isoprene hydroxy hydroperoxide and hydroxyl radical formation by fenton-like reactions with iron ions // *Journal of Physical Chemistry A*. 2020. V. 124. № 25. P. 5230–5236.
- Flannigan M.D., Harrington J.B. A study of the relation of meteorological variables to monthly provincial area burned by wildfire in Canada (1953–80) // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1988. V. 27. № 4. P. 441–452.

- Förstner U.* Integrated pollution control. New York: Springer Science & Business Media, 2012. 505 p.
- Franzi L.M., Bratt J.M., Williams K.M., Last J.A.* Why is particulate matter produced by wildfires toxic to lung macrophages? // *Toxicology and Applied Pharmacology*. 2011. V. 257. № 2. P. 182–188.
- Freire S., Flórczyk A.J., Pesaresi M., Sliuzas R.* An improved global analysis of population distribution in proximity to active volcanoes, 1975–2015 // *ISPRS International Journal of Geo-Information*. 2019. V. 8. № 8. doi: 10.3390/ijgi8080341.
- Gaiero D., Gassó S., Gisláðottir G., Hodgkins R., McCulloch R., McKenna–Neuman C., Mockford T., Stewart H., Thorsteinsson T.* High-latitude dust in the Earth system // *Reviews of Geophysics*. 2016. V. 54. № 2. P. 447–485.
- Galanos C., Freudenberg M.A.* Bacterial endotoxins: Biological properties and mechanisms of action // *Mediators of Inflammation*. 1993. V. 2. № 7. P. S11–S16.
- Gantt B., Meskhidze N., Facchini M.C., Rinaldi M., Ceburnis D., O'Dowd C.D.* Wind speed dependent size-resolved parameterization for the organic mass fraction of sea spray aerosol // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. V. 11. № 16. P. 8777–8790.
- Gao Y., Huang W., Xu R., Danijela Gasevic D., Liu Y., Yu W., Yua P., Yue X., Zhou G., Zhang Y., Liu H., Song J., Guo Y., Li S.* Association between long-term exposure to wildfire-related PM_{2.5} and mortality: A longitudinal analysis of the UK Biobank // *Journal of Hazardous Materials*. 2023. V. 457. doi: 10.1016/j.jhazmat.2023.131779.
- Garcia-Pando C.P., Stanton M.C., Diggle P.J., Trzaska S., Miller R.L., Perlwitz J.P., Baldasano J.M., Cuevas E., Ceccato P., Yaka P., Thomson M.C.* Soil dust aerosols and wind as predictors of seasonal meningitis incidence in Niger // *Environmental Health Perspectives*. 2014. V. 122. № 7. P. 679–686.
- Gardner C.S., Liu A.Z., Marsh D.R., Feng W., Plane J.M.C.* Inferring the global cosmic dust influx to the Earth's atmosphere from lidar observations of the vertical flux of mesospheric Na // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2014. V. 119. № 9. P. 7870–7879.
- Gauthier P., Sigmarsson O., Gouhier M., Haddadi B., Moune S.* Elevated gas flux and trace metal degassing from the 2014–2015 fissure eruption at the Bárðarbunga volcanic system, Iceland // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2016. V. 121. № 3. P. 1610–1630.
- Gentien P., Arzul G.* Exotoxin production by gyrodinium cf. *Aureolum* (dinophyceae) // *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*. 1990. V. 70. № 3. P. 571–581.
- Ghozikali M.G., Ansarin K., Naddafi K., Nodehi R.N., Yaghmaeian K., Hassanvand M.S., Kashani H., Jaafari J., Atafar Z., Faraji M., Ghanbarian M., Rezaei S., Seyedrezazadeh E., Goudarzi G., Yunesian M.* Short-term effects of particle size fractions on lung function of late adolescents // *Environmental Science and Pollution Research*. 2018. V. 25. № 22. P. 21822–21832.
- Giannadaki D., Pozzer A., Lelieveld J.* Modeled global effects of airborne desert dust on air quality and premature mortality // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014. V. 14. № 2. P. 957–968.
- Giglio L., Boschetti L., Roy D.P., Humber M.L., Justice C.O.* The Collection 6 MODIS burned area mapping algorithm and product // *Remote Sensing of Environment*. 2018. V. 217. P. 72–85.
- Ginoux P., Chin M., Tegen I., Prospero J.M., Holben B., Dubovik O., Lin S.-J.* Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106. № D17. P. 20255–20274.
- Ginoux P., Prospero J.M., Gill T.E., Hsu N.C., Zhao M.* Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products // *Reviews of Geophysics*. 2012. V. 50. № 3. doi: 10.1029/2012RG000388.
- Golubeva N.I., Burtseva L.V., Gromov S.A.* Heavy metals in atmospheric air in the Kara sea water area in September–October // *Oceanology*. 2011. V. 58. P. 870–878.
- Goncharuk V.V., Lapshin V.B., Chichaeva M.A., Matveeva I.S., Samsoni-Todorov A.O., Taranov V.V., Syroezhkin A.V.* Heavy metals, aluminum, and arsenic in aerosols of the world ocean // *Journal of Water Chemistry and Technology*. 2012. V. 34. doi: 10.3103/S1063455X12010018.
- Gong P., Wang X.* Forest fires enhance the emission and transport of persistent organic pollutants and polycyclic aromatic hydrocarbons from the central Himalaya to the Tibetan Plateau // *Environmental Science & Technology Letters*. 2021. V. 8. № 7. P. 498–503. doi: 10.1021/acs.estlett.1c00221.
- Gong S.L.* A parameterization of sea-salt aerosol source function for sub- and super-micron particles // *Global Biogeochemical Cycles*. 2003. V. B17. № 4. doi: 10.1029/2003gb002079.
- Gong S.L., Barrie L.B., Lazare M.* Canadian Aerosol Module (CAM): A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and air quality models: 2. Global sea-salt aerosol and its budgets // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2002. V. 107. № D24. doi: 10.1029/2001JD002004.

- Gong S.L., Bartie L.A. Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere 1. Model development // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997. V. 102. № D3. P. 3805–3818.
- Gorchakov G.I., Sitnov S.A., Sviridenkov M.A., Semoutnikova E.G., Emilenko A.S., Isakov A.A., Kopeikin V.M., Karpov A.V., Gorchakova I.A., Verichev K.S., Kurbatov G.A., Ponomareva T.Ya. Satellite and ground-based monitoring of smoke in the atmosphere during the summer wildfires in European Russia in 2010 and Siberia in 2012 // *International Journal of Remote Sensing*. 2014. V. 35. № 15. P. 5698–5721.
- Goudie A.S. Desert dust and human health disorders // *Environment International*. 2014. V. 63. P. 101–113. doi: 10.1016/j.envint.2013.10.011.
- Goudie A.S., Middleton N.J. Saharan dust storms: nature and consequences // *Earth-Science Reviews*. 2001. V. 56. № 1–4. P. 179–204.
- Graf H.-F., Langmann B., Feichter J. The contribution of Earth degassing to the atmospheric sulfur budget // *Chemical Geology*. 1998. V. 147. P. 131–145.
- Graham A.M., Pringle K.J., Pope R.J., Arnold S.R., Conibear L.A., Burns H., Rigby R., Borchers-Arriaga N., Butt E.W., Kiely L., Reddington C., Spracklen D.V., Woodhouse M.T., Knote C., McQuaid J.B. Impact of the 2019/2020 Australian megafires on air quality and health // *Geohealth*. 2021. V. 5. № 10. doi: 10.1029/2021gh000454.
- Grant E., Runkle J.D. Long-term health effects of wildfire exposure: a scoping review // *The Journal of Climate Change and Health*. 2022. doi: 10.1016/j.joclim.2021.100110.
- Grantz D.A., Garner J.H.B., Johnson D.W. Ecological effects of particulate matter // *Environment International*. 2003. V. 29. № 2–3. doi: 10.1016/S0160-4120(02)00181-2.
- Griffin D.W., Garrison V.H., Herman J.R., Shinn E.A. African desert dust in the Caribbean atmosphere: Microbiology and public health // *Aerobiologia*. 2001. V. 17. № 3. P. 203–213.
- Grythe H., Ström J., Krejci R., Quinn P., Stohl A. A review of sea-spray aerosol source functions using a large global set of sea salt aerosol concentration measurements // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014. V. 14. P. 1277–1297.
- Ha S., Abatzoglou J.T., Adebisi A., Ghimire S., Martinez V., Wang M., Basu R. Impacts of heat and wildfire on pre-term birth // *Environmental Research*. 2024. V. 252. № 4. doi: 10.1016/j.envres.2024.119094.
- Halmer M.M., Schmincke H.U., Graf H.F. The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2002. V. 115. № 3–4. P. 511–528.
- Han C., Hur S.D., Han Y., Lee K., Hong S., Erhardt T., Fischer H., Svensson A.M., Steffensen J.P., Valleronga P. High-resolution isotopic evidence for a potential Saharan provenance of Greenland glacial dust // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. doi: 10.1038/s41598-018-33859-0.
- Hanninen O.O., Salonen R.O., Koistinen K., Lanki T., Barregard L., Jantunen M. Population exposure to fine particles and estimated excess mortality in Finland from an East European wildfire episode // *Journal of Exposure Science & Environmental Epidemiology*. 2009. V. 19. № 4. P. 414–422.
- Hansen J., Sato M., Ruedy R. Radiative forcing and climate response // *Journal of Geophysical Research*. 1997. V. 102. № D6. P. 6831–6864.
- Heft-Neal S., Driscoll A., Yang W., Shaw G., Burke M. Associations between wildfire smoke exposure during pregnancy and risk of preterm birth in California // *Environmental Research*. 2022. V. 203. doi: 10.1016/j.envres.2021.111872.
- Heilman W.E., Liu Y., Urbanski S., Kovalev V., Mickler R. Wildland fire emissions, carbon, and climate: Plume rise, atmospheric transport, and chemistry processes // *Forest Ecology and Management*. 2014. V. 317. P. 70–79.
- Ho H.M., Rao C.Y., Hsu H.H., Chiu Y.H., Liu C.M., Chao H.J. Characteristics and determinants of ambient fungal spores in Hualien, Taiwan // *Atmospheric Environment*. 2005. V. 39. № 32. P. 5839–5850.
- Holanda B.A., Franco M.A., Walter D., Artaxo P., Carbone S., Cheng Y., Chowdhury S., Ditas F., Gysel-Beer M., Klimach T., Krempel L.A., Krüger O.O., Lavric J.V., Lelieveld J., Ma C., Machado L.A.T., Modini R.L., Morais F.G., Pozzer A., Saturno J., Su H., Wendisch M., Wolff S., Pöhlker M.L., Andreae, M.O., Pöschl U., Pöhlker C. African biomass burning affects aerosol cycling over the Amazon // *Communications Earth & Environment*. 2023. V. 4. doi: 10.1038/s43247-023-00795-5.
- Holmes N.S. A review of particle formation events and growth in the atmosphere in the various environments and discussion of mechanistic implications // *Atmospheric Environment*. 2007. V. 41. № 10. P. 2183–2201.
- Hsu S.C., Liu S.C., Kao S.J., Jeng W.L., Huang Y.T., Tseng C.M., Tsai F., Tu J.Y., Yang Y. Sources solubility and acid processing of aerosol iron and phosphorous

- over the South China Sea: East Asian dust and pollution outflows vs. Southeast Asian biomass burning // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014. V. 14. P. 21433–21472.
- Huang J., Wang T., Wang W., Li Z., Yan H. Climate effects of dust aerosols over East Asian arid and semiarid regions // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2014. V. 119. № 19. P. 11398–11416.
- Huang Y., Kok J.F., Kandler K., Lindqvist H., Nousiainen T., Sakai T., Adebisi A., Jokinen O. Climate models and remote sensing retrievals neglect substantial desert dust asphericity // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. № 6. doi: 10.1029/2019GL086592.
- Huneeus N., Schulz M., Balkanski Y., Griesfeller J., Prospero J., Kinne S., Bauer S., Boucher O., Chin M., Dentener F., Diehl T., Easter R., Fillmore D., Ghan S., Ginoux P., Grini A., Horowitz L., Koch D., Krol M.C., Landing W., Liu X., Mahowald N., Miller R., Morcrette J.J., Myhre G., Penner J., Perlwitz J., Stier P., Takemura T., Zender C.S. Global dust model intercomparison in AeroCom phase I // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. V. 11. P. 7781–7816.
- Husar R.B., Tratt D.M., Schichtel B.A., Falke S.R., Li F., Jaffe D., Gasso S., Gill T., Laulainen N.S., Lu F., Reheis M.C., Chun Y., Westphal D., Holben B.N., Gueymard C., McKendry I., Kuring N., Feldman G.C., McClain C., Frouin R.J., Merrill J., DuBois D., Vignola F., Murayama T., Nickovic S., Wilson W.E., Sassen K., Sugimoto N., Malm W.C. Asian Dust events of April 1998 // *Journal of Geophysical Research*. 2001. V. 106. № D16. P. 18317–18330.
- Hwang B., Fang T., Pham R., Wei J., Gronstal S., Lopez B., Frederickson C., Galeazzo T., Wang X., Jung H., Shiraiwa M. Environmentally persistent free radicals, reactive oxygen species generation, and oxidative potential of highway PM_{2.5} // *ACS Earth and Space Chemistry*. 2021. V. 5. № 8. P. 1865–1875.
- Ilyinskaya E., Mason E., Wieser P.E., Holland L., Liu E.J., Mather T.A., Edmonds M., Whitty R.C.W., Elias T., Nadeau P.A., Schneide D., McQuaid J.B., Allen S.E.J., Oppenheimer C., Kern C., Damby D. Rapid metal pollutant deposition from the volcanic plume of Kilauea, Hawaii // *Communications Earth & Environment*. 2021. V. 2. doi: 10.1038/s43247-021-00146-2.
- Ilyinskaya E., Schmidt A., Mather T.A., Pope F.D., Witham C., Baxter P., Jóhannsson T., Pfeffer M., Barsotti S., Singh A., Sanderson P., Bergsson B., Kilbride B.M., Donovan A., Peters N., Oppenheimer C., Edmonds M. Understanding the environmental impacts of large fissure eruptions: aerosol and gas emissions from the 2014–2015 Holuhraun eruption (Iceland) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 472. P. 309–322.
- Im U., Geels C., Hanninen R., Kukkonen J., Rao S., Ruuhela R., Sofiev M., Schaller N., Hodnebrog Ø., Sillmann J., Schwingshackl C., Christensen J.H., Bojariu R., Aunan K. Reviewing the links and feedbacks between climate change and air pollution in Europe // *Frontiers in Environmental Science*. 2022. V. 10. doi: 10.3389/fenvs.2022.954045.
- IPCC Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by J.T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P.J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C. A. Johnson. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 2001. 893 p.
- Ito A., Kawamiya M. Potential impact of ocean ecosystem changes due to global warming on marine organic carbon aerosols // *Global Biogeochemical Cycles*. 2010. V. 24. № 1. doi: 10.1029/2009GB003559.
- Jaafari J., Naddafi K., Yunesian M., Nabizadeh R., Hassanvand M.S., Shamsipour M., Ghazikali M.G., Shamsollahi H.R., Nazmara S., Yaghmaeian K. The acute effects of short term exposure to particulate matter from natural and anthropogenic sources on inflammation and coagulation markers in healthy young adults // *Science of The Total Environment*. 2020. V. 735. doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.139417.
- Jaafari J., Naddafi K., Yunesian M., Nabizadeh R., Hassanvand M.S., Shamsipour M., Ghazikali M.G., Nazmara S., Shamsollahi H.R., Yaghmaeian K. Associations between short term exposure to ambient particulate matter from dust storm and anthropogenic sources and inflammatory biomarkers in healthy young adults // *Science of The Total Environment*. 2021. V. 761. doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.
- Jaeglé L., Quinn P.K., Bates T.S., Alexander B., Lin J.-T. Global distribution of sea salt aerosols: new constraints from in situ and remote sensing observations // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. V. 11. P. 3137–3157.
- Jaeglé L., Quinn P.K., Bates T.S., Alexander B., Lin J.T. Global distribution of sea salt aerosols: new constraints from in situ and remote sensing observations // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. V. 11. № 7. P. 3137–3157.
- Jaffe D., Anderson T., Covert D., Kotchenruther R., Trost B., Danielson J., Simpson W., Berntsen T., Karlsdottir S., Blake D., Harris J., Carmichael G., Uno I. Transport of Asian air pollution to North America // *Geophysical Research Letters*. 1999. V. 26. P. 711–714.

- Jahn L.G., Polen M.J., Jahl L.G., Brubaker T.A., Somers J., Sullivan R.C. Biomass combustion produces ice-active minerals in biomass-burning aerosol and bottom ash // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2020. V. 117. № 36. P. 21928–21937.
- Jain P., Castellanos-Acuna D., Coogan S.C.P., Abatzoglou J.T., Flannigan M.D. Observed increases in extreme fire weather driven by atmospheric humidity and temperature // *Nature Climate Change*. 2022. V. 12. № 1. P. 63–70.
- Jenkins S.F., Wilson T., Magill C., Miller V., Stewart C., Blong R., Marzocchi W., Boulton M., Bonadonna C., Costa A. Volcanic ash fall hazard and risk // *Global volcanic hazards and risk*, edited by S.C. Loughlin, R.S.J. Sparks, S.K. Brown, S.F. Jenkins, C. Vye-Brown. Cambridge: Cambridge University Press, 2015. doi: 10.1017/CBO9781316276273.005.
- Jeong G.Y. Mineralogy and geochemistry of Asian dust: dependence on migration path, fractionation, and reactions with polluted air // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2020. V. 20. № 12. P. 7411–7428.
- Ji X., Abakumov E., Xi X. Atmosphere–ocean exchange of heavy metals and polycyclic aromatic hydrocarbons in the Russian Arctic Ocean // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019. V. 19. № 22. P. 13789–13807.
- Jickells T.D., Kelly S.D., Baker A.R., Biswas K., Dennis P.F., Spokes L.J., Witt M., Yeatman S.G. Isotopic evidence for a marine ammonia source // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. № 7. P. 359–376.
- Johnson B.T. The semidirect aerosol effect: Comparison of a single-column model with large eddy simulation for marine stratocumulus // *Journal of Climate*. 2005. V. 18. № 1. P. 119–130.
- Johnson B.T., Shine K.P., Forster P.M. The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2004. V. 130. P. 1407–1422.
- Jolly W.M., Cochrane M.A., Freeborn P.H., Holden Z.A., Brown T.J., Williamson G.J., Bowman, D.M.J.S. Climate-induced variations in global wildfire danger from 1979 to 2013 // *Nature Communications*. 2015. V. 6. doi: 10.1038/ncomms8537.
- Kaiser J.W., Heil A., Andreae M.O., Benedetti A., Chubarova N., Jones L., Morcrette J.J., Razinger M., Schultz M.G., Suttie M., Van Der Werf G.R. Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power // *Biogeosciences*. 2012. V. 9. P. 527–554.
- Kalenderski S., Stenchikov G. High-resolution regional modeling of summertime transport and impact of African dust over the Red Sea and Arabian Peninsula // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2016. V. 121. № 11. doi: 10.1002/2015JD024480.
- Kang L., Chen S., Huang J., Zhao S., Ma X., Yuan T., Zhang X., Xie T. The spatial and temporal distributions of absorbing aerosols over East Asia // *Remote Sensing*. 2017. V. 9. № 10. doi: 10.3390/rs9101050.
- Kashima S., Yorifuji T., Suzuki E. Are people with a history of disease more susceptible to a short-term exposure to Asian dust? A case-crossover study among the elderly in Japan // *Epidemiology*. 2017. V. 28. Supplement. 1. P. S60–S66.
- Kashima S., Yorifuji T., Tsuda T., Eboshida A. Asian dust and daily all-cause or cause-specific mortality in western Japan // *Occupational and Environmental Medicine*. 2012. V. 69. № 12. P. 908–915.
- Kaskaoutis D.G., Dumka U.C., Rashki A., Psiloglou B.E., Gavril A., Mofidi A., Petrini K., Karagiannis D., Kambezidis H.D. Analysis of intense dust storms over the eastern Mediterranean in March 2018: Impact on radiative forcing and Athens air quality // *Atmospheric Environment*. 2019. V. 209. P. 23–39.
- Kaskaoutis D.G., Kambezidis H.D., Jacovides C.P., Steven M.D. Modification of solar radiation components under different atmospheric conditions in the Greater Athens area, Greece // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2006. V. 68. № 10. P. 1043–1052.
- Keene W.C., Long M.S., Reid J.S., Frossard A.A., Kieber D.J., Maben J.R., Russell L.M., Kinsey J.D., Quinn P.K., Bates T.S. Factors that modulate properties of primary marine aerosol generated from ambient seawater on ships at sea // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2017. V. 122. P. 11961–11990.
- Kersten M., Balls P.W., van Enk R.J., Green N., Kramer K.J.M., Kriews M., Monteny F., Zwolsman J.J.G. Background concentrations for metals in the North Sea: Sediment, water, mussels and atmosphere // *Circulation and Contaminant Fluxes in the North Sea*, edited by J. Sündermann. Berlin, Heidelberg: Springer, 1994. P. 290–316.
- Khachatryan L., Dellinger B. Environmentally persistent free radicals (EPFRs). 2. Are free hydroxyl radicals generated in aqueous solutions? // *Environmental Science & Technology*. 2011. V. 45. № 21. P. 9232–9239.
- Khachatryan L., Vejerano E., Lomnicki S., Dellinger B. Environmentally persistent free radicals (EPFRs). 1. Generation of reactive oxygen species in aqueous

- solutions // *Environmental Science & Technology*. 2011. V. 45. № 19. P. 8559–8566.
- Kim I.N., Lee K., Gruber N., Karl D.M., Bullister J.L., Yang S., Kim T.W. Increasing anthropogenic nitrogen in the North Pacific Ocean // *Science*. 2014. V. 346. P. 1102–1106.
- Kim Y.H., Warren S.H., Krantz Q.T., King C., Jaskot R., Preston W.T., George B.J., Hays M.D., Landis M.S., Higuchi M., DeMarini D.M., Gilmour M.I. Mutagenicity and lung toxicity of smoldering vs. flaming emissions from various biomass fuels: implications for health effects from wildland fires // *Environmental Health Perspectives*. 2018. V. 126. № 1. doi: 10.1289/EHP2200.
- Klingebiel M., Ghatte V.P., Naumann A.K., Ditas F., Pöhlker M.L., Pöhlker C., Kandler K., Konow H., Steven H. Remote sensing of sea salt aerosol below tradewind clouds // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2019. V. 76. № 5. P. 1189–1202.
- Ko H.-J., Song S.J., Kim J.E., Song J.-M., Cha J.W. Compositional Characteristics of Atmospheric Aerosols during a Consecutive High Concentration Episode in Seoul, Korea // *Atmosphere*. 2020. V. 11. № 3. doi: 10.3390/atmos11030310.
- Kok J.F., Adebisi A.A., Albani S., Balkanski Y., Checa-Garcia R., Chin M., Colarco P.R., Hamilton D.S., Huang Y., Ito A., Klose M., Leung D.M., Li L., Mahowald N.M., Miller R.L., Obiso V., Pérez García-Pando C., Rocha-Lima A., Wan J.S., Whicker C.A. Improved representation of the global dust cycle using observational constraints on dust properties and abundance // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2021a. V. 21. № 10. P. 8127–8167.
- Kok J.F., Adebisi A.A., Albani S., Balkanski Y., Checa-Garcia R., Chin M., Colarco P.R., Hamilton D.S., Huang Y., Ito A., Klose M., Li L., Mahowald N.M., Miller R.L., Obiso V., García-Pando P.C., Rocha-Lim A., Wan J.S. Contribution of the world's main dust source regions to the global cycle of desert dust // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2021b. V. 21. № 10. P. 8169–8193.
- Kokhanovsky A.A. Aerosol optics. light absorption and scattering by particles in the atmosphere. Berlin, New York: Springer, 2008. 146 p.
- Kolesnikov M.V., Matveeva I.S., Siroeshkin A.V., Pletenev S.S., Grigoryev A.V., Smirnov A.N., Balyshv A.V., Popov P.I., Ignatchenko A.V., Lapshin V.B. Heavy metals in marine aerosols of the Russian part of the Black sea. *Oceanology*. 2005. V. 45. № 1. P. 102–111.
- Kollanus V., Tiittanen P., Niemi J.V., Lanki T. Effects of long-range transported air pollution from vegetation fires on daily mortality and hospital admissions in the Helsinki metropolitan area, Finland // *Environmental Research*. 2016. V. 151. P. 351–358.
- Korotaeva N.E., Ivanova M.V., Suvorova G.G., Borovskii G.B. The impact of the environmental factors on the photosynthetic activity of common pine (*Pinus sylvestris*) in spring and in autumn in the region of Eastern Siberia // *Journal of Forestry Research*. 2018. V. 29. P. 1465–1473. doi: 10.1007/s11676-017-0582-5.
- Kozlov V.S., Yausheva E.P., Terpugova S.A., Panchenko M.V., Chernov D.G., Shmargunov V.P. Optical-microphysical properties of smoke haze from Siberia forest fires in summer 2012 // *International Journal of Remote Sensing*. 2014. V. 35. № 15. P. 5722–5741.
- Krupa S.V. Air pollution, people, and plants. St. Paul, MN: American Phytopathological Society (APS) Press, 1997. 197 p.
- Kuang B.Y., Lin P., Huang X.H.H., Yu J.Z. Sources of humic-like substances in the Pearl River Delta, China: positive matrix factorization analysis of PM_{2.5} major components and source markers // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2015. V. 15. № 4. P. 1995–2008.
- Lakshmi S.V., Padmaja G., Kuppusamy P., Kutala V.K. Oxidative stress in cardiovascular disease // *Indian Journal of Biochemistry and Biophysics*. 2009. V. 46. № 6. P. 421–440.
- Laskin A., Laskin J., Nizkorodov S.A. Chemistry of atmospheric brown carbon // *Chemical Reviews*. 2015. V. 115. № 10. P. 4335–4382.
- Le G.E., Breysse P.N., McDermott A., Eftim S.E., Geyh A., Berman J.D., Curriero F.C. Canadian forest fires and the effects of long-range transboundary air pollution on hospitalizations among the elderly // *ISPRS International Journal of Geo-Information*. 2014. V. 3. № 2. P. 713–731.
- Leck C., Bigg E.K. Biogenic particles in the surface microlayer and overlaying atmosphere in the central Arctic Ocean during summer // *Tellus B*. 2005a. V. 57. № 4. P. 305–316.
- Leck C., Bigg E.K. Source and evolution of the marine aerosol – A new perspective // *Geophysical Research Letters*. 2005b. V. 32. № 19. doi: 10.1029/2005gl023651.
- Lee H., Honda Y., Lim Y.H., Guo Y.L., Hashizume M., Kim H. Effect of Asian dust storms on mortality in three Asian cities // *Atmospheric Environment*. 2014. V. 89. P. 309–317.
- Lelieveld J., Evans J.S., Fnais M., Giannadaki D., Pozzer A. The contribution of outdoor air pollution sources to

- premature mortality on a global scale // *Nature*. 2015. V. 525. № 7569. P. 367–371.
- Leone V., Lovreglio R., Martín M.P., Martínez J., Vilar L. Human factors of fire occurrence in the Mediterranean // *Earth observation of wildland fires in mediterranean ecosystems*, edited by E. Chuvieco. Berlin, Heidelberg: Springer, 2009. P. 149–170.
- Lewis E.R., Schwartz S.E. Sea salt aerosol production: Mechanisms, methods, measurements, and models – A critical review. *Geophysical Monograph Series*. V. 152. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 2004. 413 p.
- Lewis E.R.G., Bowers J.R., Barker B.M. Dust devil: the life and times of the fungus that causes valley Fever // *PLOS Pathogens*. 2015. V. 11. № 5. doi: 10.1371/journal.ppat.1004762.
- Li Z., Chen L., Li M., Cohen J. Prenatal exposure to sand and dust storms and children's cognitive function in China: a quasi-experimental study // *The Lancet Planetary Health*. 2018. V. 5. № 2. P. e214–e222.
- Liao H., Chen W.-T., Seinfeld J.H. Role of climate change in global predictions of future tropospheric ozone and aerosols // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2006. V. 111. № D12. doi: 10.1029/2005JD006852.
- Liora N., Markakis K., Poupkou A., Giannaros T.M., Melas D. The Natural Emissions Model (NEMO): Description, application and model evaluation // *Atmospheric Environment*. 2015. V. 122. P. 493–504.
- Liu J.C., Pereira G., Uhl S.A., Bravo M.A., Bell M.L. A systematic review of the physical health impacts from non-occupational exposure to wildfire smoke // *Environmental Research*. 2015. V. 136. P. 120–132.
- Liu M., Yang L. A global fire emission dataset using the three-corner hat method (FiTCH) // *Earth System Science Data*. 2023. doi: 10.5194/essd-2023-150.
- Liu X., Chen S., Guo Z., Zhou H., Chen Y., Kang Y., Liu Q., Huang G., Liu T., Chen C., He Q. The influence of dusts on radiation and temperature over the eastern Asia with a regional climate model // *Science of The Total Environment*. 2021. V. 792. doi: 10.1016/j.scitotenv.2021.148351.
- Liu Y., Austin E., Xiang J., Gould T., Larson T., Seto E. Health impact assessment of PM2.5 attributable mortality from the September 2020 Washington State Wildfire Smoke Episode // *medRxiv*. 2020. doi: 10.1101/2020.09.19.20197921.
- Lohmann U., Feichter J. Global indirect aerosol effects: a review // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2005. V. 5. P. 715–737.
- Lomnicki S., Truong H., Vejerano E., Dellinger B. Copper oxide-based model of persistent free radical formation on combustion-derived particulate matter // *Environmental Science & Technology*. 2008. V. 42. № 13. P. 4982–4988.
- Long M.S., Keene W.C., Kieber D.J., Erickson D.J., Maring H. A sea-state based source function for size- and composition-resolved marine aerosol production // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. V. 11. № 3. P. 1203–1216.
- Loughlin S.C., Vye-Brown C., Sparks R.S.J., Brown S.K., Jenkins S. *Global volcanic hazards and risk*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2015. Available at <http://globalvolcanomodel.org/wp-content/uploads/2015/08/Global-Volcanic-Hazards-and-Risk-Full-book-low-res.pdf>.
- Lund M.T., Nordling K., Gjelsvik A.B., Samset B.H. The influence of variability on fire weather conditions in high latitude regions under present and future global warming // *Environmental Research Communications*. 2023. V. 5. № 6. doi: 10.1088/2515-7620/acdfad.
- Luo C., Mahowald N.M., Corral J.D. Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. V. 108. № D15. doi: 10.1029/2003JD003483.
- Maghrabi A.H., Al-Dosari A.F. Effects on surface meteorological parameters and radiation levels of a heavy dust storm occurred in Central Arabian Peninsula // *Atmospheric Research*. 2016. V. 182. P. 30–35.
- Magzamen S., Gan R.W., Liu J., O'Dell K., Ford B., Berg K., Bol K., Wilson A., Fischer E.V., Pierce J.R. Differential cardiopulmonary health impacts of local and long-range transport of wildfire smoke // *GeoHealth*. 2021. V. 5. № 3. doi: 10.1029/2020GH000330.
- Mannucci P.M., Harari S., Martinelli I., Franchini M. Effects on health of air pollution: a narrative review // *Internal and Emergency Medicine*. 2015. V. 10. № 6. P. 657–662.
- Mårtensson E.M., Nilsson E. D., de Leeuw G., Cohen L.H., Hansson H.C. Laboratory simulations and parameterization of the primary marine aerosol production // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. V. 108. № D9. doi: 10.1029/2002JD002263.
- Mason E., Wieser P.E., Liu E.J., Edmonds M., Ilyinskaya E., Whitty R.C.W., Mather T.A., Elias T., Nadeau P.A., Wilkes T.C., McGonigle A.J.S., Pering T.D., Mims F.M., Kern C., Schneider D.J., Oppenheimer C. Volatile metal emissions from volcanic degassing and lava–seawater

- interactions at Kīlauea Volcano, Hawaii // *Communications Earth & Environment*. 2021. V. 2. № 79. doi: 10.1038/s43247-021-00145-3.
- Mather T.A., Tsanev V.I., Pyle D.M., McGonigle A.J.S., Oppenheimer C., Allen A.G. Characterization and evolution of tropospheric plumes from Lascar and Villarrica volcanoes, Chile // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2004. V. 109. № D21. doi: 10.1029/2004JD004934.
- Mather T.A., vol Pyle D.M., Oppenheimer C. Tropospheric volcanic aerosol // *Volcanism and the Earth's atmosphere*. Geophysical Monograph Series. V. 139, edited by A. Robock, C. Oppenheimer. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 2003. P. 189–212.
- Mather T.A., Witt M.L.I., Pyle D.M., Quayle B.M., Aiuppa A., Bagnato E., Martin R.S., Sims K.W.W., Edmonds M., Sutton A.J., Ilyinskaya E. Halogens and trace metal emissions from the ongoing 2008 summit eruption of Kīlauea volcano, Hawaii // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012. V. 83. P. 292–323.
- Matsushashi N., Yoshioka T. Endotoxin-free dialysate improves response to erythropoietin in hemodialysis patient // *Nephron*. 2002. V. 92. № 3. P. 601–604.
- McCormic R.A., Ludwig J.H. Climate modifications by atmospheric aerosols // *Science*. 1967. V. 156. № 3780. P. 1358–1359.
- McWhinney R.D., Zhou S., Abbatt J.P.D. Naphthalene SOA: redox activity and naphthoquinone gas-particle partitioning // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2013. V. 13. № 19. P. 9731–9744.
- Meloni D., di Sarra A., Monteleone F., Pace G., Piacentino S., Sferlazzo D.M. Seasonal transport patterns of intense Saharan dust events at the Mediterranean island of Lampedusa // *Atmospheric Research*. 2008. V. 88. № 2. P. 134–148.
- Miller J., Böhnisch A., Ludwig R., Brunner M.I. Climate change impacts on regional fire weather in heterogeneous landscapes of central Europe // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2024. V. 24. P. 411–428.
- Miller R.L., Tegen I., Perlwitz J. Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2004. V. 109. № D4. doi: 10.1029/2003JD004085.
- Min P.-K., Kim C.-W., Yun Y.-J., Chang J.-H., Chu J.-K., Lee K.-E., Han J.-Y., Park J.-W., Hong C.-S. Effect of yellow sand on respiratory symptoms and diurnal variation of peak expiratory flow in patients with bronchial asthma // *Journal of Asthma, Allergy and Clinical Immunology*. 2001. V. 21. № 6. P. 1179–1186.
- Miyazaki Y., Kawamura K., Sawano M. Size distributions of organic nitrogen and carbon in remote marine aerosols: Evidence of marine biological origin based on their isotopic ratios // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. № 6. P. 460–472.
- Monahan E.C., Spiel D.E., Davidson K.L. A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption // *Oceanic whitecaps and their role in air–sea exchange processes*, edited by E.C. Monahan, G. MacNiocaill. Dordrecht, the Netherlands: D. Reidel Publishing Company, 1986. P. 167–174.
- Mori I., Nishikawa M., Tanimura T., Quan H. Change in size distribution and chemical composition of kosa (Asian dust) aerosol during long-range transport // *Atmospheric Environment*, 2003. V. 37. № 30. P. 4253–4263.
- Moune S., Gauthier P.-J., Delmelle P. Trace elements in the particulate phase of the plume of Masaya Volcano, Nicaragua // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2010. V. 193. № 3–4. P. 232–244.
- Mu H., Battsetseg B., Ito T.Y., Otani S., Onishi K., Kurozawa Y. Health effects of dust storms: subjective eye and respiratory system symptoms in inhabitants in Mongolia // *Journal of Environmental Health Sciences*. 2011. V. 73. № 8. P. 18–20.
- Murray C.J.L., Aravkin A.Y., Zheng P., Abbafati C., Abbas K.M., Abbasi-Kangevari M., Abd-Allah F., Abdellahim A., Abdollahi M., Abdollahpour I., Abegaz K.H., Abolhassani H., Aboyans V., Abreu Z.-J., Zhao J.T., Zhao X.-J.G., Zhao Y., Zhou M., Ziapour A., Zimsen S.R.M., Brauer M., Afshin A., Lim S.S. Global burden of 87 risk factors in 204 countries and territories, 1990–2019: a systematic analysis for the Global Burden of Disease Study 2019 // *Lancet*. 2020. V. 396. № 10258. P. 1223–1249.
- Myriokefalitakis S., Vignati E., Tsigaridis K., Papadimas C., Sciare J., Mihalopoulos N., Kanakidou M. Global modeling of the oceanic source of organic aerosols // *Advances in Meteorology* 2010. V. 4. doi: 10.1155/2010/939171.
- Newhall C.G., Self S. The Volcanic Explosivity Index (VEI) an Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1982. V. 87. № C2. P. 1231–1238.
- Ngkelo A., Meja K., Yeaton M., Adcock I., Kirkham P. LPS induced inflammatory responses in human peripheral blood mononuclear cells is mediated through nox4 and gα dependent pi-3kinase signaling // *Journal of Inflammation*. 2012. V. 9. № 1. doi: 10.1186/1476-9255-9-1.

- Nishikawa M., Kanamori S., Kanamori N., Mizoguchi T.* Kosa aerosol aseolian carrier of anthropogenic material // *The Science of the Total Environment*. 1991. V. 107. P. 13–27.
- Noah T.L., Worden C.P., Rebuli M.E., Jaspers I.* The effects of wildfire smoke on asthma and allergy // *Current Allergy and Asthma Reports*. 2023. V. 23. P. 375–387.
- Norris S.J., Brooks I.M., de Leeuw G., Smith M.H., Moerman M., Lingard J.J.N.* Eddy covariance measurements of sea spray particles over the Atlantic Ocean // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2008. V. 8. № 3. P. 555–563.
- O'Dowd C.D., de Leeuw G.* Marine aerosol production: a review of the current knowledge // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2007. V. 365. P. 1753–1774.
- O'Dowd C.D., Smith M.H.* Physiochemical properties of aerosols over the northeast Atlantic: Evidence for wind-speed-related submicron sea-salt aerosol production // *Journal of Geophysical Research*. 1993. V. 98. № D1. P. 1137–1149.
- Oliver R., Ganf G.* Freshwater blooms // *The ecology of cyanobacteria: Their diversity in time and space*, edited by B. Whitton, M. Potts, editors. Netherlands: Kluwer Academic, 2002. P. 149–194.
- Oppenheimer C., Pyle D.M., Barclay J.* Volcanic degassing. Special Publication. № 213. London: Geological Society, 2003. 420 p.
- Ozer P.* Les lithometeores en region sahelienne // *International Journal of Tropical Ecology and Geography*. 2001. V. 24. P. 1–317.
- Paerl H.* Marine plankton // *The ecology of cyanobacteria: Their diversity in time and space*, edited by B. Whitton, M. Potts, editors. Netherlands: Kluwer Academic, 2002. P. 121–148.
- Palm B.B., Peng Q., Fredrickson C.D., Lee B.H., Garofalo L.A., Pothier M.A., Kreidenweis S.M., Farmer D.K., Pokhrel R.P., Shen Y., Murphy S.M., Permar W., Hu L., Campos T.L., Hall S.R., Ullmann K., Zhang X., Flocke F., Fischer E.V., Thornton J.A.* Quantification of organic aerosol and brown carbon evolution in fresh wildfire plumes // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2020. V. 117. № 47. P. 29469–29477.
- Panikkath R., Jumper C.A., Mulkey Z.* Multilobar lung infiltrates after exposure to dust storm: the Haboob Lung Syndrome // *American Journal of Medicine*. 2013. V. 126. № 2. doi: 10.1016/j.amjmed.2012.08.012.
- Partanen T.M., Sofiev M.* Forecasting the regional fire radiative power for regularly ignited vegetation fires // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2022. V. 22. № 4. P. 1335–1346.
- Perez L., Tobias A., Querol X., Künzli N., Pey J., Alastuey A., Viana M., Valero N., González-Cabré M., Sunyer J.* Coarse particles from Saharan dust and daily mortality // *Epidemiology*. 2008. V. 19. № 6. P. 800–807.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
- Pierce R.H.* Red tide (*Ptychodiscus brevis*) toxin aerosols: A review // *Toxicon*. 1986. V. 24. № 10. P. 955–965.
- Pierce R.H., Henry M.S., Blum P.C., Lyons J., Cheng Y.S., Yazzie D., Zhou Y.* Brevetoxin concentrations in marine aerosol: Human exposure levels during a *Karenia brevis* harmful algal bloom // *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*. 2003. V. 70. № 1. P. 161–165.
- Plane J.M.C.* Atmospheric chemistry of meteoric metals // *Chemical Reviews*. 2003. V. 103, № 12. P. 4963–4984.
- Plane J.M.C.* Cosmic dust in the Earth's atmosphere // *Chemical Society Reviews*. 2012. V. 41. № 19. P. 6507–6518.
- Pope C.A., Dockery D.W.* Health effects of fine particulate air pollution: lines that connect // *Journal of the Air and Waste Management Association*. 2006. V. 56. № 6. P. 709–742.
- Pradhan B., Ki J.-S.* Phytoplankton toxins and their potential therapeutic applications: A journey toward the quest for potent pharmaceuticals // *Marine Drugs*. 2022. V. 20. № 4. doi: 10.3390/md20040271.
- Prather K.A., Bertram T.H., Grassian V.H., Deane G.B., Stokes M.D., DeMott P.J., Aluwihare L.I., Palenik B.P., Azam F., Seinfeld J.H., Moffet R.C., Molina M.J., Cappa C.D., Geiger F.M., Roberts G.C., Russell L.M., Ault A.P., Baltrusaitis J., Collins D.B., Corrigan C.E., Cuadra-Rodriguez L.A., Ebben C.J., Forestieri S.D., Guasco T.L., Hersey S.P., Kim M.J., Lambert W.F., Modini R.L., Mui W., Pedler B.E., Ruppel M.J., Ryder O.S., Schoepf N.G., Sullivan R.C., Zhao D.* Bringing the ocean into the laboratory to probe the chemical complexity of sea spray aerosol // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2013. V. 110. № 19. P. 7550–7555.

- Prospero J.M.* Long-range transport of mineral dust in the global atmosphere: impact of African dust on the environment of the southeastern United States // *Proceedings of the National academy of Sciences of the United States of America*. 1999. V. 96. № 7. P. 3396–3403.
- Prospero J.M., Collard F.-X., Molinié J., Jeannot A.* Characterizing the annual cycle of African dust transport to the Caribbean Basin and South America and its impact on the environment and air quality // *Global Biogeochemical Cycles*. 2014. V. 29. № 7. P. 757–773.
- Prospero J.M., Ginoux P., Torres O., Nicholson S.E., Gill T.E.* Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product // *Reviews of Geophysics*. 2002. V. 40. № 1. doi: 10.1029/2000RG000095.
- Prospero J.M., Lamb P.J.* African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications // *Science*. 2003. V. 302. № 5647. P. 1024–1027.
- Qureshi A., MacLeod M., Hungerbühler K.* Modeling aerosol suspension from soils and oceans as sources of micropollutants to air // *Chemosphere*. 2009. V. 77. № 4. P. 495–500.
- Rädlein N., Heumann K.G.* Trace analysis of heavy metals in aerosols over the Atlantic ocean from Antarctica to Europe // *International Journal of Environmental Analytical Chemistry*. 2006. V. 48. P. 127–150.
- Ramanathan V., Crutzen P.J., Lelieveld J., Mitra A.P., Althausen D., Anderson J., Andreae M.O., Cantrell W., Cass G.R., Chung C.E., Clarke A.D., Coakley J.A., Collins W.D., Conant W.C., Dulac F., Heintzenberg J., Heymsfield A.J., Holben B., Howell S., Hudson J., Jayaraman A., Kiehl J.T., Krishnamurti T.N., Lubin D., McFarquhar G., Novakov T., Ogren J.A., Podgorny I.A., Prather K., Priestley K., Prospero J.M., Quinn P.K., Rajeev K., Rasch P., Rupert S., Sadourny R., Satheesh S.K., Shaw G.E., Sheridan P., Valero F.P.J.* Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106. № D22. P. 28371–28398.
- Rappold A.G., Reyes J., Pouliot G., Cascio W.E., Diaz-Sanchez D.* Community vulnerability to health impacts of wildland fire smoke exposure // *Environmental Science & Technology*. 2017. V. 51. № 12. P. 6674–6682.
- Reid E.A., Reid J.S., Meier M.M., Dunlap M.R., Cliff S.S., Broumas A., Perry K., Maring H.* Characterization of African dust transported to Puerto Rico by individual particle and size segregated bulk analysis // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. V. 108. № D19. doi: 10.1029/2002JD002935.
- Reid J.S., Koppmann R., Eck T.F., Eleuterio D.P.* A review of biomass burning emissions Part II: Intensive physical properties of biomass burning // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2005. P. 799–825.
- Rice M.B., Henderson S.B., Lambert A.A., Cromar K.R., Hall J.A., Cascio W.E., Smith P.G., Marsh B.J., Coe-field S., Balmes J.R., Kamal A., Gilmour M.I., Carlsten C., Navarro K.M., Collman G.W., Rappold A., Miller M.D., Stone S.L., Costa D.L.* Respiratory impacts of wildland fire smoke: future challenges and policy opportunities. An official American Thoracic Society workshop report // *Annals of the American Thoracic Society*. 2021. V. 18. № 6. P. 921–930.
- Richardson D., Black A.S., Irving D., Matear R.J., Monselesan D.P., Risbey J.S., Squire D.T., Tozer C.R.* Global increase in wildfire potential from compound fire weather and drought // *Npj Climate and Atmospheric Science*. 2022. V. 5. № 1. doi: 10.1038/s41612-022-00248-4.
- Riquelme G., Sepúlveda J.M., Al Ghumgham Z., del Campo M., Montero C., Lagos N.* Neosaxitoxin, a Paralytic Shellfish Poison toxin, effectively manages bucked shins pain, as a local long-acting pain blocker in an equine model // *Toxicon*. 2018. V. 141. P. 15–17.
- Ro C.-U., Hwang H., Kim H., Chun Y., Grieken R.V.* Single-particle characterization of four "Asian Dust" samples collected in Korea, using low-Z particle electron probe X-ray microanalysis // *Environmental Science Technology*. 2005. V. 39. № 6. P. 1409–1419.
- Rodríguez S., Alastuey A., Alonso-Pérez S., Querol X., Cuevas E., Abreu-Afonso J., Viana M., Pérez N., Pandolfi M., de la Rosa J.* Transport of desert dust mixed with North African industrial pollutants in the subtropical Saharan Air Layer // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. V. 11. № 13. P. 6663–6685.
- Rodríguez-Pérez M.C., Ferrer M.E.F., Boada L.D., Pérez A.D.A., Aguilar M.C.D., Jerónimo J.F.F., Talavera I.G., Gangotena L.V., de la Torre A.H., Simbaña-Rivera K., de León A.C.* Health impact of the Tajogaite volcano eruption in La Palma population (ISVOLCAN study): rationale, design, and preliminary results from the first 1002 participants // *Environmental Health*. 2024. V. 23. № 19. doi: 10.1186/s12940-024-01056-4.
- Russell L.M., Moore R.H., Burrows S.M.* Ocean flux of salt, sulfate, and organic components to atmospheric aerosol // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 239. doi: 10.1016/j.earscirev.2023.104364.
- Saarnio K., Aurela M., Timonen H., Saarikoski S., Teinila K., Makela T., Sofiev M., Koskinen J., Aalto P.P., Kulmala M., Kukkonen J., Hillamo R.* Chemical Composi-

- tion of fine particles in fresh smoke plumes from boreal wild-land Fires in Europe // *The Science of The Total Environment*. 2010. V. 408. № 12. P. 2527–2542.
- Sajani S.Z., Miglio R., Bonasoni P., Cristofanelli P., Marinoni A., Sartini C., Goldoni C.A., De Girolamo G., Lauriolaet P.* Saharan dust and daily mortality in Emilia-Romagna (Italy) // *Occupational and Environmental Medicine*. 2011. V. 68. № 6. P. 446–451.
- Sakerin S.M., Kabanov D.M., Makarov V.I., Polkin V.V., Popova S.A., Chankina O.V., Pochufarov A.O., Radionov V.F., Rize D.D.* Spatial distribution of atmospheric aerosol physicochemical characteristics in Russian sector of the Arctic Ocean // *Atmosphere*. 2020. V. 11. № 11. doi: 10.3390/atmos1111170.
- Salomons W., Bayne B.L., Duursma E.K., Förstner U.* Pollution of the North Sea: An Assessment Softcover. 1st ed. Berlin, Heidelberg: Springer, 1988. 698 p.
- Salter M.E., Nilsson E. D., Butcher A., Bilde M.* On the seawater temperature dependence of the sea spray aerosol generated by a continuous plunging jet // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2014. V. 119. № 14. P. 9052–9072.
- Samburova V., Connolly J., Gyawali M., Yatavelli R.L.N., Watts A.C., Chakrabarty R.K., Zielinska B., Moosmüller H., Khlystov A.* Polycyclic aromatic hydrocarbons in biomass-burning emissions and their contribution to light absorption and aerosol toxicity // *Science of The Total Environment*. 2016. V. 568. P. 391–401.
- Samoli E., Kougea E., Kassomenos P., Analitis A., Katsouyanni K.* Does the presence of desert dust modify the effect of PM10 on mortality in Athens, Greece? // *Science of The Total Environment*. 2011. V. 409. № 11. P. 2049–2054.
- Sapkota A., Symons J.M., Kleissl J., Wang L., Parlange M.B., Ondov J., Breyse P.N., Diette G.B., Eggleston P.A., Buckley T. J.* Impact of the 2002 Canadian forest fires on particulate matter air quality in Baltimore city // *Environmental Science and Technology*. 2005. V. 39. № 1. P. 24–32.
- Sassen K.* Indirect climate forcing over the western US from Asian dust storms // *Geophysical Research Letters*. 2002. V. 29. doi: 10.1029/2001GL014051.
- Satheesh S.K., Moorthy K.K.* Radiative effects of natural aerosols: a review // *Atmospheric Environment*. 2005. V. 39. № 11. P. 2089–2110.
- Schieber M., Chandel N.S.* ROS function in redox signaling and oxidative stress // *Current Biology*. 2014. V. 24. № 10. P. R453–R462.
- Schmidt A., Leadbetter S., Theys N., Carboni E., Witham C.S., Stevenson J.A., Birch C.E., Thordarson T., Turnock S., Barsotti S., Delaney L., Feng W., Grainger R.G., Hort M.C., Höskuldsson Á., Ialongo I., Ilyinskaya E., Jóhannsson T., Kenny P., Mather T.A., Richards N.A.D., Shepherd J.* Satellite detection, long-range transport and air quality impacts of volcanic sulfur dioxide from the 2014–15 flood lava eruption at Bárðarbunga (Iceland) // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2015. V. 120. doi: 10.1002/2015JD023638.
- Schmidt A., Ostro B., Carslaw K.S., Wilson M., Thordarson T., Mann G.W., Simmons A.J.* Excess mortality in Europe following a future Laki-style Icelandic eruption // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2011. V. 108. № 38. P. 15710–15715.
- Schraufnagel D.E., Balmes J.R., Cowl C.T., De Matteis S., Jung S.-H., Mortimer K., Perez–Padilla R., Rice M.B., Riojas-Rodriguez H., Sood A., Thurston G.D., To T., Vanker A., Wuebbles D.J.* Air pollution and noncommunicable diseases: a review by the forum of international respiratory societies' environmental committee, Part 1: The damaging effects of air pollution // *Chest*. 2019. V. 155. № 2. P. 409–416.
- Schulz M., Chin M., Kinne S.* The aerosol model comparison project, AeroCom, phase II: Clearing up diversity // *IGACActivities Newsletter*. 2009. № 41. P. 2–11.
- Schulz M., Textor C., Kinne S., Balkanski Y., Bauer S., Bernsten T., Berglen T., Boucher O., Dentener F., Gubiort S., Isaksen I., Iversen T., Koch D., Kirkevag A., Liu X., Montanaro V., Myhre G., Penner J., Pitari G., Reddy S., Seland Ø., Stier P., Takemura T.* Radiative forcing by aerosols as derived from the AeroCom present-day and pre-industrial simulations // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2006. V. 6. № 12. P. 5225–5246.
- Seinfeld J.H., Pandis S.N.* Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change, 2nd edn. New York: John Wiley & Sons, 2006. 1225 p.
- Self S.* The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2006. V. 364. P. 2073–2097. doi: 10.1098/rsta.2006.1814.
- Seposo X., Kondo M., Ueda K., Honda Y., Michikawa T., Yamazaki S., Nitta H.* Health impact assessment of PM2.5-related mitigation scenarios using local risk coefficient estimates in 9 Japanese cities // *Environment International*. 2018. V. 120. P. 525–534.
- Shevchenko V., Lisitzin A., Vinogradova A., Stein R.* Heavy metals in aerosols over the seas of the Russian Arc-

- tic // *Science of the Total Environment*. 2003. V. 306. P. 11–25.
- Shiraiwa M., Ueda K., Pozzer A., Lammel G., Kampf C.J., Fushimi A., Enami S., Arangio A.M., Fröhlich-Nowoi-sky J., Fujitani Y., Furuyama A., Lakey P.S.J., Lelieveld J., Lucas K., Morino Y., Pöschl U., Takahama S., Takami A., Tong H., Weber B., Yoshino A., Sato K.* Aerosol health effects from molecular to global scales // *Environmental Science & Technology*. 2023. V. 51. № 23. P. 13545–13567.
- Sigmund G., Santín C., Pignitter M., Tepe N., Doerr S.H., Hofmann T.* Environmentally persistent free radicals are ubiquitous in wildfire charcoals and remain stable for years // *Communications Earth & Environment*. 2021. V. 2. № 68. doi: 10.1038/s43247-021-00138-2.
- Singh S.* Forest fire emissions: a contribution to global climate change // *Frontiers in Forests and Global Change*. 2022. V. 5. doi: 10.3389/ffgc.2022.925480.
- Singh S., Johnson G., Kavouras I.G.* The effect of transportation and wildfires on the spatiotemporal heterogeneity of PM_{2.5} mass in the New York-New Jersey metropolitan statistical area // *Environmental Health Insights*. 2022. V. 16. doi: 10.1177/11786302221104016.
- Sofiev M., Soares J., Prank M., de Leeuw G., Kukkonen J.* A regional-to-global model of emission and transport of sea salt particles in the atmosphere // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2011. V. 116. № D21. doi: 10.1029/2010JD014713.
- Song S.K., Shon Z.H., Choi Y.N., Son Y.B., Kang M., Han S.-B., Bae M.-S.* Global trend analysis in primary and secondary production of marine aerosol and aerosol optical depth during 2000–2015 // *Chemosphere*. 2019. V. 224. P. 417–427.
- Spaulding K.M.* The effects of aerosolized brevetoxin exposure on the human respiratory system // *International Journal of Global Health and Health Disparities*. 2009. V. 6. P. 1. P. 64–71.
- Spracklen D.V., Arnold S.R., Sciare J., Carslaw K.S., Pio C.* Globally significant oceanic source of organic carbon aerosol // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. № 12. P. 711–714.
- Squadrito G.L., Cueto R., Dellinger B., Pryor W.A.* Quinoid redox cycling as a mechanism for sustained free radical generation by inhaled airborne particulate matter // *Free Radical Biology and Medicine*. 2001. V. 31. № 9. P. 1132–1138.
- Stohl A., Prata A.J., Eckhardt S., Clarisse L., Durant A., Henne S., Kristiansen N.I., Minikin A., Schumann U., Seibert P., Stebel K., Thomas H.E., Thorsteinsson T., Tørseth K., Weinzierl B.* Determination of time- and height-resolved volcanic ash emissions and their use for quantitative ash dispersion modeling: the 2010 Eyjafjallajökull eruption // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. V. 11. № 9. P. 4333–4351.
- Stoiber R.E., Williams S.N., Huebert B.* Annual contribution of sulfur dioxide to the atmosphere by volcanoes // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1987. V. 33. P. 1–8.
- Stoll L.L., Denning G.M., Weintraub N.L.* Potential role of endotoxin as a proinflammatory mediator of atherosclerosis // *Arteriosclerosis, Thrombosis, and Vascular Biology*. 2004. V. 24. № 12. P. 2227–2236.
- Storey M.A., Price O.F.* Statistical modelling of air quality impacts from individual forest fires in New South Wales, Australia // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2022. V. 22. № 124. P. 4039–4062.
- Sun J., Zhang M.Y., Liu T.S.* Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960–1999: Relations to source area and climate // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106. № D10. P. 10325–10333.
- Sweet M.J., Hume D.A.* Endotoxin signal transduction in macrophages // *Journal of Leukocyte Biology*. 1996. V. 60. № 1. P. 8–26.
- Tam E., Miike R., Labrenz S., Sutton A.J., Elias T., Davis J., Chen Y.-L., Tantisira K., Dockery D., Avol E.* Volcanic air pollution over the Island of Hawai'i: emissions, dispersal, and composition. Association with respiratory symptoms and lung function in Hawai'i Island school children // *Environment International*. 2016. V. 92–93. P. 543–552.
- Tanaka T.Y., Chiba M.* A numerical study of the contributions of dust source regions to the global dust budget // *Global and Planetary Change*. 2006. V. 52. № 1. P. 88–104.
- Tegen I., Fung I.* Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land source modification // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1995. V. 100. № D9. P. 18707–18726.
- Tegen I., Werner M., Harrison S.P., Kohfeld K.E.* Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31. doi: 10.1029/2003GL019216.
- Textor C., Schulz M., Guibert S., Kinne S., Balkanski Y., Bauer S., Berntsen T., Berglen T., Boucher O., Chin M., Dentener F., Diehl T., Easter R., Feichter H., Fillmore D., Ghan S., Ginoux P., Gong S., Grini A., Hendricks J.,*

- Horowitz L., Huang P., Isaksen I., Iversen I., Kloster S., Koch D., Kirkevåg A., Kristjansson J.E., Krol M., Lauer A., Lamarque J.F., Liu X., Montanaro V., Myhre G., Penner J., Pitari G., Reddy S., Seland Ø., Stier P., Takemura T., Tie X. Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2006. V. 6. P. 1777–1813.
- Thalib L., Al-Taiar A. Dust storms and the risk of asthma admissions to hospitals in Kuwait // *Science of The Total Environment*. 2021. V. 433. P. 347–351.
- Tomshin O.A., Solovyev V.S. The impact of large-scale forest fires on atmospheric aerosol characteristics // *International Journal of Remote Sensing*. 2014. V. 35. № 15. P. 5742–5749.
- Tong D.Q., Wang J.X.L., Gill T.E., Lei H., Wang B. Intensified dust storm activity and valley fever infection in the southwestern United States // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. № 9. P. 4304–4312.
- Tong H., Arangio A.M., Lakey P.S.J., Berkemeier T., Liu F., Kampf C.J., Brune W.H., Pöschl U., Shiraiwa M. Hydroxyl radicals from secondary organic aerosol decomposition in water // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2016. V. 16. № 3. P. 1761–1771.
- Tong H., Lakey P.S.J., Arangio A.M., Socorro J., Shen F., Lucas K., Brune W.H., Pöschl U., Shiraiwa M. Reactive oxygen species formed by secondary organic aerosols in water and surrogate lung fluid // *Environmental Science & Technology*. 2018. V. 52. № 20. P. 11642–11651.
- Trianti S.M., Samoli E., Rodopoulou S., Katsouyanni K., Papiris S.A., Karakatsani A. Desert dust outbreaks and respiratory morbidity in Athens, Greece // *Environmental Health*. 2017. V. 16. doi: 10.1186/s12940-017-0281-x.
- Trueblood J.V., Wang X., Or V.W., Alves M.R., Santander M.V., Prather K.A., Grassian V.H. The old and the new: aging of sea spray aerosol and formation of secondary marine aerosol through OH oxidation reactions // *ACS Earth and Space Chemistry*. 2019. V. 3. № 10. P. 2307–2314.
- Tsigradis K., Koch D., Menon S. Uncertainties and importance of sea spray composition on aerosol direct and indirect effects // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2013. V. 118. № 1. P. 220–235.
- Tuohy A., Bertler N., Neff P., Edwards R., Emanuelsson D., Beers T., Mayewski P. Transport and deposition of heavy metals in the Ross Sea Region, Antarctica // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. V. 120. № 20. P. 10996–11011.
- Turco R.P., Toon O.B., Hamill P., Whitten R.C. Effects of meteoric debris on stratospheric aerosols and gases // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1981. V. 86. № C2. P. 1113–1128.
- Twomey S. Pollution and the planetary albedo // *Atmospheric Environment*. 1974. V. 8. № 12. P. 1251–1256.
- Twomey S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1977. V. 34. № 7. P. 1149–1152.
- Ueda K., Nitta H., Odajima H. The effects of weather, air pollutants, and Asian dust on hospitalization for asthma in Fukuoka // *Environmental Health and Preventive Medicine*. 2010. V. 15. P. 6. P. 350–357.
- Umann B., Arnold F., Schaal C., Hanke M., Uecker J., Aufmhoff H., Balkanski Y., Van Dingenen R. Interaction of mineral dust with gas phase nitric acid and sulfur dioxide during the MINATROC II field campaign: First estimate of the uptake coefficient from atmospheric data // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2005. V. 110. № D22. doi: 10.1029/2005JD005906.
- Uno I., Eguchi K., Yumimoto K., Takemura T., Shimizu A., Uematsu M., Liu Z., Wang Z., Hara Y., Sugimoto N. Asian dust transported one full circuit around the globe // *Nature Geoscience*. 2009. V. 2. P. 557–560.
- Van Dolah F.M. Marine algal toxins: Origins, health effects, and their increased occurrence. *Environmental Health Perspectives*. 2000. V. 108. № 1. P. 133–141. doi: 10.1289/ehp.00108s1133.
- Viana M., Kuhlbusch T.A.J., Querol X., Alastuey A., Harrison R.M., Hopke P.K., Winiwarter W., Vallius M., Szidat S., Prévôt A.S.H., Hueglin C., Bloemen H., Wählin P., Vecchi R., Miranda A.I., Kasper-Giebl A., Maenhaut W., Hitzengerger R. Source apportionment of particulate matter in Europe: A review of methods and results // *Journal of Aerosol Science*. 2008. V. 39. № 10. P. 827–849.
- Viel J.F., Mallet Y., Raghoumandan C., Quénel P., Kadhel P., Rouget F., Multigner L. Impact of Saharan dust episodes on preterm births in Guadeloupe (French West Indies) // *Occupational and Environmental Medicine*. 2019. V. 76. № 5. P. 336–340.
- Vignati E., Facchini M.C., Rinaldi M., Scannell C., Ceburnis D., Sciare J., O'Dowd C.D. Global scale emission and distribution of sea-spray aerosol: sea-salt and organic enrichment // *Atmospheric Environment*. 2010. V. 44. № 5. P. 670–677.
- Völkening J., Heumann K.G. Heavy metals in the near-surface aerosol over the Atlantic Ocean from 60° south to 54° north // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1990. V. 95. № D12. P. 20623–20632.

- Wang L., Qi J.H., Shi J.H., Chen X.J., Gao H.W. Source apportionment of particulate pollutants in the atmosphere over the Northern Yellow Sea // *Atmospheric Environment*. 2013. V. 70. P. 425–434.
- Wang Q., Saturno J., Chi X., Walter D., Lavric J.V., Moran-Zuloaga D., Ditas F., Pöhlker C., Brito J., Carbone S., Artaxo P., Andreae M.O. Modeling investigation of light-absorbing aerosols in the Amazon Basin during the wet season // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2016. V. 16. № 22. P. 14775–14794.
- Wang Y., Zhuang G., Sun Y., An Z. Water-soluble part of the aerosol in the dust storm season—Evidence of the mixing between mineral and pollution aerosols // *Atmospheric Environment*. 2005. V. 39. № 37. P. 7020–7029.
- Washington R., Todd M., Middleton N.J., Goudie A.S. Dust storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations // *Annals of the Association of American Geographers*. 2003. V. 93. № 2. P. 297–313.
- Wegesser T.C., Franzi L.M., Mitloehner F.M., Eiguren-Fernandez A., Last J.A. Lung antioxidant and cytokine responses to coarse and fine particulate matter from the great California wildfires of 2008 // *Inhalation Toxicology*. 2010. V. 22. № 7. P. 561–570.
- Wegesser T.C., Pinkerton K.E., Last J.A. California wildfires of 2008: coarse and fine particulate matter toxicity // *Environmental Health Perspectives*. 2009. V. 117. № 6. P. 893–897.
- Wei J., Fang T., Lakey P.S.J., Shiraiwa M. Iron-facilitated organic radical formation from secondary organic aerosols in surrogate lung fluid // *Environmental Science & Technology*. 2021. doi: 10.1021/acs.est.1c04334.
- Wen L.S., Jiann K.T., Santschi P.H. Physicochemical speciation of bioactive trace metals (Cd, Cu, Fe, Ni) in the oligotrophic South China Sea // *Marine Chemistry*. 2006. V. 101. P. 104–129.
- Werner M., Tegen I., Harrison S.P., Kohfeld K.E., Prentice I.C., Balkanski Y., Rodhe H., Roelandt C. Seasonal and interannual variability of the mineral dust cycle under present and glacial climate conditions // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2002. V. 107. № D4. doi: 10.1029/2002JD002365.
- Westervelt D.M., Moore R.H., Nenes A., Adams P.J. Effect of primary organic sea spray emissions on cloud condensation nuclei concentrations // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2012. V. 12. № 1. P. 89–101.
- Witek M.L., Flatau P.J., Quinn P.K., Westphal D.L. Global sea-salt modeling: Results and validation against multi-campaign shipboard measurements // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2007. V. 112. № D8. doi: 10.1029/2006JD007779.
- Witt M., Baker A.R., Jickells T.D. Atmospheric trace metals over the Atlantic and South Indian Oceans: Investigation of metal concentrations and lead isotope ratios in coastal and remote marine aerosols // *Atmospheric Environment*. 2006. V. 40. P. 5435–5451. doi: 10.1016/j.atmosenv.2006.04.041.
- Wu C., Lin Z., Liu X. The global dust cycle and uncertainty in CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project phase 5) models // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2020. V. 20. № 17. P. 10401–10425. doi: 10.5194/acp-20-10401-2020.
- Xiao H.W., Xiao H.Y., Luo L., Shen C.Y., Long A.M., Chen L., Long Z.H., Li D.N. Atmospheric aerosol compositions over the South China Sea: temporal variability and source apportionment // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2017. V. 17. № 4. P. 3199–3214.
- Xiong J., Zhao T., Bai Y., Liu Y., Han Y., Guo C. Climate characteristics of dust aerosol and its transport in major global dust source regions // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2020. V. 209. doi: 10.1016/j.jastp.2020.105415.
- Xu L., Zhu Q., Riley W.J., Chen Y., Wang H., Ma P.-L., Randerson J.T. The influence of fire aerosols on surface climate and gross primary production in the Energy Exascale Earth System Model (E3SM) // *Journal of Climate*. 2021. V. 34. P. 7219–7238.
- Xu R., Yu P., Abramson M.J., Johnston F.H., Samet J.M., Bell M.L., Haines A., Ebi K.L., Li S., Guo Y. Wildfires, global climate change, and human health // *The New England Journal of Medicine*. 2020. V. 383. № 22. P. 2173–2181.
- Yashnik S.A., Ismagilov Z.R. Problems of the soot formation in exhausts of internal combustion engines. Soot abatement by oxidation on Cu-containing ZSM-5 catalysts (Minireview) // *Химия в интересах устойчивого развития*. 2016. Т. 24. С. 529–543.
- Ye T., Guo Y., Chen G., Yue X., Xu R., Coelho M.S.Z.S., Saldiva P.H.N., Zhao Q., Li S. Risk and burden of hospital admissions associated with wildfire-related PM(2.5) in Brazil, 2000–15: a nationwide time-series study // *The Lancet Planetary Health*. 2021. V. 5. № 9. P. E599–E607. doi: 10.1016/S2542-5196(21)00173-X.
- Yin S., Wang X., Zhang X., Guo M., Miura M., Xiao Y. Influence of biomass burning on local air pollution in mainland Southeast Asia from 2001 to 2016 // *Environmental Pollution*. 2019. V. 254. doi: 10.1016/j.envpol.2019.07.117.

- Yu Y., Zou W., Jerrett M., Meng Y.-Y. Acute health impact of wildfire-related and conventional PM_{2.5} in the United States: a narrative review // *Environmental Advances*. 2023. V. 12. doi: 10.1016/j.envadv.2022.100179.
- Zelenski M., Taran Y., Galle B. High emission rate of sulfuric acid from Bezymianny volcano, Kamchatka // *Geophysical Research Letters*. 2015. V. 42. P. 7005–7013.
- Zelenski M.E., Fischer T., de Moor J.M., Marty B., Zimmermann L., Ayalew D., Nekrasov A., Karandashev V. Trace elements in the gas emissions from the Erta Ale volcano, Afar, Ethiopia // *Chemical Geology*. 2013. V. 357. doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.08.022.
- Zender C.S., Miller R.L., Tegen I. Quantifying mineral dust mass budgets: Terminology, constraints, and current estimates // *EOS*. 2004. V. 85. № 48. P. 509–512.
- Zhang M., Chen J.M., Wang T., Cheng T.T., Lin L., Bhatta R.S., Havey M. Chemical characterization of aerosols over the Atlantic Ocean and the Pacific Ocean during two cruises in 2007 and 2008 // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2010. V. 115. № D22. P. 1842–1851.
- Zhang R.J., Han Z., Shen Z., Cao J. Continuous measurement of number concentrations and elemental composition of aerosol particles for a dust storm event in Beijing // *Advances in Atmospheric Sciences*. 2008. V. 25. № 1. P. 89–95.
- Zhang X., Zhao L., Tong D.Q., Wu G., Dan M., Teng B. A systematic review of global desert dust and associated human health effects // *Atmosphere*. 2016. V. 7. № 12. doi: 10.3390/atmos7120158.
- Zhang X.Y., Arimoto R., An Z.S. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997. V. 102. № D23. P. 28041–28047.
- Zhang Y., Carmichael G.R. The role of mineral aerosol in tropospheric chemistry in East Asia – A model study // *Journal of Applied Meteorology*. 1999. V. 38. № 3. P. 353–366.
- Zhang Y., Sunwoo Y., Carmichael G.R., Kotamarthi V. Photochemical oxidant processes in the presence of dust: an evaluation of the impact of dust on particulate nitrate and ozone formation // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1994. V. 33. № 7. P. 813–824.
- Zhao J., Ma X., Wu S., Sha T. Dust emission and transport in northwest China: WRF-chem simulation and comparisons with multi-sensor observations // *Atmospheric Research*. 2020. V. 241. doi:10.1016/j.atmosres.2020.104978.
- Zhou X., Josey K., Kamareddine L., Caine M. C., Liu T., Mickley L.J., Cooper M., Dominici F. Excess of COVID-19 cases and deaths due to fine particulate matter exposure during the 2020 wildfires in the United States // *Science Advances*. 2021. V. 7. № 33. doi: 10.1126/sciadv.abi8789.
- Zhuravleva N.V., Khabibulina E.R., Ismagilov Z.R., Efimova O.S., Osokina A.A., Potokina R.R. Chemical and granulometric composition of particles of solid atmospheric aerosol including black carbon in the snowpack on the territory of the industrial zone of Novokuznetsk city // *Химия в интересах устойчивого развития*. 2016. Т. 24. С. 509–519.
- Zook H.A. Spacecraft measurements of the cosmic dust flux // *Accretion of extraterrestrial matter throughout Earth's history*, edited by B. Peucker-Ehrenbrink, B. Schmitz. New York: Springer US, Kluwer Academic/Plenum Publishers, 2001. P. 75–92.

AEROSOL POLLUTION OF THE ATMOSPHERE (REVIEW). PART 1. SOURCES, CHEMICAL COMPOSITION, QUANTITY OF NATURAL PRIMARY AEROSOL PARTICLES AND THEIR IMPACT ON HUMAN HEALTH

© 2025 S. A. Riabova

*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of the RAS,
Leninsky prospect, 38, bld. 1, Moscow, 119334 Russia*

e-mail: riabovasa@mail.ru

The paper provides a review of natural sources of aerosols not associated with direct or indirect human activity that make a significant contribution to total aerosol particle emissions. In carrying out these studies, the characteristics of aerosol formation, transport and chemical composition were considered. It is shown that primary natural aerosols are formed from a wide range of sources, the share of each of which depends on the location, season and time of day. In the course of the analysis of literary data, data on the chemical composition and the magnitude of the annual emission of aerosol particles of natural origin were systematized. The results of the studies showed that natural aerosol particles are characterized by wide variability of chemical composition. The paper shows that modern estimates of global emissions of natural aerosols (using measurements, modern chemical transport models, global climate models and various parameterization schemes) differ by orders of magnitude. The data on the impact of different groups of aerosol particles (mineral dust, sea salt aerosols, aerosols from volcanic activity and aerosol pollution from wildfires) on the health of the population are presented. Aerosol pollution exposure has been shown to cause adverse health effects in humans, including cardiovascular disease, cerebrovascular disease, acute lower respiratory disease, diabetes, lung cancer, adverse birth outcomes and neonatal disease, and even death, but sea salt aerosols may also have positive effects on human health (positive biological activity of some phycotoxins, in particular, essotoxin).

Keywords: aerosols, mineral dust, sea salt aerosols, fires, cosmic dust, volcanic eruption, global annual flux, human health

УДК 556.55:627.8

ОЦЕНКА АНТРОПОГЕННОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ПОТОКОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ С ПОВЕРХНОСТИ ВОДОХРАНИЛИЩ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО НАЗНАЧЕНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

© 2025 г. А. А. Романовская^{a,*}, П. Д. Полумиева^a, И. А. Репина^{b,c}, А. А. Трунов^a,
В. М. Степаненко^c, В. А. Ломов^{b,c}

^aИнститут глобального климата и экологии имени академика Ю.А. Израэля,
Глебовская ул., 20Б, Москва, 107258 Россия

^bИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,
Пыжевский пер., 3, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^cНаучно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, стр. 4, Москва, 119991 Россия

*e-mail: an_roman@igce.ru

Поступила в редакцию 10.03.2023 г.

После доработки 11.10.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

В работе выполнена оценка антропогенных выбросов и поглощений парниковых газов водохранилищами энергетического назначения Российской Федерации по результатам полевых измерений 2021–2023 года. Измерения потоков метана с поверхности водохранилищ были проведены сотрудниками Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН на мелководных и глубоководных частях бассейнов девяти водохранилищ (Колымское, Бурейское, Волгоградское, Богучанское, Зейское, Куйбышевское, Рыбинское, Чиркейское, Саяно-Шушенское). По этим измерениям и данным физико-математического моделирования нами был проведен анализ и сопоставление полученных результатов с коэффициентами эмиссии метана, представленными в методических документах Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). Нами разработаны уточненные коэффициенты с использованием Уровней 1 и 2 сложности расчетов согласно МГЭИК. Результаты показывают, что уточненные национальные коэффициенты в среднем на 63% ниже коэффициентов МГЭИК, принятых по умолчанию. Разработана методика оценки антропогенной составляющей баланса парниковых газов при строительстве водохранилища по Уровню сложности 3 на основе балансовых расчетов углерода и разницы между характеристиками воды водохранилища и реки выше по течению. На примере Рыбинского водохранилища оценена антропогенная составляющая потока парниковых газов, соответствующая нетто-поглощению в 0.18 кг CO₂-экв/м² в безледный сезон. Сделан вывод о возможности отрицательного углеродного следа электроэнергии крупных ГЭС.

Ключевые слова: водохранилища, парниковые газы, метан, выбросы, источники, поглощение

DOI: 10.31857/S0002351525020076, **EDN:** GJWYNZ

1. ВВЕДЕНИЕ

Гидроэнергетика входит в перечень возобновляемых источников энергии [IPCC, 2011; Kougias, 2020; Berga, 2016]. Тем не менее, в настоящее время среди экспертов нет единого мнения относительно статуса крупных гидроэнергетических объектов по их вкладу в глобальное изменение климата [Zhao et al., 2021; Tranvik et al.,

2009; Fearnside, 1995; Fearnside, 2006; Rosa et al., 2004; Giles, 2006]. Затопление наземных экосистем и изменение гидрологического режима рек способствует росту эмиссии метана в атмосферу с поверхности водохранилищ [St. Louis et al., 2000; Levasseur et al., 2021; Ion et al., 2021]. При этом метан характеризуется почти в 25–28 раз большим парниковым воздействием, чем угле-

кислый газ [IPCC, 2021]. Метан образуется при анаэробном разложении органического вещества, которое продуцируется непосредственно в экосистеме искусственного водоема (автохтонное органическое вещество) в дополнение к тому органическому веществу, которое поступает в воду реки с территории ее естественного водосбора (аллохтонное органическое вещество). По данным [Johnson et al, 2021] среднемировая годовая эмиссия метана от водохранилищ может достигать значений до 34.1 г/м^2 , при этом в тропической зоне интенсивность эмиссии выше (44.8 г/м^2), чем в бореальной (6.1 г/м^2), что обусловлено более высокими средними температурами и более длительным (или круглогодичным) вегетационным периодом.

Национальные кадастры антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов в рамках Рамочной конвенции ООН об изменении климата (РКИК ООН) и Парижского соглашения должны включать все антропогенные потоки этих газов. Если с источниками и выбросами в индустриальных отраслях экономики вопросов обычно не возникает, то включение того или иного потока (выбросы или поглощение) в отчетность сектора землепользования, изменения землепользования и лесного хозяйства (ЗИЗЛХ) требует дополнительного обоснования и атрибуции к результату деятельности человека. Согласно методическим рекомендациям Межправительственной группы экспертов по изменению климата для национальных кадастров [МГЭИК, 2006] наиболее распространенным подходом является включение в отчетность только так называемых управляемых экосистем (в случаях, когда отделить эффект хозяйственной деятельности от естественных явлений достоверно практически невозможно). Такой подход, в частности, применяется для лесных экосистем [МГЭИК, 2006; IPCC, 2019]. На территории управляемых лесов все потоки считаются антропогенными и включаются в отчетность, а на территории неуправляемых — напротив, все потоки считаются естественными и в отчетность не включаются. Более достоверным и сложным подходом для оценки именно антропогенного вклада является рассмотрение и обоснование каждого потока в отдельности и выявление степени воздействия на него интенсивности хозяйственной деятельности. Такой подход в кадастрах применяется, например, для оценки эмиссии закиси азота

от пахотных почв: оценивается только эмиссия от внесенных в почвы человеком источников азота и исключается естественная почвенная эмиссия N_2O [МГЭИК, 2006; IPCC, 2019].

Методические рекомендации МГЭИК [МГЭИК, 2006; IPCC, 2019] для затопленных земель предлагают иерархическую систему методов оценки потоков парниковых газов по их сложности (от простого Уровня 1 с использованием коэффициентов по умолчанию до Уровня 3, предусматривающего натурные измерения и/или использование динамических математических моделей), основанную на расчете общей эмиссии парниковых газов с поверхности воды в атмосферу. Аналогично по трем уровням сложности подразделяют и используемые коэффициенты. Надо отметить, что подход по оценке только поверхностной эмиссии от водохранилища отличается от рекомендаций МГЭИК для других управляемых экосистем, где рассматривается баланс потоков углерода и учитывается накопление и хранение органики в самой экосистеме, что может приводить в итоге как к нетто-эмиссии, так и нетто-поглощению в экосистеме. Недостаточный учет факта накопления органического вещества в искусственных водоемах, особенно при затоплении равнинных рек, по-видимому, приводит к завышению вклада водохранилищ в антропогенные выбросы парниковых газов по методике МГЭИК.

Кроме того, многие исследования показывают, что ненарушенные реки также являются источником эмиссий метана [Andrews et al., 2021; Crawford et al., 2017; Bretz et al., 2021; Robison et al., 2021; Stanley et al., 2023]. При этом абсолютная величина эмиссий хотя и меньше, но сопоставима со значениями для водохранилищ. Например, в работе [Bastviken et al., 2011] годовая эмиссия CH_4 варьирует от 2.5 г/м^2 в высоких широтах ($54\text{--}66^\circ$), до 5.1 г/м^2 в низких широтах ($< 24^\circ$). Учитывая, что в результате строительства водохранилища новых источников воды не появляется, но изменяются условия скорости течения и время пребывания воды на данной территории, для отчетности в рамках РКИК ООН и Парижского соглашения корректно применять более сложный подход по оценке воздействия деятельности человека на интенсивность природных процессов и атрибуции антропогенного вклада. В таком случае, общие коэффициенты эмиссии метана с поверхности воды водохранилищ представляют со-

бой суммарный естественный и антропогенный поток, который необходимо разделить.

Задачей нашей работы было уточнение коэффициентов МГЭИК по эмиссии метана из водохранилищ, рекомендуемых по умолчанию для использования в природно-климатических зонах Российской Федерации, сопоставление расчетов по 1 и 2 Уровням сложности МГЭИК, а также предварительные оценки по методу Уровня 3 с вычленением антропогенного воздействия на интенсивность эмиссии метана в результате затопления земель на примере Рыбинского водохранилища. Отметим, что в нашу задачу входило рассмотрение только «старых» водохранилищ (за исключением Богучанского), строительство которых закончилось более, чем 20 лет [IPCC, 2019], где потоки парниковых газов уже не связаны с разложением затопленной биомассы и органики наземных экосистем.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для разработки уточненных национальных коэффициентов и национальной методики оценки антропогенных потоков парниковых газов в водохранилищах ПАО РУСГИДРО в 2021 году была организована научно-исследовательская работа (договор НИР № 1010-416-2021, далее — НИР) по экспериментальному наблюдению эмиссии и содержания в воде метана, потоков углекислого газа, а также иных характеристик углеродного цикла водохранилищ в течение последовательных 3-х лет (2 квартал 2021 г. — 1 квартал 2024 г.). Исследования выполнялись коллективами трех учреждений: полевые и экспериментальные исследования проводились сотрудниками Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН под руководством проф., д.ф.-м.н. Репиной И.А., моделирование цикла метана и углерода в водохранилищах выполняли в Научно-исследовательском вычислительном центре МГУ им. М.В. Ломоносова под руководством д.ф.-м.н. Степаненко В.М., разработкой национальных коэффициентов, основанных на полевых и экспериментальных данных, и национальной методологии для отчетности в кадастре занимался коллектив Института глобального климата и экологии имени академика Ю.А. Израэля под руководством д.б.н. Романовской А.А.

Исследования антропогенных потоков парниковых газов проведены на девяти водохранили-

щах (Колымское, Бурейское, Волгоградское, Богучанское, Зейское, Куйбышевское, Рыбинское, Чиркейское, Саяно-Шушенское) [Репина и др., 2022].

Методика натурных измерений

Измерения производились в соответствии с руководством по полевым и расчетным методам определения эмиссии метана Международной ассоциации гидроэнергетиков (International Hydropower Association (ИНА)), в сотрудничестве с международной гидрологической программой ЮНЕСКО (International Hydrological Programme (IHP) of UNESCO) [Goldenfum, 2010]. Измерения выполнялись по календарным сезонам года (весна, лето, осень, зима) не менее одного раза в каждый сезон за период 2021–2023 гг. Длительность измерительных кампаний варьировала из года в год, но в среднем составляла не менее 5 дней за сезон. Измерения проводились в дневное время с плавсредства методом плавучих камер [Bastviken et al., 2020; Rodríguez–García et al., 2023] без экрана от пузырьковой эмиссии. Пробы воздуха из камер отбирались во флаконы с солевым раствором, а потом обрабатывались в лаборатории на хроматографе. Удельные потоки метана рассчитывались по разнице концентраций в камере в конце и начале периода экспозиции без разделения на диффузионную и пузырьковую составляющую по формуле:

$$F = \frac{\Delta C \cdot 10^{-6} \cdot P \cdot V \cdot M}{R \cdot T \cdot A \cdot t}, \quad (1)$$

где F — удельный поток метана, мг $\text{CH}_4/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$; ΔC — изменение концентрации газа в камере за время экспозиции, ppm; P — атмосферное давление, Па; V — объем камеры, м^3 ; M — молярная масса газа, 16040 мг/моль для метана и 44010 мг/моль для углекислого газа; R — универсальная газовая постоянная, 8.314463 Дж/(моль · К); T — температура воздуха, К; A — площадь основания камеры, м^2 ; t — время экспозиции, сутки.

На Колымском водохранилище было выполнено 386 измерений, на Бурейском — 631, на Волгоградском — 485, на Богучанском — 411, на Зейском — 1422, на Куйбышевском — 1002, на Рыбинском — 885, на Чиркейском — 509, на Саяно-Шушенском — 309. Для определения пространственно-временной изменчивости удельных потоков и содержания в воде метана на водое-

мах в различные сезоны выполнялись съемки на опорных станциях, которые назначались таким образом, чтобы наиболее полно охватить различные морфологические участки (районы) водохранилищ, а также мелководья и крупные заливы. Также станции назначались в зоне выклинивания подпора, при впадении основных притоков, вдоль основной оси водоема, на заросших макрофитами и свободных от них участках, в приплотинном районе вблизи водовыпусков с учетом глубины осей водоводов, в нижнем бьефе и на удалении от плотины. Для осреднения использовались данные цифровых моделей рельефа каждого водохранилища (ЦМР). Согласно [Goldenfum, 2010; IPCC, 2019] каждое водохранилище разделялось на характерные участки. Оценки средних удельных потоков (УП) метана за каждую полевую кампанию на водохранилищах были получены на основе измеренных суммарных потоков на станциях измерений. Потоки в каждой точке измерений были использованы для осреднения по площади всего водоема с учетом разделения водохранилища на квазиоднородные районы, выделенные с учётом рельефа дна и близости притоков. Измерения потоков метана сопровождаются измерением вертикального профиля температуры, электропроводимости, концентраций растворенного метана и кислорода в водной толще, а также метеорологических величин в атмосфере. Горизонты отбора проб воды для последующего анализа на концентрацию растворенных газов выбирались у поверхности, у дна, над слоем скачка температуры, под слоем скачка, в слое скачка. На отдельных водохранилищах проводились оценки химического состава воды.

Отбор проб воды для определения содержания общего углерода и его компонентов (органического общего углерода в растворенном и взвешенном состоянии) в воде водохранилищ производился из приповерхностного и придонного горизонтов на сетке репрезентативных станций на каждом исследуемом водохранилище в банки темного стекла объемом 125 мл в соответствии с требованиями ГОСТ 31861, ГОСТ 31862 и ГОСТ 17.1.5.05. Затем пробы фиксировались с помощью 1–2 мл ортофосфорной кислоты. Хранение проб производилось при температуре 2–8°C не более 30 суток. Содержание общего углерода определялось в фильтрованной и нефилтрованной части пробы на анализаторе Elementar «Vario TOC Select» в сертифицированной лаборатории.

Определения содержания органического вещества в донных отложениях водохранилищ производили методом потерь веса при прокаливании (ГОСТ 23740-2016). Отбор проб донных отложений производили дночерпателем Экмана–Бэрджа, анализ производился для верхнего слоя грунта толщиной не более 10 см.

Для решения задачи определения скорости осаждения органического вещества в водоёмах были произведены постановки седиментационных ловушек в придонном слое с целью определить как скорость накопления осадка, так и содержание в веществе осажденного органического углерода (ООУ). Также использовались литературные оценки скорости осадконакопления для конкретных водохранилищ [Законнов В.В., 1993, 2007; Законнов и др., 2015; Карнаухова Г.А., 2009].

Для Чиркейского водохранилища измерения удельных потоков метана выполнялись во все сезоны года. Результаты зимних экспедиций по остальным 8 водохранилищам показывают, что зимняя эмиссия метана с их поверхности равна нулю.

Краткие характеристики водохранилищ представлены в табл. 1.

С учётом низкого временного разрешения данных измерений, для определения годового баланса парниковых газов из водохранилищ и их поглощающей способности с учётом изменчивости на всех временных масштабах использовалась математическая модель LAKE, разработанная для моделирования гидрологических, термодинамических и биохимических процессов в озерах и водохранилищах [Stepanenko et al., 2016, 2020; Clark et al., 2022; Golub et al., 2022]. Код модели находится в открытом доступе (<https://mathmod.org/lake/>).

Специально модифицированная для расчета баланса парниковых газов водохранилищ версия модели LAKE 3.0 [Степаненко и др., 2020; Lomov et al., 2024] была оптимизирована в части параметров уравнений по результатам многочисленных натурных измерений на каждом водохранилище, благодаря чему удалось детально реалистично воспроизвести температурный, кислородный режим водоемов, а также годовой ход удельного потока метана из водохранилищ и суммарную годовую эмиссию [Отчет, 2021, 2024]. Также была получена оценка годовой эмиссии углекислого газа и скорости седиментации органического

Таблица 1. Краткие сведения о водохранилищах [Отчет, 2021]

Водо-хранилище / Характеристика	Саяно-Шушенское	Зейское	Бурейское	Богучанское	Колымское	Куйбышевское	Волгоградское	Рыбинское	Чиркейское
Уровень ВБ, м абс.	536.1	318.1-317.8	254.8-255.0	207.9	447.5 – 448.5	51.7-52.0	14.3-14.5	99.9	349.4
Кол-во станций (включая НБ)	7	19	19	17	21	10	22	14	9
Температура воды, °С: на поверхности/ у дна	16.0-16.6/ 4.5-5.2	14-15/ 4.9-5.5	16-20/ 8-9	12-13/ 4-9	11-13/ 5-11	28–29/ 22-23	17-20 / 17-20	11.2-14/ 11.2-14	25-26/ 10-10.1
Выраженность и глубина СТС	Выражен, 60-100 м	Выражен, 15-20 м в верховье до 60 м у плотины	Выражен, 20 м в верховье до 40 м у плотины	Выражен, 15-18 м	Выражен, 30-45 м	выражен только в Черемшанском заливе 6.5-10.0м	отсутствует (полное перемешивание)	отсутствует (полное перемешивание)	9-12 м синоптический, 50–60 м сезонный
Наличие зоны гипоксии	Не выявлено (зондирование на 2/3 глубины)	Не выявлено	Не выявлено	Зона гипоксии только в Ковинском разливе	Не выявлено	Зона гипоксии только в Черемшанском заливе	Не выявлено	Не выявлено	Не выявлено
Период наполнения*	1975—1990 гг.	1975—1985 гг.	2003—2008 гг.	2012—2015 гг.	1980—1994 гг.	1955—1957 гг.	1958—1960 гг.	1941—1947 гг.	1970—1974 гг.
Вид регулирования	Сезонное	Многолетнее	Сезонное	Сезонное	Многолетнее	Сезонное	Сезонное	Многолетнее	Многолетнее
Главная река	Енисей	Зея	Буряя	Ангара	Колыма	Волга	Волга	Волга	Сулак
НПУ, м абс.	539.0	315.0	256.0	208.0	451.5	53.0	15.0	102.0	355.0
Длина, км	312	290	236	375	148	510	540	250	35.5
Ширина средняя (макс.), км	6.3 (12)	8.4 (24)	1.0 (5.0)	6.3 (15)	3 (10)	11.6 (40)	5.8 (17)	18(56)	1.2(4.0)
Площадь зеркала при НПУ, км²	608	2420	740	2326	441	6150	3117	4550	42.4
Объем при НПУ, км³	30.7	68.4	20.9	58.2	15.1	57.3	31.5	25.4	2.78
Глубина макс. при НПУ, м	220	100	125	74	121.5	41.0	41	30.4	140
Объем притока ср. годовой, км³	47.3	24.7	27.49	80.7	14.7	264.5	260	31.4	5.55

*Здесь и ниже паспортные характеристики водохранилищ приведены по материалам электронного ресурса «Вода России» (<http://water-rf.ru>)

НБ — нижний бьеф; ВБ — верхний бьеф; СТС — слой температурного скачка

вещества в углеродном эквиваленте в донные отложения.

Основными входными данными для модели являются метеорологические условия:

- Температура воздуха
- Атмосферное давление
- Влажность воздуха
- Скорость ветра
- Нисходящие потоки длинноволновой и коротковолновой радиации
- Осадки

Временные ряды этих величин заимствовались из данных реанализа ERA5. Калибровка модели LAKE 3.0 для корректного воспроизведения потоков метана на границе «вода — атмосфера» производилась в 3 последовательных этапа:

1. калибровка параметров, определяющих температурный режим;
2. калибровка параметров кислородного режима;
3. калибровка параметров, отвечающих за эмиссию метана.

Разработанные в данной работе коэффициенты получены расчетным путем с использованием имеющихся данных полевых измерений и моделирования по каждому водохранилищу за 2021–2023 гг. [Отчет, 2024].

Методика расчета коэффициентов эмиссии

Методика оценки выбросов парниковых газов в соответствии с рекомендациями МГЭИК

Уровень 1

Согласно методологии МГЭИК, первоначальное обводнение земель может привести к увеличению выбросов CO_2 в результате разложения затопленной почвы и биомассы. После этого начального этапа, который обычно длится около 20 лет, выбросы CO_2 от затопленных земель в значительной степени связаны с поступлением углерода из водосборного бассейна, который относится к другим категориям управляемых земель и не учитывается в этой категории во избежание двойного учета [IPCC, 2019]. Поэтому

Таблица 2. Данные полевых измерений потоков метана на водохранилищах за 2021–2023 год, $\text{мг C-CH}_4/\text{м}^2/\text{сут}$ [Отчет, 2024]

Водохранилище / Зона	Саяно-Шушенское	Зейское	Бурейское	Богучанское	Колымское	Куйбышевское	Волгоградское	Рыбинское	Чиркейское
2021									
Глубоководье	—	2.8	2.3	0.65	3.5	5.8	7.3	22.0	0.98
Мелководье	—	14.1	7.0	1.5	3.8	105.2	5.3	29.3	—
Река	—	51.3	3.7	4.85	2.6	56.0	1.4	4.1	1.5
2022									
Глубоководье	0.68	3.8	7.7	1.1	0.6	11.8	3.4	29.4	6.1
Мелководье	—	12.6	1.7	2.9	0.4	23.9	2.6	50.3	—
Река	5.29	13.4	5.9	0.5	1.7	9.5	0.3	7.3	13.7
2023									
Глубоководье	2.2	5.3	3.6	1.0	1.23	2.4	4.3	30.0	10.1
Мелководье	2.5	35.2	4.0	5.5	1.62	24.4	7.6	45.9	—
Река	0.17	43.4	3.2	2.5	—	19.2	—	—	—

в методическом руководстве МГЭИК не приводится какой-либо методологии для оценки общих выбросов CO₂ для затопленных земель, остающихся затопленными землями (старше 20 лет), т.к. предполагается, что они компенсируются поглощением CO₂ в процессе фотосинтеза макрофитами, водорослями, в т.ч. фитопланктоном [IPCC, 2019].

Общие выбросы метана от водохранилищ (F_{CH_4tot}) определяются как сумма выбросов с поверхности водохранилища (F_{CH_4res}) и выбросов, которые происходят ниже по течению от плотины ($F_{CH_4downstream}$) с использованием уравнений (2–4) [IPCC, 2019]:

$$F_{CH_4tot} = F_{CH_4res} + F_{CH_4downstream}, \tag{2}$$

$$F_{CH_4res} = \sum_{j=1}^6 \sum_{i=1}^{nres_j} \alpha_i \left(EF_{CH_4, age>20, j} \cdot A_{tot\ j, i} \right), \tag{3}$$

$$F_{CH_4downstream} = \sum_{j=1}^6 \sum_{i=1}^{nres_j} \alpha_i \left(EF_{CH_4, age>20, j} \cdot A_{tot\ j, i} \right) \cdot R_d, \tag{4}$$

где F_{CH_4tot} – суммарный годовой выброс CH₄ из всех водохранилищ возрастом > 20 лет, кг CH₄/год; F_{CH_4res} – годовые выбросы CH₄ с поверхности всех водохранилищ возрастом > 20 лет, кг CH₄/год; $F_{CH_4downstream}$ – годовые выбросы CH₄ всех водохра-

нилищ, происходящие ниже по течению от плотины, кг CH₄/год; $A_{tot\ i, j}$ – общая площадь водной поверхности i -го водохранилища старше 20 лет, расположенного в j -й климатической зоне, га; $EF_{CH_4, age>20, j}$ – коэффициент выбросов CH₄ с поверхности водохранилищ возрастом > 20 лет, расположенных в климатической зоне j , кг CH₄ га⁻¹ год⁻¹ (коэффициенты [IPCC, 2019] по умолчанию – табл. 3); R_d – константа, равная отношению общего выброса CH₄ ниже по течению к общему потоку CH₄ с поверхности водохранилища (безразмерный, по умолчанию для Уровня 1 принят равным 0.09); α_i – корректировка коэффициента выбросов для трофического состояния водохранилища i в заданной климатической зоне (безразмерный, по умолчанию равен 1.0 для Уровня 1); i – номер водохранилища возрастом > 20 лет в климатической зоне j ; j – номер климатической зоны ($j = 1–6$).

Как указано выше, для большинства исследованных водохранилищ измерения охватывали безледный период года. Однако, с учётом полученных данных измерений в зимний период для Чиркейского водохранилища коэффициент эмиссии рассчитан за полный календарный год.

Методические рекомендации МГЭИК [IPCC, 2019] также предусматривают, что, если для водохранилища определён трофический статус, то

Таблица 3. Коэффициенты выбросов (кг CH₄ га⁻¹ год⁻¹) для водохранилищ старше 20 лет – затопленные земли, остающиеся затопленными землями [IPCC, 2019]

Климатическая зона		Коэффициенты выбросов CH ₄ EF _{CH₄, age>20, j} (кг CH ₄ га ⁻¹ год ⁻¹)		
Климат	j	Среднее	Нижний и верхний предел 95% доверительного интервала среднего значения	N
Бореальный	1	13.6	7.3–19.9	96
Прохладный умеренный	2	54.0	48.3–59.5	1879
Теплый умеренный / сухой	3	150.9	133.3–168.1	578
Теплый умеренный / влажный	4	80.3	74.0–86.0	1946
Тропический сухой / горный	5	283.7	261.9–305.8	710
Тропический влажный / влажный	6	141.1	131.1–152.7	805

Коэффициенты выбросов выводятся на основе модели G-Res для N водохранилищ в каждой климатической зоне. N – количество смоделированных водохранилищ, используемых для оценки значений EF и их 95% доверительных интервалов.

можно уточнить оценки, умножив коэффициенты выбросов CH_4 на коэффициент α_r , рассчитанный на основе измеренного среднегодового значения концентрации хлорофилла-а (*Chl-a*). Это позволит обеспечить более точный подход в случае, когда в водохранилище производятся изменения концентрации *Chl-a*. При этом согласно МГЭИК значения концентрации хлорофилла выше 5 мкг/л будут приводить к кратному увеличению выбросов метана от водохранилища, что, однако, не учитывает увеличение осаждения отмершего органического вещества от фитомассы водохранилища.

В данной работе данный подход по учету трофности водохранилищ не применялся, исходя из того, что мы измеряли суммарную эмиссию метана с поверхности воды, и эффект трофического статуса водохранилища уже учтён в измеренных значениях.

Коэффициенты эмиссии, представленные в табл. 3, основаны на пространственных и временных вариациях и были получены в результате применения эмпирических моделей более чем к шести тысячам водохранилищ по всему миру, а полученные коэффициенты выбросов усреднены по климатическим зонам [IPCC, 2019]. Наибольшее число данных по водохранилищам было собрано для умеренного прохладного и умеренного влажного климата, на их долю приходится

около 4000 данных измерений. На долю бореальной климатической зоны, в которой находится наибольшее количество крупных водохранилищ Российской Федерации, приходится 96 исследованных водохранилищ [IPCC, 2019].

Уровень 2

Исходными данными для расчетов эмиссии метана с поверхности водохранилищ по Уровню 2 служат площади водохранилищ и площади рек до того, как на них построили плотины (табл. 4). Также при расчетах учитывается высота забора воды из водохранилища.

Площади рек до затопления рассчитаны как разница площади водохранилища и площади затопленных земель по данным [Отчет, 2021].

Оценка эмиссии метана по Уровню 2 основана на тех же подходах и уравнениях, что и Уровень 1. Выбросы ниже по течению для отдельных водохранилищ можно оценить на основе глубины забора воды. При заборе воды из аэрированной (верхней) части водяного столба, согласно рекомендациям МГЭИК, считается, что содержание CH_4 в воде будет относительно низкое, поэтому выбросы ниже по течению можно считать равными нулю. Если вода забирается из бескислородной (нижней) части водяного столба, где растворенный CH_4 может накапливаться до высоких уровней, выбросы ниже по течению

Таблица 4. Площади водохранилищ и рек до строительства на них плотин, тип забора воды и средняя длительность вегетационного сезона

Наименование	Площадь водохранилища, км ²	Площадь реки до заполнения водохранилища, естественный поток, км ²	Забор воды	Длительность безледного сезона, сутки
Колымское	441	32.6	Верхний	165
Бурейское	740	110	Верхний	250
Волгоградское	3117	357	Нижний	239
Богучанское	2326	832	Верхний	179
Зейское	2419	124	Верхний	250
Куйбышевское	6150	1410	Нижний	212
Рыбинское	4550	329	Нижний	198
Чиркейское	42.4	12	Верхний	365
Саяно-Шушенское	608	75	Верхний	290

следует оценивать в соответствии с уравнением

$$F_{CH_4downstream} = \sum_{j=1}^6 \sum_{i=1}^{nres_j} \alpha_i (EF_{CH_4 age>20,j} \cdot A_{tot j,i}) \cdot R_d,$$

с использованием коэффициента R_d , или по методологии Уровня 3.

МГЭИК допускает, что при наличии достаточных данных можно также учитывать в расчётах эффект захоронения углерода в отложениях в случае нетто-поглощения углерода на управляемых затопляемых землях. Однако не предоставляет методики и коэффициентов для таких расчетов.

Согласно методологии МГЭИК [IPCC, 2019], при использовании 2-го и 3-го Уровней сложности расчетов возможно применение метода оценки вклада деятельности человека в общие выбросы от затопленных земель.

По Уровню 2 предлагается использовать площади категорий управляемых и неуправляемых земель, преобразованных в водохранилища, и вычесть территорию, которая ранее (до затопления) была в категории неуправляемых озёр, рек/ручьёв и неуправляемых водно-болотных угодий из общей площади водохранилищ, на основании того, что выбросы на этих неуправляемых землях не включаются в национальные кадастры парниковых газов. Выбросы CH_4 от неуправляемых озёр и рек близки к таковым от водохранилищ, поэтому, по мнению МГЭИК, этот метод является надежным. При этом существует риск занижения или завышения антропогенных выбросов парниковых газов от неуправляемых водно-болотных угодий, поскольку затопление может изменить выбросы и абсорбцию парниковых газов с этих неуправляемых земель из-за изменений в биогеохимических процессах. Однако в данный момент МГЭИК не может предоставить более точное руководство, учитывая недостаток имеющихся эмпирических данных. Предполагается, что если до затопления неуправляемые водно-болотные угодья занимали значительную часть поверхности территории, которая позднее была затоплена, то страны могут лучше оценить антропогенные выбросы на Уровнях 2 или 3. А если на этих землях в результате затопления произошли существенные изменения в гидрологии и соответствующие изменения характеристик и экологической функции территории или выбросов и абсорбции на единицу площади, то такие площади неуправляемых водно-болотных угодий, по мнению МГЭИК, не могут быть ис-

ключены из расчета. Данный «площадной» подход МГЭИК как раз и свидетельствует, что при изменении гидрологических характеристик территории после затопления следует рассчитывать суммарные естественные и антропогенные выбросы с данной площади, без вычленения именно антропогенного вклада этого изменения. Это, по нашему мнению, является не совсем корректным подходом, ведущим к завышению общих выбросов.

Ориентировочные оценки антропогенной компоненты общих выбросов CH_4 для затопленных земель, остающихся затопленными землями, по Уровню 2 методологии МГЭИК оцениваются по уравнению (5):

$$F_{CH_4anthrop} = \sum_{j=1}^6 \sum_{i=1}^{nres_j} \alpha_i (EF_{CH_4 age>20,j} \cdot A_{anthrop j,i}) + F_{CH_4downstream}, \quad (5)$$

где $F_{CH_4anthrop}$ — оценка антропогенной составляющей общих годовых выбросов CH_4 с затопляемых земель, кг CH_4 /год; $A_{anthrop j,i}$ — площадь, связанная с антропогенной составляющей выбросов и включающая все площади водной поверхности i -го водохранилища возрастом > 20 лет, расположенных в j -й климатической зоне, за исключением территорий, которые были до затопления неуправляемыми водными объектами (озера и реки), га; $F_{CH_4downstream}$ — годовые выбросы CH_4 ниже по течению (уравнение (4)), кг CH_4 /год; α_i — поправка на коэффициент выбросов для трофического состояния водохранилища i в заданной климатической зоне (безразмерный, по умолчанию равен 1.0 для Уровня 1); $EF_{CH_4 age>20,j}$ — коэффициент выбросов CH_4 с поверхности водохранилищ возрастом > 20 лет, расположенных в климатической зоне j , кг CH_4 га⁻¹ год⁻¹.

Методика оценки нетто-выбросов парниковых газов на основе балансового метода, соответствующего Уровню 3

В нашей работе проведена предварительная оценка эмиссии и поглощения парниковых газов водными объектами на основе измерений, полученных на Рыбинском водохранилище, на основе разработанной нами методологии оценки баланса углерода экосистемы водохранилища и выделения антропогенного воздействия на ин-

тенсивность потоков углерода и эмиссии метана в этой экосистеме. Эти оценки соответствуют методологическому Уровню коэффициентов 3 по МГЭИК. Изменение баланса потоков парниковых газов в результате строительства водохранилищ может быть оценено на основании разработанной схемы (см. рис. 1).

Результирующее антропогенное воздействие на экосистему водохранилища по сравнению с рекой оценивается по следующей формуле:

$$F_{anthrop} = \sum_{i=1}^{nres_j} \left[(E_{anthrop\ i} - S_{anthrop\ i} - C_{org_anthrop\ i}) \cdot A_{tot,i} \right] + F_{CH_4\ downstream} \cdot 25, \quad (6)$$

где $F_{anthrop}$ — антропогенная составляющая баланса парниковых газов в водохранилищах j -й климатической зоны, кг CO_2 -экв./год (положительная величина характеризует нетто-эмиссию парниковых газов в атмосферу, отрицательная величина — нетто-поглощение); $E_{anthrop\ i}$ — антропогенное изменение эмиссии CH_4 с поверхно-

сти воды водохранилища i , кг CO_2 -экв./га/год; $S_{anthrop\ i}$ — антропогенное изменение осаждения углерода в водохранилище i , кг CO_2 /га/год; $C_{org_anthrop\ i}$ — антропогенное изменение содержания органического углерода в воде водохранилища i , кг CO_2 /га/год; $F_{CH_4\ downstream}$ — годовые выбросы CH_4 ниже по течению (уравнение (3)), кг CH_4 /год; $nres_j$ — количество водохранилищ старше 20 лет; $A_{tot,i}$ — общая площадь водной поверхности водохранилища i старше 20 лет, га; 25 — коэффициент глобального потепления для пересчета метана в единицы CO_2 -экв.

Антропогенное изменение эмиссии метана $E_{anthrop,i}$ рассчитывается по формулам (7–10):

$$E_{anthrop,i} = (E_{new} + E_{res}) \cdot 25, \quad (7)$$

$$E_{new} = C1 \cdot (B1 - A1), \quad (8)$$

$$E_{res} = C2 \cdot B1, \quad (9)$$

$$C1 = A2/B2, \quad (10)$$

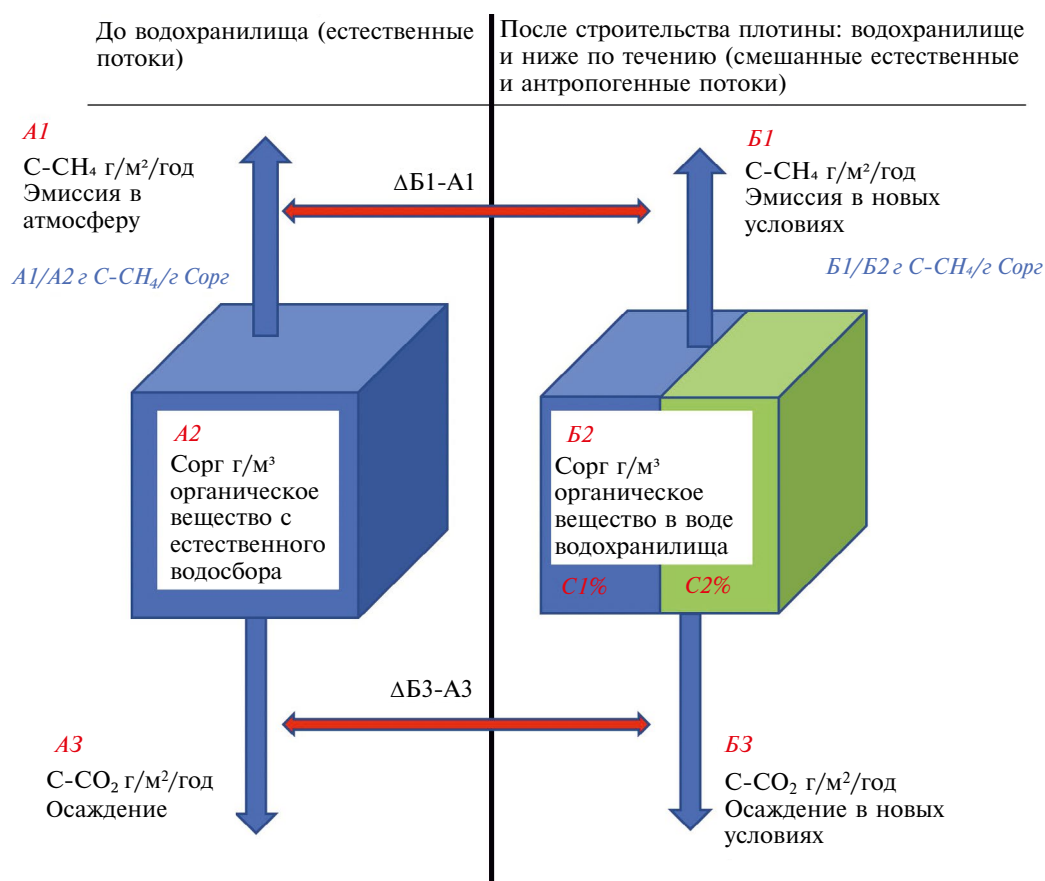


Рис. 1. Схема экспериментальной оценки антропогенной составляющей потоков парниковых газов на водохранилищах

где E_{new} — эмиссия CH_4 от аллохтонного органического вещества в новых условиях, кг CO_2 -экв./га/год; E_{res} — эмиссия метана от автохтонного вещества в водохранилище, кг CO_2 -экв./га/год; $A1$ — эмиссия метана в атмосферу с поверхности реки, кг CH_4 /га/год; $B1$ — эмиссия в атмосферу с поверхности водохранилища, кг CH_4 /га/год; $C1$ — доля аллохтонного вещества в водохранилище от суммарной массы органического вещества, безразмерный; $C2$ — доля автохтонного органического вещества водохранилища от суммарной массы органического вещества ($= 1 - C1$), безразмерный; $A2$ — концентрация органического углерода в воде реки, кг С орг./м³; $B2$ — концентрация органического углерода в воде водохранилища, кг С орг./м³; 25 — коэффициент глобального потепления для пересчета метана в единицы CO_2 -экв.

При этом переменная $\Delta B1-A1$, которая рассчитывается как разница значений эмиссии метана с поверхности реки (неуправляемая экосистема) и поверхности водохранилища, показывает антропогенный эффект на величину эмиссии метана в атмосферу от привнесенного органического вещества (с отдельным учётом автохтонного органического вещества).

Расчёт переменной $B1$ (см. рис. 1) выполнялся по данным измерений потоков метана за 2021–2023 гг. и численного моделирования по LAKE3.0, при этом результаты измерительных кампаний использовались для калибровки модели. Далее по модели восстанавливался годовой ход потока метана в среднем по водоему, из которого получался удельный поток метана (67.9 мг CH_4 /м²/сут). Вегетационный период на Рыбинском водохранилище составляет 198 суток, поэтому пересчёт производился с учётом длительности этого периода. Эмиссия метана в атмосферу на реке (переменная $A1$) и содержание общего органического углерода (переменная $A2$) вычислялась по данным измерений.

Для расчёта переменной $B2$ использовался показатель содержания растворенного углерода в воде Рыбинского водохранилища, полученный по данным измерений, осредненным по всем сезонам и станциям.

Переменная $C1$ рассчитана как соотношение концентрации органического углерода в воде реки и в воде водохранилища, условно принимая, что концентрация органического углерода в реке соответствует доле аллохтонного веще-

ства водохранилища. Таким образом, на основе рассчитанных ранее величин $A2$ и $B2$, концентрация органического углерода в реке составила 0.008 кг/м³, а в воде водохранилища — 0.013 кг/м³, что дает соотношение 60% аллохтонного органического углерода ($C1$) и 40% — автохтонного ($C2$).

Антропогенное изменение осаднения $S_{anthrop}$ в водохранилище по сравнению с рекой рассчитывается по формулам (11–13):

$$S_{anthrop} = (S_{new} + S_{res}) \cdot \mu_{\text{CO}_2} / \mu_C, \quad (11)$$

$$S_{new} = C1 \cdot (B3 - A3), \quad (12)$$

$$S_{res} = C2 \cdot B3, \quad (13)$$

где S_{new} — осаднение от аллохтонного вещества в новых условиях, кг CO_2 -экв./м²/год; S_{res} — осаднение от автохтонного вещества в водохранилище, кг CO_2 -экв./м²/год; $A3$ — осаднение органического вещества в реке, кг С- CO_2 /м²/год; $B3$ — осаднение органического вещества в водохранилище, кг С- CO_2 /м²/год; μ_{CO_2} и μ_C — молярные массы CO_2 и атома углерода, множитель $\mu_{\text{CO}_2} / \mu_C$ служит для перевода массы углерода в CO_2 -эквивалент.

Переменная $\Delta B3-A3$, которая рассчитывается как разница между осаднением в реке (неуправляемая экосистема) и водохранилищем (с отдельным учетом автохтонного органического вещества), показывает антропогенный эффект на величину осаднения углерода из привнесенного органического вещества.

Переменная $A3$ была получена на основе данных моделирования через отношение рассчитанного общего углерода, принесенного с водосбора к осадненному с учетом данных исследования [Иванов и Чалов, 2023].

Антропогенное изменения содержания органического углерода $C_{опз_антроп}$ в воде водохранилища рассчитывается по формуле (14):

$$C_{опз_антроп} = (B2 \cdot h_g - A2 \cdot h_p) \times \\ \times 1/t \cdot 10000 \cdot \mu_{\text{CO}_2} / \mu_C, \quad (14)$$

где h_p — средняя глубина реки, м; h_g — средняя глубина водохранилища, м; t — период заполнения водохранилища, год.

Как и в предыдущих разделах, для пересчета метана в единицы CO_2 -экв. использовался пересчетный коэффициент глобального потепления, равный 25 [IPCC, 2007].

Средняя глубина реки Волга до Рыбинского водохранилища составляет 5.5 м по данным сети гидропостов Росгидромета (<https://allrivers.info/gauge/volga-myshkin>). Заполнение этого водохранилища продолжалось 6 лет [Рыбинское водохранилище..., 1972]. Удельный показатель эмиссии метана в воде водохранилища рассчитывался через среднюю глубину Рыбинского водохранилища 5.6 м, определенного по данным [Отчет, 2021].

Таким образом, по результатам трехлетнего ряда измерений были проведены оценки национальных коэффициентов эмиссии с территории каждого изученного водохранилища по Уровням 1 и 2, выполнено сопоставление полученных результатов с коэффициентами эмиссии метана, представленных в методике МГЭИК по умолчанию [IPCC, 2019]. Также в данной работе выполнена оценка баланса эмиссии и поглощения парниковых газов водными объектами по данным измерений, полученных на Рыбинском водохранилище. За основу взята разработанная авторами методология оценки баланса углерода экосистемы водохранилища и оценки антропогенного воздействия на интенсивность потоков углерода и эмиссии метана в данной экосистеме, соответствующая Уровню 3 МГЭИК.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Оценка коэффициентов эмиссии парниковых газов в соответствии с рекомендациями МГЭИК

Уровень 1

Данные измерений потоков метана на водохранилищах приведены в табл. 2. Разработанные в работе уточненные коэффициенты получены расчетным путем с использованием данных измерений по каждому водохранилищу за 2021–2023 гг.

Коэффициенты МГЭИК по умолчанию изменяются на 1 Уровне расчетов и не могут учитывать конкретные особенности водохранилищ, так как по сути являются усредненными значениями для крупных и малых искусственных водоемов. В нашей работе получены данные только для крупнейших и крупных водохранилищ, которые имеют большую глубину и площадь зеркала воды, что приводит к меньшим значениям эмиссии с поверхности воды. Усреднение показателей в глобальном масштабе может привести к неточностям оценок эмиссии и поглощения парниковых газов как на отдельно взятых водоемах, так и

в целом по стране. Такие коэффициенты выбросов не учитывают национальные особенности, а также конкретные свойства отдельных водохранилищ, которые могут включать:

1. функционирование водохранилища;
2. его размер и глубину;
3. относительное расположение кислородных / бескислородных водозаборов;
4. трофический статус;
5. осаждение и улавливание углерода, и другие факторы окружающей среды (например, сезонный ледяной покров);
6. факторы управления водоспуском.

В табл. 5 приведено сопоставление рассчитанных нами на основании трехлетних рядов измерений и данных моделирования коэффициентов эмиссии метана с поверхности исследуемых водохранилищ по Уровню 1 с коэффициентами, представленными МГЭИК [IPCC, 2019].

Полученный национальный средний коэффициент для бореальной зоны сопоставим с коэффициентами по умолчанию МГЭИК [IPCC, 2019]. Коэффициент для прохладной умеренной влажной зоны на 38% меньше, чем коэффициент по умолчанию. Коэффициент, полученный для теплой умеренной зоны, основан на измерениях только по одному водохранилищу — Чиркейскому, которое является высокогорным, и не может быть использован на данном этапе исследований, так как данное водохранилище не является репрезентативным для всей климатической зоны.

Нами также было выполнено два варианта оценок общей эмиссии CH_4 с поверхности исследуемых водохранилищ по Уровню 1:

1. С использованием национальных коэффициентов эмиссии, разработанных в результате работ по настоящей НИР;
2. С использованием коэффициентов эмиссии по умолчанию, представленных в методике МГЭИК [IPCC, 2019].

Результаты расчетов по Уровню 1 представлены на рис. 2. В среднем эмиссия метана с поверхности российских водохранилищ при использовании коэффициентов МГЭИК по умолчанию на 63% превышает эмиссию метана при оценке с использованием национальных коэффициентов. Наиболее сопоставимые оценки эмиссии метана

Таблица 5. Сопоставление уточненных коэффициентов эмиссии метана с поверхности водохранилищ с коэффициентами по умолчанию МГЭИК, 2019

Название водохранилища	Климатическая зона по МГЭИК	Уточненный коэффициент (настоящее исследование), кг CH ₄ /га	Нижний и верхний предел 95% доверительного интервала среднего значения уточненного коэффициента	Коэффициент МГЭИК (2019) кг CH ₄ /га	Нижний и верхний предел 95% доверительного интервала среднего значения коэффициента по умолчанию МГЭИК
Колымское	Бореальный влажный	1.5	0.6–4.2	13.6	7.3–19.9
Бурейское	Бореальный влажный	11.5	5.8–26.5	13.6	7.3–19.9
Волгоградское	Прохладный умеренный влажный	20.1	15.4–43.5	54.0	48.3–59.5
Богучанское	Бореальный влажный	2.5	1.0–3.6	27.7*	20.8–34.7
Зейское	Бореальный влажный	3.4	2.1–6.3	13.6	7.3–19.9
Куйбышевское	Прохладный умеренный влажный	30.5	16.5–36.9	54.0	48.3–59.5
Рыбинское	Прохладный умеренный влажный	48.9	44.1–71.1	54.0	48.3–59.5
Чиркейское	Теплый умеренный / сухой	9.4	6.8–21.5	150.9	133.3–168.1
Саяно-Шушенское	Бореальный влажный	5.9	4.3–7.9	13.6	7.3–19.9
Среднее для бореальной зоны		5.6	1.3–9.9	13.6	7.3–19.9
Среднее для теплой умеренной сухой зоны		9.4**	5.1–11.7	150.9	133.3–168.1
Среднее для прохладной умеренной влажной зоны		33.2	16.4–50.0	54.0	48.3–59.5

* для водохранилищ моложе 20 лет.

** по данным только одного водохранилища.

с поверхности воды отмечаются на Бурейском и Саяно-Шушенском водохранилищах (разница 15% и 16%, соответственно).

Уровень 2

Сопоставление оценок эмиссии метана с поверхности водохранилищ по Уровню 2 согласно МГЭИК [IPCC, 2019] с использованием коэффициентов по умолчанию и уточненных коэффициентов для каждого водохранили-

ща представлены в табл. 6. При этом вычтены эмиссии с площади рек до затопления, а также учитывалась высота забора воды из водохранилища. По аналогии с оценками, полученными по Уровню 1, выбросы метана с поверхности большинства изученных водохранилищ оказались значительно ниже при использовании разработанных коэффициентов по сравнению с коэффициентами МГЭИК. Использование подходов по оценке вклада деятельности чело-



Рис. 2. Сопоставление результатов оценки эмиссии метана с поверхности водохранилищ по Уровню 1 МГЭИК

Таблица 6. Результаты оценки по Уровню 2 МГЭИК эмиссии метана с поверхности водохранилищ с вычетом естественной эмиссии от площади реки до затопления

Наименование	Естественная эмиссия CH_4 (на площади реки до затопления) с затопляемых земель с использованием национальных коэффициентов, тонн CH_4 / год	Естественная эмиссия CH_4 (на площади реки до затопления) с затопляемых земель с использованием коэффициентов МГЭИК 2019 по умолчанию, тонн CH_4 / год	Суммарный выброс CH_4 от водохранилищ, с использованием национальных коэффициентов за вычетом естественной эмиссии, тонн CH_4 / год	Суммарный выброс CH_4 от водохранилищ, с использованием коэффициентов МГЭИК 2019 по умолчанию за вычетом естественной эмиссии, тонн CH_4 / год	Разница между расчетом по коэффициентам МГЭИК и национальным коэффициентам, тонн CH_4 / год	Разница между расчетом по коэффициентам МГЭИК и национальным коэффициентам, %
Колымское	5	44	67	609	543	89
Бурейское	127	150	801	947	146	15
Волгоградское	718	5387	6119	45882	39763	87
Богучанское	207	2305	424	4718	4294	91
Зейское	42	169	848	3417	2569	75
Куйбышевское	4304	11322	16160	42507	26347	62
Рыбинское	1609	2642	22646	37183	14537	39
Чиркейское	11	181	32	516	484	94
Саяно-Шушенское	45	102	711	799	88	11

века в общие выбросы от водохранилищ позволяет существенно уточнить оценки и сокращает величину общих выбросов CH_4 за счет исключения естественных «площадных» эмиссий (табл. 6).

Оценка нетто-выбросов парниковых газов на основе балансового метода (Уровень 3)

На основании исходных данных, представленных в табл. 7, была выполнена оценка нетто-потоков парниковых газов водохранилища по данным измерений и моделирования на основе разработанной методологии оценки баланса углерода экосистемы водохранилища и вычленения эффекта антропогенного воздействия на интенсивность потоков углерода и эмиссии метана в этой экосистеме на примере Рыбинского водохранилища.

На основе результатов экспериментальных измерений и моделирования удалось оценить

полный нетто-баланс парниковых газов в водохранилище и реке. Результаты приведены на рисунке 3. В результате проведенных нами расчетов по Уровню 3 был составлен баланс в расчете на чистый углерод и оценены потоки парниковых газов в CO_2 -эквиваленте для возможности сопоставления восходящего потока в атмосферу (метана) и нисходящего (осаждения) (см. рис. 3).

Как следует из рис. 3, абсолютная эмиссия с поверхности воды при строительстве водохранилища увеличивается с 0.05 до 0.34 кг CO_2 -экв/м²/год. При этом осаждение органического вещества растет при строительстве водохранилища с 0.27 до 0.62 кг CO_2 -экв/м²/год. Сопоставление восходящего (эмиссии в атмосферу) и нисходящего (осаждение) потоков показывает, что Рыбинское водохранилище, как и река Волга, являются нетто-поглотителем парниковых газов, при этом, объем поглощения водохранилищем выше, чем рекой (рис. 3).

Таблица 7. Исходные данные для расчёта по Уровню 3 (данные измерений и моделирования)

Переменная	Значение по данным моделирования, размерность	Рассчитанные значения потоков углерода на единицу площади	Стандартное отклонение, %
A1 Эмиссия метана с поверхности р. Волга	0.002 кг CH_4 /м ² /год	0.0015 C- CH_4 кг/м ² /год	±66
A2 Содержание органического углерода в воде р. Волга	0.008 кг C орг/м ³	0.04 кг Сорг/м ² /год	±30
A3 Седиментация органического вещества на р. Волга	0.07 C- CO_2 кг/м ² /год	0.07 C- CO_2 кг/м ² /год	±88
B1 Эмиссия метана с поверхности Рыбинского водохранилища	67.9 мг CH_4 /м ² /сут	0.013 C- CH_4 кг/м ² /год	±44
B2 Содержание органического углерода в воде Рыбинского водохранилища	0.013 кг C орг/м ³	0.07 кг Сорг/м ² /год	±30
B3 Седиментация органического вещества в Рыбинском водохранилище	0.17 кг C- CO_2 /м ² /год	0.17 кг C- CO_2 /м ² /год	±39
C2 — доля автохтонного органического вещества в воде водохранилища	—	0.40	—

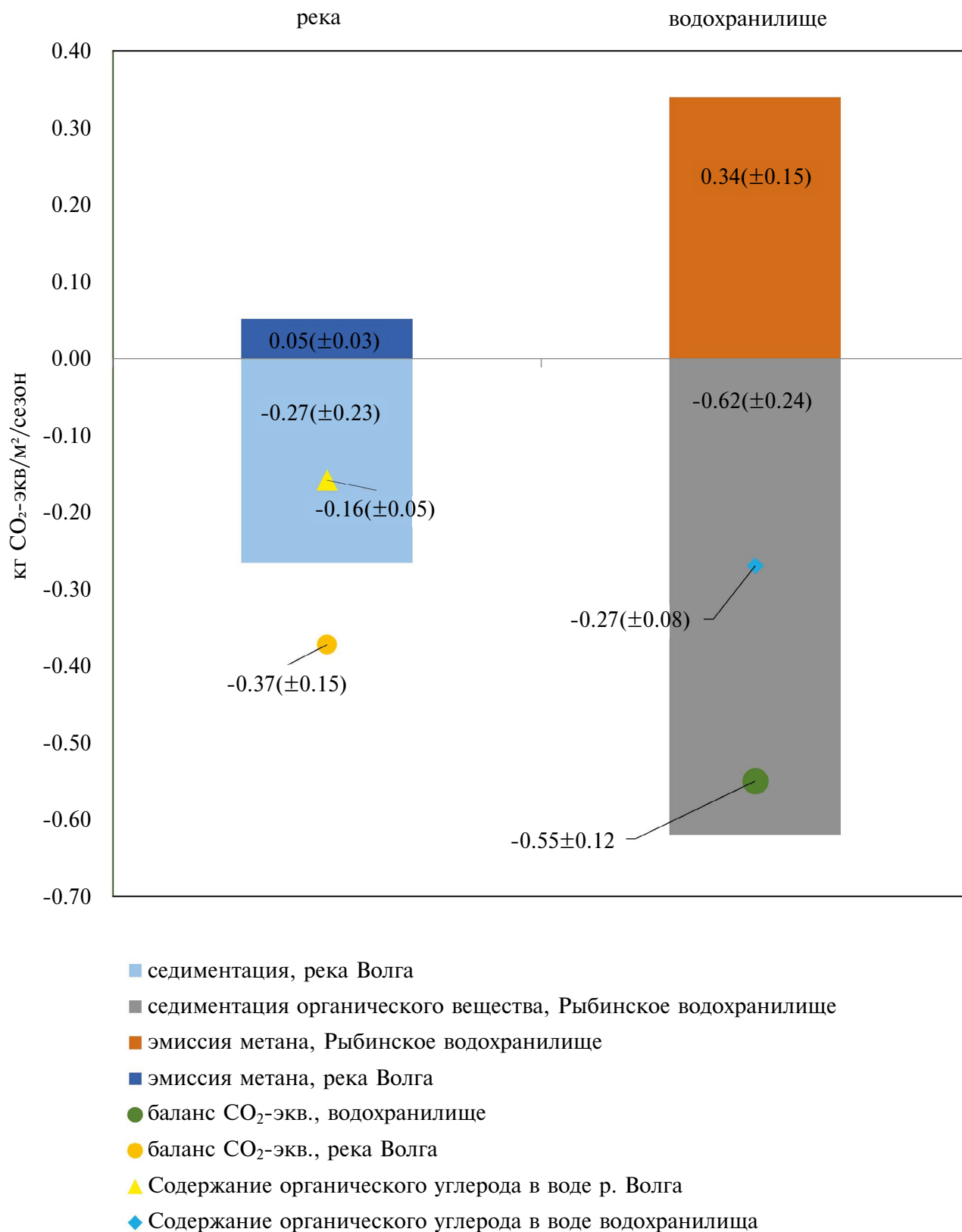


Рис. 3. Баланс потоков парниковых газов в CO_2 -эквиваленте на Рыбинском водохранилище и реке Волга (положительные значения характеризуют эмиссию, отрицательные — поглощение)

Показатель содержания общего органического углерода в воде Рыбинского водохранилища определялся по данным измерений и составил 0.013 ± 0.004 кг Сорг/м³. Показатель содержания общего органического углерода в реке составил 0.008 ± 0.002 кг Сорг/м³ что в 1.7 раз ниже, чем в водохранилище, хотя широкие диапазоны разброса данных вокруг средних величин не позволяют установить статистическую значимость этого результата (см. табл. 7). Разница может быть обусловлена, вероятно, тем, что в реках органическое вещество находится в движении и выносится вниз по течению, тогда как сооружение дамб и плотин препятствуют дальнейшему выносу органики и способствуют её накоплению в самом водохранилище. Накопление автохтонного органического вещества происходит также за счет развития собственной биоты на территории водохранилища [Ciesla et al, 2022].

Выполненные расчеты по формулам (7)–(14) с использованием как измеренных данных, так и модельных оценок, позволили оценить антропогенный вклад в нетто-баланс парниковых газов в результате устройства водохранилища и его составляющие (отрицательные величины показывают сокращение данного потока с м² в водохранилище по сравнению с рекой, положительные – его увеличение):

$$E_{\text{anthrop}} = 0.31 \pm 0.13 \text{ кг CO}_2\text{-экв./м}^2\text{/год};$$

$$C_{\text{opr_anthrop}} = 0.02 \pm 0.016 \text{ кг CO}_2\text{-экв./м}^2\text{/год};$$

$$S_{\text{anthrop}} = 0.46 \pm 0.24 \text{ кг CO}_2\text{-экв./м}^2\text{/год}.$$

Общая величина F_{anthrop} отрицательная и соответствует -0.18 ± 0.28 кг CO₂-экв./м²/год. Таким образом нами получен вывод о том, что с высокой вероятностью антропогенное воздействие на речную экосистему привело к нетто-поглощению парниковых газов при устройстве водохранилища, что, в свою очередь, свидетельствует о возможности отрицательного углеродного следа электроэнергии с данной ГЭС. При этом отмечаем необходимость продолжения натурных измерений и совершенствования модельных оценок для накопления более делительных и надёжных данных по потокам углерода и парниковых газов в экосистемах рек и энергетических водохранилищ, которые позволят снизить неопределенности полученных оценок.

Таким образом, по разнице между неуправляемой и управляемой экосистемой были получены следующие результаты:

- эмиссия метана с поверхности водохранилища в абсолютном выражении была на 0.009 ± 0.0046 кг C-CH₄/м²/год (уровень значимости по t-критерию Стьюдента $p = 0.077$) или в 6.5 раз выше, чем с поверхности реки (Δ B1-A1);
- осаждение органического вещества в водохранилище на 0.1 ± 0.009 кг C-CO₂/м²/год ($p = 0.304$) или в 2.3 раза выше, чем в реке;
- содержание органического и взвешенного углерода в воде водохранилища на 0.0053 ± 0.0047 кг Сорг/м³ ($p = 0.827$) или в 1.7 раз выше, чем в реке (Δ B2-A2).

В целом, оценки, полученные в нашей работе, хорошо согласуются с данными разных авторов. Наиболее изученным показателем является эмиссия метана в атмосферу от поверхности воды, т.к. известно, что водохранилища являются источником дополнительной эмиссии метана [Tremblay et al., 2005]. Несмотря на наличие многих работ по оценкам эмиссии метана с их поверхности, проблема достоверной оценки остается актуальной, поскольку эти оценки основаны на ограниченном числе данных и имеют довольно большой разброс. Так, в работе [Varis et al., 2012] в умеренно-холодной (бореальной) зоне среднее значение эмиссии углекислого газа по исследованной группе водохранилищ составляет 1890 мг CO₂/м²/сут и 17 мг CH₄/м²/сут (62 кг CH₄/га/год), а для умеренной зоны средняя оценка – 550 мг CO₂/м²/сут и 9 мг CH₄/м²/сут (или 33 кг CH₄/га/год). В работе [Deemer et al., 2016] для водохранилищ энергетического назначения даётся оценка потоков парниковых газов 32–149 мг CH₄/м²/сут (или 117–544 кг CH₄/га/год). В работе [Barros et al, 2011] среднее значение эмиссий углекислого газа и метана для водных объектов высоких широт (30–68°с.ш.) оценивалось в 1203 мг CO₂/м²/сут и 55 мг CO₂/м²/сут (или 55 кг CH₄/га/год), соответственно.

Содержание общего органического углерода в реках имеет не менее значительный разброс значений. Так, в работе [Niemirycz et al., 2006] приведена оценка содержания общего органического углерода от 3.7 до 29.0 г/м³ в воде р. Одра. В работах [Niemirycz, 1985–2001] оценка варьировалась от 5.7 до 21.1 г/м³ для рек, протекающих по тер-

ритории Польши. В работе [Thurman, 1986] приводились оценки для ряда рек Европы, которые варьировались от 5.7 до 8.5 г/м³. Для российских рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, приводилась оценка в 3.1–13.9 г/м³ согласно работе [Lobbess et al., 2000]. В работе [Рижинашвили, 2008] также приводятся оценки содержания общего органического вещества в водах рек Валдайка (4.72 г/м³), Малая Истра (4.72 г/м³), Ока (5.23 г/м³) и Самара (5.58 г/м³). Значение содержания органического вещества в воде реки Волга равно 6.4 г/м³ согласно работе [Рижинашвили, 2008], хорошо коррелирует с оценками, полученными в нашей работе (8 г/м³), и результатами других авторов для рек умеренной и бореальной зоны.

Эмиссия метана с поверхности неуправляемых водных экосистем может варьировать в зависимости от их широтного и зонального положения. Так, в работе [Bastviken et al., 2011] годовая эмиссия CH₄ с поверхности рек составляет 5.1 г/м² для широт < 24°, 4.8 г/м² для широт 25°–54°, 2.5 г/м² для широт > 54°–66° и 2.6 г/м² для широт > 66°. В работе [Campeau et al., 2014] оценки потоков метана с поверхности рек, протекающих в бореальной зоне (Канада), варьируют от 1.3 до 40.9 г/м². В работе [Bussmann et al., 2022] эмиссия метана с поверхности реки умеренной зоны составила 1.4 г/м², хотя оценка эмиссии метана в работе [Matoušů et al., 2019] для той же реки составила 0.9 г/м². Значение эмиссии метана для реки Волга в окрестности изученных водохранилищ, использованное в нашей работе, составляет около 2 г/м² в год.

Данные по оценке антропогенного вклада в баланс парниковых газов водохранилищ в литературе нами не обнаружены.

Как показал анализ национальных кадастров развитых стран, методология МГЭИК 2019 г. пока не применяется в их ежегодной отчетности. По нашему мнению, это косвенно свидетельствует о недостаточной надежности методики по умолчанию. Так, Канада представляет оценки только по CO₂, не указывая эмиссию метана [National Inventory..., 2022]. Финляндия отчитывается только по эмиссиям парниковых газов при переводе земель в водно-болотные угодья [Greenhouse gas..., 2022], а США и Германия совсем не включают эту категорию в отчетность [EPA, 2022; Submission..., 2022]. Именно поэтому результаты масштабной работы по исследованию

9 крупнейших водохранилищ России и разработка корректной методики оценки антропогенных выбросов и поглощения парниковых газов от затопленных земель являются передовым достижением не только в национальном, но и мировом масштабе.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценки коэффициентов антропогенных выбросов парниковых газов на основе данных натурных наблюдений и моделирования на девяти водохранилищах Российской Федерации, расположенных в различных природно-климатических условиях, выполнены в соответствии с методикой и рекомендациями МГЭИК по трем уровням сложности. Согласно МГЭИК для водохранилищ старше 20 лет поток углекислого газа считается сбалансированным, поэтому в результирующих оценках принимается во внимание только эмиссия метана. Осреднённые коэффициенты эмиссии метана с поверхности исследуемых водохранилищ составили 5.6 (±4.3) кг CH₄/га/год для бореальной зоны и 33.2 (±16.8) кг CH₄/га/год для прохладной умеренной влажной зоны. Коэффициенты были рассчитаны на год с учетом продолжительности безледного периода. Полученный в данной работе коэффициент эмиссии для бореальной зоны близок к диапазону коэффициента по умолчанию МГЭИК (13.6±6.3 кг CH₄/га), коэффициент эмиссии для прохладной умеренной влажной зоны ниже коэффициента по умолчанию (54.0±5.5) в 1.6 раз.

По результатам анализа полученных значений эмиссии метана с поверхности водохранилищ по 1 и 2 Уровням следует, что национальные коэффициенты оказываются в среднем на 63% ниже оценок эмиссии метана с поверхности водохранилищ, рассчитанных по методологии МГЭИК. Национальные коэффициенты эмиссии, в отличие от коэффициентов МГЭИК 2019, учитывают территориально-географические особенности страны, а также конкретные свойства отдельных водохранилищ, например, особенности функционирования водохранилищ, размеры и глубины, относительное расположение кислородных/бескислородных водозаборов, их трофический статус, осаждение и улавливание углерода, и другие факторы окружающей среды (например, сезонный ледяной покров), что позволяет дать более точные оценки.

По результатам балансовой оценки эмиссий и поглощений парниковых газов (коэффициенты 3 Уровня по МГЭИК) согласно данным измерений и математического моделирования, антропогенная составляющая баланса потоков парниковых газов Рыбинского водохранилища оценена в -0.18 ± 0.28 кг CO_2 -экв/ м^2 /год, что свидетельствует, что антропогенное воздействие на речную экосистему с высокой вероятностью привело к нетто-поглощению парниковых газов при заполнении водохранилища.

Если полученные результаты будут подтверждены на других исследованных энергетических водохранилищах, можно будет подтвердить вывод об антропогенном нетто-поглощении парниковых газов на водохранилищах бореальной и/или умеренной зон России. Это, в свою очередь, свидетельствует о возможности отрицательного углеродного следа электроэнергии крупных ГЭС.

Оценки, приведённые в данной работе, носят предварительный характер и требуют дополнительных исследований по накоплению длительных рядов данных и повышения надежности математического моделирования, для подтверждения нетто-поглощения парниковых газов крупными искусственными водными экосистемами. Для уточнения оценок антропогенных потоков парниковых газов на водохранилищах необходимо продолжить измерения годовых потоков парниковых газов как до строительства плотины (на участке реки до начала водохранилища), так и на самих водохранилищах, а также после плотины ниже по течению реки. Для корректного учета межгодовой изменчивости необходимо уточнить такие параметры за период не менее 10 лет, как:

- эмиссия метана в единицах углерода с площади поверхности в среднем за год по всем изученным водохранилищам;
- содержания органического углерода в единице объема воды и динамики этого показателя;
- скорость осаждения органического углерода на единицу площади в год в водохранилищах и в реках, впадающих в них.

Это позволит более точно вычленить антропогенное воздействие на изменение потоков парниковых газов в категории МГЭИК «Затопленные земли, остающиеся затопленными землями».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Законнов В.В. Аккумуляция биогенных элементов в донных отложениях водохранилищ Волги // Органическое вещество донных отложений волжских водохранилищ. Труды ИБВВ РАН. 1993. Вып. 66(69). С. 3–16.
- Законнов В.В. Осадкообразование в водохранилищах Волжского каскада. Автореферат дисс. ... доктора географических наук. Москва: Институт географии РАН, 2007. 52 с.
- Законнов В.В., Литвинов А.С., Законнова А.С. Пространственно-временная трансформация грунтового комплекса водохранилищ Волги. Сообщение 2. Результаты мониторинга донных отложений и последствия понижения уровня Рыбинского водохранилища // Водное хозяйство России. 2015. № 4. С. 21–35.
- Иванов В.А., Чалов С.Р. Соотношение компонентов баланса наносов для больших рек: эрозия и аккумуляция, русловая и водосборная эрозия. Почвенные и земельные ресурсы: традиционные и инновационные подходы к изучению и управлению // Материалы международной научно-практической конференции. 2023. С. 69–72.
- Карнаухова Г.А. Процессы осадкообразования в водохранилищах ангарского каскада. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы Сибирского отделения Российской академии наук, 2009. 63 с.
- МГЭИК (2006). Руководящие принципы национальных инвентаризаций парниковых газов МГЭИК 2006 года. Программа МГЭИК по национальным кадастрам парниковых газов. Под ред. Игглестон Х.С., Буэндиа Л., Мива К., Нгара Т. Танабе К. Япония: ИГЕС.
- Отчет о научно-исследовательской работе по теме «Измерение выбросов парниковых газов и оценка поглощающей способности гидроэнергетических объектов», этап 1, Москва, 2021. 242 с.
- Отчет о научно-исследовательской работе по теме «Измерение выбросов парниковых газов и оценка поглощающей способности гидроэнергетических объектов», этап 3, Москва, 2024. 211 с.
- Репина И.А., Терский П.Н., Горин С.Л., Агафонова С.А., Ахмерова Н.Д., Василенко А.Н., Гречушникова М.Г., Фролова Н.Л., Казанцев В.С., Шестеркин В.П. Натурные измерения эмиссии метана на крупнейших водохранилищах России в 2021 г. Начало масштабных исследований // Водные ресурсы. 2022. Т. 49. № 6. С. 713–718.

- Рижинашвили А.Л.* Показатели содержания органических веществ и компоненты карбонатной системы в природных водах в условиях интенсивного антропогенного воздействия // Вестник СПбГУ. 2008. сер.4. Физика, химия. № 4. С. 90–101.
- Рыбинское водохранилище и его жизнь. Л: Наука, 1972. 364 с.
- Степаненко В.М., Гречушникова М.Г., Репина И.А.* Численное моделирование эмиссии метана из водохранилища // Фундаментальная и прикладная климатология. 2020. Т. 2. С. 76–99.
- Barros N., Cole J., Tranvik L. et al.* Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude // Nature Geosci. 4. 2011. P. 593–596.
- Bastviken D., Nygren J., Schenk J., Parellada Massana R., Duc N. T.* Technical note: Facilitating the use of low-cost methane (CH₄) sensors in flux chambers – calibration, data processing, and an open-source make-it-yourself logger // Biogeosciences. 17. 2020. P. 3659–3667.
- Bastviken D., Tranvik L., Downing J., Crill P., Enrich-Prast A.* Freshwater Methane Emissions Offset the Continental Carbon Sink // USA: Science. 2011. V. 331. P. 6013–6063.
- Berga L.* The Role of Hydropower in Climate Change Mitigation and Adaptation: A Review // Engineering. V. 2. Issue 3. 2016. P. 313–318.
- Bretz K.A., Jackson A.R., Rahman S., Monroe J.M., Hotchkiss E.R.* Integrating ecosystem patch contributions to stream corridor carbon dioxide and methane fluxes // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2021. V. 126. P. 1–17.
- Bussmann I., Koedel U., Schütze C., Kamjunke N., Koschorreck M.* Spatial Variability and Hotspots of Methane Concentrations in a Large Temperate River // Front. Environ. Sci. 2022. V. 10. P. 1–14.
- Campeau A., Lapierre J.-F., Vachon D., del Giorgio P.A.* Regional contribution of CO₂ and CH₄ fluxes from the fluvial network in a lowland boreal landscape of Québec // Global Biogeochem. Cycles. 2014. V. 28. P. 57–69.
- Ciesla M., Gruca-Rokosz R., Bartoszek L.* Significance of organic matter in the process of aggregation of suspended sediments in retention reservoirs // Sci. Total Environ. 2022. V. 815. P. 1–11.
- Clark J.A., Jafarov E.E., Tape K.D. et al.* Thermal modeling of three lakes within the continuous permafrost zone in Alaska using the lake 2.0 model // Geoscientific Model Development. 2022. V. 15. P. 7421–7448.
- Crawford J.T., Loken L.C., West W.E., Crary B., Spawn S.A., Gubbin N., Jones S.E., Striegl R.G., Stanley E.H.* Spatial heterogeneity of within-stream methane concentrations // J. Geophys. Res.-Biogeosci. 2017. V. 122. 1036–1048.
- Deemer B.R., Harrison J.A., Li S., Beaulieu J.J., Del Sontro T., Barros N. et al.* Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: A new global synthesis // BioScience. 2016. V. 66(11). P. 949–964.
- EPA Inventory of U.S. Greenhouse Gas Emissions and Sinks: 1990–2020. U.S. Environmental Protection Agency, EPA 430-R-22-003. 2022. <https://www.epa.gov/ghgemissions/draft-inventory-us-greenhouse-gas-emissions-and-sinks-1990-2020>.
- Fearnside P.* Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: Reply to Rosa et al. // Clim. Change. 2006. № 75. P. 103–109.
- Fearnside P.M.* Hydroelectric dams in the Brazilian Amazon as sources of greenhouse gases // Environ. Conserv. 1995. № 22. P. 7–19.
- Giles J.* Methane quashes green credentials of hydropower // Nature. 2006. V. 444. P. 524–525.
- Goldenfum J.A.* GHG Measurement Guidelines for Freshwater Reservoirs. London: The International Hydropower Association (IHA), 2010. 138 p.
- Golub M., Thiery W., Marcé R. et al.* A framework for ensemble modelling of climate change impacts on lakes worldwide: the isimip lake sector // Geoscientific Model Development. 2022. V. 15. P. 4597–4623.
- Greenhouse gas emissions in Finland 1990 to 2020. National Inventory Report under the UNFCCC and the Kyoto Protocol. 2022. 535 p.
- Tremblay A., Varfalvy L., Roehm C., Garneau M.* Greenhouse Gas Emissions – Fluxes and Processes, Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments. Environmental Science Series. New York: Springer, 2005. 732 p.
- Ion I.V., Ene A.* Evaluation of Greenhouse Gas Emissions from Reservoirs // A Review. Sustainability. 2021. V. 13. P. 1–16.
- IPCC 2019 Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories / Calvo Buendia, E., Tanabe, K., Kranjc, A., Baasansuren, J., Fukuda, M., Ngarize, S., Osako, A., Pyrozhenko, Y., Shermanau, P. and Federici, S. (eds). IPCC: Switzerland, 2019.
- IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M. and Miller H.L. (eds.). Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, USA. 996 p.
- IPCC Special Report on Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation / Edenhofer O., Pichs-Madruga R., Sokona Y., Seyboth K., Matschoss P.,

- Kadner S., Zwickel T., Eickemeier P., Hansen G., Schlömer S., C. von Stechow (eds.) / Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 2011. 246 p.
- IPCC: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R. and Zhou B. (eds.). Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 2021. 2391 p.
- Johnson M. S., Matthews E., Bastviken D., Deemer B., Du J., Genovese V. Spatiotemporal methane emission from global reservoirs // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2021. V. 126. P. 1–19.
- Kougias I. Hydropower Technology Development Report 2020. Luxembourg: Publications Office of the European Union, 2020. 44 p.
- Levasseur A., Mercier-Blais S., Prairie Y.T., Tremblay A., Turpin C. Improving the accuracy of electricity carbon footprint: Estimation of hydroelectric reservoir greenhouse gas emissions // *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 2021. V. 136. P. 1–15.
- Lobbies J.M., Fitznar H. P., Kattne G. Biogeochemical characteristics of dissolved and particulate organic matter in Russian rivers entering the Arctic Ocean // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64. № 17. P. 2973–2983.
- Lomov V., Stepanenko V., Grechushnikova M., Repina I. Mechanistic modeling of the variability of methane emissions from an artificial reservoir // *Water*. 2024. V. 16. № 1. P. 76.
- Matoušů A., Rulík M., Tušer M., Bednařík A., Šimek K., Bussmann I. et al. Methane Dynamics in a Large River: a Case Study of the Elbe River // *Aquat. Sci.* 2019. V. 81 (1). P. 1–12.
- National Inventory Report 1990–2020: Canada's Submission to the United Nations Framework Convention on Climate Change. ECCC (Environment and Climate Change Canada): Quebec, 2022.
- Niemirycz E. et al. Riverine input of pollutants. Environmental Conditions in the Polish Zone of the Southern Baltic Sea // *Maritime Branch Materials*: Gdynia. 1985–2000.
- Niemirycz E., Gozdek J., Koszka-Marón D. Variability of Organic Carbon in Water and Sediments of the Odra River and Its Tributaries // *Polish Journal of Environmental Studies*. V. 15. № 4. 2006. P. 557–563.
- Robison A.L., Wollheim W.M., Turek B., Bova C., Snay C., Varner R.K. Spatial and temporal heterogeneity of methane ebullition in lowland headwater streams and the impact on sampling design // *Limnol. Oceanogr.* 2021. V. 66. P. 4063–4076.
- Rodríguez-García V.G., Palma-Gallardo L.O., Silva-Olmedo F., Thalasso F. A simple and low-cost open dynamic chamber for the versatile determination of methane emissions from aquatic surfaces // *Limnol Oceanogr Methods*. 2023. V. 21. P. 828–836.
- Rosa L.P., Dos santos M.A., Matvienko B., Dos Santos E.O., Sikar E. Greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical regions // *Clim. Change*. 2004. V. 66. P. 9–21.
- Stanley E.H., Loken L.C., Oliver S.K., Casson N.J., Sponseller R.A., Wallin M., Zhang L., Rocher-Ros G. GRiMeDB: the Global River Methane Database of concentrations and fluxes // *Earth Syst. Sci. Data*. 2023. V. 15. P. 2879–2926.
- Stepanenko V., Mammarella I., Ojala A., Miettinen H., Lykosov V., Vesala T. LAKE 2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes // *Geoscientific Model Development*. 2016. V. 9. № 5. P. 1977–2006.
- Stepanenko V., Valerio G., Pilotti M. Horizontal pressure gradient parameterization for one-dimensional lake models // *J. of Adv. in Modelling Earth Sys.* 2020. V. 12. P. 21–63.
- Submission under the United Nations Framework Convention on Climate Change and the Kyoto Protocol 2022. National Inventory Report for the German Greenhouse Gas Inventory 1990–2020. Federal Environment Agency, 2022.
- Tranvik L.J., Downing J.A., Cotner J.B., Loiselle, S.A., Striegl R.G., Ballatore T.J., Weyhenmeyer G.A. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate // *Limnology and Oceanography*. 2009. № 54 (6–2). P. 2298–2314.
- Zhao Yiyang, Suning Liu, Haiyun Shi. Impacts of dams and reservoirs on local climate change: a global perspective // *Environmental Research Letters*. 2021. V. 16. № 10. P. 1–13.

ESTIMATION OF THE ANTHROPOGENIC COMPONENT OF GREENHOUSE GAS FLUXES FROM THE SURFACE OF ENERGY RESERVOIRS IN THE RUSSIAN FEDERATION

© 2025 A. A. Romanovskaya^{1,*}, P. D. Polumieva¹, I. A. Repina^{2,3},
A. A. Trunov¹, V. M. Stepanenko³, V. A. Lomov^{2,3}

¹*Yu. A. Izrael Institute of Global Climate and Ecology, Glebovskaya str., 20B, Moscow, 107258 Russia*

²*Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the RAS,
Pyzhevskiy per., 3, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

³*Lomonosov Moscow State University, Research Computing Centre, Leninskie gory, 1, bld. 4, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: an_roman@igce.ru

The paper assesses anthropogenic emissions and absorptions of greenhouse gases from energy reservoirs in the Russian Federation based on the results of field measurements in 2021–2023. Measurements of methane fluxes from the surface of reservoirs were carried out by employees of the Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences in the shallow and deep-water parts of the basins of nine reservoirs (Kolymenskoye, Bureiskoye, Volgogradskoye, Boguchanskoye, Zeyskoye, Kuibyshevskoye, Rybinskoye, Chirkeyeskoye, Sayano-Shushenskoye). Based on these measurements and modeling data, we analyzed and compared the obtained results with the methane emission factors presented in the methodological documents of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). We have developed adjusted coefficients using Tiers 1 and 2 methods according to the IPCC. The results show that the revised national factors are on average 63% lower than the default IPCC factors. A methodology for assessing the anthropogenic component of the greenhouse gas balance due to reservoir construction using Tier 3 method has been developed based on carbon balance calculations and the difference between the parameters of the reservoir water and the river before it. Using the example of the Rybinsk Reservoir, we assessed the anthropogenic component of the greenhouse gas flow, corresponding to a net absorption of 0.18 kg CO₂-eq/m²/year. A conclusion has been made about the possibility of a negative carbon footprint of electricity from large hydroelectric power plants.

Keywords: reservoirs, greenhouse gases, methane, emissions, sources, absorption

УДК 551.466

ОЦЕНКА АМПЛИТУДЫ СЕЙШ, ВОЗБУЖДАЕМЫХ УДАЛЕННЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В МАЛЫХ ВОДОЕМАХ СУШИ

© 2025 г. Д. Н. Валеева^{a, *}, М. А. Носов^{a, b, **}

^aФизический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, стр. 2, Москва, 119991 Россия

^bИнститут морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН,
ул. Науки, 1Б, Южно-Сахалинск, 693022 Россия

*e-mail: dilaravn@mail.ru

**e-mail: m.a.nosov@mail.ru

Поступила в редакцию 09.08.2024 г.

После доработки 17.12.2024 г.

Принята к публикации 27.12.2024 г.

Проанализирован процесс формирования сейшевых колебаний уровня, инициируемых удаленными землетрясениями в малых водоемах суши, и предложен метод оценки амплитуды таких колебаний. Показано, что для оценки амплитуды водоем может быть описан двумя параметрами: горизонтальной протяженностью и максимальным периодом собственных колебаний. Метод основан на точном аналитическом решении одномерной задачи в рамках линейной теории длинных волн. Метод предполагает знание горизонтальных компонент сейсмических колебаний грунта. Для численных расчетов в работе использована запись катастрофического землетрясения в Турции 6 февраля 2023 г., полученная сейсмометром кафедры физики Земли физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (Москва) на расстоянии 2050 км от эпицентра. Работоспособность метода подтверждена путем сопоставления аналитических оценок с результатами двумерного численного моделирования, проведенного для набора модельных бассейнов цилиндрической формы и постоянной глубины, а также для водоемов с батиметрией, соответствующей реальным озерам. Показано, что означенное землетрясение в водоемах московского региона могло возбудить колебания уровня с размахом до 0.5 м.

Ключевые слова: сейши, землетрясения, теория длинных волн, аналитическое решение, численное моделирование

DOI: 10.31857/S0002351525020086, **EDN:** GJBOQZ

1. ВВЕДЕНИЕ

Землетрясения являются одной из известных (классических) причин возникновения сейш — стоячих волн в замкнутых или частично замкнутых водоемах [Kvale, 1955; Rabinovich, 2009; McGarr, 2011; Смирнов и др., 2014]. Многочисленные описания и видеозаписи стоячих волн с амплитудой более метра в естественных и искусственных водоемах, расположенных вблизи эпицентров сильных землетрясений [<https://youtu.be/S5dKWNA6CLU>], позволяет отнести сейсмогенные сейши к категории опасных явлений. Заметим, что внезапное возникновение колебаний уровня с амплитудой более метра во внутренних водоемах, которые не подвержены регулярному

воздействию штормовых волн и приливов, или в плавательных бассейнах могут представлять угрозу для береговой инфраструктуры и даже для человеческих жизней.

Известно, что не только близкие, но и удаленные землетрясения способны возбуждать сейши значительной амплитуды. Например, сейсмические волны от катастрофического землетрясения в Японии 11 марта 2011 г. [Тохоку, 2011] на расстоянии от эпицентра в 8300 км вызвали колебания уровня в норвежских фьордах с амплитудой около 1.5 м [Bondevik et al, 2013]. Заметим, что на расстоянии 850 км от эпицентра в оз. Бива (Biwa), расположенном в центральной части острова Хонсю, амплитуда сейш по данным измерений

не превышала 0.1 м [Iwaki and Toda, 2022]. Аляскинское землетрясение 1964 г. послужило причиной сейшевых колебаний уровня, которые были зарегистрированы мареографами в разных частях света [McGarr and Vorhis, 1965]. Сейши, вызванные Великим Лиссабонским землетрясением 1755 г., описаны И. Кантом [Kant, 1839].

Непосредственно сейсмической генерации длинных волн в замкнутых водоемах посвящено сравнительно небольшое число публикаций. Однако близким гидродинамическим явлениям, в том числе стоячим длинным волнам в ограниченных водоемах или резервуарах, в научной литературе уделено значительное внимание. В частности, этой теме посвящены разделы в классических книгах по гидродинамике [Лэмб, 1947; Кочин и др., 1963]. Теоретические основы описания возбуждения волн в колеблющихся сосудах, представлены в работах [Моисеев и Петров, 1966; Сре-тенский, 1977]. Одно из возможных технических приложений этой задачи – описание колебаний топлива в баках ледокольных судов – приведено в работе [Елизарова и Сабурин, 2013]. Результаты численного моделирования сейсмоиндуцированных сейшевых колебаний в водоемах с реальной батиметрией представлены в работах [Ichinose and Anderson, 2000; Bondevik et al, 2013]; для воспроизведения сейшевых колебаний авторы обеих работ использовали линейную теорию длинных волн. В статье [Ichinose and Anderson, 2000] воздействие землетрясения было описано как мгновенное изменение начального уровня воды, соответствующее вертикальным смещениям дна (горизонтальное смещение не учитывалось), – именно таким образом поступают при описании генерации цунами землетрясением [Levin and Nosov, 2016]. В статье [Bondevik et al, 2013] подход был иным: в качестве вынуждающего воздействия были использованы горизонтальные компоненты ускорения, записанные сейсмографом.

Основной целью настоящей работы является анализ механизма формирования сейсмогенных сейшевых колебаний в замкнутом водоеме суши с целью разработки метода оценки амплитуды колебаний уровня по реальной акселерограмме. В основу метода положено аналитическое решение одномерной задачи. Проверка адекватности оценок производится с применением двумерного численного моделирования на наборе цилиндрических водоемов фиксированной глубины и озер с реальной батиметрией.

2. ОГРАНИЧЕНИЯ ИСПОЛЬЗУЕМОЙ МОДЕЛИ И ВХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Будем рассматривать возбуждение сейшевых колебаний в небольших замкнутых водоемах суши, горизонтальные размеры которых L существенно уступают длинам сейсмических волн Λ : $L \ll \Lambda$. В этом случае сейсмические колебания можно представить как движения недеформируемой чаши водоема с единым для каждой точки ускорением. Это позволяет описывать генерацию сейш сейсмическими колебаниями в неинерциальной системе отсчета путем введения внешней силы (ускорения).

При типичных для сильных землетрясений периодах поверхностных сейсмических волн ($\sim 10\text{--}100$ с) их фазовая скорость составляет ~ 4 км/с [Soomro et al, 2016], т.е. длины поверхностных волн составляют $\Lambda \sim 40\text{--}400$ км. Можно заключить, что разрабатываемый нами метод применим для водоемов с размерами до нескольких километров. Очевидно, что большая часть водоемов суши и искусственных бассейнов удовлетворяет условию $L \ll \Lambda$.

Горизонтальные размеры естественных водоемов суши, как правило, существенно превосходят глубину. Длины волн низших мод сейшевых колебаний по порядку величины соответствуют горизонтальным размерам водоема. Следовательно, низшие моды должны хорошо описываться теорией длинных волн. Именно эту теорию мы будем применять ниже.

При расчете отклика водоема на сейсмические колебания в качестве исходных данных может использоваться либо реальный сигнал, зарегистрированный сейсмометром вблизи водоема, либо синтетическая сейсмограмма, рассчитанная численно. В обоих случаях сейсмический сигнал может содержать высокочастотные компоненты, которые способны возбуждать в водоеме короткие волны, не описываемые теорией длинных волн. Если в качестве условия применимости теории длинных волн принять $\lambda > 10H$, где H – глубина водоема, то, зная скорость длинных волн $\sqrt{gH}$, где g – ускорение силы тяжести, несложно получить условие на предельный период $T_c = 10\sqrt{H/g}$. При типичных для небольших природных водоемов глубинах $\sim 1\text{--}10$ м предельный период составляет $\sim 3\text{--}10$ с.

На юго-востоке Турции 6 февраля 2023 г с интервалом в несколько часов произошли два

мощных землетрясения. В настоящей работе мы будем использовать запись первого из этих двух событий ($M_w = 7.8$), которое по данным Геологической службы США (USGS) произошло в 01:17:34 (UTC). Координаты эпицентра 37.226°N , 37.014°E , глубина гипоцентра 10 км. Сигнал был зарегистрирован сейсмометром кафедры физики Земли физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (55.7°N , 37.5°E) на эпицентральной расстоянии около 2050 км.

Сейсмометр кафедры физики Земли регистрирует скорость смещений в вертикальном направлении (Z), а также по направлениям восток–запад (E) и север–юг (N) с частотой оцифровки

100 Гц. Оригинальный сигнал был подвергнут следующей обработке: сначала скорости были пересчитаны в ускорение, затем ускорения обработаны низкочастотным фильтром с частотой отсечки $f_c = 0.25$ Гц. После фильтрации частота оцифровки сигнала была уменьшена до 1 Гц.

Зарегистрированные и фильтрованные сигналы по направлениям Z, E и N представлены на рис. 1. Видно, что процедура низкочастотной фильтрации незначительно изменяет оригинальный сигнал и, что особенно важно в контексте рассматриваемой задачи, фактически не сказывается на пиковых амплитудах ускорения. Спектральные оценки, представленные на рис. 2, под-

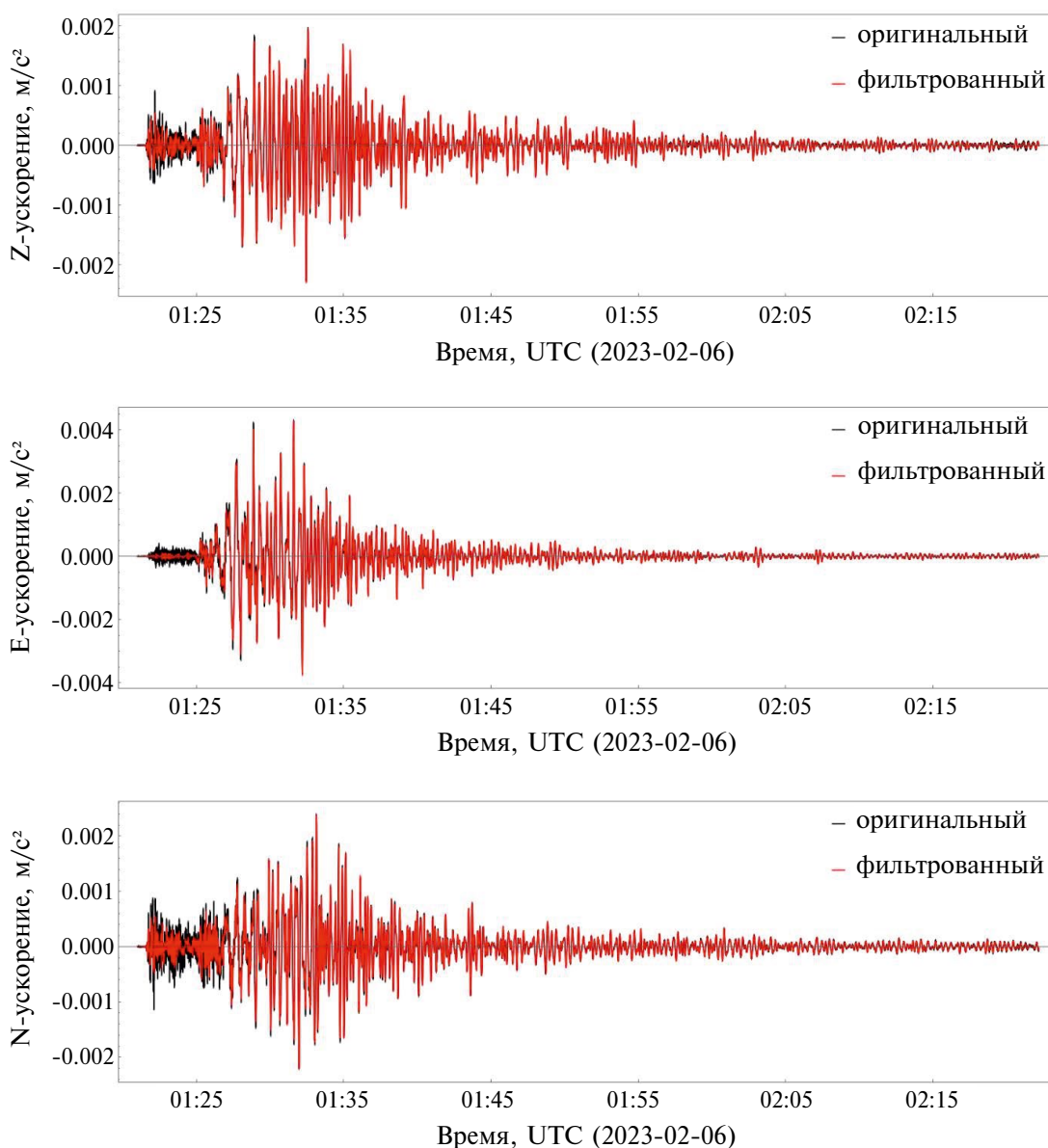


Рис. 1. Оригинальные и фильтрованные акселерограммы землетрясения в Турции 6 февраля 2023 г.

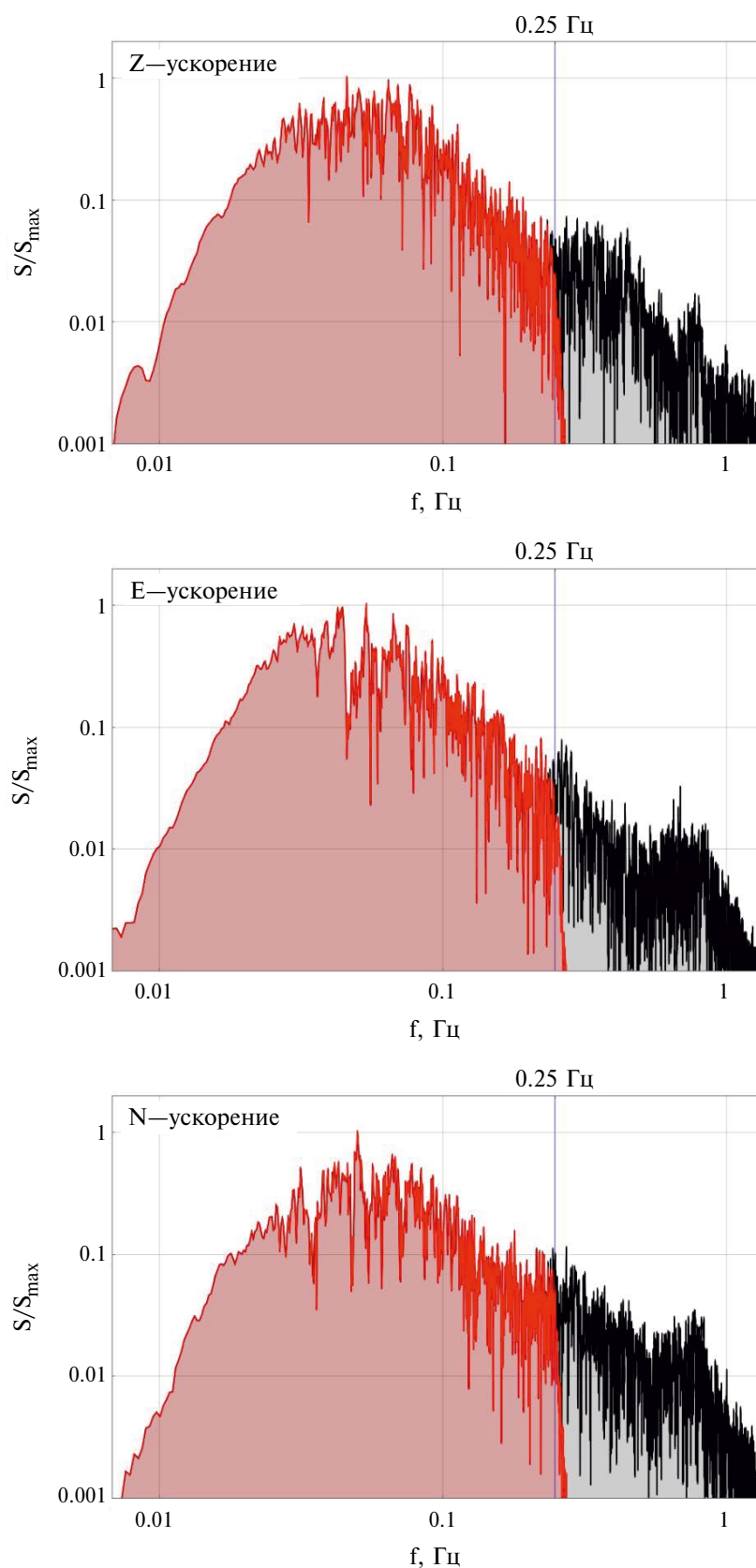


Рис. 2. Нормированные на максимальное значение спектральные оценки акселерограмм землетрясения в Турции 6 февраля 2023 г. Оригинальный сигнал — черная кривая, фильтрованный — красная. Частота отсечки фильтра «0.25 Гц» отмечена на рисунке

тверждают, что основной сигнал приходится на низкие частоты (< 0.1 Гц), и фильтрация с частотой отсечки $f_c = 0.25$ Гц только удаляет слабую высокочастотную компоненту сигнала.

Определение максимальной частоты сигнала имеет важное методическое значение. Типичной для поверхностных сейсмических волн скорости распространения около 4 км/с частоте 0.25 Гц соответствует длина сейсмической волны 16 км. Напомним, что одно из условий применимости нашего подхода состоит в том, чтобы горизонтальный размер водоема был существенно меньше длины сейсмической волны. Видно, что при частоте отсечки фильтра $f_c = 0.25$ Гц целесообразно ограничиться водоемами с горизонтальными размерами примерно до 1 км.

Следует еще заметить, что установление определенной частоты отсечки фильтра f_c автоматически исключат из рассмотрения водоемы слишком малых размеров, собственные частоты которых превышают частоту отсечки. При $f_c = 0.25$ Гц к таким предельно малым водоемам можно, например, отнести бассейн глубиной 0.3 м и длиной 3 м.

В силу того, что мы будем использовать линейную теорию длинных волн, еще одним естественным ограничением модели является малость амплитуды колебаний уровня водоема по сравнению с глубиной. В реальных водоемах максимальные амплитуды волн обычно достигаются у берега на минимальной глубине. При использовании в качестве берега «вертикальной стенки», выставленной на определенной изобате H_0 — как это принято в моделях цунами [Levin and Nosov, 2016], — сопоставлять максимальную амплитуду следует именно с глубиной H_0 . Принимая, например, $H_0 = 1$ м, получаем, что волны с амплитудой до 0.1 м корректно описываются линейной моделью. И в подавляющем большинстве случаев удаленные землетрясения будут возбуждать именно такие «безопасные» колебания уровня. Но если линейная модель покажет, что амплитуда волн составляет десятки сантиметров или даже метры, то это основание расценивать рассматриваемый случай как потенциально опасный. Для получения точных оценок амплитуд «опасных» сейсмогенных сейшевых колебаний необходим учет нелинейности и топографии прибрежной полосы [e.g. Доброхотов и др. 2023]. Для волн большой амплитуды постановка граничных условий с использованием «вертикальной стенки» возможна

только при наличии крутых берегов, что встречается у природных водоемов и почти всегда реализовано в искусственных резервуарах.

Система линейных уравнений теории длинных волн, записанная в неинерциальной системе отсчета $0xyz$ (начало на невозмущенной поверхности воды, ось Oz направлена вертикально вверх, оси Ox и Oy — горизонтально), начало которой движется по горизонтали с ускорением $\vec{a}_h = (a_E(t), a_N(t))$ и по вертикали с ускорением $a_z = a_z(t)$, имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi}{\partial t} + (\nabla, \mathbf{H}\vec{v}) &= 0, \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} &= -(g - a_z)\nabla \xi + \vec{a}_h, \end{aligned} \quad (1)$$

где $\xi = \xi(x, y, t)$ — смещение свободной водной поверхности от равновесного положения, $\vec{v} = (u(x, y, t), v(x, y, t))$ — вектор горизонтальной скорости течения. Если предположить, что инициирующий сейшевые колебания сейсмический сигнал вступает в некоторый момент времени $t = 0$, то систему уравнений (1) следует решать с нулевыми начальными условиями:

$$\xi = 0, u = 0, v = 0. \quad (2)$$

В качестве граничных условий будем использовать условие непротекания на берегах (на близкой к берегу изобате H_0):

$$(\vec{v}, \vec{n}) = 0, \quad (3)$$

где $\vec{n}$ — нормаль к линии берега (к изобате H_0).

Из системы уравнений (1) видно, что при амплитудах сейсмических ускорений, которые значительно уступают ускорению свободного падения, и, соответственно, при малых амплитудах смещения свободной поверхности, вертикальной компонентой a_z можно пренебречь. Тем не менее, в случае продолжительного воздействия вертикальных сейсмических колебаний возможно развитие параметрического резонанса [e.g. Левин и др, 1984; Levin, 1996]. Известно [Левин и Носов, 2005], что характерное время роста амплитуды волн при параметрическом резонансе составляет $\tau = \frac{8g}{\eta_0 \omega^3}$, где η_0 и ω — амплитуда и циклическая частота сейсмических колебаний соответственно. При амплитуде ускорения ($a_z \sim \eta_0 \omega^2 = 0.002 \text{ м/с}^2$) и доминирующей частоте (~ 0.05 Гц), которые наблюдались при

рассматриваемом здесь Турецком землетрясении (см. рис. 1 и 2), получаем оценку величины $\tau \sim 1.3 \times 10^5$ с (35 ч), что существенно превышает время воздействия сейсмического ускорения на водоем. Таким образом, механизм параметрического резонанса в данном случае не может обеспечить значимого вклада в колебания свободной поверхности.

3. ОДНОМЕРНАЯ АНАЛИТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Суммируя приведенные выше соображения, будем рассматривать генерацию сейш горизонтальными сейсмическими колебаниями в рамках линейной теории длинных волн.

Вначале обратимся к упрощенной одномерной задаче о горизонтальных колебаниях канала фиксированной глубины H и длины L , торцевые стенки которого движутся в горизонтальном направлении с заданным ускорением. Для такого бассейна, в покоящейся инерциальной системе координат, линейные уравнения длинных волн можно привести к волновому уравнению (4) с граничными условиями (5):

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - gH \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} = 0, \quad (4)$$

$$\left. \frac{\partial \xi}{\partial x} \right|_{x=0, L} = -\frac{a(t)}{g}, \quad (5)$$

где $a(t)$ — ускорение, с которым движутся торцевые стенки канала.

Вторая краевая задача для уравнения (4)–(5) с нулевыми начальными условиями ($\xi = 0$, $\frac{\partial \xi}{\partial t} = 0$ при $t = 0$) имеет известное аналитическое решение [Полянин, 2001]:

$$\xi(x, t) = H \int_0^t d\hat{t} a(\hat{t}) (G(x, 0, t - \hat{t}) - G(x, L, t - \hat{t})), \quad (6)$$

где

$$G(x, \hat{x}, t) = \frac{t}{L} + \frac{2}{\pi\sqrt{gH}} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \cos\left(\frac{\pi n x}{L}\right) \times \\ \times \cos\left(\frac{\pi n \hat{x}}{L}\right) \sin\left(\frac{\pi n \sqrt{gH}}{L} t\right).$$

В результате элементарных преобразований выражение (6) сводится к виду

$$\xi(x, t) = \frac{2H}{\pi\sqrt{gH}} \int_0^t d\hat{t} a(\hat{t}) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \cos\left(\frac{\pi n x}{L}\right) \times \\ \times \sin\left(\frac{\pi n \sqrt{gH}}{L} (t - \hat{t})\right) [1 - \cos(\pi n)] \quad (7)$$

Для приведения формулы (7) к безразмерному виду, возьмем в качестве линейного масштаба длину бассейна L , а в качестве масштаба времени — период низшей моды сейшевых колебаний канала, определяемый по известной формуле Мериана ($T_0 = \frac{2L}{\sqrt{gH}}$) [Merian, 1828; Forel, 1895]:

$$x^* = \frac{x}{L}, \quad (8)$$

$$t^* = \frac{t\sqrt{gH}}{2L}. \quad (9)$$

С учетом (8)–(9) выражение (7) принимает вид:

$$\frac{\xi(x^*, t^*)}{L} = \frac{2}{\pi} \int_0^{t^*} d\hat{t}^* \frac{a(\hat{t}^*)}{g} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \cos(\pi n x^*) \times \\ \times \sin\left(\pi n (t^* - \hat{t}^*)\right) [1 - \cos(\pi n)]. \quad (10)$$

Из формулы (10) прямо следует, что при фиксированных прочих равных условиях (период T_0 и акселерограмма) амплитуда сейшевых колебаний возрастает пропорционально размеру водоема L . Заметим, что изменение размера водоема, разумеется, сказывается на периоде собственных колебаний. Для обеспечения условия $T_0 = \text{const}$ глубина водоема должна возрастать по закону $H \sim L^2$.

В контексте развития метода оценки амплитуды сейшевых колебаний наше основное предположение состоит в том, что по реальной (или синтетической) сейсмограмме с помощью одномерной аналитической модели (10) возможно оценить максимальный размах сейшевых колебаний в пространственном (двумерном) случае. При этом реальный водоем описывается всего двумя параметрами, которые легко могут быть определены на практике заблаговременно (до сейсмического события): размером водоема L и максимальным периодом его собственных колебаний T_0 .

Для учета влияния обеих горизонтальных компонент сейсмического сигнала предлагается провести серию расчетов, варьируя азимутальный угол оси канала. При этом эффективное ускорение (вдоль оси канала) будет вычисляться по формуле:

$$a(t) = a_E(t) \sin \alpha + a_N(t) \cos \alpha,$$

где α — азимутальный угол, отсчитываемый по часовой стрелке от направления на Север. В силу того, что нас интересует амплитуда колебаний уровня «у берега», расчеты по формуле (10) целесообразно проводить всего в одной точке канала: $x^* = 0$.

4. ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМОИНДУЦИРОВАННЫХ СЕЙШ

Для проверки адекватности предположения о возможности использования одномерной аналитической модели для оценки амплитуды сейшевых колебаний не только в канале, но и в пространственно распределенных (реальных) водоемах использовалась численная двумерная модель, построенная на основе линейных уравнений мелкой воды в неинерциальной системе отсчета (1) с начальными (2) и граничными (3) условиями. По причинам, указанным в разделе 1, вертикальной компонентой ускорения мы пренебрегаем. Отметим, что аналогичная система уравнений использовалась для воспроизведения сейсмогенных сейш в работе [Bondevik et al, 2013].

Начально-краевая задача (1)–(3) решалась в сферических координатах на сетке «Arakawa C-grid» [Аракава и Мезингер, 1979], часто используемой для решения такого рода уравнений. Классическая явная по времени конечно-разностная схема имеет второй порядок точности по координатам и первый по времени [Аракава и Мезингер, 1979; Зильберштейн и др., 1990]. Такая схема была использована, например, в работе [Носов и др., 2018]. Однако, при идеальном сохранении общего объема воды, она дает небольшие колебания в полной энергии стоячих волн. По этой причине, оставляя прежним порядок точности по координатам, мы повысили порядок по времени, используя схему «leap-frog» («чехарда»). Устойчивость разностной схемы обеспечивалась выполнением критерия Куранта–Фридрихса–Леви, с помощью которого устанавливался шаг по времени.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для численного моделирования сейсмогенных сейшевых колебаний нами были выбраны набор цилиндрических бассейнов постоянной глубины и четыре водоема с реальными распределениями глубин, данные о батиметрии которых были получены с ресурса [https://lakemaps.org/]. Батиметрия реальных водоемов соответствует озерам «Белая вода», «Первое Русалочье», «Глубокое» и «Колдун», которые расположены в Ивановской и Владимирской областях.

Для каждого водоема численное воспроизведение сейшевых колебаний проводилось до модельного времени 3600 с. В результате численных расчетов были получены пространственные распределения амплитуд колебаний уровня (размах), которые представлены на рис. 3 (цилиндрические водоемы) и рис. 4 (реальные водоемы). Из рисунков видно, что размах колебаний уровня не является пренебрежимо малым, — он может достигать нескольких десятков сантиметров и даже превышать 0.5 м.

Для дальнейшей интерпретации результатов следует напомнить о модовой структуре сейшевых колебаний в цилиндрических бассейнах постоянной глубины. Собственные циклические частоты ω определяются из условия [Лэмб, 1947]

$$J'_s \left(\frac{\omega R}{\sqrt{gH}} \right) = 0, \quad (11)$$

где J_s — функция Бесселя, $s = 0, 1, 2, 3, \dots$. Нормальные колебания воды в круговом бассейне подразделяются на два класса: круговые симметричные относительно центра бассейна при $s = 0$ (узловые окружности) и несимметричные при $s > 0$ (узловые диаметры). Примечательно, что минимальная собственная частота соответствует не $s = 0$, а $s = 1$. Соответствующий максимальный собственный период вычисляется по следующей формуле

$$T_0 \approx 3.413 \frac{R}{\sqrt{gH}}. \quad (12)$$

Из анализа рис. 3 можно заключить, что сейсмические колебания возбуждают моды $s > 0$, осесимметричные моды ($s = 0$) отсутствуют. Заметим, что максимальные амплитуды собственных колебаний не всегда достигаются на урезе. Для цилиндрических водоемов, характеризуе-

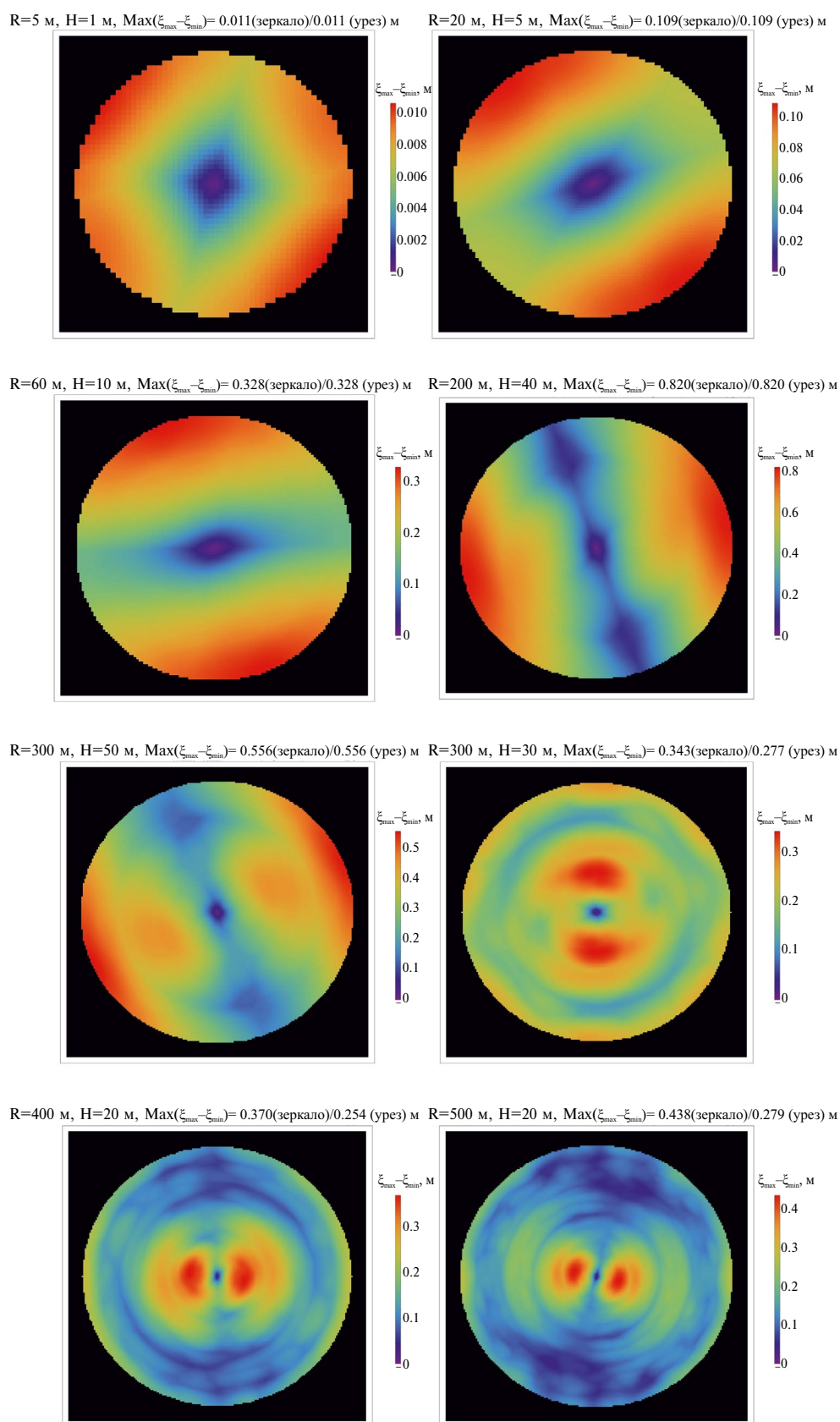


Рис. 3. Распределение максимальных амплитуд (размах) сейшевых колебаний в цилиндрических бассейнах постоянной глубины. Параметры бассейнов, а также значения максимумов по зеркалу бассейна и на урезе указаны на рисунке

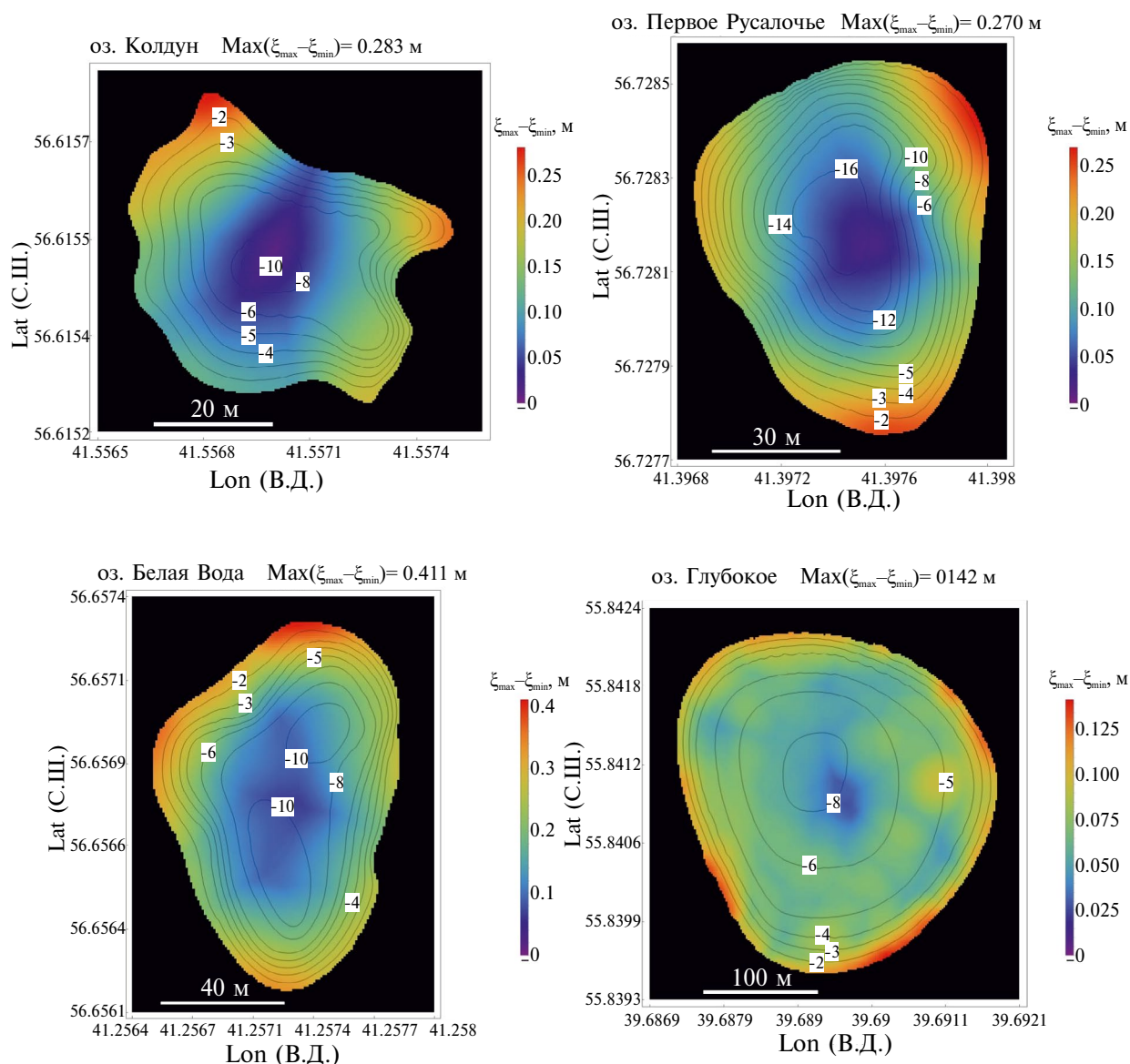


Рис. 4. Распределение максимальных амплитуд (размах) сейшевых колебаний в водоемах (озерах) с естественной батиметрией. Названия озер и значения максимумов указаны на рисунке. Черными изолиниями показаны изобаты, цифры — глубина в метрах

мых большими собственными периодами, возбуждаются более высокие моды, и максимум амплитуды наблюдается ближе к центру водоема. Для водоемов с естественной формой рельефа дна, когда глубины достаточно плавно убывают при приближении к берегу, максимальные амплитуды всегда достигаются на урезе воды.

Расчеты на основе аналитической формулы (10) производились для ансамбля прямоугольных каналов, характеризующихся собственными периодами от 4 до 120 с. Азимутальный угол ориентации канала α варьировался от 0° до 150° с шагом 30° . В силу того что использовалась сейс-

мическая запись, обработанная низкочастотным фильтром с частотой отсечки $f_c = 0.25$ Гц, число возбуждаемых мод сейшевых колебаний всегда было ограниченным, поэтому ряды в формуле (10) содержали число членов, равное целой части величины $T_0 f_c$.

По формуле (10) рассчитывались временные ряды, описывающие колебания уровня у торца канала (при $x = 0$). Временные ряды — аналогично сейсмическим данным — имели дискретность 1 с. Расчет велся до 3600 с. По временным рядам определялся максимальный размах колебаний, нормированный на длину канала L . Результатом

расчетов служили «резонансные кривые», показанные на рис. 5 цветными кривыми. «Резонансная кривая» представляет собой зависимость амплитуды сейшевых колебаний (размах), нормированной на горизонтальную протяженность водоема L , от максимального периода собственных колебаний T_0 . Из рис. 5 видно, что изменение азимутального угла канала может в несколько раз менять амплитуду колебаний уровня. При этом резонансные кривые — как, впрочем, и спектр сейсмического сигнала — отличаются значительной изрезанностью.

Результаты двумерного численного моделирования показаны на рис. 5 черными кружками (цилиндрические бассейны) и черными треугольниками (естественные водоемы). Черными кружками без заливки отмечена максимальная амплитуда, определенная на урезе.

Максимальные периоды сейшевых колебаний для цилиндрических бассейнов рассчитывались

по формуле (12). Для водоемов с естественной батиметрией максимальные периоды определялись по результатам следующего численного эксперимента. Сейсмический форсинг в двумерной численной модели отключался, а поверхности воды в начальный момент времени придавался некоторый наклон. Возникающие собственные колебания рассчитывались в наборе точек вблизи берега. К полученным временным рядам применялся спектральный анализ, который и позволял определить максимальный собственный период водоема (оз. Колдун — 14 с, оз. Первое Русалочье — 17 с, оз. Белая вода — 25 с, оз. Глубокое — 73 с).

В качестве размера водоема L для цилиндрических бассейнов использовался диаметр. Величина L для естественных водоемов определялись по их максимальной протяженности (оз. Колдун — 55 м, оз. Первое Русалочье — 90 м, оз. Белая вода — 125 м, оз. Глубокое — 300 м).

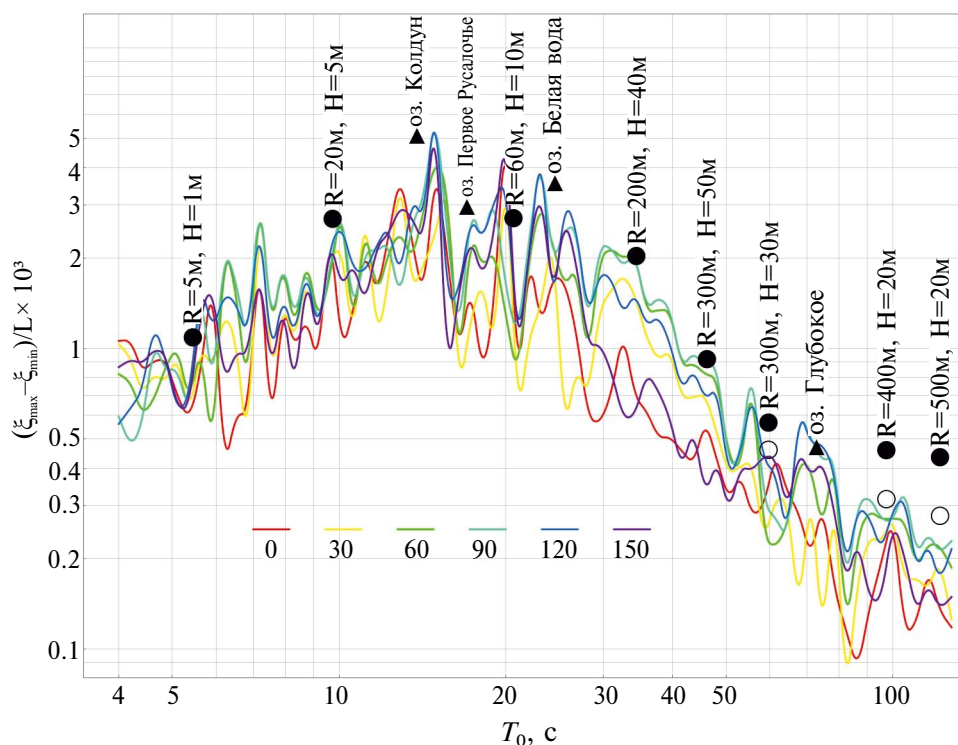


Рис. 5. Максимальная амплитуда (размах) сейшевых колебаний, нормированная на горизонтальную протяженность водоема L , как функция максимального собственного периода стоячих волн T_0 . Цветные кривые — расчет по аналитической одномерной модели (канал). Цвет кривых варьируется в зависимости от азимутального угла ориентации канала в соответствии с легендой, показанной на рисунке (цифры — угол в градусах). Результаты двумерных численных расчетов показаны черными кружками для цилиндрических бассейнов и треугольниками для озер с естественной батиметрией. Параметры бассейнов и названия озер указаны над точками. Кружки с черной заливкой соответствуют случаям, когда максимум на урезе совпадает с максимумом по зеркалу. Кружки без заливки показывают величину максимума, достигнутого на урезе

Из рис. 5 видно, что аналитическая одномерная модель в целом оказывается вполне пригодной для оценки амплитуды сейшевых колебаний не только в модельных цилиндрических бассейнах, но и в водоемах естественной формы. Заметим, что для цилиндрических водоемов с собственными периодами более 50 с хорошо заметна разница между максимумами амплитуд, которые достигаются на урезе и в центре водоема. Аналитическая модель обеспечивает неплохое качество оценки амплитуды на урезе, но она явно недооценивает амплитуды стоячих волн в центре водоема. Впрочем, на практике важна оценка амплитуды именно на урезе. Тем более что в водоемах с реальной батиметрией максимумы во всех рассмотренных случаях достигаются у берега.

Внимательный анализ рис. 5 показывает, что аналитическая оценка представляется весьма точной для бассейнов цилиндрической формы, но в водоемах с реальной батиметрией аналитическая оценка несколько занижает амплитуду колебаний уровня. Этот эффект обязан чашеобразной форме естественных водоемов, которая способствует росту амплитуды волн у берега. Можно ожидать, что учет в численной модели эффектов наката в случае отлогого берега приведет к дальнейшему росту амплитуды.

В завершение раздела заметим, что оценка амплитуды сейшевых колебаний с использованием аналитической формулы (10), по сравнению с воспроизведением процесса с применением двумерной численной модели, обеспечивает примерно тысячекратный выигрыш по времени счета. Сравнительная оценка эффективности аналитического и численного подходов является приблизительной, — она может варьироваться в зависимости от параметров численной модели и от величины T_0 . Примечательно, что эффективность аналитического подхода, основанного на формуле (10), с ростом T_0 падает, т. к. необходимо учитывать все большее число членов ряда. А эффективность двумерной численной модели (при фиксированном числе точек пространственной сетки) с ростом T_0 , наоборот, растет, что объясняется увеличением модельного шага по времени.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В формировании сейшевых колебаний уровня, которые возникают в малых водоемах суши под действием сейсмических волн от удаленных

землетрясений, основную роль играют горизонтальные компоненты ускорения. При прочих равных условиях амплитуда сейшевых колебаний линейно возрастает с увеличением горизонтальной протяженности водоема.

Для оценки амплитуды сейш существует путь пространственного численного моделирования и предложенный нами метод, основанный на точном аналитическом решении одномерной задачи. Аналитическое решение позволило показать, что в контексте рассматриваемой задачи водоем целесообразно характеризовать двумя размерными параметрами: горизонтальной протяженностью L и максимальным периодом собственных колебаний T_0 . Оба параметра могут быть легко определены для любого природного водоема. При наличии измеренной или синтетической (спрогнозированной) сейсмограммы по параметрам L и T_0 аналитический метод обеспечивает возможность быстрой оценки амплитуды сейшевых колебаний.

С использованием сейсмограммы землетрясения в Турции 6 февраля 2023 г., зарегистрированной сейсмометром кафедры физики Земли физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (Москва) на эпицентральной расстоянии 2050 км, численно воспроизведено формирование сейшевых колебаний в бассейнах цилиндрической формы и постоянной глубины, а также в водоемах с естественной батиметрией. Показано, что амплитуда колебаний уровня (размах) могла достигать 0.5 м. Путем сопоставления с результатами двумерного численного моделирования установлено, что аналитический метод обеспечивает хорошее качество оценки амплитуды колебаний уровня. Разработанный метод может быть полезен для оценки степени опасности возникающих сейшевых колебаний.

Землетрясение 2023 г. в Турции произошло в феврале, когда водоемы средней полосы покрыты льдом. При наличии ледяного покрова наши оценки в неизменном виде, конечно, неприменимы. Но в этой связи возникает интересная задача для будущих исследований об оценке возможности нарушения ледяного покрова под воздействием уделенных землетрясений. Если этот эффект существует, то он может быть обнаружен дистанционными методами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем нашу признательность кафедре физики Земли физического МГУ им. М.В. Ломо-

носова за предоставленные данные по катастрофическому землетрясению в Турции 2023 года.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ им. М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аракава А., Мезингер Ф. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. С. 93.
- Доброхотов С.Ю., Калиниченко В.А., Миненков Д.С., Назайкинский В. Е. Асимптотики длинных стоячих волн в одномерных бассейнах с пологими берегами: теория и эксперимент // Прикладная математика и механика. 2023. Т. 87. № 2. С. 157–175.
- Елизарова Т.Г., Сабурин Д.С. Численное моделирование колебаний жидкости в топливных баках // Матем. моделирование. 2013. Т. 25. № 3. С. 75.
- Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф., Семенов А.Ю. Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. Т. 2. С. 277.
- Кочин Н.Е., Кибель И.А. и др. Теоретическая гидродинамика ч. 1. М.: Физматгиз, 1963. С. 518.
- Левин Б.В., Носов М.А. Физика цунами и родственных явлений в океане. М.: Янус-К, 2005. С. 322.
- Лэмб Г. Гидродинамика. Л.: Государственное издательство технико-теоретической литературы, 1947. С. 358.
- Моисеев Н.Н., Петров А.А. Численные методы расчета собственных частот колебаний ограниченного объема жидкости. М.: ВЦ АН СССР, 1966. 268 с.
- Носов М.А., Колесов С.В., Нурисламова Г.Н., Большакова А.В. Влияние вращения Земли на волны цунами, вызванные глубокофокусным Охотоморским землетрясением 2013 г. // ВМУ. Сер. 3. Физика. Астрономия. 2018. № 6. С. 117–123.
- Полянин А.Д. Справочник по линейным уравнениям математической физики. М.: Издательская фирма «Физико-математическая литература», 2001. С. 260.
- Рабинович М.И., Трубецков Д.И. Введение в теорию колебаний и волн. М.: Наука, 1984. С. 432.
- Смирнов С.В., Кучер К.М., Гранин Н.Г., Стурова И.В. Сейшевые колебания Байкала // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 1. С. 105–116.
- Сретенский Л.Н. Теория волновых движений жидкости. М.: Наука, 1977. 816 с.
- Bondevik S., Gjevik B., Sørensen M.B. Norwegian seiches from the giant 2011 Tohoku earthquake // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. № 13. P. 3374–3378.
- Forel F.-A. Le Léman (monographie limnologique), tome second. Lausanne: Librairie de l'Université de Lausanne, 1895. P. 59.
- Ichinose G.A., Anderson J.G. The potential hazard from tsunami and seiche waves generated by large earthquakes within Lake Tahoe, California-Nevada // Geophys. Res. Lett., 2000. V. 27. № 8. P. 1203.
- Iwaki M., Toda T. Seismic seiche-related oscillations in Lake Biwa, Japan, after the 2011 Tohoku earthquake // Scientific Reports. 2022. V. 12. № 1. P. 19357.
- Kant I. Geschichte und Naturbeschreibung der merkwürdigsten Vorfälle des Erdbebens? Welches an dem Ende des MDCCCLV Jahres einen grossen Theil der Erde erschüttert hat. 1756 // Samtliche Werke. 1839. V. 6. P. 227–280.
- Kvale A. Seismic seiches in Norway and England during the Assam earthquake of August 15 // Bull. Seismol. Soc. Am. 1955. V. 45. № 2. P. 93–113.
- Levin B.W. Nonlinear oscillating structures in the earthquake and seaquake dynamics // Chaos: An Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science. 1996. V. 6. № 3. P. 405–413.
- Levin B.W., Nosov M.A. Physics of Tsunamis, Second Edition. Cham–Heidelberg–New York–Dordrecht–London: Springer, 2016.
- McGarr A. Seismic Seiches // Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, 2011.
- McGarr A., Vorhis R.C. Seismic seiches from the March 1964 Alaska Earthquake // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1965. 544E. E1–E43.
- Merian J.R. Ueber die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefassen. Basel: Schweighauser, 1828.
- Rabinovich A.B. Seiches and harbor oscillations // Handbook of Coastal and Ocean Engineering. Los Angeles: California State Univ., 2009. P. 193–236.
- Soomro R.A., Weidle C., Cristiano L., Lebedev S., Meier T., & PASSEQ Working Group. Phase velocities of Rayleigh and Love waves in central and northern Europe from automated, broad-band, interstation measurements // Geophysical Journal International. 2016. V. 204. № 1. P. 517–534.
- https://www.youtube.com/watch?v=S5dKWNA-6CLU&ab_channel=%D0%A1%D0%BA%D0%B0%D0%B9%D0%A2%D0%BE%D0%BF
- <https://lakemaps.org/>

ASSESSMENT OF THE AMPLITUDE OF SEICHES GENERATED BY REMOTE EARTHQUAKES IN SMALL INLAND WATER BODIES

© 2025 D. N. Valeeva^{1,*}, M. A. Nosov^{1,2,**}

¹*Physical Faculty, Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1, bld. 2, Moscow, 119991 Russia*

²*Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of the RAS,
Nauki str., 1B, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Russia*

**e-mail: dilaravn@mail.ru*

***e-mail: m.a.nosov@mail.ru*

The process of formation of seiche level oscillations initiated by remote earthquakes in small inland bodies of water is analyzed, and a method for estimating the amplitude of such oscillations is proposed. It is shown that to estimate the amplitude, a reservoir can be described by two parameters: horizontal extent and maximum period of natural oscillations. The method is based on an exact analytical solution of a one-dimensional problem within the framework of the linear theory of long waves. The method assumes knowledge of the horizontal components of seismic ground motions. For numerical calculations, the work used a record of the catastrophic earthquake in Turkey on February 6, 2023, obtained by a seismometer of the Department of Physics of the Earth, Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University (Moscow) at a distance of 2050 km from the epicenter. The efficiency of the method is confirmed by comparing analytical estimates with the results of two-dimensional numerical modeling conducted for a set of model basins of cylindrical shape and constant depth, as well as for reservoirs with bathymetry corresponding to real lakes. It has been shown that the earthquake in question in the water bodies of the Moscow region could have caused fluctuations in the water level with a range of up to 0.5 m.

Keywords: seiches, earthquakes, long wave theory, analytical solution, numerical modeling