



Журналу

60

лет

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

ДЕВЯНОСТО ЛЕТ АКАДЕМИКУ Г.С. ГОЛИЦЫНУ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 61, номер 1, 2025

Редакционная статья

- Двойной юбилей: шестидесятилетие журнала «Физика атмосферы и океана»
и девяностолетие академика Г. С. Голицына 3
- Случайные факторы и показатели с третями в статистике некоторых природных
процессов
Е. Б. Гледзер, Г. С. Голицын 9
- Георгий Сергеевич Голицын и динамика атмосфер
М. В. Курганский 14
- Развитие теории «ядерной зимы» в работах Г. С. Голицына и его коллег в 80-е годы
XX века
А. С. Гинзбург 23
- Модель Земной климатической системы Института физики атмосферы
им. А.М. Обухова РАН: структура и основные результаты
*А. В. Елисеев, И. И. Мохов, М. М. Аржанов, С. Н. Денисов, А. В. Чернокульский,
К. Е. Мурышев* 47
- Трудные 1990-е годы – время крупных проектов по исследованию состава атмосферы
Н. Ф. Еланский 69
- Двухпараметрическая модель интенсивных атмосферных вихрей
М. В. Курганский, Ю. И. Ярынич 86
- Оценка высоты тропопаузы и ее вариаций по данным реанализа
А. М. Кузьмин, А. В. Елисеев, И. И. Мохов 100
- Вертикальные турбулентные потоки аэрозоля и тепла на опустыненной территории
при всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля
Г. И. Горчаков, А. В. Карпов, Р. А. Гуцин, О. И. Даценко, Г. А. Курбатов 111
-
-

CONTENT

Vol. 61, No. 1, 2025

Editorial

Double Anniversary: The Sixtieth Years of the Journal “Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics” and the Ninetieth Years of Academician G.S. Golitsyn	3
Random Factors and Indicators with thirds in Statistics Some Natural Processes <i>E. B. Gledzer, G. S. Golitsyn</i>	9
Georgy Sergeevich Golitsyn and the Dynamics of Atmospheres <i>M. V. Kurgansky</i>	14
The “Nuclear Winter” Theory Development in the Works of G. S. Golitsyn and His Colleagues in the 80s of the XX Century <i>A. S. Ginzburg</i>	23
The Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS Earth System Model: Its Structure and Major Results <i>A. V. Eliseev, I. I. Mokhov, M. M. Arzhanov, S. N. Denisov, A. V. Chernokulsky, K. E. Muryshev</i>	47
The Hard 90s – the Time of Major Projects to Study the Composition of the Atmosphere <i>N. F. Elansky</i>	69
Two-Parameter Model of Intense Atmospheric Vortices <i>M. V. Kurgansky, Yu. I. Yarynich</i>	86
Estimates of the Tropopause Height and its Variations Based on the Reanalyses Data <i>A. M. Kuzmin, A. V. Eliseev, I. I. Mokhov</i>	100
Vertical Turbulent Fluxes of Aerosol and Heat in a Desertified Area During Intermittent Emission of Dust Aerosol <i>G. I. Gorchakov, A. V. Karpov, R. A. Gushchin, O. I. Datsenko, G. A. Kurbatov</i>	111

ДВОЙНОЙ ЮБИЛЕЙ: ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТИЕ ЖУРНАЛА «ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА» И ДЕВЯНОСТОЛЕТИЕ АКАДЕМИКА Г.С. ГОЛИЦЫНА

Редакционная статья

В январе 2025 г. редколлегия, редакционный совет, редакция, авторы и читатели журнала «Известия РАН. Физика атмосферы и океана» отметили двойной юбилей – шестидесятилетие выхода в свет первого номера журнала и девяностолетие многолетнего руководителя журнала – академика Георгия Сергеевича Голицына.

Журнал «Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана», первый номер которого вышел в январе 1965 г., явился продолжателем традиции издания Академией наук СССР геофизических журналов. С 1937 по 1950 г. издавался журнал «Известия Академии наук СССР. Серия географическая и геофизическая», затем из этого журнала выделился журнал «Известия АН СССР. Серия геофизическая (1951–1964) – предтеча нашего журнала.

С 1967 г. по настоящее время издается переводная версия журнала «Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics».

Главным редактором со дня основания журнала и до 1989 г. был директор Института физики атмосферы АН СССР академик Александр Михайлович Обухов. Под его руководством журнал стал одним из ведущих геофизических журналов не только в СССР, но и в мировой научной периодике. С 1965 г., сначала ответственным секретарем редколлегии (до 1984 г.), заместителем главного редактора (1984–1989), а затем в течение тридцати трех лет главным редактором журнала был академик Георгий Сергеевич Голицын. В начале 2023 г. по решению Бюро Отделения наук о Земле РАН он стал председателем редакционного совета журнала, а главным редактором журнала – академик Игорь Иванович Мохов.

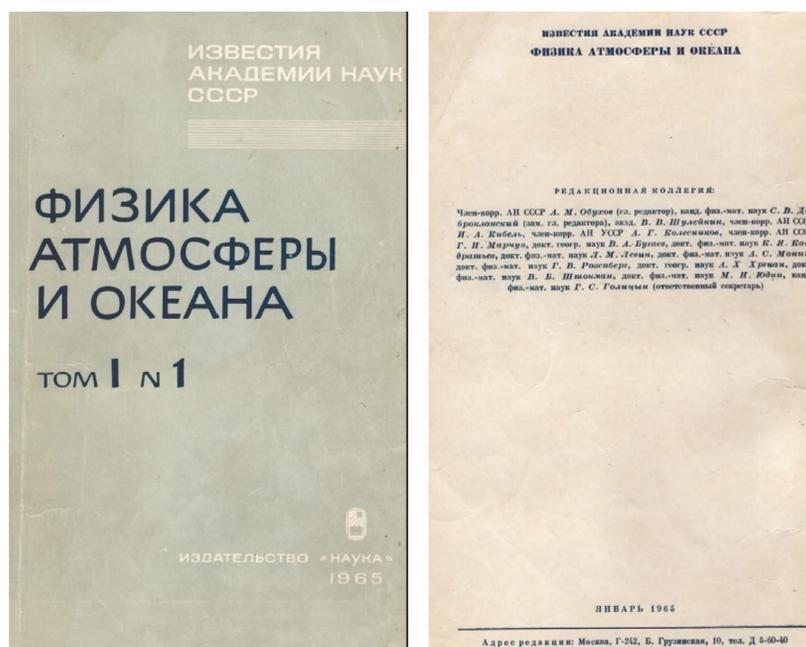


Рис. 1. Обложка и титульный лист первого номера журнала – январь 1965 г. Главный редактор А.М. Обухов

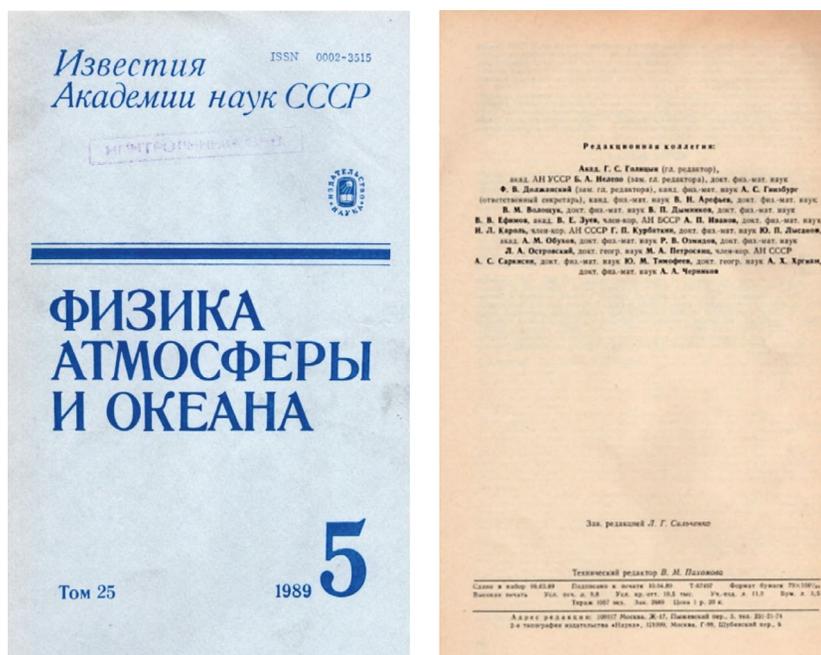


Рис. 2. Обложка и титульный лист журнала – май 1989 г. Главный редактор Г.С. Голицын

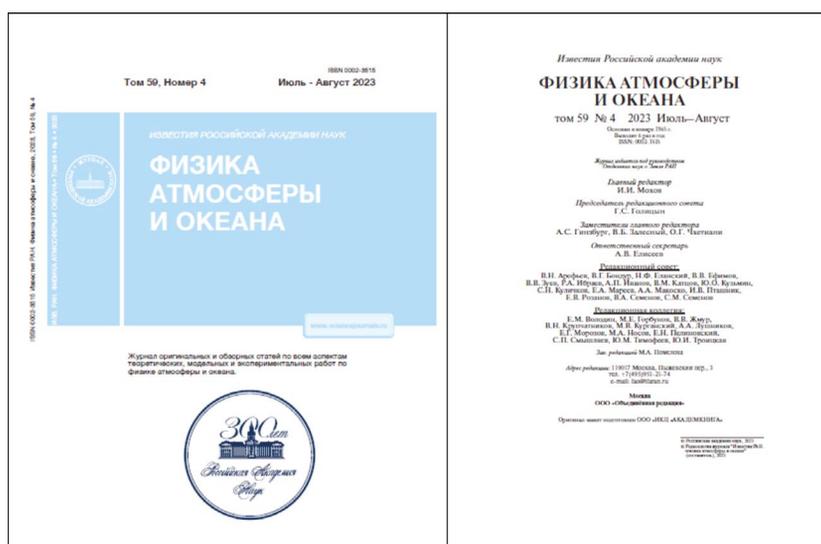


Рис. 3. Обложка и титульный лист журнала – июль–август 2023 г. Главный редактор И.И. Мохов

На рис. 1–3 представлены обложки, титульные листы и списки редколлегии первого номера ФАО и тех номеров, где впервые упоминаются новые главные редакторы журнала.

С самого начала издания журнала его редколлегия объединяла ведущих специалистов страны в области физики атмосферы и океана и смежных наук. В первоначальный состав редколлегии вошли: академик В.В. Шулейкин, члены-корреспонденты АН СССР И.А. Кибель, Г.И. Марчук, А.М. Обухов (главный редактор), член-коррес-

пондент АН УССР А.Г. Колесников, доктора физ.-мат. наук К.Я. Кондратьев, Л.М. Левин, А.С. Монин, Г.В. Розенберг, В.В. Штокман, М.И. Юдин, доктора географических наук В.А. Бугаев и А.Х. Хргиан, заместителем главного редактора редколлегии был кандидат физ.-мат. наук С.В. Доброклонский, а ответственным секретарем кандидат физ.-мат. наук Г.С. Голицын.

Приведем некоторые выдержки из обращения редакционной коллегии, открывавшего первый номер журнала: «Быстрое развитие физико-ма-

тематических наук и, в частности, геофизики в нашей стране привело к тому, что рамки журнала «Известия АН СССР. Серия геофизическая» стали тесны для материала, поступающего в портфель редакции. С каждым годом намечается все большая и большая специализация отдельных отраслей геофизики. В связи с этим возникла необходимость разделить геофизическую серию «Известий» на две серии: «Серия – Физика атмосферы и океана» и «Серия – Физика Земли». Вместе с тем сохраняется полная преемственность между соответствующими разделами старой серии и специализированными геофизическими сериями, которые выходят в свет, начиная с января 1965 г.

Тематика журнала была сформулирована в этом обращении следующим образом: «Основное внимание будет уделено исследованиям, посвященным изучению физических явлений в атмосфере и океане, определяющих климат, погоду и их изменения, в частности – процессов взаимодействия океана и атмосферы. Одна из основных задач – обсуждение вопросов численного прогноза погоды и его физических основ».

В обращении отмечалось, что в журнале будут печататься статьи о результатах «теоретических и экспериментальных исследований по динамике атмосферы и океана, включая вопросы турбулентности, по оптике обеих сред, микрофизике облаков и осадков», а также статьи с описанием «наиболее интересных приборов и методов измерений физических характеристик атмосферы и океана».

Первый номер журнала открывался вступительной статьей директора Вычислительного центра Сибирского отделения АН СССР члена-корреспондента АН СССР Г.И. Марчука, которому на тот момент еще не исполнилось 40 лет, «О роли исследований физики атмосферы и океана для прогноза погоды» [Марчук, 1965].

Через шесть десятилетий, в преддверии столетия со дня рождения Гурия Ивановича, интересно привести некоторые положения его статьи 1965 г.: «При развитии количественной теории прогноза погоды возникают проблемы физической постановки задачи и математических методов ее решения. Первая проблема связана с формулировкой основных уравнений динамики и термодинамики атмосферных процессов, учитывающих разнообразие перехода одних форм энергии в другие. Это прежде всего задача физики атмосферы. Вторая проблема – решение урав-

нений динамики атмосферы – задача прикладной и вычислительной математики и вычислительной техники. Очевидно, что математические методы решения уравнений прогноза погоды должны обладать такой точностью, чтобы погрешность приближенного решения была существенно меньше, чем реальные изменения прогнозируемых величин, обусловленные действием различных физических факторов».

Важно отметить чрезвычайно серьезное (можно сказать – щепетильное) отношение А.М. Обухова как главного редактора к своим публикациям в возглавляемом им журнале и тщательное соблюдение алфавитного порядка авторов в статьях со своим участием. За первые десять лет издания журнала А.М. Обухов опубликовал в нем три научные статьи, причем первую из них в разделе «Хроника» [Обухов и Яглом, 1967; Обухов, 1971; Гледзер и др., 1974].

За 60 лет своего существования в журнале опубликованы тысячи статей российских ученых, авторов из ближнего и дальнего зарубежья. В настоящее время «Известия РАН. Физика атмосферы и океана» – рецензируемый журнал, публикующий оригинальные научные исследования и обзоры в области физики атмосферы и океана, климатических процессов и явлений. Он рассчитан на научных работников, аспирантов и студентов. Членами редколлегии, редакционного совета, авторами и рецензентами журнала являются ведущие ученые России и других стран.

Публикации журнала посвящены результатам теоретических и экспериментальных исследований и численного моделирования состояния и циркуляции атмосферы и океана, естественных и антропогенных изменений климата, гидродинамики газовых и водных сред, взаимодействия атмосферы с океаном и земной поверхностью, турбулентных и радиационных процессов, теплового баланса и оптических свойств атмосферы и океана.

В последние годы в журнале стало публиковаться больше статей, посвященных таким актуальным темам как: климат Арктики, эмиссия и бюджет парниковых газов, адаптация к изменению климата, стратегия низкоуглеродного развития. Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН регулярно проводит научные конференции, на которых авторам лучших докладов предлагается подготовить статьи для журнала «Известия РАН. Физика атмосферы и океана».

Издаются также на русском и/или английском языке тематические номера журнала. Например, в 2023 г. был издан дополнительный номер, содержащий обзоры за четыре года (2019–2022 гг.) деятельности 10 комиссий Секции метеорологии и атмосферных наук Национального геофизического комитета, которые были подготовлены к XXVIII Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза, а в 2024 г. — дополнительный номер на английском языке, содержащий статьи на основе докладов конференции «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования» (КЛИМАТ-23).

В англоязычной версии журнала «Izvestiya. Atmospheric and Ocean Physics» печатаются переводы статей из российских научных журналов «Исследования Земли из космоса» (главный редактор академик В.Г. Бондур), «Геофизические процессы и биосфера» (главный редактор д.ф.-м.н. Ю.О. Кузьмин), «Фундаментальная и прикладная климатология» (главный редактор член-корреспондент РАН С.М. Семенов) и «Лед и снег» (главный редактор академик В.М. Котляков).

Все достижения журнала были бы невозможны без активной и продуктивной деятельности Георгия Сергеевича Голицына, под руководством которого ФАО стал журналом с высоким российским и мировым авторитетом. Многие авторы статей испытали на себе его мудрое и непредвзятое внимание к их рукописям. Недавно Георгий Сергеевич отметил, что ряд научных достижений у него был после 80-ти. В прилагаемом списке литературы приведены его основные публикации последних лет в нашем журнале. При этом необходимо устранить досадную оплошность, допущенную десять лет назад, когда в перечне публикаций Г.С. Голицына была пропущена его первая статья в ФАО, вышедшая во втором номере журнала — «Затухание малых колебаний в атмосфере благодаря вязкости и теплопроводности» [Голицын, 1965].

Десять лет назад в ФАО была опубликована большая юбилейная статья к 80-тилетию академика Г.С. Голицына, а в 2021 г. статья, посвященная присуждению Большой золотой медали Российской академии наук имени М.В. Ломоносова 2019 г. академику РАН Георгию Сергеевичу Голицыну «за выдающийся вклад в изучение физики атмосферы Земли и планет и разработку теории климата и его изменений»

и иностранному члену РАН лауреату Нобелевской премии профессору Паулю Йозефу Крутцену «за выдающийся вклад в химию атмосферы и оценку роли и биогеохимических циклов в формировании климата».

Отметим, что за прошедшее десятилетие Георгий Сергеевич опубликовал более 50 научных работ, из которых в 22-х он был первым автором, в 16-ти — единственным автором. Одна из основных тем, которая проходит «красной нитью» через весь его научный путь — это поиск универсальных основ наблюдаемых в природе гармоний и порядка для самых разнообразных явлений. В последние годы, по словам Георгия Сергеевича, к нему как раз и пришло понимание, что различные природные процессы можно объяснить, основываясь на работе Андрея Николаевича Колмогорова 1934 г. «Случайные движения» [Kolmogoroff, 1934].

В рамках единого подхода Г.С. Голицын объяснил многие давно известные процессы и факты: степенные распределения площадей разливов рек, особенности спектра рельефа поверхности Луны и планет, кумулятивное распределение площадей литосферных плит, распределения цепочек приполярных циклонов на Юпитере, наблюдаемые соотношения подобия для галактик и скоплений галактик, энергетические спектры космических лучей, связь площади облаков с их периметром.

В прошедшее десятилетие Г.С. Голицын с соавторами опубликовал фундаментальные работы об универсальных зависимостях энергетических характеристик торнадо и смерчей, шквальных ветров, циклонов и антициклонов, а также о спектрах морского волнения и законов разгона в зависимости от возраста волн и их влияние на распространение пятен загрязнений на поверхности океана.

За это время им были получены новые важные результаты об универсальных профилях пылевого аэрозоля, но уже не в условиях пыльных бурь как в знаменитой работе Г.И. Баренблатта и Г.С. Голицына 1973 г. [Баренблатт и Голицын, 1973], а, напротив, в области слабых и умеренных ветров. Были продолжены исследования изменений климата и частоты экстремальных явлений, состава атмосферы, фундаментальных аспектов статистики природных процессов.

Обобщению результатов, полученных в рамках единого подхода, посвящены монография Г.С. Голицына 2021 г. «Вероятностные структуры макромира: землетрясения, ураганы, наводнения...» и обзорная статья 2024 г. в УФН «Работа А.Н. Колмогорова 1934 г. — основа для объяснения статистики природных явлений макромира» [Голицын, 2021; Голицын, 2024а].

Георгий Сергеевич продолжает активное международное научное сотрудничество. За несколько последних лет он написал ряд статей в соавторстве с известным греческим ученым К. Варотсосом (С.А. Varotsos), а в юбилейном 2025 г. выходит монография G.S. Golitsyn and С.А. Varotsos «The Stochastic Nature of Environmental Phenomena».

Георгий Сергеевич по-прежнему уделяет много внимания популяризации науки и написанию мемуаров о своей «долгой и продуктивной жизни», как он пишет в аннотации к вышедшей в 2024 г. книге «Жизнь, наука и связи людей» [Голицын, 2024б] (рис. 4).

Первый номер нашего журнала за 2025 г. открывает публикация серии статей, посвященных шестидесятилетию журнала «Известия РАН. Физика атмосферы и океана» и девяностолетию академика Г.С. Голицына.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров Г.А., Гинзбург А.С., Голицын Г.С.* Влияние североатлантического колебания на континентальность московского климата // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 5. С. 2–38.
- Баренблатт Г.И., Голицын Г.С.* Локальная структура развитых пыльных бурь (Препринт / Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова. Ин-т механики. АН СССР. Ин-т физики атмосферы). М., 1973. 44 с.
- Гледзер Е.Б., Новиков Ю.В., Обухов А.М., Чусов М.А.* Исследование устойчивости движения жидкости внутри трехосного эллипсоида // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1974. Т. 10. №. 2. С. 115–118.
- Голицын Г.С.* Затухание малых колебаний в атмосфере благодаря вязкости и теплопроводности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1965. Т. 1. № 2. С. 136–149.
- Голицын Г.С.* Вероятностные структуры макромира: землетрясения, ураганы, наводнения... М: Физматлит, 2021. 176 с.



Рис. 4. Обложка монографии: Г.С. Голицын. Жизнь, наука и связи людей. М.: Физматлит, 2024. 232 с.

- Голицын Г.С.* Работа А.Н. Колмогорова 1934 г. — основа для объяснения статистики природных явлений макромира // Успехи физических наук. 2024а. Т. 194. № 1. С. 86–96.
<https://doi.org/10.3367/UFNr.2023.05.039355>
- Голицын Г.С.* Жизнь, наука и связи людей. М: Физматлит, 2024б. 232 с.
- Голицын Г.С., Гречко Е.И., Генчен Ван, Пусай Ван, Джола А.В., Емиленко А.С., Копейкин В.М., Ракитин В.С., Сафронов А.Н., Фокеева Е.В.* Исследование загрязнения атмосферы Москвы и Пекина окисью углерода и аэрозолем // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 1. С. 8.
- Голицын Г.С., Троицкая Ю.И., Байдаков Г.А.* Анализ частотных спектров морского волнения и законов разгона с точки зрения вероятностных законов А.Н. Колмогорова и его школы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 1. С. 67–73.

- Голицын Г.С., Фортус М.И.* Случайные процессы со стационарными приращениями и композитные спектры // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 4. С. 418–427.
- Голицын Г.С., Чхетиани О.Г.* Влияние вязкости на горизонтальную диффузию примеси в поле ветровых волн // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 6. С. 623.
- Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г., Голицын Г.С., Лебедев В.А.* Устойчивость вертикального распределения пылевого аэрозоля при слабых и умеренных ветрах // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 5. С. 623–634.
- Марчук Г.И.* О роли исследований физики атмосферы и океана для прогноза погоды // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1965. Т. 1. № 1. С. 5–7.
- Обухов А.М.* О некоторых общих характеристиках уравнений динамики атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1971. Т. 7. №. 7. С. 695–704.
- Обухов А.М., Яглом А.М.* Развитие исследований атмосферной турбулентности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1967. Т. 3. №. 4. С. 355–366.
- Golitsyn, G.S., Chkhetiani, O.G. & Vazaeva, N.V.* Clouds and Turbulence Theory: Peculiar Self-Similarity, $4/3$ Fractal Exponent and Invariants // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2022. V. 58. № 6. P. 645–648.
- Kolmogoroff A.N.* Zufällige Bewegungen (Zur Theorie der Brownschen Bewegung) // *Annals of Mathematics.* 1934. V. 35. № 1. P. 116–117.

*А. С. Гинзбург и О. Г. Чхетиани – заместители главного редактора журнала
«Известия РАН. Физика атмосферы и океана»
Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,
Пыжевский пер., 3, стр. 1, Москва, 119017 Россия
e-mail: gin@ifaran.ru ochkheti@ifaran.ru*

**DOUBLE ANNIVERSARY:
THE SIXTIETH YEARS OF THE JOURNAL
“IZVESTIYA. ATMOSPHERIC AND OCEANIC PHYSICS”
AND THE NINETIETH YEARS OF ACADEMICIAN G.S. GOLITSYN**

УДК 551.551

СЛУЧАЙНЫЕ ФАКТОРЫ И ПОКАЗАТЕЛИ С ТРЕТЬИМИ В СТАТИСТИКЕ НЕКОТОРЫХ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

© 2025 г. Е. Б. Гледзер*, Г. С. Голицын**

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

*e-mail: lgg@ifaran.ru

**e-mail: gsg@ifaran.ru

Поступила в редакцию 11.10.2024 г.

После доработки 30.10.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Рассмотрена кинематика ряда природных процессов со случайными параметрами. В статистике наклонов рельефа, размеров облаков и литосферных плит, скоростей в пористой среде степенные зависимости, содержащие в ряде случаев дроби с третьими долями, использованы некоррелированные во времени или пространстве величины – ускорения, углы наклонов, размеры и скорости. Указаны ссылки для сопоставления с эмпирическими данными.

Ключевые слова: природные процессы, случайные ускорения, рельеф, облакообразование, землетрясения, литосферные плиты, пористая среда

DOI: 10.31857/S0002351525010012, **EDN:** HGDEIX

1. ВВЕДЕНИЕ

В статьях [Голицын, 2024; Kolmogoroff, 1934] были в компактной форме приведены формулы для статистических характеристик ряда природных феноменов. Частью эти результаты ранее рассматривались в книгах [Голицын, 2022; Голицын, 2012]. В качестве инструмента для получения закономерностей предложено уравнение Колмогорова как основа для описания природных процессов при случайном внешнем воздействии в процессах.

В [Голицын, 2024] приведены формулы для структуры облаков, распределений литосферных плит и землетрясений, рельефа поверхности небесных тел, разливов рек, спектра энергии космических лучей и др. (см. также [Голицын и др., 2023; Гледзер и Голицын, 2019; Gledzer and Golitsyn, 2019; Kaula, 1966; Turcotte, 1997; Lovejoy, 1982; Kasahara, 1981]).

Ниже приводятся некоторые простые модели кинематики с упомянутыми случайными воздействиями, которые могут имитировать динамику ряда явлений с появлением показателей с третьими в формулах для их статистических характеристик. Модели могут отнесены

к виду так называемых игрушечных – термин (“toy-models”) появился в зарубежных изданиях для каскадных (shell) моделей, предложенных А.М. Обуховым в 1970 г. для имитации процессов обмена энергией между возмущениями различных масштабов в турбулентности на основе систем гидродинамического типа.

Простейшая динамика со случайными внешними силами описывается уравнениями Ланжевена

$$\frac{dx(t)}{dt} = v(t), \frac{dv(t)}{dt} = a(t), \quad (1)$$

где случайные ускорения $a(t)$ имеют достаточно малый масштаб корреляции: корреляционная функция представима в виде П-образной ступеньки, $\langle a(t_1)a(t_2) \rangle = A^2$ при $|t_1 - t_2| < \delta$, $\langle a(t_1)a(t_2) \rangle = 0$ при $|t_1 - t_2| > \delta$. В этих уравнениях x – смещение, v – скорость.

Вторые моменты скорости

$$\begin{aligned} \langle v(t)^2 \rangle &= \int_0^t dt_1 \int_0^t \langle a(t_1)a(t_2) \rangle dt_2 = \\ &= \int_0^t dt_1 A^2 \delta = \varepsilon t, \quad \varepsilon = A^2 \delta, \end{aligned}$$

и смещения

$$\begin{aligned} \langle x(t)^2 \rangle &= \int_0^t \int_0^t \langle v(t_1)v(t_2) \rangle dt_2 = \\ &= \int_0^t \int_0^t \left(\frac{d(t-t_1)v(t_1)}{dt_1} - (t-t_1) \frac{dv(t_1)}{dt_1} \right) \times \\ &\times \left(\frac{d(t-t_2)v(t_2)}{dt_2} - (t-t_2) \frac{dv(t_2)}{dt_2} \right) dt_1 dt_2. \end{aligned}$$

С учетом граничного условия $v(0) = 0$ это соотношение приводится к виду при $\delta \rightarrow 0$ (дельта-коррелированность):

$$\begin{aligned} \int_0^t \int_0^t (t-t_1)(t-t_2) \langle a(t_1)a(t_2) \rangle dt_1 dt_2 = \\ = \int_0^t (t-t_1)^2 dt_1 \varepsilon = \varepsilon t^3 / 3. \end{aligned}$$

Вместе с формулой для структурной функции скорости $D_v(\tau) = \langle (v(t+\tau) - v(t))^2 \rangle$ (τ – разница во времени измерения скоростей), получаемой как и для момента скорости, имеем основные зависимости, которые использовались в [Голицын, 2024; Голицын, 2022; Гледзер и Голицын, 2019]:

$$\langle v(t)^2 \rangle = \varepsilon t, D_v(\tau) = \varepsilon \tau, \langle x(t)^2 \rangle = \varepsilon t^3 / 3. \quad (2)$$

Связь между вторыми моментами и их спектральными представлениями, когда они имеют степенной вид, осуществляется формулами

$$D_v(\tau) \propto \tau^\gamma, E(\omega) \propto \omega^{-(\gamma+1)}.$$

Для описания плотности вероятности распределения по скоростям и координатам $P(x, u, t)$ из (1) получается упомянутое уравнение Колмогорова (для одномерного движения) с коэффициентом диффузии D в пространстве скоростей (по А.М. Обухову)

$$\frac{dP}{dt} + u \frac{dP}{dx} = D \frac{d^2 P}{du^2},$$

из которого можно получить формулы для всех моментов скорости и координат. Это прямое уравнение Колмогорова для распределения вероятностей по скорости и координате. Оно получается в более общих, чем из (1), случаях, при марковском характере процессов. Пример этому – конечно-разностное представление этого уравнения для числа (вероятности) частиц размера d_n в момент t , $Q_n(t)$:

$$\frac{dQ_n(t)}{dt} = -(\alpha + \beta)Q_n(t) + \alpha Q_{n-1}(t) + \beta Q_{n+1}(t),$$

которое получено в [Chkhetiani et al., 2021] для функции распределения аэрозольных частиц по размерам (α, β – константы модели). Такого типа уравнения изучались Колмогоровым в связи с теориями очередей [Kolmogoroff, 1931] еще до работы [Kolmogoroff, 1934].

Появление первых степеней времени в моментах может иметь место не только для скоростей, как в (2), но и для рельефа планет.

Микроструктура рельефа

Когда альтиметры начали измерять структуру планетных поверхностей, выяснилось, что пространственный спектр рельефа обратно пропорционален квадрату волнового числа, $S(k) \propto k^{-2}$. Кроме того, было замечено, что спектр производной высоты поверхности по горизонтали постоянен. Это означает, что углы наклона рельефа Z' дельта-коррелированы по горизонтальной координате, $\langle Z'(y_1) Z'(y_2) \rangle = \langle Z'^2 \rangle \delta(y_1 - y_2)$, что соответствует дельта-коррелированности сил, поскольку вдоль склонов действует сила тяжести – сыпется порода, течет вода и т.п. В терминах Колмогорова – это марковость, т.е. независимость воздействий на соседних участках местности (очевидно, не совсем близких).

Поэтому угол $\zeta(y)$ наклона рельефа $z(y)$, $\frac{dz(y)}{dy} = \zeta(y)$, будем считать случайной величиной с относительно малым масштабом корреляции (в сравнении с горизонтальным масштабом рельефа). Тогда величина z будет соответствовать скорости v в уравнении (1), ζ – ускорению a , y – времени t . Поэтому из (2) структурная функция рельефа $D_\zeta(\delta y) = \langle (z(y+\delta y) - z(y))^2 \rangle \propto \delta y$ с соответствующим спектром ω^{-2} .

Понятно, что для больших дистанций δy , а значит малых частот ω , предположение декорреляции не верно (рельеф может прерываться). Поэтому эти формулы имеют место для микроструктуры рельефа. Подробное изложение этого подхода с рассмотрением на сфере изложено в [Gledzer and Golitsyn, 2019]. В частности, разложение по сферическим функциям дает спектр $S_j = 4\pi r^2 D_r / [j(j+1)] = 4\pi D_r / [k(k+1/r)]$,

r – радиус планеты, $k = j / r$ – волновое число. Сопоставление этой формулы с эмпирически измеренными высотами для Земли и Венеры показывают, что для компонент разложения, начиная с $j > 10$ для Земли величина $D_r = 0.5$ м, а для Венеры $D_r = 0.16$ м с точностью в 10%.

Заметим, что в этих формулах никаких показателей в виде дробей с третьими долями не возникло, поскольку использовалось только формула в (2) с линейной зависимостью от переменной. Все меняется, когда применяется формула с кубической зависимостью в (2). Это происходит в модели облакообразования.

Модель динамики облака

Периметр квадрата $P = 4a$, a – сторона квадрата, связан с его площадью $A = a^2$ зависимостью $P \propto A^{1/2}$. Также для круга. Однако, когда были измерены площади и периметры облаков над Индийским океаном с помощью спутниковых данных и дождевых облаков над США с использованием радаров [Lovejoy, 1982], то было обнаружено, что имеет место зависимость $P \propto A^{1/2}$ для $P \propto (\sqrt{A})^\beta$, $\beta = 1.35$ A в интервале порядка 10^6 км². В указанной работе значение β связывалось с фрактальной формой облаков, однако было отмечено, что показатель $\beta = 1.35$ близок к $4/3$. Это указывало на возможную связь с колмогоровскими закономерностями и, соответственно, со случайными процессами.

Облако, как известно, клубится (не струится, в основном). Линейный (максимальный) размер L его по порядку величины пропорционален периметру P . Пусть часть облака выдвигается на расстояние dL , площадь A увеличится на $dA = dL \cdot S$, где S – поперечный размер клуба облака. При этом и сам поперечный размер S увеличится (или уменьшится) на $dS = dL \cdot a(L)$, где $a(L)$ – случайная величина. Можно эту конструкцию представить как шкаф с выдвигаемыми ящиками, в котором выдвигающиеся на dL ящики по ширине тоже увеличиваются на dL : на большое расстояние выдвигаются широкие ящики, а на маленькое – узкие. Имеем уравнения

$$dA / dL = S, dS / dL = a(L).$$

Это соответствует движению частицы (1) в поле случайных ускорений, если площадь A соответствует координате X , линейный размер

L соответствует времени t , поперечный размер S соответствует скорости v . С условием дельта-корреляции имеем, как и в вышеприведенных формулах

$$\langle A^2 \rangle \propto L^3.$$

Если $L \propto P$, то $A \propto P^{3/2}$. Этот показатель $3/2$ и фигурирует при обсуждении закономерностей динамики облака в [Голицын, 2024]. Обратная зависимость – периметр как функция площади, $P \propto A^{2/3} = (\sqrt{A})^{4/3}$. Это и дает показатель $\beta = 4/3$.

Близкая модель может иметь место для статистики литосферных плит.

Распределение литосферных плит

Для землетрясений и движения литосферных плит основным определяющим параметром является сейсмический момент M , который задает магнитуду m , входящую в формулу Гутенберга–Рихтера для кумулятивного распределения

$$\lg N(\geq m) = a - bm, \quad a, b = \text{const}.$$

Момент M связан с m эмпирическим соотношением $m = 2 \lg M / 3 - 6$ [Kasahara, 1981].

Изменение момента M сил, действующего на плиту с размером L и толщиной h при увеличении размера на dL пропорционален $dM \propto dL \cdot h$. Но и толщина h может меняться при увеличении размера на $dh \propto dL \cdot a(L)$, со случайной величиной $a(L)$. Отсюда

$$dM / dL = h \cdot C_1, dh / dL = a(L) \cdot C_2,$$

C_1, C_2 – размерные константы, зависящие от геологии и физических параметров. Отсюда при дельта-корреляции получим

$$\langle h^2 \rangle \propto L, \quad \langle M^2 \rangle \propto L^3.$$

Тогда $h \propto L^{1/2}, M \propto L^{3/2}, L \propto M^{2/3}$.

Плита площадью L^2 и толщиной h при сохранении объема может разбиться на части

$$N \propto \frac{1}{L^2 h} \propto \frac{1}{L^2 \sqrt{L}} = L^{-5/2} = M^{-\frac{2.5}{3.2}} = M^{-5/3}.$$

Это форма закона Гутенберга–Рихтера, обсуждаемая в [Голицын, 2024].

Спектр энергии космических лучей

Для космических частиц определяется их число, регистрируемое на единицу площади. Определяющей величиной является объемная плотность энергии как энергии на единицу объема $w = 0.5$ эВ/м³. В объеме $\propto R^3$, R – линейный размер облака частиц, содержится $N_0 \propto R^3 w / E$ частиц. Поэтому площадь $S \propto (N_0 E / w)^{2/3}$, и размер $R \propto (N_0 E / w)^{1/3}$. Число N регистрируемых частиц с энергией $\geq E$, $N \propto 1 / E$, а на единицу площади регистрируется $I(\geq E) = N / S \propto (1 / E)(E / w)^{-2/3} \propto E^{-5/3}$ частиц. В дифференциальной форме $I \propto -dI(\geq E) / dE \propto E^{-8/3}$.

Другим способом, если ограничиться только частицами с энергией E , возвратимся к исходным формулам (2) при действии на поток космических частиц дельта-коррелированных ускорений: $\langle v^2 \rangle \propto E \propto t$. Расстояние, которое пролетают эти частицы из (2) $X^2 = \langle x^2 \rangle \propto t^3$ или $X \propto E^{3/2}$. Если у источника было N_0 частиц, то на расстоянии X на площадь ΔS их рассеялось $I \propto N_0 \Delta S / X^2 \propto N_0 \Delta S / E^3$ (в знаменателе – величина, пропорциональная площади сферы радиуса X). Но датчик регистрирует только частицы вдоль луча с линейными размерами $R \propto (E / w)^{1/3}$, поэтому $\Delta I \propto \Delta S (1 / E^3)(E / w)^{1/3}$, и на единицу площади получаем $I = \Delta I / \Delta S \propto E^{-8/3}$.

Приведем пример применения формул для случая, который не рассматривался в работах [Голицын, 2024; Голицын, 2022; Голицын, 2012].

Динамика воздуха вблизи границы между пористой и воздушной средами

Движение воздуха в пористой среде песка осуществляется под действием течения над его поверхностью. В слое динамика воздуха описывается законом Дарси $\frac{1}{\rho} \nabla p_p = -\frac{\nu}{\kappa} \vec{u}_p$, где ν – вязкость, κ – коэффициент проницаемости пористой среды (размерность – площадь), \vec{u}_p – скорость воздуха в слое песка, которую считаем случайной величиной, ρ и p_p – плотность и давление в слое. Оценки показывают, что $\kappa \propto \delta^2 / \beta$, $\beta \propto 10$, где δ – размер пор ([Бэтчелор, 1973; Гледзер и др., 2010]).

В тонком слое над пористой средой имеется уравнение вязкого течения $\frac{1}{\rho} \nabla p = \nu \Delta \vec{u}$,

\vec{u} – скорость над песком. Сверху и в слое давление одинаково, $\Delta \vec{u} = -\vec{u}_p / \kappa$. Заменяя производные в Δ на d^2 / dl^2 , где l – масштаб возмущений, имеем для $u = |\vec{u}|$, $\frac{d^2 u}{dz^2} = -u_p / \kappa$, или

$$\frac{du}{dl} = b, \quad \frac{db}{dl} = -\frac{u_p}{\kappa},$$

где b – вспомогательная величина (обратное время).

Пространственный масштаб корреляции для скорости u_p в песке с порами величиной δ равен δ , т.е. $\langle u_p(l_1) u_p(l_2) \rangle = U_p^2$, при $|l_1 - l_2| < \delta$; $\langle u_p(l_1) u_p(l_2) \rangle = 0$ при $|l_1 - l_2| > \delta$. Отсюда, как и для динамики ланжевеновской частицы, получаем

$$\langle b^2 \rangle = \pi l, \quad \langle u^2 \rangle = \pi l^3 / 3,$$

где $\pi = U_p^2 \delta / \kappa^2$ (размерность $[\pi] = 1 / (\text{см} \cdot \text{с}^2)$). В формулу входят масштаб корреляции, коэффициент проницаемости и амплитуда возмущений скорости в среде.

С учетом формулы для κ зависимость амплитуды скорости U_p в слое песка от размера пор δ имеет вид

$$U_p = \delta^{3/2} \left(\frac{3 \langle u^2 \rangle}{l^3 \beta^2} \right)^{1/2},$$

т.е. размер пор δ для скорости воздуха в слое песка U_p входит в степени $3/2$. Здесь $\langle u^2 \rangle^{1/2}$ – амплитуда скорости для возмущений микромасштаба l над пористым слоем.

Формулы задают величину скорости в зависимости от масштаба l . Пусть вместо l задан поток энергии (по Колмогорову) $\varepsilon = \langle u^3 \rangle / l$ в слое над пористой средой, и аналогичная величина в слое, определяемая пористостью δ : $\varepsilon_p = U_p^3 / \delta$. Тогда определяется масштаб возмущений над слоем песка l_e , если заданы ε , ε_p , $l_e = \delta (\varepsilon / \varepsilon_p)^{2/7}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные модели можно отнести к наводящим соображениям в подходах к закономерностям рассмотренных природных процессов. К сожалению, нет систем уравнений, где описанные процессы отображались бы достаточ-

но полно (в частности, в [Keilis-Borok, 1994] отмечено, что “seismology is still in pre-equation state”), поэтому пока не приходится ждать решения проблем путем численного моделирования. Также невозможен сейчас строгий анализ подобия и размерностей для перечисленных выше задач.

В рассмотренных простых моделях задается случайная величина, которая далее по кинематике или геометрии определяет весь процесс. В ланжевеновской модели и спектре энергии для космических лучей это случайное ускорение, в рельефе — случайный угол наклона, для облака и плиты разлома — случайный размер и толщина, в слое песка — случайная скорость из-за пористости. Их средний квадрат с условием дельта-корреляции далее задает определяющий размерный параметр задачи, который и контролирует динамику и кинематику процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бэтчелор Дж.* Введение в динамику жидкости // М.: Мир, 1973. 780 с.
- Гледзер Е.Б., Голицын Г.С.* Скейлинг и конечные размеры ансамбля частиц в движении с притоком энергии // Докл. РАН. 2019. Т. 433(3). С. 466.
- Гледзер Е.Б., Гранберг И.Г., Чхетиани О.Г.* Динамика воздуха вблизи поверхности почвы и конвективный вынос аэрозоля // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. С. 35–47.
- Голицын Г.С.* Работа А.Н. Колмогорова 1934 г. — основа для объяснения статистики природных явлений микромира // Успехи физических наук. 2024. Т. 194. С. 86–96.
- Голицын Г.С.* Вероятностные структуры макромира: землетрясения, ураганы, наводнения. М.: Физматлит, 2022. 174 с.
- Голицын Г.С.* Статистика и динамика природных процессов и явлений. М.: URSS, 2012. 398 с.
- Голицын Г.С., Чхетиани О.Г., Вазаева Н.В.* Облака и теория турбулентности: самоподобие, показатель фрактала $4/3$ и инварианты // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. С. 242–244.
- Gledzer E.B., Golitsyn G.S.* Kaula's rule as a consequence of probability laws by A.N.Kolmogorov and his school // Russ.J.Earth Sci. 2019. ESG00006.
- Chkhetiani O.G., Gledzer E.B., Vazaeva N.V.* Measurements and approximations for submicron-aerosol size distribution functions // Earth and Space Science. 2021. <https://doi.org/10.1029/2020 EA001616>
- Kaula W.M.* Theory of Satellite Geodesy; Applications of Satellites to Geodesy. Waltham, MA: Blaisdell Publ. Co., 1966.
- Kasahara K.* Mechanics of Earthquakes. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981.
- Keilis-Borok V.I.* Symptoms of instability in a system of earthquake-prone faults // Physica D. 1994. V. 77. P. 193–199.
- Kolmogoroff A.* Sur la probleme d'attente // Mat.sb. 1931. V. 38(1-2). P. 101–106.
- Kolmogoroff A.* Zufallige Bewegungen (Zur Theorie der Brownschen Bewegung) // The Annals of Mathematics. 1934. V. 35(1). P. 116. <https://doi.org/10.2307/1968123>
- Lovejoy S.* Area-perimeter relation for rain and cloud areas // Science. 1982. V. 216(4542). P. 185–187.
- Turcotte D.L.* Fractals and Chaos in Geology and Geophysics 2nd ed. // Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997.

RANDOM FACTORS AND INDICATORS WITH THIRDS IN STATISTICS SOME NATURAL PROCESSES

© 2025 E. B. Gledzer*, G. S. Golitsyn**

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

*e-mail: lgg@ifaran.ru

**e-mail: gsg@ifaran.ru

The kinematics of a number of natural processes with random parameters is considered. In the statistics of relief inclinations, sizes of clouds and lithospheric plates, velocities in a porous medium, power-law dependences, which in some cases contain fractions with thirds, use quantities uncorrelated in time or space — accelerations, inclination angles, sizes and velocities. Links are provided for comparison with empirical data.

Keywords: natural processes, random accelerations, relief, cloud formation, earthquakes, lithospheric plates, porous media

УДК 551.511

ГЕОРГИЙ СЕРГЕЕВИЧ ГОЛИЦЫН И ДИНАМИКА АТМОСФЕР

© 2025 г. М. В. Курганский

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

e-mail: kurgansk@ifaran.ru

Поступила в редакцию 18.09.2024 г.

После доработки 15.10.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Кратко описан пионерский вклад Г.С. Голицына в теорию подобия циркуляции планетных атмосфер, энергетику и статистику тропических и полярных ураганов, внетропических циклонов и антициклонов, а также в энергетику смерчей (торнадо). Дополнительно рассмотрены некоторые вопросы энергетики и статистики пыльных вихрей на Земле и на Марсе.

Ключевые слова: теория подобия, планетные атмосферы, тропические и полярные ураганы, циклоны и антициклоны, смерчи и пыльные вихри, экспоненциальное распределение

DOI: 10.31857/S0002351525010028, **EDN:** HFFGMI

1. ВВЕДЕНИЕ

Георгий Сергеевич Голицын за свою долгую жизнь в науке написал много замечательных работ, о которых скажут и авторы других статей в этом юбилейном выпуске журнала, но я, как вероятно и многие в мире, считаю самой яркой его работой теорию подобия циркуляции планетных атмосфер [Golitsyn, 1970; Голицын, 1973]. Поэтому начну данную статью с попытки краткого аналитического обзора этой теории, которая была создана в самом начале 1970-х гг. и к которой Г.С. Голицын вновь обратился 40 лет спустя [Голицын, 2012], изложив ее в более сжатой и современной форме.

Согласно [Golitsyn, 1970; Голицын, 1973], кинетическая энергия общей циркуляции планетной атмосферы E определяется шестью размерными «внешними» («астрономическими») параметрами: средней плотностью потока энергии от Солнца q , удельной теплоемкостью атмосферы при постоянном давлении c_p (зависит от газового состава атмосферы), радиусом планеты r , массой атмосферы на единицу площади поверхности планеты M , ускорением силы тяжести g (определяется массой планеты и ее радиусом) и, наконец, угловой скоростью вращения планеты ω . Кроме того, E может зависеть от безразмерного отношения удельных теплоемкостей атмосферного воздуха при постоянном давлении

и объеме K и также зависит от величины фундаментальной постоянной Стефана–Больцмана σ , входящей в закон излучения, которое обеспечивает тепловой баланс планетной атмосферы.

Согласно П-теореме, функциональное соотношение между указанными восемью размерными величинами, в определение которых входят четыре независимые размерности длины, времени, массы и температуры, может быть сведено к функциональному соотношению между четырьмя безразмерными величинами: безразмерной энергией

$$\Pi_E = \frac{E c_p^{1/2}}{r^3 q^{7/8} \sigma^{1/8}}$$

и тремя безразмерными критериями

$$\Pi_\omega = \frac{\omega r \sigma^{1/8}}{c_p^{1/2} q^{1/8}}, \quad \Pi_g = \frac{c_p q^{1/4}}{g r \sigma^{1/4}}, \quad \Pi_M = \frac{q^{5/8} r \sigma^{3/8}}{c_p^{3/2} M},$$

а также безразмерной постоянной K . Поэтому по теореме о неявной функции

$$E = \frac{q^{7/8} \sigma^{1/8}}{c_p^{1/2}} r^3 f(\Pi_\omega, \Pi_g, \Pi_M, K). \quad (1)$$

Критерии Π_ω , Π_g , Π_M , хотя и выглядят достаточно громоздкими, имеют ясный физический

смысл, что можно продемонстрировать, если вместо определяющих параметров c_p и σ ввести «внутренний» параметр $c = c_p^{1/2} (q/\sigma)^{1/8}$, который с точностью до зависящего от K множителя определяет адиабатическую скорость звука. Здесь $(q/\sigma)^{1/4}$ – эффективная температура радиационного равновесия. Теперь мы имеем

$$\begin{aligned} \Pi_\omega &= \frac{\omega r}{c} \equiv \frac{r}{L_0}, & \Pi_g &= \frac{c^2}{g r} \equiv \frac{H}{r}, \\ \Pi_M &= \frac{r q}{c^3 M} \equiv \frac{r}{c} \cdot \frac{q}{M c^2} \equiv \frac{\tau_1}{\tau_2}. \end{aligned}$$

В этих соотношениях, L_0 – масштаб, близкий к синоптическому масштабу Обухова; H – величина порядка высоты однородной атмосферы; $M c^2$ – теплосодержание (энтальпия) вертикального столба воздуха единичного сечения; отношение характерных времен τ_1/τ_2 характеризует тепловую инерцию атмосферы. Для подавляющего большинства планет Солнечной системы и их спутников, имеющих атмосферы, таких как спутник Сатурна Титан, $\Pi_g \ll 1$, $\Pi_M \ll 1$, и в предположении автомодельности функции f по значениям критериев Π_g , Π_M получается, что

$$E = \frac{q^{7/8} \sigma^{1/8}}{c_p^{1/2}} r^3 f(\Pi_\omega, \kappa). \quad (2)$$

В (2) остается наиболее чувствительный (существенный) критерий подобия – вращательное число Маха Π_ω . По справедливости, критерий Π_ω мог бы также быть назван числом Голицына. Дело в том, что, как по всей видимости, впервые указал именно Г.С. Голицын, планеты Солнечной системы и их спутники по значениям Π_ω делятся на три отчетливые группы: (1) медленно вращающиеся Венера и Титан ($\Pi_\omega \ll 1$); (2) умеренно быстро вращающиеся Земля и Марс ($\Pi_\omega = O(1)$); быстро вращающиеся планеты-гиганты ($\Pi_\omega \gg 1$), из которых прежде всего упомянем Юпитер и Сатурн. Исторически с наибольшим успехом теория Г.С. Голицына была применена к объяснению особенностей общей циркуляции атмосферы Венеры. Здесь, полагая автомодельность функции f по значениям $\Pi_\omega \ll 1$, из (2) получается соотношение, которое удобно записать в виде [Голицын, 1973]

$$E = 2\pi B \frac{q^{7/8} \sigma^{1/8}}{c_p^{1/2}} r^3, \quad (3)$$

где $B = B(\kappa) = O(1)$. Соотношение (3) может быть также однозначным образом выведено из соображений размерности, если допустить, что кинетическая энергия общей циркуляции атмосферы Венеры E зависит лишь от четырех размерных параметров: q , c_p , r и σ . Основной вывод теории Г.С. Голицына – независимость кинетической энергии общей циркуляции атмосферы от ее массы – в этом предельном случае (3) ведет к вполне определенным и правильным результатам. При делении $2E$ на полную массу атмосферы $4\pi r^2 M$ и извлечении квадратного корня, получается оценка характерной скорости ветра $U = B^{1/2} \Pi_M^{1/2} c \sim \Pi_M^{1/2} c$. Получающееся значение, ~ 1 м с⁻¹, в дальнейшем получило подтверждение в данных спускаемых аппаратов на Венере. Согласно [Голицын, 1973, 2012], соотношение (3) справедливо вплоть до $\Pi_\omega \sim 1$, т.е. годится для оценки кинетической энергии общей циркуляции атмосфер Земли и Марса и характерной скорости ветра на этих планетах.

Соображения, выходящие за рамки теории подобия и основанные на рассмотрении уравнения баланса тепла, с использованием получившейся оценки для скорости ветра U , позволили Г.С. Голицыну оценить характерный горизонтальный контраст температуры в атмосфере Венеры. Последний по оценке оказался мал, ~ 1 К, и это помогло разрешить существовавшее в то время противоречие в экспериментальных результатах. Распространение теории подобия на достаточно быстро вращающиеся планеты требует задания универсальной функции от Π_ω в (2). Поскольку кинетическая энергия не зависит от направления вращения планеты, то это – универсальная функция от Π_ω^2 , и простейшее предположение, которое может быть сделано и которое делает Г.С. Голицын – это ограничиться линейной зависимостью от Π_ω^2 , т.е. записать

$$E = 2\pi (1 + a \Pi_\omega^2) \frac{q^{7/8} \sigma^{1/8}}{c_p^{1/2}} r^3, \quad (4)$$

где согласно [Голицын, 1973, 2012] $a \sim 1$ и для простоты записи не учитывается возможная зависимость членов в круглых скобках в (4) от безразмерного параметра κ . Теперь для быстро вращающихся планет-гигантов ($\Pi_\omega \gg 1$)

$$E \approx 2\pi a \frac{q^{7/8} \sigma^{1/8}}{c_p^{1/2}} r^3 \Pi_\omega^2, \quad (5)$$

и на основании (5) сразу следует оценка для характерной скорости ветра $U \sim \Pi_M^{1/2} \Pi_\omega c$. В частности, для атмосферы Юпитера на уровне облаков (давление порядка 1 атмосферы) получаются скорости ветра $\sim 120 \text{ м с}^{-1}$ [Голицын, 2012], вполне согласующиеся с данными наблюдений.

От себя отметим, что если исходить из оценки $U \sim \Pi_M^{1/2} \Pi_\omega c$ и воспользоваться уравнением термического ветра для оценки разности температур δT между экватором и полюсом, считая что вертикальный сдвиг скорости ветра определяется отношением $\sim U/H$, то $\delta T \sim \Pi_M^{1/2} (q/\sigma)^{1/4} \Pi_\omega^2$. Исключая Π_ω^2 из (5) и получившегося соотношения, приходим к соотношению

$$E \sim 2\pi r^2 M \Pi_M^{1/2} c_p \delta T. \quad (6)$$

Множитель $2\pi r^2 M$ в (6) равен массе атмосферы над полушарием. Экстраполируя наши рассуждения на наиболее сложный с точки зрения теории Г.С. Голицына случай умеренно быстро вращающихся планет, $\Pi_\omega \rightarrow 1 + 0$, видим, что пропорциональная зависимость $E \propto \delta T$ в (6) вполне отвечает условиям в земной атмосфере, в частности интенсификации циркуляции в зимний период и при общем похолодании, и напротив, ее ослаблению в летний период и при глобальном потеплении. Можно также ввести (информационную) энтропию общей циркуляции атмосферы, как меру ее сложности (бароклинного хаоса в ней), исходя из фундаментального соотношения $dS/dE = (\delta T)^{-1}$ [Ландау и Лифшиц, 2002], откуда следует, что $S \propto \ln(\delta T)$. Из сравнения (4) и (6) с учетом определения Π_M следует оценка $\delta T \sim \Pi_M^{1/2} (1 + a \Pi_\omega^2) (q/\sigma)^{1/4}$ и для Земли при $(q/\sigma)^{1/4} = 255 \text{ К}$, $\Pi_\omega = 1.43$, $\Pi_M = 1.17 \cdot 10^{-3}$ получается, что $\delta T \sim 26 \text{ К}$. Отметим, что эта оценка получена с точностью до множителя порядка единицы, зависящего от параметра k . Формальное применение подобных рассуждений к Юпитеру дало бы разность температур δT порядка эффективной температуры радиационного равновесия, что неверно. На Юпитере внутренний приток тепла из недр сравним с притоком тепла от Солнца, т.е. Юпитер является своего рода «наполовину звездой». Поэтому, несмотря на то, что на экватор поступает значительно больше солнечной энергии, нежели на полюса, приток тепла на полюсах за счет внутренней конвекции практически нивелирует разность температур между экватором и полюсом.

Общий подход этой капитальной теории подобия циркуляции планетных атмосфер был далее с успехом применен Г.С. Голицыным для оценки полной кинетической энергии E тропических циклонов и ураганов на Земле [Голицын, 1997, 2008, 2012]. В качестве определяющих параметров выбирались: (1) однозначно связанный с потоком тепла от тропического океана к атмосфере вертикальный поток плавучести b , который по отношению к динамическим процессам в атмосфере во многом является внешним параметром, поскольку для формирования тропического циклона необходимо, чтобы температура поверхности океана была не менее $26.5 \text{ }^\circ\text{C}$ [<https://oceanservice.noaa.gov/facts/how-hurricanes-form.html>], (2) масса воздуха, вовлеченного в вихревое движение, в расчете на единицу площади поверхности M и (3) локальное значение параметра Кориолиса l , который равен удвоенной вертикальной компоненте угловой скорости вращения Земли в месте расположения тропического циклона. Дело в том, что в процессе своего генезиса зарождающийся конвективный вихрь собирает планетарный угловой момент с большой площади радиусом в многие сотни километров и превращает его в относительный угловой момент, определяемый радиальным профилем азимутальной скорости в вихре. Вращающаяся под зарождающимся тропическим циклоном твердая Земля является бесконечным резервуаром углового момента, который может быть использован только при некотором удалении от экватора. Не случайно, что в обоих полушариях тропические циклоны зарождаются не ближе широты 5° к экватору.

Теперь из соображений размерности с точностью до безразмерного множителя порядка единицы однозначно следует, что (при изложении мы как можно ближе следуем оригинальным обозначениям Г.С. Голицына)

$$E = M b^2 l^{-4}. \quad (7)$$

Принимая, что для зрелого тропического урагана $M = 10^4 \text{ кг м}^{-2}$ (вихревое движение в ураганах пронизывает всю толщу тропосферы низких широт до высоты $\sim 18 \text{ км}$), $b = 3 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2 \text{ с}^{-3}$ (что отвечает потоку тепла $\sim 1 \text{ кВт м}^{-2}$), $l = 5 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ (что отвечает широте 20°), получается оценка $E \sim 10^{18} \text{ Дж}$ [Голицын, 2012]. Соображения размерности также позволяют оценить квадрат скорости в зрелом урагане $U^2 = b l^{-1}$ и площадь $S = b l^{-3}$ им занятую.

Как показано в [Голицын, 2024], последние два соотношения суть не просто следствия соображений размерности, но логически вытекают из свойств решения фундаментального уравнения А.Н. Колмогорова [Kolmogoroff, 1934], описывающего случайные движения. Подставляя указанные выше значения параметров и учитывая, что в соответствии с теорией конвекции во вращающейся жидкости в получающемся соотношении $U = cb^{1/2}l^{-1/2}$ появляется численный коэффициент $c \approx \sqrt{3} \approx 1.7$ [Голицын, 2012], получается, что $U \approx 43 \text{ мс}^{-1}$. При этом $S \sim 24 \cdot 10^4 \text{ км}^2$, что отвечает радиусу тропического циклона $\sim 280 \text{ км}$. Опять эта оценка справедлива с точностью до безразмерного коэффициента порядка единицы.

Эти же соображения были положены Г.С. Голицыным в основу оценок основных характеристик полярных мезоциклонов (ураганов) [Голицын, 2008, 2012]. Как следует из (7), при примерно том же значении $b = 3 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2 \text{ с}^{-3}$ (полярные мезоциклоны конвективной природы образуются, когда очень холодный воздух температурой $\leq -30^\circ\text{C}$ натекает на относительно теплую поверхность моря с температурой $\sim 0^\circ\text{C}$, так что реализуются очень большие вертикальные потоки тепла), в силу двух причин: (а) полярные мезоциклоны более мелкие и (б) самое главное, параметр Кориолиса в приполярных широтах почти в 3 раза больше параметра Кориолиса на широте 20° , а в формулу (7) входит его четвертая степень, мы получаем, что $E \sim 10^{16} \text{ Дж}$, что на два порядка ниже, чем для тропических циклонов.

Попытка применить схожие рассуждения к торнадо (смерчам) наталкивается на определенные трудности. Дело в том, что между тропическими циклонами и торнадо имеется существенное физическое отличие (мы не говорим об отличии в размерах, геометрии и прочее). В то время как в тропических циклонах первопричина движения есть взаимодействие между атмосферой и океаном, в торнадо выделение скрытого тепла происходит на определенной высоте над поверхностью Земли, и сами торнадо (по крайней мере, наиболее сильные из них) зарождаются наверху, и только затем вихревое движение передается вниз, в форме разрушительной воронки (хобота). Поэтому, в то время как вертикальный поток плавучести b является в динамике и энергетике тропических циклонов в значительной степени «внешним» параметром,

скорость подвода энергии на единицу массы в торнадо ϵ , связанная с выделением скрытого тепла, является в большой степени внутренним параметром задачи. Кроме того, внешним параметром задачи в контексте тропических циклонов было локальное значение параметра Кориолиса l . Прямое же действие силы Кориолиса на торнадо пренебрежимо мало, и необходимо искать другой определяющий параметр, который неизбежно будет внутренним параметром, определяемым решением задачи. В [Голицын и др., 2023] в качестве такого параметра вводится характерное время воздействия вихря на окружающую среду, порядка времени оборота вихря вокруг своей оси t_0 . Время t_0 обратно пропорционально вертикальной завихренности ζ в вихревом ядре торнадо; отношение ζ/l определяет фундаментальное число Кибеля–Россби. Теперь вместо (7) можно записать

$$E = M\epsilon^2 t_0^4. \quad (8)$$

Таким же образом с точностью до коэффициента порядка единицы имеем $U^2 = \epsilon t_0$ и $S = \epsilon t_0^3$. Указанная трудность с отсутствием в задаче достаточного числа внешних определяющих параметров была обойдена в работе [Голицын и др., 2023] следующим образом. Рассматривались статистические данные о торнадо в пяти градациях по шкале Фуджита (от F0 до F4). Среднему значению скорости \bar{u} для каждой градации присваивалось характерное значение диаметра вихря D , а значит и площади $S = \pi D^2/4$, последнее в предположении, что вихри круговые. Полагая $U = \bar{u}$, значения ϵ и t_0 оценивались, соответственно, по формулам: $\epsilon = \bar{u}^3/S^{1/2}$ и $t_0 = S^{1/2}/\bar{u}$. Также считалось, что поскольку скорость ветра в торнадо максимальна вблизи поверхности Земли, то можно в (8) положить, что $M = 10 \text{ кг м}^{-2}$, т.е. ограничиться нижним десятиметровым слоем атмосферы, что также целесообразно при оценке разрушений, вызываемых торнадо. При таком подходе энергия самых сильных смерчей в [Голицын и др., 2023] на семь-восемь порядков меньше оцененной выше энергии тропического урагана. Отметим, что указанный подход согласуется с использованием интегрированной кинетической энергии (integrated kinetic energy, IKE), оцениваемой путем интегрирования по нижнему 10-метровому слою атмосферы в области, где скорость ветра превышает 18 м/с , и предложенной в [Powell and Reinhold, 2007] для

оценки разрушительной силы тропических циклонов. При этом энергия самых сильных смерчей в [Голицын и др., 2023] будет на три-четыре порядка меньше IKE тропических циклонов [см. Powell and Reinhold, 2007].

Согласно [Голицын и др., 2023] величина форсинга ε варьирует от 195.9 до 1156.0 $\text{м}^2\text{с}^{-3}$ для смерчей интенсивности от F0 до F4 по шкале Фуджита. Отметим, что такой же порядок величины форсинга получается, если в статистически равновесном режиме приравнять скорость генерации удельной кинетической энергии за счет скрытого тепла, выделяемого при влажной конвекции, к скорости диссипации энергии за счет мелкомасштабного турбулентного трения,

$$\langle -L(\mathbf{v} \cdot \nabla q_s) \rangle = -\langle \mathbf{v} \cdot \mathbf{R} \rangle \equiv \varepsilon. \quad (9)$$

Здесь \mathbf{v} – вектор (значительной по величине) скорости в вихре, $L = 2.5 \cdot 10^6 \text{ м}^2\text{с}^{-2}$ – скрытая теплота парообразования, q_s – удельная влажность насыщающих паров воды, \mathbf{R} – сила трения. Угловые скобки в (9) означают статистическое осреднение. Вычисляя левую часть (9) с помощью уравнения Клаузиуса–Клапейрона при температуре $T = 293 \text{ К}$, общем давлении $p = 850 \text{ гПа}$, парциальном давлении насыщающих паров воды $p_s(T) = 23.4 \text{ гПа}$, вертикальной скорости в смерче $w = 10 \text{ м с}^{-1}$, получаем, что $\varepsilon = 3.3 \cdot 10^2 \text{ м}^2\text{с}^{-3}$. С учетом того, что вертикальная скорость растет вместе с тангенциальной скоростью ветра в торнадо, эта оценка вполне соответствует диапазону полученных в [Голицын и др., 2023] значений ε .

Еще более мелкомасштабными (на Земле) и значительно более слабыми, чем торнадо являются пыльные вихри. Однако парадоксально, что в определенном отношении (если отвлечься от того, что это сухо-конвективные вихри), пыльные вихри ближе к тропическим циклонам, нежели к торнадо. Дело в том, что пыльные вихри инициируются процессами взаимодействия с сильно нагретой подстилающей поверхностью и для своего устойчивого существования должны переноситься слабым (умеренным) ветром, чтобы переходить на новые, нагретые участки почвы, покрытые тонким слоем горячего воздуха, который служит «топливом» для этих вихрей. Ровно то же самое происходит с тропическими циклонами, которые должны двигаться и переходить на новые теплые участки моря, иначе за счет ветрового перемешивания температура по-

верхности воды уменьшается и тропический циклон лишается источника энергии.

Как это, например, следует из «термофизической» теории [Renno et al., 1998], для квадрата максимальной азимутальной скорости в пыльном вихре справедлива формула $U^2 \approx g'h$, где $g' \approx 0.19 \text{ м с}^{-2}$ – плавучесть в ядре вихря и h – высота конвективного пограничного слоя, внутри которого существует пыльный вихрь. Использовано, что температура воздуха в ядре пыльного вихря в среднем на 6 К выше окружающей температуры в типичных пустынных условиях. Тогда для $h = 10^3 \text{ м}$ получается, что $U \approx 14 \text{ м с}^{-1}$. При этом энергия пыльного вихря с характерной (определенной по диаметру) площадью $S \sim 10^2 \text{ м}^2$, заключенная в нижнем 10-метровом слое воздуха, дается формулой

$$E' \sim MU^2S. \quad (10)$$

Здесь $M = 10 \text{ кг м}^{-2}$ – учитываемая масса воздуха на единицу площади поверхности. Подставляя вышеприведенные значения в (10), получаем оценку $E' \sim 2 \cdot 10^5 \text{ Дж}$, что на два порядка меньше соответствующим образом вычисленной энергии самых слабых смерчей категории F0 [Голицын и др., 2023]. Оценка скорости U , а значит и энергии E' , будет несколько ниже, если в качестве h принять высоту вихря [напр., Kurgansky et al., 2016], которая может определяться положением вторичной инверсии в пограничном слое и быть меньше высоты основного конвективного пограничного слоя.

На Марсе пыльные вихри встречаются повсеместно и во многом определяют общий радиационный режим в марсианской атмосфере, переноса (по средней оценке) до 50% всей пыли в марсианскую атмосферу. Одно время считалось, что пыльные вихри могут служить триггером для возникновения пыльных бурь на Марсе (касательно физики и гидродинамики пыльных бурь см. замечательную работу [Barenblatt and Golitsyn, 1974]), но в настоящее время имеется консенсус, что это взаимодополняющие и взаимоисключающие явления. Скорость ветра в марсианских пыльных вихрях значительно выше, чем у их земных собратьев; также вихри могут иметь больший размер, как горизонтальный, так и вертикальный [Balme and Greeley, 2006]. Все это при оценках кинетической энергии вихрей E может перевесить меньшую на два порядка плотность воздуха на

Марсе. В особенности, сказанное выше относится к гигантским пыльным вихрям на Марсе, где скорость ветра может достигать до $U = 10^2$ м с⁻¹, а площадь (оцененная по диаметру) до $S = 10^6$ м². При этом высота вихря может составлять до 8 км. Поскольку физика такого явления достаточно сложна, и источником энергии вихря помимо вертикального потока плавучести от нагретой марсианской поверхности может служить непосредственный нагрев Солнцем поднятого вихрем столба пыли (особенно при боковом нагреве), что создает дополнительную плавучесть (см. Раздел 6 в [Kurgansky, 2016] и ссылки там), то мы исходим из соотношения $E = MU^2S$ (справедливого с точностью до коэффициента порядка единицы), которое при $M \sim 10^2$ кг м⁻² дает полную кинетическую энергию пыльного вихря $E \sim 10^{12}$ Дж, или для нижнего 10-метрового слоя воздуха $E' \sim 10^9$ Дж. Последняя величина сравнима с соответствующей энергией слабых (категории F1) земных торнадо [Голицын и др., 2023].

Обработка данных наблюдений интенсивных атмосферных вихрей, как тропических циклонов [Голицын и др., 1999а,б], так и торнадо [Курганский, 2000; Dotzek et al., 2005], показывает, что их распределения по интенсивности близки к экспоненциальным. Наиболее простое объяснение состоит в том, что в обоих случаях в земной системе имеется бесконечный резервуар потенциальной энергии, из которого и черпается кинетическая энергия вихрей E [Голицын, 2012]. В силу аддитивности энергии, мы можем предположить, что в случае статистически независимого бесконечно малого приращения энергии δE для плотности вероятности значений E выполняется функциональное уравнение $p(E + \delta E) = p(\delta E)p(E)$. Дифференцируя обе части уравнения по E , будем иметь $dp(E + \delta E)/dE = p(\delta E)dp(E)/dE$. Деля это уравнение на предыдущее и принимая во внимание, что получившееся уравнение должно выполняться при всех E и δE , мы получаем $d \ln p(E)/dE = c$, где постоянная c обязана быть отрицательной, чтобы обеспечить условие $\int_0^\infty p(E)dE = 1$ того, что $p(E)$ — это действительно плотность вероятности. В принципе, схожее рассуждение применимо к плотности вероятности времени жизни тропических циклонов, которые также показывают отрицательное экспоненциальное распределение по времени их жизни [Голицын и др., 1999а,б].

Что касается пыльных вихрей на Земле и на Марсе, то они в целом демонстрируют не экспоненциальный, а степенной характер распределения падения давления в центре вихрей [Lorenz, 2014; Jackson et al., 2018]. Напомним, что в силу уравнения циклострофического баланса, падение давления в центре пыльного вихря является мерой его интенсивности. Однако распределение пыльных вихрей по их линейному размеру (диаметру D) имеет скорее экспоненциальный [Курганский, 2006; Kurgansky, 2006], нежели степенной [Lorenz, 2009] характер, хотя это отчасти остается предметом дебатов [см. Lorenz and Jackson, 2016; Kurgansky, 2022]. Экспоненциальный характер такого распределения находит подтверждение в теории Джейнса [Jaynes, 1957], использующей максимизацию информационной энтропии (энтропии Шеннона)

$$S = -\int_0^\infty \ln p(D) p(D) dD, \quad (11)$$

во-первых, при естественном условии, что $\int_0^\infty p(D) dD = 1$, и, во-вторых, при условии, что задан (известен априори) первый момент распределения $p(D)$: $\bar{D} = \int_0^\infty D p(D) dD$. В контексте пыльных вихрей можно предположить, что \bar{D} определяется удвоенной абсолютной величиной масштаба Обухова $|L| = u_*^3 \kappa^{-1} b^{-1}$, где u_* — скорость трения, $\kappa = 0.4$ — постоянная Кармана и b — поток плавучести [Hess and Spillane, 1990; Kanak et al., 2000; Курганский, 2006; Kurgansky, 2006]. Основу этого предположения может составить то, что при очень сильно неустойчивой стратификации атмосферного пограничного слоя все градиенты скорости, а значит и радиально сходящиеся движения к центру пыльного вихря, сосредоточены в пределах приземного слоя толщиной $\sim |L|$ [Hess and Spillane, 1990], что в силу теоремы Бернулли и закона сохранения массы дает примерно такую же величину радиуса восходящей струи в центре вихря. Особо отметим, что указанное экспоненциальное распределение хорошо описывает основную долю популяции пыльных вихрей, но вряд ли годится для описания событий гигантских (экстремальных) пыльных вихрей, регистрируемых с околomarсианских орбитальных станций.

Отметим, что схожие рассуждения, основанные на условной максимизации информационной энтропии могут быть использованы для

обоснования экспоненциального распределения тропических и полярных циклонов по их интенсивности, если в качестве среднего (математического ожидания) значения кинетической энергии E принять значение (7), следующее из теории Г.С. Голицына.

В работе [Kurgansky, 2022] была предпринята попытка аналогичной условной максимизации энтропии Реньи [Rényi, 1961]

$$S_\alpha = \frac{1}{1-\alpha} \ln \int_0^\infty p^\alpha(D) dD, \quad (12)$$

где $\alpha > 0$, что ведет к степенному распределению, и применить получающееся степенное распределение, в сравнении с экспоненциальным распределением, к пыльным вихрям на Земле и на Марсе. Энтропия Реньи (12) является определенным обобщением энтропии Шеннона (11) и сводится к ней при $\alpha \rightarrow 1$, что можно показать, используя правило Лопитала [Rényi, 1961]. Хотя степенные распределения с показателем, заметно большим единицы, сравнимы по точности с экспоненциальным распределением, последнее обладает преимуществом однозначности, в то время как существует степень свободы в выборе оптимального показателя степени степенного распределения.

В заключение отметим, что в совсем недавней работе [Акперов, Голицын, Семенов, 2024] по данным реанализа ERA5 для периода 2010–2021 гг. был подтвержден экспоненциальный характер распределения внетропических циклонов и антициклонов над Северным полушарием ($> 20^\circ$ с.ш.) по их интенсивности. Вновь, исходя из свойств решения фундаментального уравнения А.Н. Колмогорова [Kolmogoroff, 1934], получено, что время жизни таких синоптических вихрей с точностью до коэффициента порядка единицы равно периоду их обращения вокруг своей оси. Оценен форсинг и кинетическая энергия синоптических вихрей в зависимости от их глубины. Найдено, что медианные значения кинетической энергии вихрей варьируют в пределах 10^{18} – 10^{19} Дж, что в целом превышает значения, полученные в предыдущих работах [Smith, 1980; Dzambo et al., 2023].

В этой краткой статье автор описал только некоторые из выдающихся работ Г.С. Голицына по динамике атмосфер, сделав акцент на его известную теорию подобия циркуляции планетных

атмосфер. Как представляется, приложения этой теории далеко не исчерпаны, особенно в связи с открытием астрономами все большего числа экзопланет, в их числе не только планет-гигантов типа Юпитера (как это было вначале), но и земного типа. Важными для геофизической гидродинамики являются работы Г.С. Голицына по конвекции во вращающейся жидкости, к которым я обращаюсь лишь в контексте приложений этой теории к земным ураганам и торнадо (смерчам), имеющим влажно-конвективную природу. Представляют несомненный интерес пионерские работы Г.С. Голицына по статистике тропических циклонов (ураганов), о которых также идет речь в данной статье.

Составляя это эссе, я также упомянул некоторые свои работы, которые примыкают к работам Г.С. Голицына, и были во многом им инспирированы. Это относится к работам по статистике торнадо, где я также пересекся с замечательным энтузиастом в изучении торнадо, безвременно ушедшим от нас Николаем Доцеком, и к исследованиям динамики и статистики пыльных вихрей на Земле и на Марсе, где благодаря Г.С. Голицыну я смог познакомиться с выдающейся диссертацией Питера Синклера [Sinclair, 1966] – пионера в систематическом экспедиционном исследовании пыльных вихрей, известного среди коллег как Dr. Dust Devil, – которая вызвала у меня долговременный интерес к этой тематике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акперов М.Г., Голицын Г.С., Семенов В.А. Энергетика циклонов и антициклонов в их развитии // Докл. РАН. 2024. Т. 519. № 1. С. 535–542.
- Голицын Г.С. Введение в динамику планетных атмосфер. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 104 с.
- Голицын Г.С. Статистика и энергетика тропических циклонов // Докл. РАН. 1997. Т. 354. №4. С. 535–538.
- Голицын Г.С. Полярные и тропические ураганы: их энергия, размеры и количественные критерии их генерации // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 579–590.
- Голицын Г.С. Статистика и динамика природных процессов и явлений: Методы, инструментарий, результаты. М.: КРАСАНД. 2012. 400 с.
- Голицын Г.С., Работа А.Н. Колмогорова 1934 г. – основа для объяснения статистики природных явлений макромира // УФН. 2024. Т. 194. № 1. С. 86–96.

- Голицын Г.С., Демченко П.Ф., Мохов И.И., Припутнев С.Г. Тропические циклоны: статистические закономерности функций распределения в зависимости от интенсивности и времени жизни // Докл. РАН. 1999а. Т. 366. № 1. С. 116–120.
- Голицын Г.С., Писаренко В.Ф., Родкин М.В., Ярошевич М.И. Статистические характеристики параметров тропических циклонов и проблема оценки риска // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1999б. Т. 35. № 6. С. 734–741.
- Голицын Г.С., Чернокульский А.В., Вазаева Н.В. Энергетика торнадо и смерчей // Докл. РАН. 2023. Т. 513. № 1. С. 134–138.
- Курганский М.В. Статистическое распределение интенсивных влажно-конвективных спиральных вихрей в атмосфере // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 2. С. 240–242.
- Курганский М.В. Распределение по размеру пыльных вихрей в атмосфере // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 3. С. 347–354.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Статистическая физика. Ч.1. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2002. 616 с.
- Balme M., Greeley R. Dust devils on Earth and Mars. Rev. Geophys. 2006. V. 44. RG3003.
- Barenblatt G.I., Golitsyn G.S. Local structure of mature dust storms // J. Atmos. Sci. 1974. V. 31. № 7. P. 1917–1933.
- Dotzek N., Kurgansky M.V., Grieser J., Feuerstein B., Névir P. Observational evidence for exponential tornado intensity distributions over specific kinetic energy // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L24813.
- Dzambo A., McFarquhar G., Sledd A., L'Ecuyer T. Assessing latent and kinetic energy trend changes in extratropical cyclones from 1940 to 2020: Results from ERA-5 reanalysis // Geophys. Res. Lett. 2023. V. 50. e2023GL105207.
- Golitsyn G.S. A similarity approach to the general circulation of planetary atmospheres // Icarus. 1970. V. 13. P. 1–24.
- Hess G.D., Spillane K.T. Characteristics of dust devils in Australia // J. Appl. Meteorol. 1990. V. 29. P. 498–507.
- Jackson B., Lorenz R., Davis K. A framework for relating the structures and recovery statistics in pressure time-series surveys for dust devils // Icarus. 2018. V. 299. P. 166–174.
- Jaynes E.T. Information theory and statistical mechanics // Phys. Rev. 1957. V. 106. P. 620–630.
- Kanak K.M., Lilly D.K., Snow J.T. The formation of vertical vortices in the convective boundary layer // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2000. V. 126. P. 2789–2810.
- Kolmogoroff A.N. Zufällige Bewegungen. Ann. Math. 1934. V. 35. P. 116–117 (перевод: А. Н. Колмогоров. Труды по теории вероятностей. М.: Наука, 1983).
- Kurgansky M.V. Steady-state properties and statistical distribution of atmospheric dust devils // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L19S06.
- Kurgansky M.V., Lorenz R.D., Rennó N.O., Takemi T., Gu Z., Wei W. Dust devil steady-state structure from a fluid dynamics perspective // Space. Sci. Rev. 2016. V. 203. P. 209–244.
- Kurgansky M.V. Statistical distribution of atmospheric dust devils on Earth and Mars // Boundary-Layer Meteorology. 2022. V. 184. P. 381–400.
- Lorenz R.D. Power law of dust devils on Earth and Mars // Icarus. 2009. V. 203. P. 683–684.
- Lorenz R.D. Vortex encounter rates with fixed barometer stations: comparison with visual dust devil counts and large-eddy simulations // J. Atmos. Sci. 2014. V. 71. № 12. P. 4461–4472.
- Lorenz R.D., Jackson B.K. Dust devil populations and statistics // Space Sci. Rev. 2016. V. 203. P. 277–297.
- Powell M.D., Reinhold T.A. Tropical cyclone destructive potential by integrated kinetic energy // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2007. V. 88. P. 513–526.
- Rennó N.O., Burkett M.L., Larkin M.P. A Simple thermodynamical theory for dust devils // J. Atmos. Sci. 1998. V. 55. P. 3244–3252.
- Rényi A. On measures of information and entropy // Proceedings of the 4th Berkeley Symposium on Mathematics, Statistics and Probability. 1961. P. 547–561.
- Sinclair P.C. A quantitative analysis of the dust devil. Ph.D. Dissertation, University of Arizona, 1966.
- Smith P.J. The energetics of extratropical cyclones // Rev. Geophys. 1980. V. 18(2). P. 378–386.

GEORGY SERGEEVICH GOLITSYN AND THE DYNAMICS OF ATMOSPHERES

© 2025 M. V. Kurgansky

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

e-mail: kurgansk@ifaran.ru

The pioneering contribution of G.S. Golitsyn to the theory of similarity of the circulation of planetary atmospheres, the energetics and statistics of tropical and polar hurricanes, extratropical cyclones and anticyclones, and the energetics of tornadoes is briefly described. In addition, some issues of the energetics and statistics of dust devils on Earth and Mars are considered.

Keywords: similarity theory, planetary atmospheres, tropical and polar hurricanes, cyclones and anticyclones, tornadoes and dust devils, exponential distribution

УДК 551.588.9

РАЗВИТИЕ ТЕОРИИ «ЯДЕРНОЙ ЗИМЫ» В РАБОТАХ Г.С. ГОЛИЦЫНА И ЕГО КОЛЛЕГ В 80-е ГОДЫ XX ВЕКА

© 2025 г. А. С. Гинзбург

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

e-mail: gin@ifaran.ru

Поступила в редакцию 27.08.2024 г.

После доработки 07.10.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

В статье представлена авторская версия истории исследований гипотезы «ядерной зимы» – катастрофического изменения климата Земли в случае крупномасштабного использования ядерного оружия и ключевой роли академика Г.С. Голицына в этих исследованиях. Особое внимание уделено предыстории возникновения гипотезы «ядерной зимы» и научному прорыву 80-х гг. XX в., когда ученые СССР, США и других стран на многих научных встречах и во множестве научных и популярных публикаций старались осмыслить теоретическую возможность резкого похолодания на большей части земной суши в результате массовых пожаров ядерной войны и найти природные аналоги такой «рукотворной» климатической катастрофы.

Ключевые слова: ядерное оружие, дым пожаров ядерной войны, «ядерная зима», климатические модели, природные аналоги

DOI: 10.31857/S0002351525010034, **EDN:** HFEFSW

ВВЕДЕНИЕ

Автор данной статьи более четырех десятилетий вовлечен в исследование и обсуждение возможных климатических последствий потенциального крупномасштабного ядерного конфликта в тесном сотрудничестве с академиком Георгием Сергеевичем Голицыным.

Вот как описал научный прорыв 80-х гг. прошлого века академик Г.С. Голицын в интервью, данному известному журналисту и популяризатору науки В.С. Губареву четверть века назад [Губарев, 2001]. «Можно ли сказать так: работа над проблемами «ядерной зимы» заставила Вас более внимательно отнестись к изменениям климата на Земле?» – поинтересовался В.С. Губарев. «Пожалуй, это как на войне: если есть успех на каком-то направлении, то хочется его развивать, теория «ядерной зимы» – это определенный прорыв в нашей области науки», – ответил Г.С. Голицын [Губарев, 2001].

В последующие десятилетия было несколько волн активизации исследований гипотезы «ядерной зимы», которые в начале XXI в. были посвя-

щены преимущественно потенциальным последствиям региональных ядерных конфликтов. Современная ситуация в мире снова вызывает тревогу и требует вспомнить о катастрофических последствиях даже региональных ядерных конфликтов. Данная статья посвящена предыстории возникновения гипотезы «ядерной зимы» и первому «взрывному» этапу (80-е годы XX в.) исследований этой и по сей день очень актуальной темы.

Автору посчастливилось в той или иной мере сотрудничать и общаться со многими замечательными российскими (советскими) и иностранными учеными, принимавшими участие в постановке и разработке проблемы «ядерной зимы», такими как Нобелевский лауреат Пауль Крутцен и лауреат Нобелевской премии мира, участник Манхетенского проекта сэр Джозеф Ротблат, известный астроном и популяризатор науки Карл Саган, академики Александр Обухов, Никита Моисеев, Евгений Велихов, Георгий Голицын, Михаил Будыко, Юрий Израэль, Игорь Петрянов-Соколов, Кирилл Кондратьев, Андрей Кокошин, а также Владимир Александров, Георгий Стенчиков, Юрий Свирижев, Ричард Турко,

Оуэн Брайен Тун, Майкл МакКракен, Алан Робок, Джойс Пеннер, Петер Карл и многие другие. Возможно, автор кого-то не упомянул, но это никак не умаляет роль этих ученых в исследовании «ядерной зимы».

Огромное значение для автора имело и по сей день имеет сотрудничество со своим замечательным старшим научным коллегой Г.С. Голицыным, вылившееся в целый ряд совместных исследований и публикаций по теме «ядерной зимы». Очень важно для автора было услышать, как Георгий Сергеевич, поздравляя в 2024 г. автора с восьмидесятилетием, сказал: «Я хочу вспомнить его статью в Докладах АН СССР 1973 г. о радиационном теплообмене между атмосферой и подстилающей поверхностью, которая описывала температурный режим на Марсе во время его глобальных бурь, она послужила основой описания «ядерной зимы». Георгий Сергеевич активно содействовал публикации этой статьи, обратившись к академику Г.И. Петрову (тогда директору ИКИ АН СССР) с просьбой представить эту статью в Доклады АН СССР [Гинзбург, 1973]. Два десятилетия спустя (в 1991 г.) автор данной статьи защитил в Институте космических исследований докторскую диссертацию «Радиационная энергетика планетных атмосфер» по уникальной и очень красиво сформулированной специальности «Гелиофизика и физика Солнечной системы».

Автор попытался представить основные вехи истории исследований атмосферных и климатических эффектов применения ядерного оружия как в глобальном, так и региональном масштабе и по возможности полно описать роль Г.С. Голицына в этих исследованиях. В статье использованы самые разнообразные источники информации – от статей, монографий и сборников трудов до препринтов и отчетов, накопившиеся у автора за четыре десятилетия, а также недавно появившихся в открытом доступе служебных документов США 80-х гг. XX в. на данную тему. Важными источниками информации также являются многочисленные сайты, среди которых надо выделить сайт университета Рутгерс (США) [<http://climate.envsci.rutgers.edu/nuclear>] и очень подробную и отражающую различные взгляды на проблему «ядерной зимы» интернет-публикацию [https://en.wikipedia.org/wiki/Nuclear_winter].

Результаты некоторых исследований конца прошлого и начала нынешнего века опубли-

кованы в малодоступных и/или узкоспециализированных изданиях, либо вообще не были полностью опубликованы. Поэтому автор считал возможным описать некоторые из них достаточно подробно.

В статье использованы материалы из брошюры автора «Планета Земля в «послеядерную» эпоху» [Гинзбург, 1988], обобщающей в популярной форме выполненные к этому времени исследования. Она вышла в серии «Международный мир и разоружение» сразу на нескольких языках (русском, английском, немецком и испанском). Через двадцать лет автор с интересом обнаружил в интернете на научно-популярном сайте [<http://thisworld.su>] опубликованное в 2009 г. основное содержание этой брошюры с примечанием: при создании сайта были использованы материалы из [Гинзбург, 1988]. Сейчас этот сайт, судя по всему, не функционирует, но данные файлы можно найти на другом сайте [<http://bluesbag7.narod.ru>].

В нынешней геополитической ситуации, ученые и широкая мировая общественность снова активизировали обсуждение опасности возникновения ядерного конфликта не только с военной точки зрения, но и с пониманием того, что использование ядерного оружия приводит не только к огромным разрушениям и массовым человеческим жертвам, но и к катастрофическим экологическим и климатическим последствиям (см., например, [Ginzburg and Samoylovskaya, 2024]).

В рамках одной статьи невозможно достаточно полно описать более чем сорокалетнюю историю исследования различных аспектов возможных атмосферных и климатических последствий применения ядерного оружия в случае глобального или регионального ядерного конфликта. На эту тему опубликованы многие сотни, даже тысячи, научных отчетов, статей, сборников и монографий. Так, например, список литературы в монографии [SCOPE, 1989], в некотором смысле подводящей итоги исследований 80-х гг. XX в., содержит более четырехсот наименований. Во время работы над данной статьей автор обнаружил множество не упомянутых в [SCOPE, 1989] публикаций того времени, а также недавно открытых отчетов (преимущественно американских) прошлого века. Список литературы к данной статье содержит только часть публикаций 80-х гг. XX в. и всего несколько современных статей и обзоров. Исто-

рия и предыстория исследований феномена «ядерной зимы» еще далека от полного осмысления и описания.

*Начало 80-х годов XX века –
прорыв в атмосферных исследованиях*

В декабре 2023 г. исполнилось сорок лет со дня публикации статьи R. Turco, B. Toon, T. Ackerman, Pollack, C. Sagan «Nuclear Winter: Global Consequences of Multiple Nuclear Explosions» [TTAPS, 1983a] в журнале Science, где впервые в научной литературе используется термин «ядерная зима». Примечательно, что первоначально рукопись этой статьи имела название «Global Atmospheric Consequences of a Nuclear War», а термин «Nuclear Winter» появился только в процессе публикации. Эта работа дала старт настоящему прорыву в исследовании возможных климатических последствий ядерной войны в 80-х гг. XX в.

По существу, эти исследования начали активно развиваться после выхода в свет в 1982 г. специального сдвоенного выпуска шведского журнала AMBIO под броским заголовком «Nuclear War: The Aftermath» (Ядерная война: последствия). Особое внимание ученых во всем мире привлекла опубликованная в этом выпуске статья П.Й. Крутцена и Дж. Биркса «The Atmosphere after a Nuclear War: Twilight at Noon» (Атмосфера после ядерной войны: сумерки в полдень) [Crutzen and Birks, 1982].

Очень важно отметить, что несмотря на отсутствие в те годы «всемирной паутины» интернета, научные связи между учеными разных стран были развиты настолько, что уже в конце 1982 – начале 1983 гг. сотрудники советских профильных академических и ведомственных институтов получили возможность ознакомиться с опубликованными и находящимися в печати работами зарубежных коллег, что позволило ученым Института физики атмосферы и Вычислительного центра АН СССР достаточно быстро получить аналитические и модельные оценки климатических последствий возможного ядерного конфликта и описать некоторые природные аналоги этих последствий.

Первые результаты были доложены на прошедшей в Москве в мае 1983 г. «Всесоюзной конференции ученых за избавление человечества от угрозы ядерной войны, за разоружение и мир»

[Вестник АН СССР, 1983] и более развернуто – на конференции «Мир после ядерной войны», состоявшейся в Вашингтоне в октябре – ноябре того же года [Sagan et al., 1984]. Так началась история исследований гипотезы «ядерной зимы», которые продолжаются и поныне.

Важно понимать, что ядерный конфликт отличается от всех известных нам войн и природных бедствий огромными и труднопредсказуемыми вторичными долговременными воздействиями, губительными для тех, кто выживет непосредственно после ядерных взрывов. И по сей день понятны далеко не все возможные последствия ядерной войны для человечества и окружающей среды, но совершенно ясно, что уже достоверно известные эффекты не оставляют иллюзий на благополучное «послевоенное» будущее даже для отдаленных от «театра военных действий» регионов Земли.

В истории Земли и всей Солнечной системы, очевидно, не было таких глобальных катастроф, которые могли бы сравниться по своим последствиям с возможными тяжелейшими последствиями ядерной войны, представляющими совокупность дополняющих и усугубляющих друг друга эффектов.

Исследования естественных изменений климата и антропогенных воздействий на него вследствие развития мирового хозяйства показывают, что климатическая система Земли (океан, суша, атмосфера, льды, биосфера) эволюционирует сравнительно медленно: за время порядка многих десятилетий и даже веков. При изучении эволюции такой сложной многопараметрической системы (с множеством положительных и отрицательных обратных связей), следует рассматривать наиболее вероятные изменения окружающей среды и оптимальные пути развития мирового хозяйства в изменяющихся климатических условиях.

При изучении же возможных глобальных катастрофических явлений, каким является мировой ядерный конфликт, необходимо рассматривать все, даже кажущиеся маловероятными механизмы развития региональных и глобальных последствий. Перестройка режима атмосферы и других частей климатической системы Земли может в этом случае развиваться значительно быстрее, чем при естественных и «мирных» антропогенных изменениях.

Предыстория

Различные природные процессы можно сравнивать путем сопоставления их энергетики или же посредством изучения вызываемых ими последствий. Энергию ядерных взрывов измеряют обычно в единицах тротилового эквивалента: при взрыве заряда в 1 Мт выделяется энергия $4.2 \cdot 10^{15}$ Дж, равная тепловой энергии взрыва аналогичной массы (10^6 т) тринитротолуола (тротила).

При взрыве всех имеющихся арсеналов ядерного оружия (по состоянию на начало 80-х гг. прошлого века эти арсеналы оценивались приблизительно в 12 тыс. Мт) выделится энергия $0.5 \cdot 10^{20}$ Дж, равная энергии, получаемой Землей от Солнца примерно за пять мин. Если, наоборот, измерять солнечную энергию в мегатоннах, то можно сказать, что Солнце для Земли служит источником энергии мощностью примерно 40 Мт/с. Ядерный конфликт с использованием всех имевшихся тогда зарядов соответствует около 0.3% суточного поступления солнечной энергии.

Непосредственное выделение энергии при ядерных взрывах не вызывает существенных атмосферных эффектов. Так, если бы вся энергия ядерных взрывов пошла бы на разогрев земной атмосферы, то ее средняя температура поднялась бы всего на 0.01°C , хотя локальные разогревы могли бы быть значительными.

Энергия ядерных взрывов становится источником лесных и городских пожаров, которые, в свою очередь, выбрасывают в атмосферу огромное количество дыма (сажевого аэрозоля), сильно поглощающего солнечное излучение. Сами взрывы, как бы разрушительны они ни были, не в состоянии стать причиной кардинальной перестройки энергетики природных процессов, таких как формирование температурного режима и влагообмена, циркуляция атмосферы и океана. Катастрофическими для климата Земли оказываются вторичные эффекты ядерных взрывов и даже эффекты третьего порядка, главным из которых является экранирование солнечного излучения мощным слоем дыма от лесных и городских пожаров.

Прежде, чем кратко изложить основные идеи и результаты исследования феноменов «сумерек в полдень» и «ядерной зимы», надо напомнить некоторые работы предыдущих десятилетий, заложивших основу научного прорыва 80-х гг. XX в.

Прошло более 80 лет со времени первого испытания атомной бомбы, 80 лет с момента бомбардировок Хиросимы и Нагасаки в 1945 г. и более 70-ти лет со дня первого испытания термоядерного оружия в 1952 г. В течение этих десятилетий изучаются последствия использования ядерного оружия для человечества и окружающей среды. Но и сегодня никто из серьезных ученых не возьмется утверждать, что полностью ясна общая картина возможных климатических последствий ядерной войны.

Очень характерно в этом плане мнение сэра Джозефа Ротблата – одного из основателей Пагоушского движения ученых за мир, поставившего свою подпись под знаменитым манифестом Б. Рассела – А. Эйнштейна.

Выступая на конференции «Мир после ядерной войны», состоявшейся в Вашингтоне в октябре-ноябре 1983 г., он заявил: «Ученые регулярно сталкиваются с последствиями использования ядерного оружия, которые они не могут заранее предвидеть. В 1945 г., после Хиросимы и Нагасаки, обнаружилась лучевая болезнь у выживших жертв бомбардировок. На рубеже 50-х и 60-х гг. испытания в атмосфере показали существование электромагнитного импульса, нарушающего связь и повреждающего линии электропередач, электрические и электронные системы. В 1973 г. обратили внимание на возможность разрушения стратосферного озона окислами азота, образующимися при ядерных взрывах. В 1982 г. заметили, что дым от многочисленных пожаров в значительной степени преградит путь солнечным лучам к земной поверхности, где наступят мрак и холод. Последний эффект был открыт не профессионалами, занимающимися по долгу службы последствиями применения ядерного оружия, а геофизиками, взглянувшими на эту проблему со стороны. Я говорю это не в упрек профессионалам, а лишь потому, что подобный факт помогает понять, насколько и сейчас нельзя считать, что мы знаем все о последствиях использования этого оружия, и что нет еще чего-то очень серьезного, о чем мы пока и не подозреваем». И сегодня видение Дж. Ротблатом этой проблемы остается актуальным.

Вскоре после окончания Второй мировой войны началось такое стремительное накопление ядерного оружия и мощности ядерных зарядов,

а также развитие средств его доставки, что уже к началу 1960-х гг. стало ясно — полномасштабный обмен ядерными ударами между сверхдержавами — США и СССР — гарантированно приведет к взаимному уничтожению их экономики и инфраструктуры. Возник вопрос об оценке воздействия взрывов большой мощности на крупные города и промышленные центры, а также возможных глобальных долговременных последствий казавшейся в то время вполне реальной ядерной войны.

В 1960-е и 1970-е гг. многие политики и военные считали, что ядерная война отбросит мировую цивилизацию на десятки или даже сотни лет назад, но большая часть человечества переживет эту глобальную катастрофу и постепенно восстановит мировое хозяйство.

Как стало известно из рассекреченных в США документов послевоенного времени, уже вскоре после бомбардировок Хиросимы и Нагасаки начались исследования возможных последствий атомных взрывов на погоду и климат. В 2013 г. был опубликован отчет Агентства США по уменьшению военной угрозы, посвященный произведенному США 1 ноября 1952 г. на одном из островов атолла Эниветок (Eniwetok) в составе Маршалловых островов первому в мире испытанию термоядерного взрывного устройства Ivy Mike мощностью 10.4 Мт [Kunkle and Ristvet, 2013].

В этом отчете сказано, что незадолго до этого испытания были высказаны опасения, что **аэрозоль, поднятый в атмосферу таким взрывом, может охладить Землю** (выделено автором). Эти соображения были высказаны майором ВВС США Норайром Лулежяном и астрономом Натараджаном Вишванатаном в секретном отчете «Влияние супероружия на климат планеты» [Lilejian, 1952a; Lilejian, 1952b], распространение которого строго контролировалось.

Несмотря на то, что это исследование указывало на отсутствие заметной вероятности изменения климата, вызванного отдельным взрывом, эксперты Агентства США по уменьшению военной угрозы (The Defense Threat Reduction Agency — DTRA) упоминают в недавно рассекреченных документах отчет 1952 г. как первоначальное исследование концепции «ядерной зимы».

В 1950 г. появилось первое издание доклада «Воздействия ядерного оружия» под редакцией

Сэмюэля Гласстоуна, который многократно переиздавался в США с дополнениями и уточнениями (см. [Glasstone and Dolan, 1977; Glasstone, 2020]). Уже в ранней версии этого доклада 1957 г., опубликованной после взрывов водородных бомб высокой мощности на тихоокеанских полигонах Айви-Майк в 1952 г. и Касл-Браво (15 Мт) в 1954 г., в разделе «Ядерное оружие и погода», говорится: «Известно, что пыль, поднятая при сильных извержениях вулканов, таких как Кракатау в 1883 г., вызывает заметное уменьшение солнечного света, достигающего поверхности Земли. Количество почвенных или других твердых частиц, остающихся в атмосфере после взрыва даже самого крупного ядерного заряда, вероятно, составляет не более одного процента от того, что было поднято при извержении Кракатау». Записи потоков солнечной радиации, приведенные в этом докладе, привели его авторов к заключению, что ни один из ядерных взрывов «на сегодняшний день» (1957 год! — выделено автором) не привел к каким-либо заметным изменениям в прямом солнечном свете, достигающем поверхности Земли.

С другой стороны, согласно публикации [Dörries and Matthias, 2011], уже в 1956 г. Бюро погоды США считало возможным, что достаточно крупная ядерная война с поверхностными взрывами мегатонной мощности может поднять достаточно «почвы, чтобы вызвать новый ледниковый период». Сегодня эта формулировка кажется довольно странной, но семь десятилетий назад она была очень смелой.

В 1966 г. корпорация РЭНД опубликовала доклад Э. С. Баттена «Влияние ядерной войны на погоду и климат», где на основе анализа потенциальных пылевых эффектов от взрывов на поверхности Земли отмечается, что «в дополнение к воздействию пыли и частиц почвы, обширные пожары, вызванные ядерными взрывами, могут изменить характеристики поверхности Земли и влиять на местные погодные условия, «однако для определения их точной природы, протяженности и магнитуды необходимо более глубокое знание атмосферы» [Batten, 1966].

В 1968 г. был опубликован доклад ООН «Последствия возможного применения ядерного оружия, а также последствия приобретения и дальнейшего развития ядерного оружия для экономики государств» [United Nations..., 1968]. К этому времени уже были хорошо известны

многие медико-биологические и экономические последствия применения ядерного оружия, последствия глобального радиационного заражения и разрушения озона.

В заключительной части этого доклада говорилось: «В настоящем докладе лишь в общих чертах описываются бедствия, которые могли бы возникнуть в результате применения ядерного оружия... Угроза неизмеримых бедствий, которые могли бы обрушиться на человечество в случае возникновения когда бы то ни было ядерной войны либо в силу неправильного расчета, либо в силу безумного намерения, настолько реальна, что осведомленные люди во всем мире теряют, вполне понятно, терпение в ожидании мер по разоружению... А чем дольше ждет мир, чем больше растут ядерные арсеналы, тем сложнее конечная задача» [United Nations..., 1968].

Количество запасов ядерного оружия в мире продолжало возрастать, и в 70-х гг. XX в. остро встал вопрос об изучении воздействия взрывов большой мощности на крупные города и промышленные центры, а также глобальных долгосрочных последствий ядерной войны.

Фундаментальный отчет Национальной академии наук США «Долговременные широкомасштабные эффекты множественных ядерных взрывов» [National Research Council, 1975] был посвящен в основном проблемам радиоактивного заражения окружающей среды, разрушению озона и запылению (**не задымлению**) атмосферы в результате большого количества ядерных взрывов.

Особенностью этого отчета Американской академии наук была большая неопределенность не только в величинах, но даже в знаках полученных результатов, что создавало впечатление, что существование каких-нибудь значительных последствий ядерной войны не может быть установлено достоверно. В отчете утверждалось, что разрушения озона и запыления стратосферы легко избежать, если не применять ядерное оружие мощностью более 1 Мт.

Авторы отчета признавали возможность того, что радиоактивные осадки могут иметь глобальный характер и вызвать в течение последующих десятилетий гибель десятков миллионов человек по всей Земле от рака и генетических изменений. Ионизирующая радиация может также вызвать многочисленные мутации в растительном и жи-

вотном мире и совершенно непредсказуемым образом изменить экологическую ситуацию.

Уменьшение озонового слоя в этом докладе оценивалось в 30–70% при использовании оружия мощностью в несколько мегатонн, а также при суммарной мощности взрывов 10 тыс. Мт, и отмечалось, что разрушение озона окажет существенное влияние на нагрев стратосферы и, может быть, незначительное воздействие на температуру у поверхности Земли.

Что касается пыли, поднятой в воздух ядерными взрывами, то ее эффект в этом докладе сравнивался с извержением вулкана Кракатау в 1883 г. И в том, и в другом случаях количество аэрозоля, попавшего в стратосферу, оценивалось примерно в 10^7 – 10^8 т.

Климатические изменения, согласно этому докладу, сводятся к похолоданию за счет пылевого загрязнения верхних слоев атмосферы в среднем менее чем на один градус на время до нескольких лет. Это похолодание может быть менее ощутимым в тропических районах и более заметным в средних и полярных широтах. Такое похолодание может заметно понизить урожаи сельскохозяйственных культур в умеренных широтах.

30 июня 1978 г. был принят Заключительный документ первой специальной сессии Генеральной Ассамблеи ООН по разоружению [Заключительный документ..., 1978], в котором, в частности, говорится: «Ядерное оружие создает величайшую опасность для человечества и для существования цивилизации. Необходимо остановить и повернуть вспять гонку ядерных вооружений во всех ее аспектах с тем, чтобы предотвратить опасность возникновения войны с применением ядерного оружия. Конечной целью в этом плане является полная ликвидация ядерного оружия».

Генеральная ассамблея ООН поставила перед учеными задачу оценить воздействие ядерных взрывов на крупные города и промышленные центры, а также возможные глобальные последствия ядерной войны. В 1980 г. генеральному секретарю ООН был представлен доклад «Всеобъемлющее исследование, касающееся ядерного оружия» [Всеобъемлющее исследование..., 1981], подготовленный группой экспертов, в которую входили ученые, дипломаты и военные специалисты из многих стран мира.

В этом докладе ООН приводится общий обзор физических последствий ядерного взрыва, а затем предпринимается попытка описать гипотетические эффекты отдельных взрывов различной мощности (от килотонных до мегатонных зарядов). Особое внимание уделяется взрывам килотонной и мегатонной мощности над городами. Так, например, если бы бомба, аналогичная сброшенной на Хиросиму, была применена против города с населением более 7 млн человек (типа Нью-Йорка или Москвы в те годы), то при отсутствии оповещения непосредственные жертвы составили бы от 500 тыс. до 1 млн человек, из которых 200 тыс. погибли бы в момент взрыва. Если взрыв произойдет во время рабочего дня, то число жертв вполне может превысить 1 млн человек.

Со ссылкой на исследование Отдела по оценке технологии (ООТ) конгресса США [Office of Technology Assessment..., 1979] проводится анализ последствий взрыва мощностью 1 Мт над центром города с населением 4 млн человек (типа Детройта или Петербурга в те годы). Этот анализ показывал, что воздушный взрыв, произведенный ночью на высоте около 2 км, немедленно уничтожит и поразит свыше 1 млн человек. Кроме того, в исследовании ООТ было показано, что десять взрывов мощностью по 40 кт, т.е. в сумме 0.4 Мт, эпицентры которых находятся на расстоянии 2 км друг от друга, приведут к гораздо более серьезным последствиям.

Раздел доклада о последствиях полномасштабной ядерной войны начинается словами: «Тотальная ядерная война – это высшая степень сумасшествия!». В докладе высказывается сомнение о возможности ограниченной ядерной войны, «поскольку всегда существует весьма значительный риск эскалации войны». Несмотря на такое утверждение, в докладе уделяется некоторое внимание обсуждению эффектов «ограниченного ядерного нападения» и применения тактического ядерного оружия [Всеобъемлющее исследование..., 1981].

Оценки глобальных аспектов воздействия крупной ядерной войны на окружающую среду, представленные в исследовании ООН 1980 г., в основном базируются на отчете Национальной академии наук США 1975 г. Однако даже из этих очень осторожных оценок эксперты ООН делают вывод о неизбежности грандиозных социальных, экономических и политических последствий.

В докладе указывается, что после ядерной войны торговля, транспорт, экономика, сельское хозяйство пострадают во всем мире: «Фактически нет оснований полагать, что политическое и социальное положение в любой стране останется неизменным после крупной ядерной войны. Многие из существующих в настоящее время стран, по-видимому, просто исчезнут. Другие в результате голода или массовой миграции могут лишиться практически всего населения» [Всеобъемлющее исследование..., 1981].

Среди эффектов, вызываемых ядерными взрывами, в исследовании ООН упоминаются возможность возникновения крупных городских и лесных пожаров, а также воздействие электромагнитного импульса, подобного разряду молнии и возникающего при ядерных взрывах на линиях электропередач и связи, на электронные вычислительные машины (ЭВМ).

Ключевая мысль экспертов ООН: «Данный доклад должен, по крайней мере, продемонстрировать катастрофические последствия того, что произойдет, если ядерные арсеналы сегодняшнего или завтрашнего дня будут когда-либо применены в военных действиях. Возможно, что кто-то пожелает утешиться расчетами, показывающими трудность уничтожения даже в ходе ядерной войны всех без исключения людей на Земле, включая женщин и детей. Но эти расчеты являются пустыми упражнениями. Опасность уничтожения человеческой цивилизации не должна быть объектом теоретических споров, а должна стать основой для всеобщего осознания как опасности положения, так и необходимости проявления политической воли для поисков приемлемых решений» [Всеобъемлющее исследование..., 1981]. Эта цитата хорошо описывает как мировое сообщество сорок с лишним лет назад относилось к возможности использования ядерного оружия.

Автору неизвестны исследования советских и европейских экспертов того времени, посвященные этой непростой теме. Возможно, когда-нибудь с них снимут гриф «секретно», и картина станет более полной.

Научные исследования, приведшие к возникновению гипотез «сумерек в полдень» и «ядерной зимы», заслуживают отдельного внимания. Это исследования антропогенного воздействия на атмосферу и климат, климатических эффектов

массовых лесных и городских пожаров, крупнейших извержений вулканов, сравнительного анализа атмосфер Земли и Марса. Отметим в этом контексте две статьи, вышедшие в 1973 г. и посвященные динамике и радиационным эффектам пылевых бурь на Марсе [Golitsyn, 1973; Гинзбург, 1973].

Что касается так называемой «фотохимической войны» [Hampson, 1974; Johnston, 1977], они базируются на исследовании образования NO_x в результате нагрева двигателя при полетах в стратосфере сверхзвуковых самолетов. Дж. Хэмпсон предположил, что шаровые молнии, которые могут возникнуть в случае полномасштабного ядерного обмена, приведут к образованию большого количества NO_x , и истощению озонового слоя на год или более долгий период.

Эта гипотеза, которая в значительной мере опиралась на работы будущего Нобелевского лауреата П. Крутцена [Crutzen, 1970; Crutzen, 1971; Crutzen, 1972], обнаружившего, что оксиды азота (NO_x) могут быть эффективным катализатором разрушения стратосферного озона, легла в основу отчета Национального исследовательского совета США (NRC) «Долгосрочные последствия многократных взрывов ядерного оружия во всем мире», опубликованного в 1975 г., где основное внимание уделено разрушению озонового слоя после ядерной войны [National Research Council, 1975].

На русском языке выводы этого доклада и развернутые комментарии к ним опубликованы в обзорах [Кондратьев и др., 1985; Кондратьев и Никольский, 1986]. Перечислим основные из этих выводов.

1. Выбросы в стратосферу окислов азота в результате ядерных взрывов могут привести к уменьшению общего содержания озона на 30–70% с последующим частичным восстановлением содержания озона через 2–4 года.
2. Результатом выбросов окислов азота и пыли может быть понижение температуры на несколько градусов, но возможно и слабое потепление. *Вероятнее всего, что климатические последствия не выйдут за пределы обычной изменчивости* (выделено автором).
3. Несмотря на первоначальное воздействие взрывов на экосистемы, они достаточно полно восстановятся через 25 лет.

4. Значительным может быть воздействие на продуктивность сельского хозяйства, преимущественно за счет увеличения интенсивности УФ-радиации в связи с уменьшением содержания озона в стратосфере.
5. Усиление ионизирующей радиации может негативно влиять на биосферу и вызывать рост раковых и генетических заболеваний.

Авторы российского обзора [Кондратьев и Никольский, 1986], как и многие другие специалисты в области физики и химии атмосферы, биологии и медицины, справедливо отмечали очень большие неопределенности и даже противоречивость многих выводов отчета NRC. Особенно это относилось к неопределенности вывода, что будет «то ли похолодание, то ли потепление» в результате выброса окислов азота и пыли и уменьшении содержания озона, которая была связана, с одной стороны, с недостаточностью изученности физических и особенно химических процессов в атмосфере, а с другой — с отсутствием адекватных климатических моделей.

Приближенные оценки с помощью одномерной модели химических процессов в атмосфере, используемой в [National Research Council, 1975], показывали, что вскоре после взрывов общей мощностью в 10^4 Мт общее уменьшение содержания озона в стратосфере Северного полушария может достигнуть 70%, а в Южном полушарии составить около 20% (см. также [Johnston et al., 1973; Whitten, 1976] и др.).

Предпринимались попытки обнаружить уменьшения содержания озона в стратосфере после испытания мощных ядерных зарядов с помощью данных наземных и спутниковых измерений. Последняя серия таких испытаний была в конце 50-х—начале 60-х гг. XX в., когда суммарная мощность взорванных зарядов составила согласно [Foley and Ruderman, 1973] около 300 Мт, а самый мощный в истории взрыв был мощностью свыше 50 Мт. Выявление воздействия этих испытаний на общее содержание озона в атмосфере является не простой задачей из-за большой пространственной и временной изменчивости озонового слоя. В работе [Reinsel, 1981] по специальной методике, с использованием так называемого «метода маски», удалось установить, что за год после мощнейшего взрыва содержание озона в атмосфере уменьшилось на 1.5–4.5%.

Дальнейшие исследования показали, что воздействие на человечество запыления атмосферы и образования окислов азота при ядерных взрывах, которые разрушают озоновый слой, невелико по сравнению с катастрофическими климатическими последствиями массовых пожаров ядерной войны. Исследования воздействия ядерного оружия на озоновый слой продолжаются и в наше время. Здесь можно отметить работу [Stenke et al., 2013], основной вывод которой сформулирован очень точно — лучшей страховкой от катастрофических последствий ядерных взрывов было бы признание ядерного оружия незаконным.

«Сумерки в полдень»

Уже в работах 50-х–70-х гг. XX в. обращалось внимание на то, что многочисленные ядерные взрывы могут быть причиной массовых пожаров, а возникшие после бомбардировок Хиросимы и Нагасаки пожары неоднократно сравнивали с грандиозными пожарами Токио, Гамбурга и Дрездена, возникшими в результате массированных бомбардировок обычными боезарядами.

Однако только П. Крутцен и Дж. Биркс [Crutzen and Birks, 1982] в статье, опубликованной в специальном сдвоенном выпуске журнала «Амбио», впервые оценили количество дыма, сажи и смога, которые могут образоваться при полномасштабном ядерном конфликте, и показали, что этого количества достаточно, чтобы существенно ослабить солнечный свет у поверхности Земли.

Интересна история данного исследования. Перед тем как в 1980 г. стать директором Департамента химии атмосферы Института химии общества Макса Планка, П. Крутцен руководил отделом качества воздуха Национального центра атмосферных исследований в Боулдере (Колорадо, США), где работал Джон Биркс. В 1981 г. Биркс взял в университете Колорадо творческий отпуск (sabbatical leave), и в Майнце (тогда Западная Германия) Крутцен и он осуществляли спонсированное Шведской королевской академией наук исследование, результаты которого были опубликованы в июньском номере журнала «Ambio» за 1982 г. Именно эта статья, «Сумерки в полдень», привела ученых к концепции «ядерной зимы».

Главный результат состоял в том, что по оценкам авторов поступление солнечной энергии к поверхности океана и суши в летний полдень

из-за пожаров ядерной войны может уменьшиться от 2 до 150 раз на половине площади Северного полушария Земли. Аннотация статьи гласит: «В результате ядерной войны огромные площади лесов превратятся в дым — что соответствует, по крайней мере, общей площади суши Дании, Норвегии и Швеции. В дополнение к огромным пожарам, которые будут неделями бушевать в городах и промышленных центрах, пожары также будут бушевать на пахотных землях, и вполне вероятно, что будет уничтожено по меньшей мере 1.5 млрд т имеющихся в разных странах запасов ископаемого топлива (в основном нефти и газа). В результате пожаров образуется толстый слой дыма, который резко уменьшит количество солнечного света, достигающего поверхности Земли. Эта темнота будет сохраняться в течение многих недель, что сделает любую сельскохозяйственную деятельность в Северном полушарии практически невозможной, если война разразится в период вегетации» [Crutzen and Birks, 1982].

Напомним основные положения этой статьи, касающиеся аэрозольных (дымовых) эффектов пожаров ядерной войны, которые особенно важны для дальнейшего понимания «ядерной ночи» и «ядерной зимы», не останавливаясь в деталях на химических и фотохимических эффектах. Такое изложение пионерских научных работ всегда очень важно для понимания проблемы в целом.

Авторы отмечают, что предыдущие (до 1982 г.) исследования атмосферных последствий ядерной войны были сосредоточены, главным образом, на ожидаемом значительном истощении озонового слоя в стратосфере, которое приводит к резкому повышению уровня вредного ультрафиолетового излучения на поверхности Земли.

Принципиально новым достижением авторов стало обсуждение состояния атмосферы после многочисленных пожаров, которые могут возникнуть в результате ядерных взрывов в городах, лесах, на сельскохозяйственных угодьях, нефтяных и газовых месторождениях. В результате этих пожаров в атмосферу поступит огромное количество частиц субмикронных размеров, сильно поглощающих свет, настолько большое, что в полдень солнечное излучение у поверхности Земли уменьшится по меньшей мере в два, а, возможно, и более чем в сто раз. Кроме того, пожары выбрасывают в атмосферу большие количества оксидов азота и химически активных углеводородов, что создает потенциальную возможность

образования фотохимического смога на большей части Северного полушария, который может сохраняться в течение нескольких месяцев после осаждения твердых частиц на поверхность Земли. Такие эффекты, как отмечают авторы, были ранее в значительной степени упущены из виду или не были тщательно изучены.

В этой прорывной статье впервые описаны оптические и радиационные эффекты дымов от пожаров ядерной войны. С точки зрения воздействия на атмосферу «наиболее серьезные последствия ядерной войны, скорее всего, будут вызваны многочисленными пожарами, которые начнутся во время войны и не смогут быть потушены из-за радиоактивного загрязнения, разрушения систем водоснабжения, потерь противопожарного оборудования и квалифицированного персонала» [Crutzen and Birks, 1982].

Весьма вероятно, что к идее тщательного рассмотрения эффектов массовых пожаров ядерной войны авторов привела, в частности, статья К. Льюиса [Lewis, 1979], который обратил внимание на разрушительные последствия пожаров от ядерных взрывов в городских условиях и показал, что атмосферные эффекты городских пожаров были бы особенно драматичными.

Ядерные взрывы могут быть причиной различных типов пожаров в городских и промышленных центрах, в лесах и на сельскохозяйственных землях, на месторождениях природного газа и нефти, которые также будут разрушены в результате ядерных взрывов. Авторы предположили, что сгорит 10^6 км² лесов, что примерно соответствует общей площади Дании, Норвегии и Швеции. Разрушения газовых и нефтяных скважин приведет к газовым выбросам в количестве, соответствующему текущему уровню потребления нефти и газа во всем мире. По мнению авторов, это «оценка снизу реальных масштабов пожаров, которые могли бы возникнуть в случае крупной ядерной войны».

В статье описаны наиболее известные лесные пожары, приводившие к существенному ослаблению солнечного света на больших территориях. Авторы пишут, что давно известные природные явления, такие как «темные дни», «сухой туман», «индейское (бабье) лето» и «цветной дождь», приписываются дыму, образующемуся при пожарах в лесах, прериях и торфяных болотах [Crutzen and Birks, 1982].

В результате больших лесных пожаров 13–17 октября 1918 г. в Миннесоте и прилегающих районах Висконсина образовался слой дыма, вызвавший сильные оптические эффекты, наблюдавшиеся даже на восточном побережье США. Очень показателен отчет о пожарах в Цинциннати, Огайо, где сказано: «В 3 часа дня дым и дымка стали плотнее, но солнечный свет и его диск были видны до 3 : 35 вечера, после чего солнце полностью скрылось. Объекты в это время не были видны на расстоянии 300 футов» [Lyman, 1919].

Более 100 лесных пожаров на северо-западе штата Альберта и северо-востоке штата Британская Колумбия привела к «Great Smoke Pall» осенью 1950 г. В прессе сообщалось о том, что дым наблюдался даже в Англии и Франции [Wexler, 1950; Smith, 1950]. Особенно пострадали большая часть Канады и восточная треть континентальной части США. На востоке США дым был ограничен диапазоном высот около 2.5–4.5 км, так что видимость на поверхности Земли не ухудшалась. Однако Солнце было настолько затемнено, что было видно невооруженным глазом и имело фиолетовый или лавандовый цвет. Измерения в Вашингтоне, округ Колумбия, показали, что интенсивность солнечного излучения снизилась в два раза при отсутствии облаков в районах с подветренной стороны (как правило, к востоку от очагов возгорания).

В Северном полушарии, особенно в Канаде и СССР, обширные леса расположены вблизи важных городских стратегических центров, так что можно ожидать, что многие лесные пожары вспыхнут во время и после обмена ядерными ударами. Конечно, трудно оценить, какая площадь лесов может сгореть, но, как пишут авторы, общая площадь пожаров ядерной войны в Северном полушарии существенно превысит млн км². Эти оценки основаны на многочисленных работах XX в. таких как [Plummer, 1912; Lyman, 1919; Shostakovitch, 1926; Wexler, 1950; Smith, 1950; Bull, 1951; Chandler et al., 1963; Ward et al., 1976; Seiler and Crutzen, 1980; Софронов и Вакуров, 1981].

По оценкам Лесной службы США, ядерная атака на США мощностью 1500 Мт сожгла бы площадь суши $0.4–6 \times 10^6$ км² [Federation of American Scientists, 1981]. Вся эта информация указывает на то, что предположение о площади леса в 10^6 км², которая может быть уничтожена пожаром, не является преувеличением.

Площадь леса в 10^6 км² содержит в среднем около 2.2×10^{16} г сухого вещества или около 10^{16} г углеродной фитомассы [Bolin et al., 1979] и около 10^{14} г связанного азота, не считая материала, который содержится в органическом веществе почвы. Как правило, во время лесных пожаров сжигается около 25% доступной фитомассы [Seiler and Crutzen, 1980], что соответствует выбросу в атмосферу 2.5×10^{15} г углерода. Во время лесных пожаров на тонну сгоревшего лесного материала образуется около 75 кг твердых частиц, или 450 кг углерода [Ward et al., 1976]. Это значит, что при лесных пожарах такого масштаба в атмосферу выбрасывается 4×10^{15} г твердых частиц.

По данным [Ward et al., 1976], площадь лесов, ежегодно сгораемых в США, за исключением Аляски, составляет около 1.8×10^4 км², что соответствует выделению 3.5×10^{12} г твердых частиц в атмосферу. Общая площадь лесных пожаров в 10^6 км² привела бы к выбросу в атмосферу 2×10^{14} г твердых частиц, что соответствует 3×10^{15} г сгоревшего лесного материала, или 1.3×10^{15} г углерода. Для оценки возможных последствий «ядерных» пожаров Крутцен и Биркс используется диапазон $1.3\text{--}2.5 \times 10^{15}$ г углерода в виде глобального выброса газов в атмосферу и $2\text{--}4 \times 10^{14}$ г в виде твердых частиц [Crutzen and Birks, 1982].

Основная масса (> 90%) твердых частиц, образующихся в результате лесных пожаров, состоит из частиц диаметром менее 1 μm и максимальной плотностью частиц при диаметре 0.1 μm. Этот материал имеет очень высокое содержание органических веществ (40–75%), и большая его часть образуется из газообразных органических предшественников. Его состав в среднем таков: 55% смолы, 25% сажи и 20% золы. Эти частицы сильно поглощают солнечный свет и инфракрасное излучение.

Поскольку большинство частиц дыма имеют субмикронный размер, их среднее время пребывания в атмосфере составляет около 5–10 сут. Если предположить, что лесные пожары продлятся в течение двух мес. [Shostakovitch, 1926], распространение $2\text{--}4 \times 10^{15}$ г аэрозоля над половиной Северного полушария приведет к суммарному среднему содержанию дымовых частиц в вертикальном столбе $0.1\text{--}0.5$ г/м². В результате среднее проникновение солнечного света на землю летом в полдень будет снижено в 2–4

раза. Это означало бы, что большая часть Северного полушария будет затемнена в дневное время в течение длительного периода времени после обмена ядерными ударами. Крупномасштабные атмосферные последствия массовых лесных пожаров были задокументированы в ряде работ и, в частности, в статье В. Шостаковича о сибирских пожарах 1915 г. [Shostakovitch, 1926]. Крупные лесные пожары в арктических регионах обычно сопровождаются огромными пожарами на торфяных болотах, которые могут распространяться на глубину более 2 м без какой-либо возможности их тушения. Образование аэрозоля при торфяных пожарах не рассматривались.

В городах и промышленных центрах находится огромное количество горючих материалов и химикатов. В статье предполагается, что в мире хранится около 1.5×10^{15} г ископаемого топлива (1.5 млрд т).

Запасы нефти и газа, находящиеся в скважинах под высоким давлением, при ядерных взрывах загорятся, что приведет к огромным пожарам и выбросам в атмосферу. Крутцен и Биркс пишут: «Конечно, ядерные державы не могут нацелиться на все более чем 600 000 газовых и нефтяных скважин в мире. Однако определенные регионы мира, где крупные места добычи нефти и газа сосредоточены на небольших территориях, вероятно, станут главными целями в ядерной войне». Они приводят в качестве примера один из наиболее известных взрывов газовых скважин — «Дьявольская зажигалка» — на месторождении Гасси-Туиле в Сахаре. Эта скважина выбрасывала 15×10^6 м³ газа в сут, пока пламя высотой 200 м не было окончательно потушено взрывчаткой, и скважина не была перекрыта.

В качестве примера того, как очень небольшое количество взрывчатки может быть использовано для выброса большого количества природного газа, авторы рассматривают газовые месторождения Нидерландов. В 1980 г. добыча 7.9 млн м³ природного газа в Гронингене составила 38% от общего объема добычи в Западной Европе и 5% от этого показателя для всего мира. Большая часть добычи газа в Нидерландах сосредоточена на месторождении площадью около 700 км². Вполне вероятно, что ядерный взрыв мощностью 300 кт вскрыет все газовые скважины в радиусе 1 км либо путем расплавления металлических труб и клапанов, либо путем

обрыва труб или разрушением обсадных колонн скважин с помощью ударных волн, распространяющихся в земле. Согласно данным [Nuclear Bomb Effects..., 1977], радиус огненного шара составляет 0.9 км, при взрыве на поверхности образуется кратер глубиной приблизительно 50 м и диаметром 270 м, максимальное избыточное давление на высоте 1 км составит 3.1 атм., минимальное динамическое давление на 1 км составит 3.4 атм., а максимальная скорость ветра на высоте 1 км достигнет 1700 км/ч.

Существуют и многие другие регионы мира, где добыча газа и нефти сосредоточена на небольших площадях. Производство в США значительно более рассредоточено, чем в других странах. В 1980 г. в США добывалось в среднем 8.6 млн баррелей нефти в день примерно из 530 000 скважин, в то время как в СССР добыча составляла 12.1 млн баррелей нефти в день только из 80 000 скважин. Нефтяные и газовые месторождения Советского Союза, особенно нефтедобывающий Волго-Уральский регион и газовые и нефтяные месторождения региона Оби сильно локализованы и особенно уязвимы при ядерной атаке.

Относительно возможных климатических последствий ядерного конфликта Крутцен и Биркс высказываются очень осторожно: «мало что можно сказать с уверенностью», но отмечают, что увеличение содержания тропосферного озона, метана и других газов может привести к некоторому повышению температуры на поверхности Земли [Wang et al., 1976; Fishman et al., 1979], в то время как поглощающий аэрозоль, образующийся в результате пожаров, изменит химический и радиационный баланс поверхности и атмосферы Земли. Более длительные последствия могут быть вызваны изменениями отражающих свойств поверхности суши из-за многочисленных пожаров.

«Ядерная зима»

Термин «ядерная зима» был предложен Ричардом Турко и впервые использован в опубликованной в журнале Science в декабре 1983 г. статье [TTAPS, 1983a]. Более полно эти результаты представлены в отчете [TTAPS, 1983b]. Еще с конца 1982 г. [Turco R.P., Toon O.B., Pollack J.V., Sagan C., 1982] основные результаты этого исследования начали докладываться на международных встречах и семинарах, и стали широко известны мировой научной общественности.

Наиболее значимой была конференция «Мир после ядерной войны» (The World after Nuclear War), состоявшаяся в Вашингтоне в октябре – ноябре 1983 г. В конференции приняли участие более 200 ученых из многих стран. В рамках конференции состоялся телемост Москва–Вашингтон и диалог между советскими и американскими учеными о «ядерной зиме». Материалы этой конференции были опубликованы в книге под редакцией П. Эрлиха и К. Сагана с примечательным названием «The Cold and the Dark. The Book that Explains Nuclear Winter» [Ehrlich P.R. et al., 1984].

Возвращаясь к работе TTAPS, напомним, что ее авторы были специалистами из разных областей: Ричард Турко – атмосферные науки, Оуэн Брайен Тун – астрономия, Томас Аккерман – атмосферные науки, Джеймс Поллак – астрономия, Карл Саган – астрономия. Саган был старшим и более знаменитым из них, более того, Поллак и Тун были его аспирантами. Автор слышал легенду, что Саган присоединился к этому коллективу на завершающей стадии подготовки серии публикаций TTAPS, и его младшие соавторы специально конструировали такую аббревиатуру, чтобы S (Саган) был бы в конце списка. За достоверность этой легенды автор не ручается.

Несколько ранее (в январе того же 1983 г.) в SCIENCE вышла статья Поллака, Туна, Аккермана, МакКея и Турко «Environmental Effects of an Impact-Generated Dust Cloud: [Implications for the Cretaceous-Tertiary Extinctions]» [Pollack et al., 1983] с участием четырех из пяти авторов TTAPS. Собственно, идеи и методы, представленные в этом исследовании, и легли в основу первых результатов американских авторов по оценке климатических последствий полномасштабного ядерного обмена.

В 80-е годы XX века было опубликовано огромное количество научных, обзорных и популярных статей о возможных атмосферных и климатических последствиях ядерной войны, часть из которых представлена в списке литературы к данной статье.

С точки зрения автора, наиболее фундаментальным изданием является отчет Научного комитета по проблемам окружающей среды (SCOPE) Международного совета научных союзов (ICSU), объединявшего в те годы пред-

ставителей 74 национальных академий наук, 20 международных научных союзов и 26 других научных организаций. Результатом проекта SCOPE ENUWAR стал двухтомник «SCOPE 28: Environmental Consequences of Nuclear War» [SCOPE 28, 1985; SCOPE 28, 1989], первый том которого был посвящен исследованиям климатических последствий возможной ядерной войны, а второй – экологическим и сельскохозяйственным последствиям. Первое издание этого двухтомника было осуществлено в 1985 г., а второе и существенно дополненное (в том числе и описанием работ советских ученых) – в 1989 г. Первое издание было переведено на русский язык [Последствия..., 1988].

В 1990 г. в Science была опубликована обзорная статья «Climate and Smoke: An Appraisal of Nuclear Winter» [TTAPS, 1990], которая в некотором смысле подвела итог первому периоду изучения «сумерек в полдень» и «ядерной зимы». Несмотря на практически полный консенсус в мировом научном сообществе в отношении гипотезы «ядерной зимы», естественно, были и яростные отрицатели этой теории, наиболее известным из которых был «отец водородной бомбы» Эдвард Теллер [Teller, 1984].

В нашей стране на базе пионерских работ Г.С. Голицына по динамике планетных атмосфер [Голицын, 1973; Golitsyn, 1983] и работы автора этой статьи о радиационном режиме поверхности и запыленной атмосфере Марса во время «великого противостояния» Земли и Марса в 1972 г. [Гинзбург, 1973] удалось построить простую аналитическую модель катастрофического похолодания на Земле в гипотетическом случае возникновения крупномасштабных пожаров от массового применения ядерного оружия [Климатические последствия..., 1983; Golitsyn, Ginzburg, 1985]. Эта модель оказалась впоследствии применима для оценки температурных эффектов крупных лесных и нефтяных пожаров.

Поскольку основным механизмом формирования феномена «ядерной зимы» являются массовые пожары, то в ИФА АН СССР в 80-е гг. XX в. были развернуты работы по исследованию возможных атмосферных и климатических последствий полномасштабного ядерного конфликта и поиска природных аналогов этой климатической катастрофы.

Численное моделирование феномена «ядерной зимы»

Семидесятые и восьмидесятые годы прошлого столетия были временем становления численных моделей общей циркуляции атмосферы и океана, в первую очередь, в США и в СССР. Одним из ведущих институтов этого направления был Вычислительный центр АН СССР, где под руководством Никиты Николаевича Моисеева работала группа сильных физиков и математиков, в том числе В.В. Александров и Г.Л. Стенчиков, которые в 1983 г. вместе с П.Л. Архиповым и В.П. Пархоменко опубликовали в журнале «Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана» пионерскую по тем временам статью «Глобальная модель системы океан – атмосфера и исследование ее чувствительности к изменению концентрации CO_2 » [Александров, Архипов, Пархоменко, Стенчиков, 1983]. В США в эти годы также стремительно развивались численные модели общей циркуляции атмосферы.

Одновременно большое развитие получили и простые 0-мерные и одномерные модели радиационного и радиационно-конвективного равновесия атмосферы и подстилающей поверхности. Одна из моделей этого семейства использована в работах TTAPS.

В обзорной статье [Robock et al., 2007] приводится сводная таблица моделей, использовавшихся в 80-е гг. XX в. для описания «ядерной зимы», и отмечается, что с этого времени и до середины нулевых годов XXI века была длительная пауза в численном моделировании этого феномена. Приведем эту таблицу в части работ 1983–1991 гг. с добавлением модели, разработанной в ИФА АН СССР [Климатические последствия..., 1983].

В [TTAPS, 1983a and 1983b] была использована одномерная радиационно-конвективная модель с нулевой теплоемкостью поверхности, которая применима для оценки климатических эффектов в континентальных условиях. Это позволило смоделировать эволюцию вертикальной структуры атмосферы после пожаров ядерной войны, но не позволило описать пространственно-временное распределение динамики климатической катастрофы.

В работе [Александров и Стенчиков, 1983], выполненной под научно-организационным руководством Н.Н. Моисеева (в то время заместителя директора Вычислительного центра

Таблица. Численные модели «ядерной зимы» 80-х годов XX века

Ссылка	Тип модели	Размер ячейки (широта и долгота)	Количество уровней по вертикали	Верхний уровень модели	Сезонный цикл / непрерывный расчет	Период расчетов и число прогонов
TTAPS, 1983	SCM	Нет	60	38 км	Нет / да	300 дней 10 прогонов
Александров и Стенчиков, 1983	AGCM	12 × 15°	2	Тропопауза	Нет / да	400 дней 1 прогон
Климатические последствия..., 1983 Golitsyn and Ginsburg, 1985, Вельтишев и др. 1988.	EVM	Нет	2	Тропопауза	Нет / да	
Robock, 1984	EVM	10 × 180°	1	Нет	Да / да	4 года 9 прогонов
Covey et al., 1984; Thompson, 1985;	AGCM	4.5 × 7.5°	9	20 км	Да / нет	20 дней 3 прогона
Malone et al., 1986	AGCM	4.5 × 7.5°	20	32 км	Да / нет	40 дней 8 прогонов
Ghan et al., 1988	AGCM	4 × 5°	2	Тропопауза	Да / нет	30 дней 21 прогон
Pittock et al., 1989	AGCM	4.4 × 7.5°	9	31 км	Да / нет	105 дней 2 прогона
Ghan, 1991	AGCM	40 × 50	2	Тропопауза	Да / да	1.5 года 3 прогона

АН СССР), впервые для оценки климатической реакции на выбросы дыма в результате ядерного обмена авторы использовали модель атмосферы, интерактивно связанную с перемешанным слоем океана, с очень низким пространственным разрешением (12 × 15° по широте и долготе соответственно) и только двумя уровнями по вертикали, со среднегодовой инсоляцией. По этой модели был проведен один расчет для периода в 400 дней. В сценарии с использованием около одной трети тогдашнего ядерного потенциала количество создаваемого дыма оценивалось величиной в 150 Tg. Эти расчеты показали, что в результате пожаров ядерного конфликта может иметь место снижение температуры у земной поверхности до значений значительно ниже температуры замерзания и возникает

циркуляция в атмосфере, которая способствует глобальному распространению дыма. История и результаты этих работ описаны, в частности в монографии [Моисеев, Александров, Тарко, 1985] и очень красочно в воспоминаниях Н.Н. Моисеева [Моисеев, 1994].

В работе [Robock, 1984] была использована простая энерго-балансовая модель с учетом перемешанного слоя океана для изучения полного сезонного цикла реакции климатической системы в течение годового периода расчета.

В работах [Covey et al., 1984; Thompson, 1985; Malone, 1985; Schneider and Thompson, 1988; Ghan, 1991] была использована модель общей циркуляции атмосферы Национального Центра по исследованию атмосферы США (NCAR), что позволило рассмотреть сезонный цикл

климатических эффектов ядерного обмена. Подробное описание численных экспериментов по трехмерному моделированию атмосферных эффектов массовых пожаров ядерной войны требует отдельного серьезного обзора и выходит за рамки данной статьи. Отметим ещё ряд наиболее интересных работ 80-х годов [Barton and Paltridge, 1984; Hobbs et al, 1984; Haberle et al, 1984; Ramaswamy et al., 1985; Malone et al., 1986; Penner, 1986; Pine and Omi, 1986; Nelson, 1989].

*Простейшие модели «ядерной зимы»
и ее природных аналогов*

Чтобы объяснить «на пальцах» механизм образования климатического феномена «ядерной зимы», а заодно аэрозольных климатических катастроф типа падения гигантского астероида, массовых пожаров, земных и марсианских пылевых бурь, рассмотрим простейшую модель энергетики поверхности и атмосферы планеты.

Основную идею такой модели предложила разработать автору этого обзора на рубеже 60-х и 70-х годов прошлого столетия Ева Михайловна Фейгельсон, сказав при этом: «Саша, я Вам практически написала кандидатскую, а то и докторскую диссертацию». Это были почти пророческие слова. Во многих своих работах автор широко использовал идеи своего научного руководителя.

Главная идея такой простейшей модели заключалась в следующем. Поскольку атмосфера Земли в тепловом диапазоне обладает оптической толщиной порядка единицы (примерно равна двум), то потоки собственного излучения атмосферы к поверхности Земли и в космическое пространство не очень сильно отличаются друг от друга. В этой ситуации в первом (нулевом) приближении можно ввести среднюю температуру атмосферы и рассматривать земную климатическую систему как двухслойную (поверхность и «изотермическая» атмосфера). В этой простейшей модели для определения температуры поверхности и средней температуры атмосферы достаточно знать только солнечную постоянную на орбите Земли — I_0 ($\text{Вт}/\text{м}^2$) и безразмерные величины: A — альbedo планеты, a_s — доля солнечной радиации, поглощаемая поверхностью планеты, D — интегральная функция пропускания теплового излучения атмосферой планеты. Тогда температура поверхности — T_s (К) и атмосфе-

ры планеты — T_a (К) определяется системой двух уравнений (1) и (2), где σ — постоянная Стефана-Больцмана ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-4}$), а средняя по поверхности планеты инсоляция $I = I_0/4$, поскольку площадь поверхности шара в 4 раза больше площади большого сечения.

$$\sigma T_s^4 D + \sigma T_a^4 (I - D) = I(1 - A); \quad (1)$$

$$\sigma T_s^4 - \sigma T_a^4 (I - D) = a_s I. \quad (2)$$

Такая простейшая модель, естественно, не может описывать малые климатические изменения и вертикальную термическую структуру атмосферы, но дает вполне разумные результаты в ситуации резких изменений температуры поверхности планеты, как в случае, например, марсианских глобальных пылевых бурь или «ядерной зимы». На рис. 1 и 2 репринтно воспроизведены результаты, полученные в самом начале исследования феномена «ядерной зимы» [Климатические последствия..., 1983].

*Оптические свойства дыма лесных
и городских пожаров*

Как отмечалось в первых работах по исследованию «ядерной зимы» и было четко сформулировано в первом издании SCOPE 28 «выход

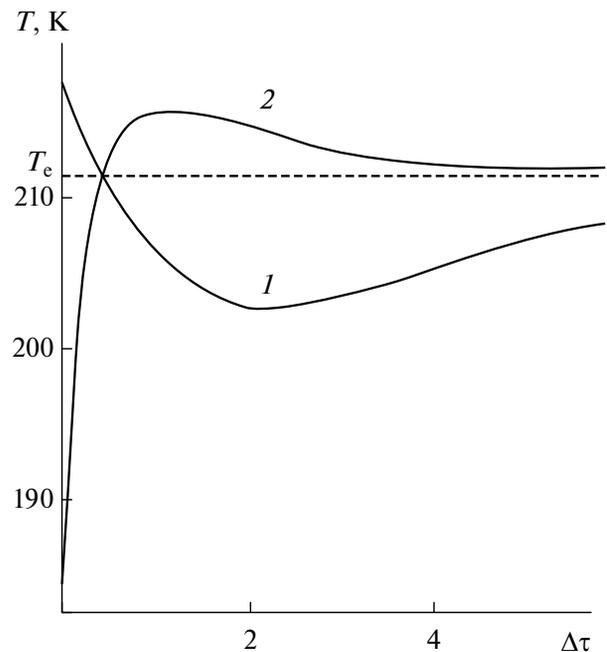


Рис. 1. Зависимость температуры поверхности T_s (1) и атмосферы T_a Марса (2) от оптической толщины атмосферы в тепловом диапазоне спектра в случае глобальной пылевой бури

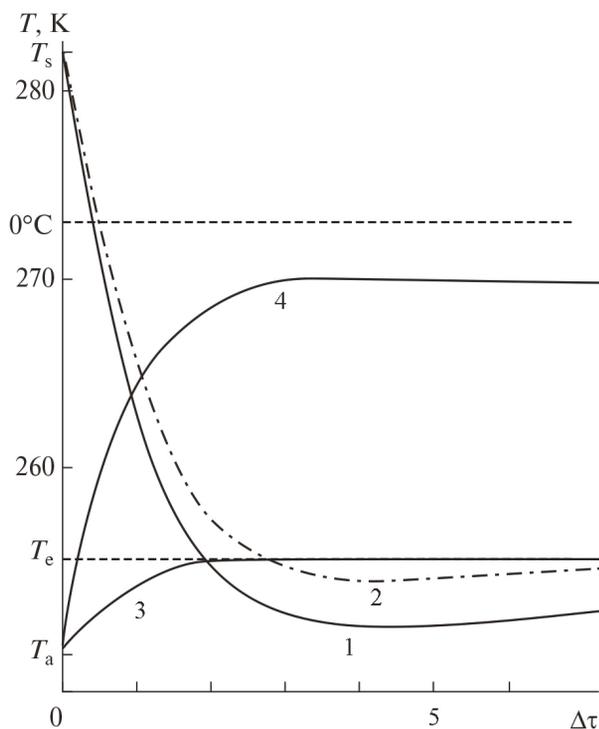


Рис. 2. Зависимость температуры поверхности T_s и атмосферы T_a Земли от оптической толщины атмосферы в тепловой области спектра в случае наступления «ядерной зимы»: суша (1), океан (2), атмосфера над сушей (3), атмосфера над океаном (4)

и свойства дыма от больших пожаров является областью наибольшей неопределенности» в оценке климатических эффектов ядерной войны [SCOPE 28, 1985]. Для уменьшения этой неопределенности по инициативе Г.С. Голицына и академика И.В. Петрянова-Соколова сотрудниками Института физики атмосферы АН СССР и Научно-исследовательского физико-химического института им. Л.Я. Карпова на Звенигородской научной станции ИФА АН СССР была создана специальная аэрозольная камера объемом 60 м^3 , с помощью которой в 1985–1986 гг. были проведены два этапа комплексного исследования микрофизических и оптических свойств дымового аэрозоля.

Результаты этого уникального проекта опубликованы в 1988 г. в специальном номере журнала «Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана» [Голицын и др., 1988; Андропова и др., 1988а; Аникин и Шукуров, 1988; Лукшин и Исаков, 1988; Исаков и др., 1988; Сидоров, 1988; Соколик, 1988; Капустин и Корнеев, 1988; Андропова и др. 1988; Вельтищев и др., 1988].

Были исследованы микрофизические и оптические свойства дымов нескольких десятков различных продуктов горения: древесина (разных видов), хлопковая ткань, шерсть, растительный жмых, торф, вата, пробка, каменный уголь, нефть, резина, каучук, эбонит, оргстекло, винипласт, полиуретан, полихлорвинил, полиэтилен, полистирол и некоторые другие. Отдельно рассматривались так называемые «городские смеси» — смеси древесины и синтетики. Дополнительно изучались оптические свойства распыленной в камере сажи, а также в лабораторных условиях — сигаретного дыма, автомобильных выхлопов, паров канифоля и др.

Исследования проводились следующим образом. Образцы исследуемого материала сжигались в электропечи, снабженной оборудованием для регулировки и контроля режима горения и пиролиза. Горение осуществлялось при температуре 900°C с продувом объема печи воздухом с расходом 8 л/мин , а пиролиз — при температуре 600°C без продува. Затем продукты горения или пиролиза поступали в камеру объемом около 60 м^3 , где измерялся спектральный ход коэффициента ослабления света в диапазоне $0.25\text{--}10.2 \text{ мкм}$, характеристики рассеяния и поляризации света. Параллельно измерялись массовая концентрация дымовых частиц, их интегральная концентрация на трассе измерения коэффициента ослабления, распределение частиц дыма по размерам. Оценивались также несферичность частиц и трансформация их свойств под влиянием влажности и коагуляции, активность частиц дыма как ядер конденсации. Дополнительно определялись химический состав и концентрация газообразных продуктов горения и пиролиза.

В ходе этого комплексного эксперимента было показано, что в зависимости от сжигаемого вещества и режима горения (открытое горение или пиролиз) очень сильно различаются не только выход дыма, но также распределение частиц дыма по размерам, форма этих частиц и их оптические свойства. Сначала участникам эксперимента казалось, что каждый дым имеет свои индивидуальные свойства и невозможно их как-то расклассифицировать. Однако сравнение измеренных оптических свойств различных дымов с результатами расчетов для модельных аэрозолей позволило понять, что для описания оптических свойств ряда дымов можно пренебречь учетом их поглощательной способности. Вероятность

выживания кванта или альbedo однократного рассеяния для таких дымов находится в пределах от 0.8 до 1, и их можно считать слабопоглощающими. Они достаточно четко делятся на грубодисперсные (размер частиц порядка 1 мкм) и мелкодисперсные с размером частиц порядка не больше 0.1 мкм. Сильнопоглощающие дымы характеризуются альbedo однократного рассеяния от 0.2 до 0.6.

Таким образом, по итогам комплексного эксперимента исследованные дымы были условно разделены на три группы: I – слабопоглощающие грубодисперсные, II – слабопоглощающие мелкодисперсные и III – сильнопоглощающие. К группе I можно отнести продукты пиролиза древесины, горения ткани и некоторых сельхозпродуктов, к группе II – продукты горения древесины, торфа, пробки, ваты, к группе III – продукты горения нефти, резины, пластических материалов. Эта классификация является достаточно условной, поскольку при различных условиях горения и пиролиза дымы одних и тех же веществ могут обладать свойствами, характерными для различных вышеуказанных групп.

Особый интерес и трудность классификации представляет так называемая городская смесь. В описываемом эксперименте эта смесь, соответствующая составу горючих веществ в городской застройке, состояла на 60% из древесины, на 20% из бумаги, на 15% из тканей и на 5% из полимерных материалов. Такая смесь, как и следовало ожидать, дает комбинацию дымов преимущественно I и II групп с бимодальным распределением частиц по размерам.

Два этапа комплексного эксперимента (1985 и 1986 гг.) позволили уверенно идентифицировать исходный горючий материал и режим образования дыма (горение или пиролиз) по данным микрофизических и оптических измерений.

Важнейшим результатом этого эксперимента для понимания потенциальных климатических эффектов пожаров гипотетической ядерной войны стало существенное уточнение соотношения оптических свойств дымового аэрозоля в видимом диапазоне солнечного света и в так называемом «окне прозрачности» для теплового излучения атмосферы и поверхности Земли. В первых работах по теории «ядерной зимы» соотношение оптических толщин слоя дымового аэрозоля в видимом τ_s и тепловом τ_t

диапазонах длин волн принималось в пределах $\tau_s/\tau_t \approx 5 \div 10$, а по данным, полученным на ЗНС ИФА, оно оказалась значительно больше $\tau_s/\tau_t \approx 20 \div 100$. Чем больше оптическая толщина для солнечного света, тем меньше его доходит до поверхности Земли, и тем холоднее она становится. Кроме того, относительно малая оптическая толщина слоя дымового аэрозоля в тепловом диапазоне позволяет тепловому излучению поверхности Земли сравнительно легко проходить сквозь атмосферу в космос и дополнительно выстуживать земную поверхность.

Потенциальный выход дыма при пожарах ядерной войны и его оптические свойства также изучались специалистами многих стран (см. [Small and Bush, 1985, Bing, 1985; Nelson, 1989] и другие работы).

При пиролизе различных веществ под воздействием ядерных взрывов выделяется большое количество сажевого аэрозоля. Его возможное распределение по высоте и потенциальные климатические эффекты описаны в препринте [Gostintsev et al., 1986], статье [Демченко и Гинзбург, 1986] и обзоре [Gotitsyn, 1986].

Природные и техногенные аналоги «ядерной зимы»

Человечество всегда сталкивается с массовыми городскими пожарами. Такие пожары обычно начинались в результате воздействия стихийных факторов, военных действий, человеческой небрежности, а иногда и злого умысла. В XX столетии человечество встретилось с новыми причинами массовых пожаров. Одна их таких причин – сильные землетрясения, которые разрушают газопроводы, вызывают короткие замыкания в электрических цепях, приводят к разливу нефтепродуктов и т.п. Особенно сильные пожары были при землетрясениях в 1906 г. в Сан-Франциско и в 1923 г. в Токио.

Массированные бомбардировки немецких и японских городов во время Второй мировой войны дают более современные аналоги пожаров ядерной войны. Во время бомбардировки Гамбурга 27 июля 1943 г. начались пожары на площади в десятки км², слившиеся в огненный смерч, дым достигал высоты 8–12 км. Высокому подъему дыма способствовало наличие благоприятных для этого метеорологических условий. Дым и пыль закрыли небо над горизонтом на 30 ч после начала пожаров.

Два массированных рейда были совершены английской и американской авиацией 13 и 14 февраля 1945 г. против Дрездена. В условиях сплошной облачности и сильных ветров в городе начались массовые пожары, продолжавшиеся около недели. На площади более 12 км² было разрушено свыше 75% построек. Пожары сопровождались образованием огненного смерча. Огненные смерчи наблюдались также при бомбардировках Касселя и Дармштадта, но во многих других городах Германии и Японии при аналогичных бомбардировках они не возникали. Последующие исследования показали, что для появления огненных смерчей нужны высокие темпы выделения тепловой энергии, определенная скорость убывания температуры с высотой (около 10°C на 1 км и не очень сильные ветры (5–10 м/с).

Бомбардировки Хиросимы и Нагасаки 6 и 9 августа 1945 г. являются единственными примерами использования ядерного оружия против городов и вообще во время войны. В Хиросиме была разрушена и выгорела дотла часть города площадью около 13 км², радиусом 2 км от эпицентра взрыва, причем возник и огненный смерч. В Нагасаки, где была сброшена более мощная бомба, выгорела меньшая площадь – 7 км²: благодаря сильно пересеченной местности значительные части города были затенены от прямой радиации и светового импульса ядерного взрыва. Все это указывает на зависимость эффектов от большого количества условий: метеорологических, топографических, характера застройки и т.п. Напомним, что при ядерных взрывах на высотах ниже 10 км от 30 до 40% энергии взрыва расходуется в виде импульса интенсивного светового и теплового излучения, от 45 до 55% энергии идет на образование ударной волны и до 15% расходуется на образование проникающей радиации и наведенной радиоактивности. Возгорание является прямым следствием воздействия светового импульса, порог возгорания сильно зависит от свойств облучаемого материала, его влажности и т.д. и находится в пределах от 20 до 60–85 Дж/см². В качестве примера укажем, что в Хиросиме предел возгорания был около 30, а в Нагасаки свыше 80 Дж/см².

Световой импульс является причиной первичных возгораний. Следующая за ним ударная волна давления может как подавлять огонь (сдувая его или покрывая горючий материал негорючими остатками зданий), так и способствовать его распространению и появлению новых очагов

путем разрушения и разбрасывания твердых горючих материалов, разрушения нефте- и газопроводов и т.д. Дальнейший подъем огненного шара приводит к захвату новых масс воздуха, что способствует распространению огня. Хотя скорость выделения энергии при пожаре Хиросимы была заметно ниже, чем при пожаре Гамбурга в 1943 г., но и в этом случае развился огненный шторм и практически все, что могло гореть, сгорело в радиусе 2 км. Можно не сомневаться, что пожары после ядерного взрыва будут более разрушительными, чем крупные исторические пожары больших городов.

Лесные пожары, вызванные ядерными взрывами, могут оказаться более интенсивными, чем обычные лесные пожары, например, из-за повала леса ударной волной. Приблизительным аналогом являются пожары, вызванные падением Тунгусского метеорита 30 июня 1908 г. Его вход в атмосферу и взрыв на высоте около 8–10 км не сопровождался образованием огненного шара (интенсивность свечения в этом случае была на несколько порядков меньше, чем при взрыве ядерной бомбы), но ударная волна была такой, как при взрыве 10-мегатонной ядерной бомбы на высоте около 8 км. Повалено было около 2 тыс. км² леса, кора и сучья со многих деревьев были содраны, возникли многочисленные пожары, и полнота сгорания была гораздо большей, чем при обычных лесных пожарах в тайге. Однако площадь возгорания и степень распространения пожаров сильно зависят от сезона и погоды, будучи, естественно, наибольшими летом и в сухую погоду и наименьшими – зимой.

Количество дыма, вводимое в атмосферу, зависит от массы и природы сгораемого материала. В случае ядерной войны главными источниками дыма будут городские пожары. Количество горючих материалов колеблется в пределах от 200 кг на 1 м² в центре современного европейского города до 20 кг на 1 м² – в его пригородах. Для города с населением в 1 млн человек полный запас «топлива» оценивается от 10 до 40 Мт. Если взять сценарий войны, насчитывающий в качестве целей для ядерных ударов примерно 1000 городов (из них 200 с населением 1 млн человек и более), то «потенциальное топливо» составит примерно 10 000 Мт. Сюда же можно отнести запасы нефти, газа, угля и т.д. Детальный подсчет городского «топлива» дает 75 000 Мт, из которых 5 000 Мт – различные пластмассы, полимеры, промышлен-

ная органика и т.д. При использовании таких оценок надо помнить, что их неопределенности составляют около 50%.

Выход дыма при горении сильно зависит от условий горения. При тлении масса образующегося дыма может увеличиваться во много раз. Так, для дерева при небольших пожарах относительная масса дыма составляет 3–6% от массы сгораемого вещества, увеличиваясь до 15% при тлении; при горении нефтепродуктов, пластмасс, резины – от 1 до 15% и от 5 до 40% – при тлении. В качестве средней оценки можно принять 4%.

Лесные пожары вносят хотя и меньший, чем городские, но весьма заметный вклад в «послеядерное» задымление земной атмосферы. Приведем оценки выхода дыма при природных пожарах. Запас сухих горючих материалов в наиболее продуктивных лесах средних широт Северного полушария составляет 25–30 кг/м². Примерно 15–20% этого материала приходится на легко воспламеняемую, полностью сгорающую часть – мох, опад, подстилка. В малопродуктивных лесах запасы сухого материала невелики – около 1 кг/м². Средний запас сухой древесины – 15 кг/м².

По наблюдениям лесных пожаров известно, что сучья диаметром до 4 см сгорают полностью, а всего сгорает 15–20% древесины, при этом опад и подстилка, как правило, сгорают полностью. Доля выгоревшего торфа варьируется в широких пределах. Таким образом, в среднем в лесах сгорает 5–10 кг/м² горючего материала, не считая торфа.

Обычно при описании «ядерных» пожаров пожары в торфяниках не учитывают, хотя запасы горючего материала в них составляют от 0.5 до 15 кг/м². Опыт жаркого лета, например в Европейской части России в 1972 г., показывает, что в режиме тления пожары в торфяниках могут продолжаться до осенних дождей. Перечисленные выше данные о городских и лесных пожарах показывают, как трудно оценить количество дыма, поднимаемого в воздух пожарами ядерной войны.

В данной статье, посвященной преимущественно климатическим эффектам пожаров, возникающих при крупномасштабном ядерном конфликте, не обсуждаются такие климатические катастрофы, как мощнейшие извержения вулканов или падение внеземного тела (астероида) около 65 млн лет назад, которое привело к созданию пылевого облака планетарного масштаба, «астероидной ночи» и «астероидной зиме» с

похолоданием на десятки градусов. Эти эффекты были описаны в работе [Pollack et al., 1983], опубликованной в самом начале 1983 г., среди авторов которой было большинство членов группы ТТАРС. Подробно «аэрозольные» климатические катастрофы описаны, например, в [Будыко, 1985; Будыко, Голицын, Израэль, 1986].

Многие результаты исследований гипотезы «ядерной зимы» 80-х годов прошлого века нашли свое отражение как в упомянутых выше публикациях, так и в обзорах последних лет (см. например [Бреннинкмайер и др., 2021]).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение хочется повторить слова Г.С. Голицына: развитие теории «ядерной зимы» – определенный прорыв в нашей области науки (физике атмосферы) [Губарев, 2001]. Важность международной научной кооперации в 80-х годах прошлого века в науке об атмосфере и климате наглядно демонстрируют совместные публикации Г.С. Голицына и других советских ученых с ведущими западными учеными [Thompson, Alexandrov, Stenichikov et al., 1984; Golitsyn and Philips, 1985; Golitsyn and MacCracken, 1987].

В последующие десятилетия развитие теории «ядерной зимы» происходило в различных направлениях, преимущественно в части исследования климатических последствий возможных региональных ядерных конфликтов и применения тактического ядерного оружия.

В настоящее время очевидно, что полученные четыре десятилетия назад научные результаты оказались существенными для предотвращения гибели человечества, для ограничения и сокращения запасов ядерного оружия.

Сегодня очень важно, чтобы все ядерные державы проводили ответственную политику в ядерной сфере, основанную в том числе и на теории «ядерной зимы», для совершенствования контроля над ядерными вооружениями и укрепления доверия между крупнейшими ядерными державами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит рецензентов и сотрудников редакции за помощь в подготовке текста статьи к печати, за доброжелательные и полезные комментарии.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФА им. А.М. Обухова РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров В.В., Архипов П.Л., Пархоменко В.П., Стенчиков Г.Л.* Глобальная модель системы океан – атмосфера и исследование ее чувствительности к изменению концентрации CO₂ // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1983. Т. 19. № 5. С. 451–458.
- Александров В.В., Стенчиков Г.Л.* Об одном вычислительном эксперименте, моделирующем климатические последствия ядерной войны // Журнал вычислительной математики и математической физике. 1984. Т. 246. С. 140–144.
- Александров В.В., Стенчиков Г.Л.* Численная оценка влияния современного тропосферного аэрозоля на климат // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 6. С. 1324–1326.
- Александров Г.А., Арманд А.Д., Свирежнев Ю.М., Тарко А.М. и др.* Математические модели экосистем. Экологические и демографические последствия ядерной войны / Под ред. А.А. Дородницына. М.: Наука, 1986. 176 с.
- Андропова А.В., Костина Е.М., Кутов А.С., Минашкин В.М., Пирогов С.М., Обвинцев Ю.И.* Оптические и микрофизические свойства аэрозолей, полученных при горении различных материалов // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 235–243.
- Андропова А.В., Шукуров А.Х., Шукурова Л.М.* О спектральном пропускании излучения пробами аэрозоля продуктов горения в диапазоне 2–20 мкм // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 290–295.
- Аникин П.П., Шукуров А.Х.* Спектральное ослабление излучения дымовым аэрозолем. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 244–249.
- Бреннинкмайер К.А.М., Гинзбург А.С., Еланский Н.Ф., Мохов И.И.* Двойной портрет: вклад Г.С. Голицына и П.И. Крутцена в исследование физики и химии атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 1. С. 3–20.
- Будыко М.И.* Аэрозольные климатические катастрофы // Природа. 1985. № 6. С. 30–38.
- Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А.* Глобальные климатические катастрофы / М.: Гидрометеиздат, 1986. 160 с.
- Вельтищев Н.Н., Гинзбург А.С., Голицын Г.С.* Климатические эффекты массовых пожаров // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 296–304.
- Всеобъемлющее исследование, касающееся ядерного оружия: доклад Генерального секретаря ООН / Нью-Йорк: Организация Объединенных Наций. 1981. 220 р.
- Гинзбург А.С.* О радиационном режиме поверхности и запыленной атмосферы Марса // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 2. С. 295–298.
- Гинзбург А.С.* Разноцветные планеты, хвост кометы и «ядерная зима» // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 3. С. 310–320.
- Гинзбург А.С.* Планета Земля в «послеядерную» эпоху / М.: Наука, 1988. 104 с.
- Гинзбург А.С.* Метеорологическая дальность видимости при больших аэрозольных выбросах // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 3. С. 253–268.
- Гинзбург А.С., Голицын Г.С.* Сравнительный анализ массовых природных и «ядерных» пожаров // Докл. на II Всесоюз. конф. ученых по проблемам мира и предотвращения ядерной войны. Москва, 27–29 мая 1986 г. 10 с.
- Гинзбург А.С., Самойловская Н.А.* Гипотеза «ядерной зимы» и ответственная политика в ядерной сфере // Международная аналитика. 2023. Т. 14. № 4. С. 149–160.
<https://doi.org/10.46272/2587-8476-2023-14-4-149-160>
- Гинзбург А.С., Соколик И.Н.* Пропускание и отражение света однородным слоем поглощающего аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 9. С. 954–959.
- Гинзбург А.С., Фейгельсон Е.М.* Некоторые закономерности лучистого теплообмена в планетных атмосферах // Изв. АН СССР. ФАО. 1971. Т. 7. № 4. С. 377–384.
- Голицын Г.С.* Последствия ядерной войны для атмосферы // Природа. 1985. № 6. С. 22–29.
- Голицын Г.С.* Советские исследования атмосферных последствий ядерной войны для атмосферы // Сборник статей «Достижения в области гидрометеорологии и контроля природной среды». Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 183–200.
- Голицын Г.С., Гинзбург А.С.* Природные аналоги ядерной катастрофы. В кн.: Климатические и биологические последствия ядерной войны. М.: Наука, 1986. С. 100–123.
- Голицын Г.С., Гинзбург А.С.* Атмосферные последствия ядерной катастрофы: поиск природных аналогов // Кибернетика, ноосфера и проблемы мира. М.: Наука, 1986. С. 47–57.
- Голицын Г.С., Шукуров А.Х.* Температурные эффекты пылевого аэрозоля на примере пыльных бурь

- Таджикистана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 6. С. 1334–1337.
- Голицын Г.С., Шукуров А.Х., Гинзбург А.С., Суругин А.Г., Андропова А.В. Комплексное исследование микрофизических и оптических свойств дымового аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 227–234.
- Губарев В.С. Чаепитие в академии. Академик Г.С. Голицын: волнения моря и земли // Наука и жизнь. 2001. № 3. <https://www.nkj.ru/archive/articles/5755/>
- Демченко П.Ф., Гинзбург А.С. Влияние радиации на вертикальное развитие замутненного слоя атмосферы // Метеорология и гидрология. 1986. № 8. С. 51–57.
- Доклад Генерального секретаря ООН А/43/351. Исследование по проблеме климатических и других глобальных последствий ядерной войны. 1988. 77 с.
- Исаков А.А., Лукин В.В., Свириденков М.А. Спектро-нефелометрические исследования дымовых аэрозолей // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 258–261.
- Капустин В.Н., Корнеев А.А. Исследование процессов агрегатообразования и оптических проявлений несферичности частиц различных дымов // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 280–289.
- Климатические последствия возможного ядерного конфликта и некоторые природные аналоги (научное исследование Комитета советских ученых в защиту мира, против ядерной угрозы, авторы Голицын Г.С. и Гинзбург А.С.) / Препринт. М.: ИФА АН СССР. 1983. 24 с.
- Кондратьев К.Я., Байбаков С.Н., Никольский Г.А. Ядерная война, атмосфера и климат // Наука в СССР. 1985. №№ 2 и 3.
- Кондратьев К.Я., Никольский Г.А. Возможные экологические последствия ядерного конфликта для атмосферы и климата: Обзор / Прогр. ООН по окружающей среде (ЮНЕП), Комис. СССР по делам ЮНЕП. М.: Центр междунар. проектов ГКНТ, 1986. 48 с.
- Лукин В.В., Исаков А.А. Оптические характеристики дымовых аэрозолей // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 250–257.
- Моисеев Н.Н., Александров В.В., Тарко А.М. Человек и биосфера. Опыт системного анализа и эксперименты с моделями. М.: Наука, 1985. 272 с.
- Моисеев Н.Н. Как далеко до завтрашнего дня... Свободные размышления. 1917–1993. М.: URSS, 1994. 304 с.
- Обухов А.М., Голицын Г.С. Возможные атмосферные последствия ядерного конфликта // Вест. АН СССР. 1983. № 9. С. 57–60.
- Обухов А.М., Голицын Г.С. Возможные атмосферные последствия ядерного конфликта // Земля и Вселенная. 1983. № 6. С. 4–7.
- Обухов А.М., Голицын Г.С. Ядерная война: воздействие на атмосферу. В кн.: Мир и разоружение. М.: Наука, 1984. С. 92–102.
- Последствия ядерной войны: Физические и атмосферные эффекты. М.: Мир, 1988. 392 с.
- Софронов М.А., Вакуров А.Д. Огонь в лесу. Новосибирск: Наука, 1981. 124 с.
- Сидоров В.Н. Свойства дымовых аэрозолей по данным измерения матриц рассеяния света // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 262–273.
- Соколик И.Н. Интерпретация измерений оптических характеристик дымового аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 3. С. 274–279.
- Стенчиков Г.Л. Климатические последствия ядерной войны: Выбросы и распространение оптически активных примесей в атмосфере // Сообщения по прикладной математике. М.: ВЦ АН СССР, 1985. 34 с.
- Стенчиков Г.Л. Численное моделирование ядерной зимы с учетом распространения аэрозоля // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 3. С. 598–602.
- Шостакович В.Б. Лесные пожары в Сибири в 1915 г. // Изв. Восточно-Сибирского отд. Российского географич. общества. 1924. Т. 47. С. 1–9.
- Alexandrov V.V., Stenchikov G.L. On the modelling of the climatic consequences of the nuclear war // Proceeding on applied mathematics. Computing center of AS USSR. 1983. 21 p.
- Batten E.S. The Effects of Nuclear War on the Weather and Climate / USA. RAND Corp. RM-4989. 1966.
- Barton I., Paltridge G.W. Twilight at noon overstated // Ambio. 1984. V. 13. № 1. P. 49–51. Reply by Crutzen P.J. Darkness after a nuclear war / Ibid. P. 52–54.
- Bing G. Estimates of total combustible material in NATO and Warsaw Pact Countries / Lawrence Livermore National Laboratory Report UCRL-93192. 1985. USA. Livermore.
- Bolin B., Degens E.T., Kempe S. & Ketner P. (eds.) The Global Carbon Cycle. SCOPE Report 13. New Jersey: J. Wiley & Sons, 1979. 491 p.
- Bull G.A. Blue sun and moon // Meteorol. Mag. 1951. V. 80. P. 1–4.
- Cess R.D. Nuclear war: Illustrative effects of atmospheric smoke and dust upon solar radiation // Climatic Change. 1985. V. 7. P. 237–251.
- Chandler C.C., Storey T.G., Tangren C.D. Prediction of fire spread following nuclear explosions // Research paper PSW-5. 1963. Berkeley, California. 110 p.

- Cotton W.R.* Atmospheric convection and nuclear winter // *Amer. Scientist*. 1985. V. 73. P. 275–280.
- Covey C., Schneider S.H., Thompson S.L.* Global atmospheric effects of massive smoke injections from a nuclear war: results from general circulation model simulation // *Nature*. 1984. V. 308. P. 21–31.
- Crutzen P.J.* The Influence of Nitrogen Oxides on the Atmospheric Ozone Content // *QJRMS*. 1970. V. 96. P. 320–325.
- Crutzen P.J.* Ozone Production Rates in an Oxygen-Hydrogen-Nitrogen Oxide Atmosphere // *JGR*. 1971. V. 76. P. 7311.
- Crutzen P.J.* SST's – a threat to the earth's ozone shield // *Ambio*. 1972. V. 1. P. 41–51.
- Crutzen P.J., Birks J.* The Atmosphere After a Nuclear War: Twilight at noon // *Ambio*. 1982. V. 11. № 2–3. P. 114–125.
- Crutzen P.J., Galbally I.E., Bruh C.* Atmospheric effects from postnuclear fires. *Climatic Change*. 1984. V. 6. P. 323–364.
- Ehrlich P.R. et al.* The Cold and the Dark: The World After Nuclear War // *Sidgwick & Jackson*. 1984. 229 p.
- Federation of American Scientist Effects of Nuclear War // *J. Federation of American Scientist*. 1981. V. 36. No 3.
- Fishman J., Ramanatan V., Crutzen P.J., Liu S.C.* Tropospheric ozone and climate // *Nature*. 1979. V. 282. P. 818.
- Foley H.M., Ruderman M.A.* Stratospheric NO_x production from past nuclear explosions // *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78. P. 4441–4450.
- Ghan S.J., MacCracken M.C., Walton J.J.* Climatic response to large atmospheric smoke injections: Sensitivity studies with a tropospheric general circulation model // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 8315–8337.
- Ginzburg A.S.* Climate and atmospheric consequences of nuclear war // *Ambio*. 1989. V. 18. № 7. P. 384–390.
- Ginzburg A.* Atmospheric and climate effects of nuclear war. In: *Proceedings of Europhysics Study Conference on Induced Critical Conditions in the Atmosphere*. Torino, Italy, September 1989. World Scientific. P. 59–71.
- Ginsburg A.S., Golitsyn G.S., Vasiliev A.A.* Global consequences of a nuclear war: A review of recent Soviet studies // *SIPRI Yearbook*. 1985. P. 197–225.
- Ginzburg A.S., Samoylovskaya N.A.* The “Nuclear Winter” Hypothesis and a Responsible Nuclear Policy // *Herald of the Russian Academy of Sciences*. 2024. <https://doi.org/10.1134/S1019331624010015>
- Glasstone S., Dolan P.* The Effects of Nuclear Weapons / US Department of Defense and US Energy Research and Development Administration. 1977. 693 p.
- Global Atmospheric Consequences of Nuclear War / Report U122878. R&D Associates, Marina del Rey, CA, March 1983. 140 p.
- Golitsyn G.S.* On the Martian dust storms // *Icarus*. 1973. V. 18. № 7. P. 113–119.
- Golitsyn G.S.* New development from the USSR // *Environment*. 1986. V. 28. № 8. P. 6 and 44.
- Golitsyn G.S., Ginsburg A.S.* Comparative estimates of climatic consequences of Martian dust storms and a possible nuclear war // *Tellus*. 1985. V. 37B. № 3. P. 173–181.
- Golitsyn G., Ginsburg A.* Natural analogs of a nuclear catastrophe // *The night after...Climatic and biological consequences of a nuclear war*. M.: Mir Publishers, 1985. P. 83–98
- Golitsyn G.S., Ginsburg A.S.* Reply to G. Visconti // *Tellus*, 1986. V. 38B. № 3–4. P. 302–304.
- Golitsyn G.S., MacCracken M.C.* Atmospheric and climatic consequences of a major nuclear war: Results of recent research / WCPP-142. Geneva: World Meteorological Organization, 1987. 25 p.
- Golitsyn G.S., Philips N.A.* Possible climate consequences of a major nuclear war. Report to XXXVII WMO Executive Council. WCP-113. 1985. 54 p.
- Gostintsev Yu.A., Solodovnik A.F., Vel'tishchev N.N., Ginzburg A.S., Golitsyn G.S.* Production, vertical distribution and climatic effect of soot from nuclear war blasts / Second All-Union Conference of Scientists on Problems of Peace and Prevention of Nuclear War. Moscow. 1986. 14 p.
- Haberle R.M., Ackerman T.P., Toon O.R., Hollingsworth J. L.* Global transport of atmospheric smoke following a major nuclear exchange. *Geophys. Res. Lett.* 1985. V. 12. P. 405–408.
- Hampson J.* Photochemical war on the atmosphere. *Nature*. 1974. V. 250. P. 189–191.
- Hansen J., Johnson D., Lacis A. et al.* Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide // *Science*. 1981. V. 213. P. 957–966.
- Hobbs. P.V., Radke. L.F., Hegg D.A.* Some aerosol and cloud physics aspects of the “Nuclear Winter” scenario. ICSU-SCOPE Workshop on “Nuclear Winter”, Supplemental Volume, Proceedings of 9th International Cloud Physics Conference. Tallinn. Estonia. USSR. 1984. P. 231–228.
- <http://climate.envsci.rutgers.edu/nuclear>
- https://en.wikipedia.org/wiki/Nuclear_winter
- Johnston H.S.* Expected short-term local effect of nuclear bombs on stratospheric ozone // *Geophys. Res.* 1977. V. 82. P. 3119–3124.
- Johnston H.S., Whitten G., Birks J.* Effect of nuclear explosions on stratospheric nitric oxide and ozone // *J. Geoph. Res.* 1973. V. 78. P. 6107–6135.

- Kunkle T., Ristvet B.* January 2013. Castle bravo: Fifty years of legend and lore (PDF), Wikidata Q63070323.
- Kondratyev K.Ya., Ivanov V.A., Pozdniakov D.V., Prokofyev M.A.* Natural and anthropogenic aerosols: a comparative analysis / The SCOPE ENUWAR Seminar on the impact of nuclear war on climate. Leningrad. 1984 May 14–16. P. 28.
- Kondratyev K.Ya., Grigoryev A.A.* Global transport of natural and anthropogenic aerosols / The SCOPE ENUWAR Seminar on the impact of nuclear war on climate. Leningrad, 1984. May 14–16. P. 18.
- Kondratyev K.Ya., Nikolsky G.A.* A survey of possible impact of nuclear conflict on the atmosphere and climate/ The SCOPE ENUWAR Seminar on the impact of nuclear war on climate. Leningrad, 1984. May 14–16. P. 65.
- Lilejian N.M.* Effects of Superweapons Upon the Climate of the World. A Preliminary Study // ARDC report. 1952a. C2-22190. NV0400453
- Lilejian N.M.* Effects of Superweapons Upon the Climate of the World. A Second Study // 1952b. ARDC report. C2-38529. NV0400454
- Lyman H.* Smoke from Minnesota forest fires // Monthly Weather Review. 1919. V. 46. P. 506–509.
- MacCracken M.C.* Nuclear War, Preliminary Estimates of the Climatic Effects of a Nuclear Exchange // Third International Seminar on Nuclear War. 1983. Erice, Sicily. 23 p.
- MacCracken M., Golitsyn G.* Atmospheric and climatic consequences of nuclear war: results of recent research / WCP-140. WMO. Geneva. 1988. 60 p.
- Malone R.C. et al.* Nuclear winter: Three-dimensional simulations including interactive transport, scavenging, and solar heating of smoke // J. Geophys. Res., 1986 V. 91. P. 1039–1054.
- National Research Council Long-Term Worldwide Effects of Multiple Nuclear-Weapons Detonations. 1975. Washington, D.C. The National Academies Press. <https://doi.org/10.17226/20139>
- Nelson J.* Fractality of sooty smoke: Implications for the severity of nuclear winter // Nature. 1989. V. 339. P. 611–613.
- Obukhov A.* The Earth's atmosphere: Catastrophe after a nuclear strike / The night after... Climatic and biological consequences of a nuclear war. M.: Mir Publishers, 1985. P. 145–147.
- Office of Technology Assessment (ODA) of the Congress of the United States. The Effects of Nuclear War. Washington DC. 1979. 151 p.
- Penner J.* Uncertainties in the smoke source term for 'nuclear winter' studies // Nature. 1986. V. 324. P. 222–226.
- Pittock A.B., Walsh K., Frederiksen J.S.* General circulation model simulation of mild nuclear winter effects // Clim. Dyn. 1989. V. 3. P. 191–206.
- Plummer F.G.* Forest Fires // US Department Agriculture Forest Service Bulletin. 1912. V. 117. P. 15–22.
- Pollack J.B., Toon O.B., Ackerman T.R., McKay G.P., Turco R.P.* Environmental effects of an impact generated dust clouds implications for the Cretaceous-Tertiary extinctions // Science. 1983. V. 219. P. 287–289.
- Ramaswamy V., Kiehl J.T.* Sensitivity of the Radioactive Forcing Due to Large Loadings of Smoke and Dust Aerosols // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 5597–5613.
- Reinsel G.C.* Analysis of total ozone data for the detection of recent trends and the effects of nuclear testing during the 1960's // Geophys. Res. Lett. 1981. V. 8. № 12. P. 1227–1230.
- Robock A.* Snow and ice feedbacks for prolonged effects of nuclear winter // Nature. 1984. V. 310. P. 667–670.
- Robock A., Zambri B.* Did Smoke from City Fires in World War II Cause Global Cooling? // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. V. 123. № 18. P. 10314–10325.
- Sagan C., Ehrlich P.R., Kennedy D., Roberts W.O.* The Cold and the Dark: The World After Nuclear War / W.W. Norton & Co. 1984. NY. USA. 229 p.
- SCOPE 28: Environmental Consequences of Nuclear War. V. 1. Physical and Atmospheric Effects / Eds.: Pittock A.B., Ackerman T.P., Crutzen P.J., MacCracken M.C., Shapiro C.S., Turco R.P. Wiley. UK. 1985. 350 p.
- SCOPE 28: Environmental Consequences of Nuclear War. V. 1. Physical and Atmospheric Effects. Second Edition / Eds.: Pittock A.B., Ackerman T.P., Crutzen P.J., MacCracken M.C., Shapiro C.S., Turco R.P. Wiley. UK. 1989. 360 p.
- Schneider S.H., Thompson S.L.* Simulating the climatic effects of nuclear war // Nature. 1988. V. 333. P. 221–227.
- Seiler W., Crutzen P.J.* Estimates of gross and net fluxes of carbon between biosphere and atmosphere from biomass burning // Climatic change. 1980. V. 2. P. 207–247.
- Shostakovitch V.B.* Forest conflagrations in Siberia with special reference to the fires of 1915 // J. Forestry. 1925. V. 23. № 4. P. 365–374.
- Smith C.D. Jr.* The destructive storm of November 25–27, 1950 // Monthly Weather Review. 1950. V. 78. P. 204–209.
- Small R.D., Bush B.W.* Smoke production from multiple nuclear explosions in non-urban areas // Science. 1985. V. 229. P. 465–469.
- Stenchikov G.L., Carl P.* Climate consequences of nuclear war: sensitivity against large-scale inhomogeneities in the initial atmospheric pollutions // GDR Academy of sciences. Berlin. 1985. 96 p.

- Stenchikov G., Carl P.* First acute phase stress matrix calculations using the CCAS tropospheric general circulation model // SCOPE – ENUWAR Moscow Workshop, 1988.
- Stenke A., Hoyle C.R., Luo B., Rozanov E., Gröbner J., Maag L., Brönnimann S., Peter T.* Climate and chemistry effects of a regional scale nuclear conflict // Atmos. Chem. Phys. 2013. V. 13. P. 9713–9729. <https://doi.org/10.5194/acp-13-9713-2013>
- Teller E.* Widespread after-effects of nuclear war // Nature. 1984. V. 310. P. 621–624.
- Thompson S.L.* Global interactive transport simulations of nuclear war smoke // Nature. 1985. V. 317. P. 35–39.
- Thompson S.L., Alexandrov V.V., Stenchikov G.L. et al.* Global climate consequences of nuclear war: calculations with three-dimensional models // Ambio. 1984. V. 13. № 1. P. 236–243.
- Toon O.B., Pollack J.B., Ackerman T.P. et al.* Evolution of an impact-generated dust cloud and its effects on the atmosphere // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1982. № 190. P. 187–200.
- Turco R.P., Golitsyn G.S.* Global Effects of Nuclear War // Environment. 1988. V. 30. № 5. P. 8–16.
- Turco R.P., Toon O.B., Pollack J.B., Sagan C.* Consequences of nuclear «warfare» // EOS. Transactions American Geophysical Union Fall Meeting Abstracts. 1982. V. 63. № 45. P. 1018.
- Turco R.P., Toon O.B., Ackerman T.P., Pollack J.B., Sagan C.* (TTAPS) Nuclear winter: Global consequences of multiple nuclear explosions // Science. 1983a. V. 222. P. 1283–1292.
- Turco R.P., Toon O.B., Ackerman T.P., Pollack J.B., Sagan C.* (TTAPS) Global Atmospheric Consequences of Nuclear War / Rep. U 122878. R&D Associates, Marina del Rey, CA, March 1983b. 144 p.
- Turco R.P., Toon O.B., Ackerman T.P., Pollack J.B., Sagan C.* (TTAPS) Climate and smoke: an appraisal of nuclear winter // Science. 1990. V. 247. P. 166–176.
- Turco R.P., Toon O.B., Ackerman T.P., Pollack J.B., Sagan C.* (TTAPS) Nuclear Winter: Physics and Physical Mechanisms // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1991. V. 19. P. 383–422. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.19.050191.002123>
- United Nations Secretary General Effects of the possible use of nuclear weapons and the security and economic implications for states of the acquisition and further development of these weapons / PRISM: Political & Rights Issues & Social Movements. 1968. 694 p. (<https://stars.library.ucf.edu/prism/694>).
- Ward D.E., MacMahon E.K., Johansen R.W.* An update on particulate emissions from forest fires // Transactions of the 69th annual meeting of the Air Pollution Control Association. 1976. 15 p.
- Wexler H.* The Great Smoke Pall — September 24–30, 1950 // Weatherwise, 1950. № 6. P. 129–142. <https://doi.org/10.1080/00431672.1950.9927067>
- Whitten R.C., Borucki W.J., Turco R.P.* Possible ozone depletions following nuclear explosions // Nature. 1976. V. 257. P. 38–39.

THE “NUCLEAR WINTER” THEORY DEVELOPMENT IN THE WORKS OF G.S. GOLITSYN AND HIS COLLEAGUES IN THE 80S OF THE XX CENTURY

© 2025 A. S. Ginzburg

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

e-mail: gin@ifaran.ru

The article presents the author's version of the history of research on the hypothesis of a “nuclear winter” – a catastrophic change in the Earth's climate in the case of large-scale use of nuclear weapons and the key role of academician G.S. Golitsyn in these studies. Special attention is paid to the emergence of the “nuclear winter” hypothesis prehistory and the scientific breakthrough of the 80s of the XX century, when scientists from the USSR, the USA and other countries tried to comprehend the theoretical possibility of a sharp cooling in most of the Earth's land as a result of massive fires of nuclear war and find natural analogues at many scientific meetings and in many scientific and popular publications related to such a “man-made” climate disaster.

Keywords: nuclear threat, nuclear war fires and smoke, «nuclear winter», climate models, natural analogues

УДК 551.581

МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ИНСТИТУТА ФИЗИКИ АТМОСФЕРЫ ИМ. А.М. ОБУХОВА РАН: СТРУКТУРА И ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

© 2025 г. А. В. Елисеев^{a, b, *}, И. И. Мохов^{a, b}, М. М. Аржанов^a, С. Н. Денисов^a,
А. В. Чернокульский^a, К. Е. Мурышев^{a, b}

^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: eliseev@ifaran.ru

Поступила в редакцию 08.09.2024 г.

После доработки 28.10.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Модель Земной климатической системы Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (МЗС ИФА РАН) включает в себя блоки, описывающие состояние атмосферы, океана, деятельного слоя суши, биогеохимические циклы, и ряд процессов, связанных с атмосферным электричеством и химией атмосферы. Она относится к классу климатических моделей промежуточной сложности (МПС) и участвует в соответствующих международных проектах сравнения. Особенностью модели является параметризация синоптической изменчивости в атмосфере и океане, позволяющая ускорить вычисления на два порядка. Модель реалистично воспроизводит изменения климата за период инструментальных измерений и может использоваться для оценок прошлых и будущих изменений климата на временных масштабах от десятилетий до тысячелетий. С использованием МЗС ИФА РАН впервые в мире получен ряд важных результатов, связанных с выявлением причин изменения климата в разные эпохи, анализом влияния биогеохимических циклов на климатические изменения, причинно-следственных связей в Земной климатической системе и сравнительной роли различных внешних природных и антропогенных факторов.

Ключевые слова: изменения климата, МПС, МЗС ИФА РАН

DOI: 10.31857/S0002351525010044, **EDN:** HFDJDC

1. ВВЕДЕНИЕ

Климатические изменения и их последствия — одна из основных проблем, стоящих перед человечеством. Выявление причин известных по наблюдениям или палеореконструкциям климатических изменений (а в более широком смысле — изменений состояния Земной климатической системы), а также оценка ожидаемых будущих изменений, возможны только с использованием глобальных климатических моделей. Подобные модели различной степени детальности в настоящее время развиваются рядом мировых научных центров, в том числе Институтом физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук (ИФА РАН).

В конце 1970-х гг. была предложена зонально-средняя версия климатической модели [Пету-

хов, 1980], в 1990-х гг. была разработана версия модели, учитывающая незональные вариации климата [Petoukhov et al., 1998]. В дальнейшем в модель были включены блоки углеродного и метанового [Мохов и др., 2006б; Елисеев и др., 2008; Mokhov et al., 2008; Денисов и др., 2013] циклов, а также блоком описания климатообразующих процессов атмосферного электричества [Елисеев и др., 2019а], что позволяет отнести эту модель к классу моделей Земной климатической системы (МЗС).

Модель Земной климатической системы ИФА РАН характеризуется рядом упрощений, сделанных для повышения вычислительной эффективности (на 2–3 порядка относительно климатических моделей общей циркуляции; см. раздел 2).

Атмосферный блок МЗС ИФА РАН включает в себя блоки переноса коротковолновой и длинноволновой радиации, конвекции, образования облаков и осадков. В настоящее время в схеме переноса коротковолновой радиации учитывается влияние параметров земной орбиты, альbedo поверхности, характеристик облачности, водяного пара, озона и тропосферных и стратосферных сульфатных аэрозолей. В блоке переноса длинноволновой радиации учитывается температура и влажность атмосферы, облачность, углекислый газ, метан, закись азота и фреоны. Крупномасштабная динамика атмосферы (с пространственным и временным масштабами больше синоптических) описывается явно. Синоптические процессы параметризуются с использованием диффузионного приближения [Петухов, 1980]. Это позволяет существенно уменьшить время, необходимое для модельных расчетов. Гидрологический цикл атмосферы вычисляется в приближении постоянной по времени (но зависящей от географических и вертикальной координат) относительной влажности атмосферы. Кроме того, особенностью модели является представление профилей температуры, удельной влажности и концентрации сульфатных аэрозолей в атмосфере в виде универсальных функций. В частности, температура представляется в виде линейной функции от высоты над поверхностью в свободной тропосфере, стратосфере и мезосфере. Вертикальный градиент температуры при этом зависит от приповерхностной температуры в свободной тропосфере и задан в виде постоянных значений в стратосфере и мезосфере. Вертикальные профили удельной влажности и концентрации сульфатов в атмосфере являются экспоненциальными с вертикальным масштабом 1.8 км [Елисеев и др., 2007б]. В радиационном блоке модели облачность представлена единственным эффективным слоем с предписанной водностью. Однако для вычисления частоты молний модель дополнена схемой вычисления высоты конвективных облаков согласно [Eliseev et al., 2013]. Верхняя граница расчетного домена в атмосфере расположена на высоте 80 км.

Океанический блок МЗС ИФА РАН – статистически-динамическая модель с параметризацией синоптического обмена в диффузионном приближении. Кроме того, в океаническом блоке модели в настоящее время используется приближение постоянной по времени (но зависящей от

географических и вертикальной координат) солёности. Характеристики морского льда в МЗС ИФА РАН рассчитываются в зависимости от приповерхностной температуры и температуры поверхности океана [Петухов, 1980].

Блоком деятельного слоя суши является детальная модель термо- и гидрофизики почвогрунта [Аржанов и др., 2008] с глубиной расположения нижней границы расчетного домена более 63 м и высоким (5 см) вертикальным разрешением в верхнем 10-метровом слое. Такая модель позволяет проводить вычисления даже для временных горизонтов в тысячелетия. Особенностью модели является учет влияния торфа и мхов на термофизические параметры почвогрунта.

В более ранних версиях МЗС ИФА РАН использовался глобально осредненный модуль углеродного цикла [Мохов и др., 2006в, г; Елисеев, Мохов, 2007а; Eliseev, Mokhov, 2007; Mokhov et al., 2008]. Блок суши этого модуля основан на вычислении суммарных по суши интенсивностей фотосинтеза наземной растительности, ее дыхания и разложения органики почвы. Соответствующий блок океана основан на модели Бакастоу с учетом зависимости констант скорости химических реакций неорганического углеродного цикла океана от температуры [Muryshev et al., 2017]. Органическая часть углеродного цикла океана не учитывается. Модуль замыкается уравнением баланса массы CO_2 в атмосфере в приближении хорошо перемешанного газа. Впоследствии наземная часть углеродного цикла была заменена среднегодовой пространственно-распределенной моделью, учитывающей, наряду с фотосинтезом наземной растительности и автотрофным и гетеротрофным дыханием, также природные пожары и интенсификацию гетеротрофного дыхания за счет культивации [Eliseev, Mokhov, 2011; Елисеев, 2011]. Океаническая и атмосферная части блока углеродного цикла при этом остались без изменений. В дальнейшем наземная часть углеродного цикла модели была расширена учетом влияния диффузной солнечной радиации и содержания диоксида серы в воздухе на интенсивность фотосинтеза растительности [Елисеев, 2012, 2015; Елисеев и др., 2019б], учетом подсеточной неоднородности типов растительности в модельной ячейке [Елисеев, Сергеев, 2014] и рядом улучшений в блоке описания природных пожаров – учетом, наряду с верховыми и низовыми пожарами, также торфяных пожаров

[Елисеев и др., 2014; Eliseev et al., 2014b] и учетом естественных и антропогенных источников возгорания и деятельности пожарных служб на характеристики природных пожаров [Елисеев и др., 2017]. Распределение типов растительности при получении представленных в данной работе результатов предписывалось.

Модель Земной климатической системы ИФА РАН включает блок метанового цикла [Денисов и др., 2013, 2015], более ранние версии этого блока использовались в [Мохов и др., 2007, 2008; Елисеев и др., 2008]. Его особенностью является учет отклика интенсивности эмиссий метана влажными экосистемами при изменениях климата. Модуль замыкается уравнением баланса массы CH_4 в атмосфере в приближении хорошо перемешанного газа с простой параметризацией времени жизни метана в атмосфере [Денисов и др., 2019].

Блок электрических процессов в атмосфере в настоящее время описывает частоту молний (в том числе как источников возгорания для природных пожаров). Вычислительная схема основана на схеме Прайса-Ринда [Price and Rind, 1992], но учитывает не отдельные грозовые облака, а статистические ансамбли таких облаков [Елисеев и др., 2019a] с оценкой характеристик облаков согласно [Eliseev et al., 2013].

Географическое распределение ледовых щитов их толщина в представленных в данной работе расчетах предписывались. Ледники меньшего размера в модели не учитываются.

Горизонтальное разрешение МЗС ИФА РАН составляет 4.5° широты и 6° долготы с 8 уровнями по вертикали в атмосфере, 3 уровнями в океане, 300 уровнями в почвогрунте, до 40 уровней в снежном покрове. В наземном биогеохимическом модуле учитываются 7 функциональных типов растительности (один из которых зарезервирован под сельскохозяйственные растения). Модель интегрируется с шагом по времени, равным 5 сут. В однопроцессорном режиме (процессор Intel Core i9-9900K) МЗС ИФА РАН затрачивает 17 с на вычисление одного модельного года (без учета затрат на сохранение вывода).

Вследствие используемых приближений и параметризаций современная версия МЗС ИФА РАН не рассчитана на воспроизведение короткопериодной климатической изменчивости. При этом отклик модели на внешние воздей-

ствия в целом подобен соответствующему отклику других современных моделей с близкими значениями метрик климатической чувствительности. Эти метрики для МЗС ИФА РАН:

- равновесное изменение глобально усредненной среднегодовой приповерхностной температуры атмосферы (T_g) при удвоении содержания углекислого газа в атмосфере $q\text{CO}_2$ для МЗС ИФА РАН составляет 2.2°C , что находится в нижней части интервала для моделей ансамбля CMIP6 (Climate Models Intercomparison Project, от 1.8 до 5.6°C [Meehl et al., 2020]);
- транзитивный отклик климата, определяемый как увеличение T_g через 70 лет после начала интегрирования в численном эксперименте с увеличением $q\text{CO}_2$ от доиндустриального значения на 1% в год, равный 1.5°C , что также находится в нижней части интервала для моделей ансамбля CMIP6 (от 1.3 до 3.0°C [Meehl et al., 2020]);
- транзитивный отклик климата (от современного состояния) на единичную интенсивность эмиссий CO_2 в атмосферу, равный $1.5^\circ\text{C}/\text{ЭгС}$ — также в нижней части ансамбля современных моделей (моделей CMIP6 и ряда современных МПС, от 1.1 до $2.7^\circ\text{C}/\text{ЭгС}$ [MacDougall et al., 2020]);
- гидрологическая чувствительность модели, определяемая через изменение количества глобальных годовых осадков на единичное изменение T_g , равна $6\%/^\circ\text{C}$, что заметно больше соответствующего значения для моделей CMIP6 (от 2.1 до $3.1\%/^\circ\text{C}$ [Pendergrass, 2020]).

3. ОТКЛИК МОДЕЛИ НА ВНЕШНЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

3.1. Индустриальный период

Анализ отклика модели на внешнее воздействие в эпохи прошлого и в индустриальный период необходим как для объяснения этих изменений, так и для верификации самой модели [Елисеев, 2023]. В данном и последующем разделах указанный анализ проведен для версии модели, доступной с 2019 г. Анализ соответствующего отклика с предыдущими версиями модели доступны в [Petoukhov et al., 1998; Мохов и др., 2002, 2005b; Petoukhov et al., 2005; Eliseev, Mokhov, 2008; Mokhov, Eliseev, 2008; Мохов, Елисеев, 2012; Eby et al., 2013].

С моделью был проведён численный эксперимент по воспроизведению климата индустриального периода (1850–2015 гг.). В нем учитывались изменения содержания углекислого газа, метана и закиси азота в атмосфере, сульфатных аэрозолей в тропосфере и стратосфере (последние являются вулканическими), солнечной постоянной, распределения сельскохозяйственных угодий и плотности населения. Большая часть этих воздействий была задана в соответствии с условиями эксперимента “historical” проекта CMIP6 [Eyring et al., 2016] за исключением тропосферных сульфатов и плотности населения, которые (ввиду недоступности в период проведения численных экспериментов) были заданы по данным соответствующих численных экспериментов проекта CMIP5 (CMIP, phase 5) [Taylor et al., 2012]. В качестве начальных условий интегрирования использовалось равновесное доиндустриальное состояние модели.

Для доиндустриального периода значение T_g в модели равно 13.5°C (рис. 2а), что близко к эмпирической оценке 13.4°C по данным HadCRUT5 [Morice et al., 2021]. Глобальная интенсивность осадков в модели составляет 885 мм/год (рис. 2б) – несколько ниже эмпирической оценки 1126 мм/год (с интервалом неопределенности от 1007 до 1157 мм/год) по данным табл. 8.1 из [Climate Change, 2021] для 1991–2010 гг. Подобные и даже бóльшие погрешности характерны и для современных моделей Земной климатической системы, основанных на моделях общей циркуляции [Liu et al., 2014].

Модель в целом воспроизводит пространственную структуру приповерхностной температуры T и осадков P как в среднем за год, так и для отдельных сезонов, хотя недооценивает неzonальные особенности обеих переменных в сравнении с данными HadCRUT5 и GPCPv3.2 (Global Precipitation Climatology Project, version 3.2) [Huffman et al., 2023] соответственно. Занижение неzonальных особенностей климата частично связано с относительно грубым горизонтальным разрешением модели и частично с упрощениями динамического блока модели.

Модель в целом воспроизводит изменения приповерхностной температуры воздуха в XX в., но недооценивает естественную межгодовую и междесятилетнюю изменчивость климата и завышает похолодание после вулканических извержений (рис. 2а). Недооценка естественной изменчивости проявляется и в других современных МПС [Claussen et al., 2002; Petoukhov et al., 2005; Weber, 2010; Eby et al., 2013; Zickfeld et al., 2013]. В частности, увеличение средней T_g от 1850–1900 гг. к 2000–2015 гг. (последние годы численного эксперимента “historical”) составляет 0.8°C , что хорошо согласуется с оценкой по данным HadCRUT5 (0.9°C). Разница между этими (модельными и наблюдательными) оценками может отражать либо вклад естественной изменчивости в среднее глобальное потепление XX–начала XXI вв., либо неучет парникового эффекта фреонов в данном численном эксперименте. Подобно данным наблюдений и другим моделям, это потепление больше над сушей, чем

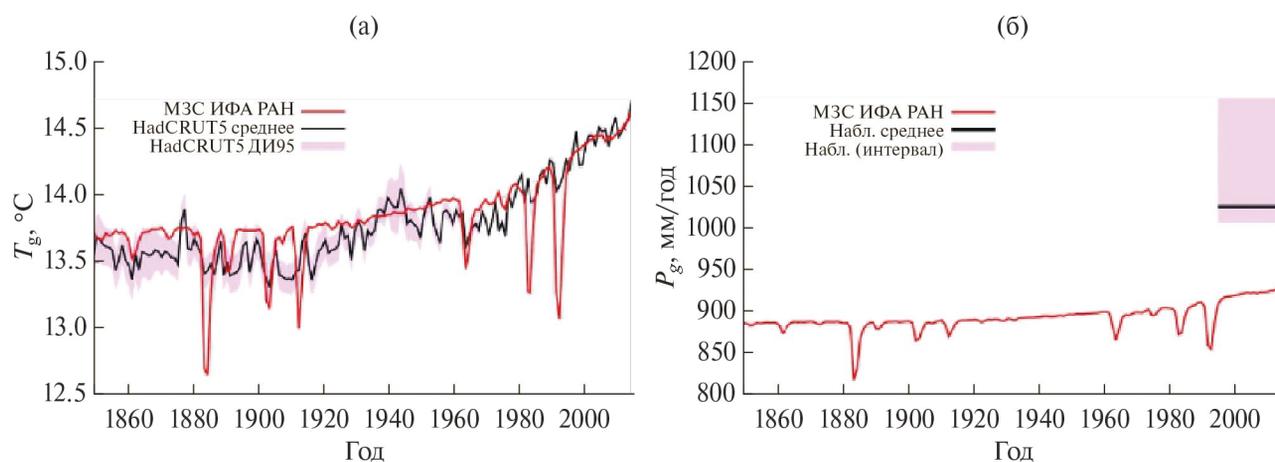


Рис. 2. Средняя глобальная температура у поверхности T_g по расчетам с МЗС ИФА РАН в сравнении с данными HadCRUT5 (а) и глобальных годовых осадков P_g (б) в сравнении с данными табл. 8.1 из [Climate Change, 2021]

над океаном, а также больше в полярных регионах по сравнению с более низкими широтами (рис. 3а). Соответствующие коэффициенты линейного тренда согласуются с эмпирическими оценками (рис. 2.11 из [Climate Change, 2021]).

Количество осадков в модели растет в XX–начале XXI вв. (рис. 2б). При глобальном и годовом осреднении среднее значение P_g для 2000–2015 гг. больше соответствующего среднего для 1850–1900 гг. на 4.7%. В соответствии с завышенной гидрологической чувствительностью модели, это заметно завышает и соответствующий коэффициент линейного тренда по данным GPCPv3.2 (табл. 2.6 из [Climate Change, 2021]). Увеличение осадков наиболее значимо в средних широтах над Евразией (рис. 3б), что согласуется с результатами рис. 2.15b из [Climate Change, 2021]. Однако модель может значительно завышать чувствительность осадков к глобальному потеплению над океаном. Отметим, что несмотря на общее завышение чувствительности осадков к климатическим изменениям, модель частично воспроизводит уменьшение осадков в регионах сведения лесов с целью развития сельского хозяйства (в частности, в причерноморском регионе и на юго-востоке Северной Америки) [Елисеев и Мохов, 2011].

Кроме того, МЗС ИФА РАН воспроизводит общее уменьшение годового хода в средних и субполярных широтах (большее потепление зимой, чем летом) [Eliseev and Mokhov, 2003; Eliseev et al., 2004].

С МЗС ИФА РАН проводился анализ изменений Северо-Атлантического колебания [Handorf et al., 1999; Мохов и др., 2000] и стока крупнейших российских рек [Мохов и Хон, 2002а,б; Мохов и др., 2003].

3.2. Голоцен

С МЗС ИФА РАН был проведен (впервые в России) численный эксперимент по воспроизведению климата голоцена (последние 10 тыс. лет) [Мохов и др., 2020]. При этом учитывались следующие воздействия:

- изменения параметров орбиты Земли, которые рассчитываются внутри модели по алгоритму Берже [Berger, 1978];
- изменение солнечной постоянной, реконструированное по данным отложений ^{10}Be в ледовых кернах [Steinilbert et al., 2009];
- оптическая глубина стратосферных (вулканических) аэрозолей (только для 500–2000 гг. н.э.) [Gao et al., 2008];
- концентрации хорошо перемешанных парниковых газов в атмосфере по данным ледового бурения: для интервала 10–2 тыс. лет назад (л.н.) концентрация CO_2 была задана по данным ледового бурения [Lüthi et al., 2008], концентрация CH_4 – в виде полусуммы (для учета межполярного градиента концентрации) данных ледового бурения на станции Доум-Си в Антарктиде [Flückiger et al., 2002] и на станции Саммит-Кэмп в Гренландии

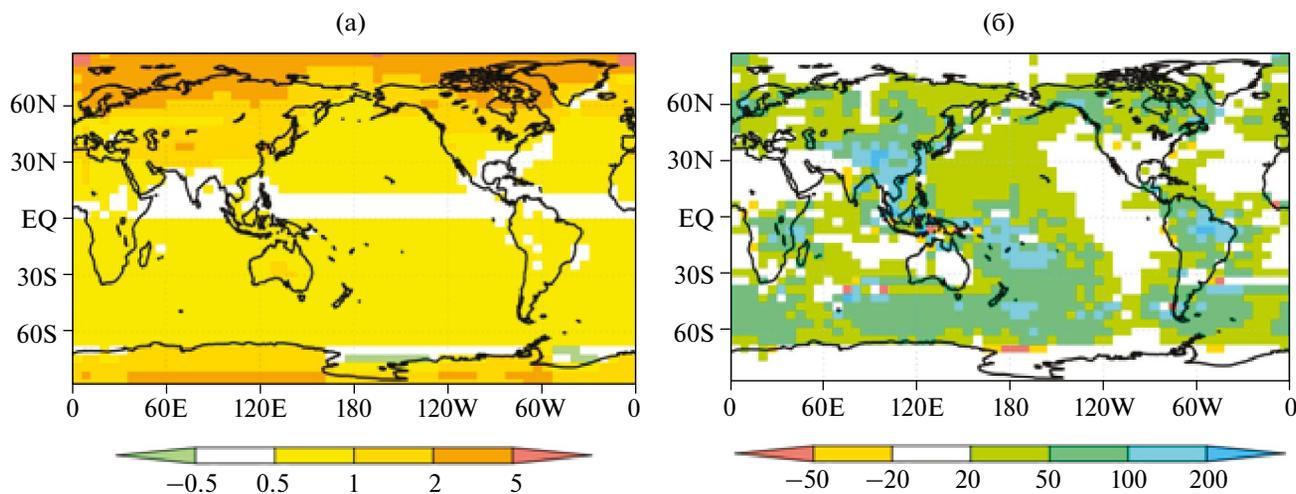


Рис. 3. Изменения среднегодовой приповерхностной температуры ($^{\circ}\text{C}$, а) и годовых осадков (мм/год, б) от 1850–1900 гг. к 2000–2015 гг. в расчетах с МЗС ИФА РАН

[Blunier et al., 1995], N_2O – по [Sowers et al., 2003]; для интервала 2–0 тыс. л.н. все эти концентрации были заданы по данным проекта CMIP6 [Meinshausen et al., 2017];

- изменение площади посевов и пастбищ и по данным HYDE-3.2 (History Database of the Global Environment, version 3.2) [Klein Goldewijk et al., 2017];
- изменение плотности населения по тем же данным;
- содержание тропосферных сульфатов на единицу площади поверхности Земли по данным проекта CMIP5 [Lamarque et al., 2010]; при этом считается, что данные для 1850 г. соответствуют сульфатам естественного происхождения и являются представительными для всего голоцена;
- распределение ледовых щитов было задано в соответствии с современным состоянием.

Начальным условием интегрирования было равновесное состояние модели, соответствующее граничным условиям для 10 тыс.л.н.

В указанном расчете при глобальном и среднегодовом осреднении температурный оптимум середины голоцена не проявляется (рис. 4а). Это согласуется с рядом современных данных [Osman et al., 2021; Erb et al., 2022], где этот максимум также не проявляется или слабо выражен. Следует отметить значительные различия между реконструкциями температуры для голоцена [Wanner et al., 2008; Marcott et al., 2013; Marcisek et al., 2019; Kaufman et al., 2020;

Kaufman, Broadman, 2023]. Однако в средних и субполярных широтах летом наблюдается температурный максимум (напр., рис. 5). Следует отметить, что температурный максимум середины голоцена моделью может недооцениваться из-за неучета вариаций ледовых щитов в первой половине голоцена (Abe-Ouchi et al., 2013), а также ввиду неучета сдвига растительных зон при климатических изменениях (Texier et al., 1997). Кроме того, модель в основном воспроизводит долгосрочные региональные изменения приповерхностной температуры в течение последних двух тысячелетий в сравнении с реконструкцией PAGES2k (Past Global Changes, проект для последних 2 тыс. лет; см. рис. 5).

Таким образом, можно утверждать, что, хотя на глобальном уровне современный климат теплее климата середины голоцена, современные температурные режимы для отдельных регионов могут не достигать ещё уровня максимального потепления в оптимум голоцена.

Изменение глобальных осадков P_g на межтысячелетних масштабах тесно связано с соответствующим изменением T_g (не показано). Однако эта связь нарушается в середине голоцена из-за особенностей широтного и сезонного распределения солнечной энергии, влияющей на интенсивность испарения.

Площадь выгорания из-за природных пожаров S_f постепенно увеличивается в течение голоцена из-за роста числа антропогенных возгораний (рис. 4б). Однако в середине XX в. эта площадь начинает уменьшаться за счёт влияния

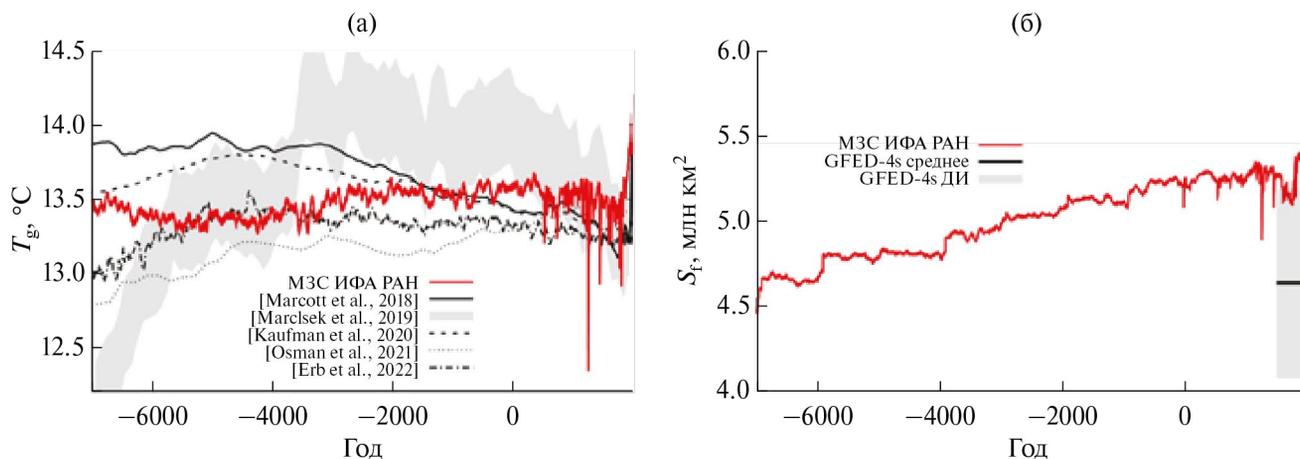


Рис. 4. Средняя глобальная температура приповерхностного воздуха T_g в голоцене (а) и площади выгорания из-за природных пожаров (б) по расчётам с МЗС ИФА РАН

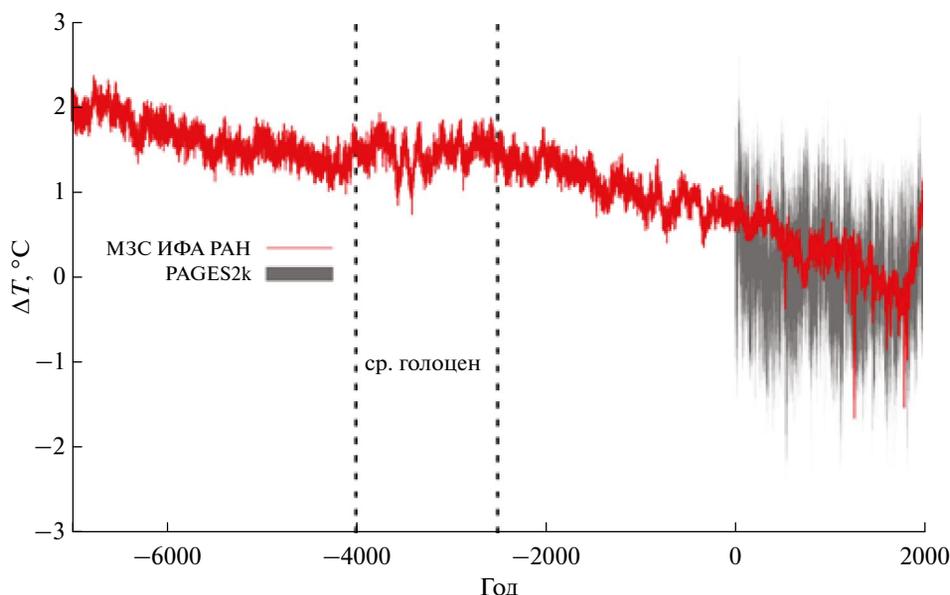


Рис. 5. Аномалии (относительно среднего для 1500–2000 гг.) приповерхностной температуры в регионе Европы (35–70° с.ш., 10–40° ов.д.) по расчетам с МЗС ИФА РАН в сравнении с данными реконструкции PAGES2k

подавления пожаров человеком. Для современного периода модель несколько завышает значение S_f по сравнению с данными GFED-4s (Global Fire Emission Database, version 4s) [Randerson et al., 2012]. Отметим, что в настоящее время только относительно небольшое число современных МЗС способно воспроизводить природные пожары с очень большим разбросом современной площади выгорания [Kloster, Lasslop, 2017].

3.3. Изменения климата в XXI в.

С предыдущими версиями МЗС ИФА РАН были выполнены оценки изменений климата при задании антропогенного воздействия на климат в соответствии со сценариями семейств IS92 [Climate Change, 1992] (см. [Мохов и др., 2002]), SRES (Special Report on Emission Scenarios) [Climate Change, 2001] (см. [Мохов и др., 2005б]) и RCP (Representative Concentration Pathways) [Lamarque et al., 2010; van Vuuren et al., 2011; Taylor et al., 2012] (см [Мохов, Елисеев, 2012]; отметим, что сценарии RCP также предусматривали будущее изменение солнечной постоянной в виде повторяющегося 11-летнего цикла, соответствующего солнечному циклу 23). Кроме того, ранее с моделью были также проведены расчеты при сценариях антропогенного воздействия на климат, подготовленных в Московском энергетическом институте [Аржанов и др., 2012].

К настоящему времени с моделью также проведены соответствующие оценки для 2015–2200 гг. при сценариях семейства SSP (Shared Socio-economic Pathways) [Gidden et al., 2019], входящие в условия проекта СМIP6. При этом учитывались следующие воздействия на климат:

- интенсивность антропогенных выбросов CO_2 из-за сжигания ископаемого топлива и производства цемента;
- изменения концентраций CH_4 и N_2O в атмосфере;
- изменение площади посевов и пастбищ;
- изменение солнечной постоянной (в соответствии со стандартным сценарием ref СМIP6; см. ниже);
- содержание сульфатов в тропосфере на единицу площади;
- плотность населения.

Последние два воздействия были взяты из соответствующих сценариев RCP (таблица соответствия между сценариями RCP и SSP доступна в [Gidden et al., 2019]). Наличие в модели блока углеродного цикла позволяет рассчитывать связанные с землепользованием выбросы углекислого газа в атмосферу и вычислять концентрацию CO_2 в атмосфере $q\text{CO}_2$. В качестве начальных условий интегрирования использо-

валось состояние, достигаемое моделью к концу 2014 г. в численном эксперименте CMIP6 “historical”.

В этих численных экспериментах $q\text{CO}_2$ в 2017 г. достигает 407 млн^{-1} (рис. 6а) в согласии с данными наблюдений [Le Quèrè et al., 2018]. По расчетам с МЗС ИФА РАН в 2050 г. $q\text{CO}_2$ вырастет относительно 2017 г. на $15\text{--}136 \text{ млн}^{-1}$ в зависимости от сценария. К 2100 г. концентрация CO_2 в атмосфере в 2100 г. в зависимости от сценария будет либо меньше (на 37 млн^{-1} при сценарии SSP1-2.6), либо больше (на 49 млн^{-1} при сценарии SSP2-4.5 и на 600 млн^{-1} при сценарии SSP5-8.5), чем в 2017 г. Содержание CO_2 в атмосфере в расчетах с моделью меньше, чем в исходных сценариях SSP, подготовленных CMIP6. В XXII столетии при сценарии SSP2-4.5 $q\text{CO}_2$ практически стабилизируется (возрастая лишь на 13 млн^{-1}), при сценарии SSP2-4.5, уменьшается до 347 млн^{-1} при сценарии SSP1-2.6 и достигает 2048 млн^{-1} при сценарии SSP5-8.5

При сценарии SSP1-2.6 T_g достигает максимума (на 1.0°C выше среднего для 2000–2015 гг.) в 2070-х гг. (рис. 6б), после чего начинает уменьшаться, так что ее изменение ΔT_g относительно среднего для 2000–2015 гг. к 2100 г. равно 0.9°C , а к 2200 г. – 0.2°C . При сценарии SSP2-4.5 ΔT_g к концу XXI века составляет 1.6°C , а концу XXII в. – 1.7°C . Наибольший рост T_g относительно среднего для 2000–2015 гг. отмечается при сценарии SSP5-8.5 – на 2.7°C к 2100 г. и на 5.2°C к 2200 г. С учетом потепления в эксперименте “historical”, потепление с 1850–1900 гг. к 2090–2100 гг. при этих сценариях равно 1.8 , 2.7 и 3.5°C

соответственно. Эти значения ΔT_g находятся в нижней части интервалов, характерных для моделей ансамбля CMIP6 (рис. 4.2 из [Climate Change, 2021]).

Потепление климата наиболее заметно в средних и субполярных широтах Северного полушария, особенно над сушей (рис. 7). К концу XXI в. над сушей изменение среднегодовой температуры ΔT относительно среднего значения для 2000–2015 г. составляет $2\text{--}5^\circ\text{C}$ в зависимости от сценария. К концу XXII в. при сценарии SSP1-2.6 ΔT уменьшается и не превышает 2°C . Подобно полученному для T_g , при сценарии SSP2-4.5 среднегодовая температура в XXII столетии изменяется незначительно, тогда как при сценарии SSP5-8.5 среднегодовое потепление относительно среднего для 2000–2015 г. над сушей средних и субполярных широт достигает $10\text{--}15^\circ\text{C}$, а над Северным Ледовитым океаном ΔT превышает 15°C .

Изменение других климатических переменных в расчётах с МЗС ИФА РАН при сценариях SSP рассматриваются в последующих разделах.

3.4. Роль внешних воздействий в изменениях климата в XX–XXII вв.

С моделью были поставлены специальные эксперименты по выделению вклада воздействий различного типа в климатические изменения в индустриальный период. В частности, было показано, что, в согласии с данными [Climate Change, 2013, 2021] основная роль в конце XX–начале XXI вв. принадлежит антропогенному парниковому эффекту, который несколько

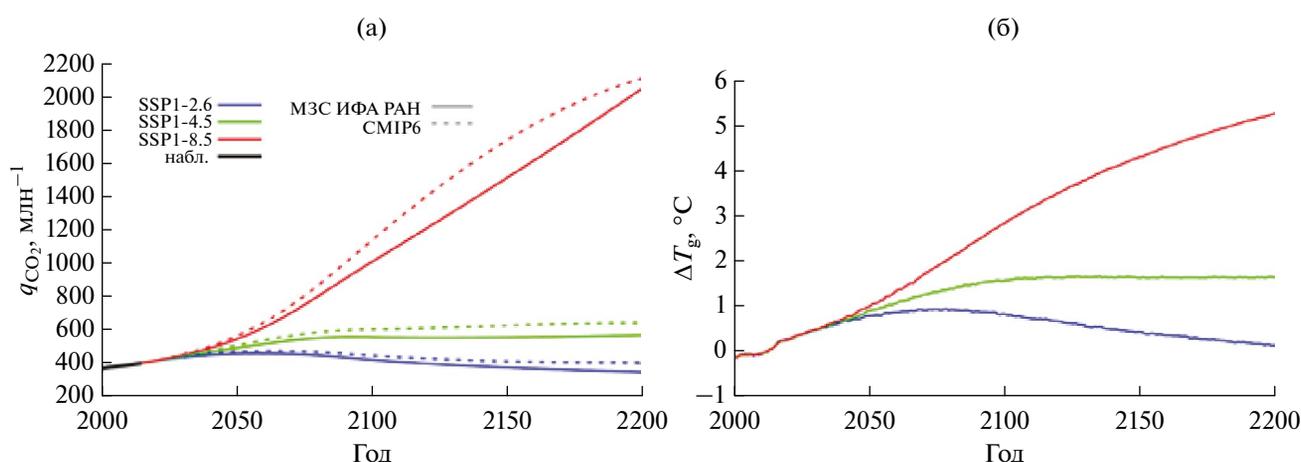


Рис. 6. Концентрация CO_2 в атмосфере (а) и изменение средней глобальной температуры приповерхностного воздуха относительно 2000–2015 гг. (б) при сценариях SSP

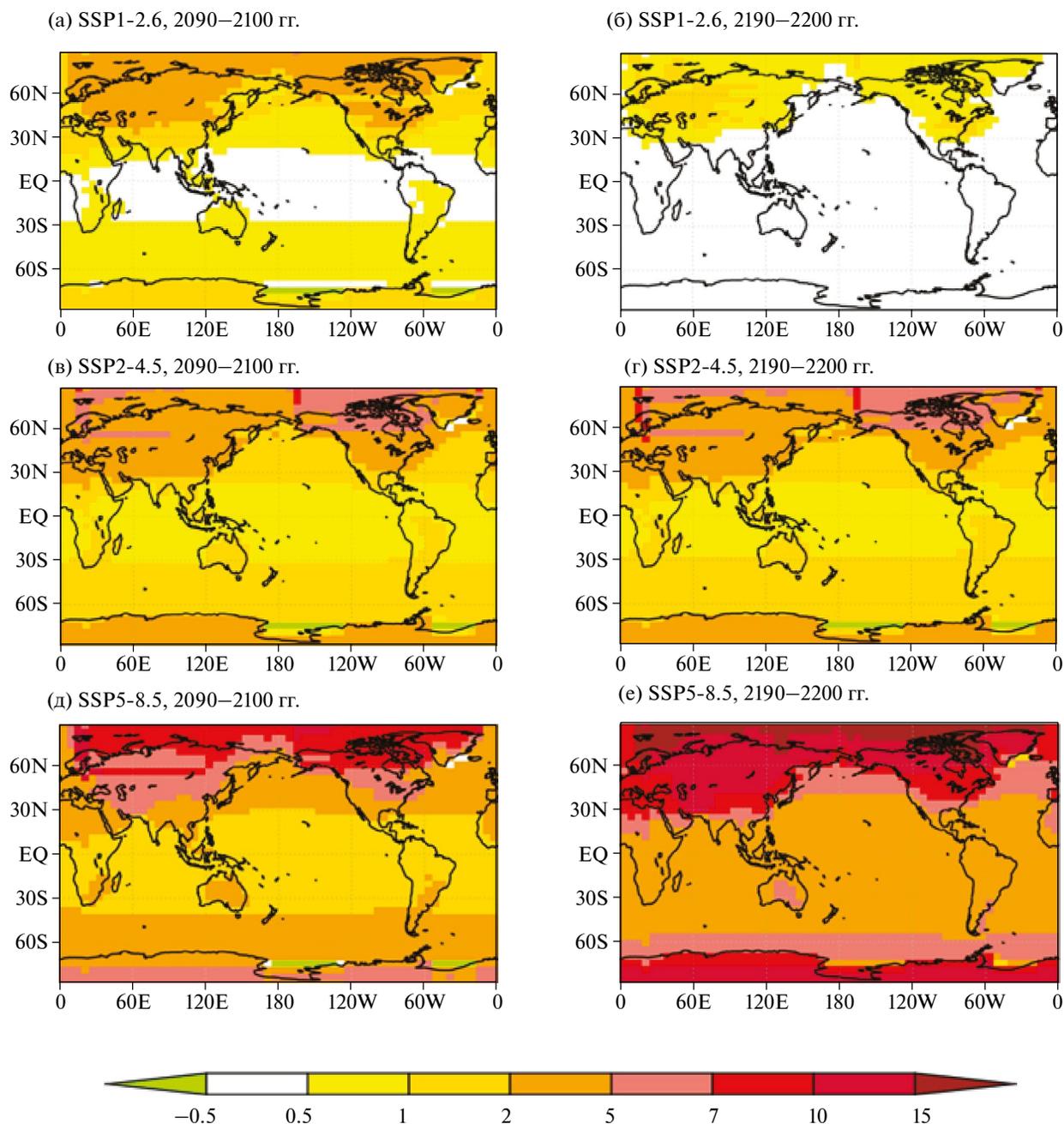


Рис. 7. Изменение приповерхностной температуры T в расчетах с МЗС ИФА РАН при сценариях SSP1-2.6 (а и б), SSP2-4.5 (в и г) и SSP5-8.5 (д и е) в 2090–2100 гг. (а, в, д) и в 2190–2200 гг. (б, г, е) относительно среднего за 2000–2015 гг.

компенсируется увеличением нагрузки антропогенных аэрозолей в тропосфере [Елисеев и др., 2007б]. В период с начала XVIII в. до середины XX в. на глобальном уровне также значительно влияние землепользования [Елисеев, Мохов, 2011], что согласуется также с результатами [Brovkin et al., 2006]. Вклад естественных воздействий (изменения солнечной постоянной и вулканическая активность) способен объяснить

не более 15% изменения температуры на вековом масштабе в индустриальный период [Мохов и др., 2006а; Елисеев, Мохов, 2008]. Последнее согласуется с [Lean, Rind, 2008; Zhou, Tung, 2010; Solanki et al., 2013; Schurer et al., 2014].

С МЗС ИФА РАН были проведены расчёты с выделением вклада различных воздействий (заданных по данным проекта CMIP6) в измене-

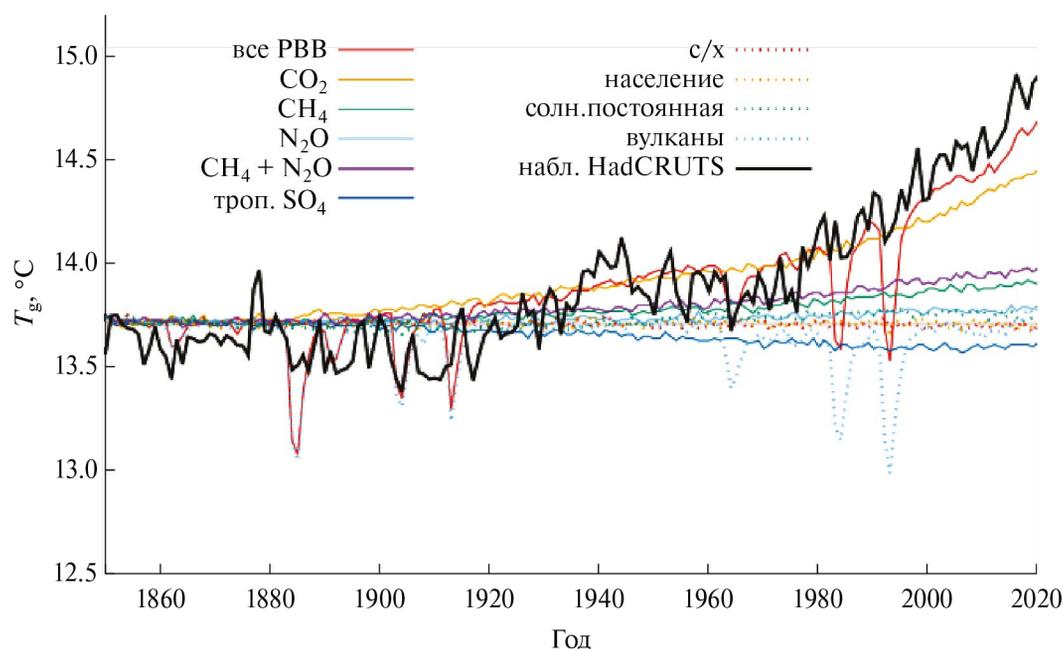


Рис. 8. Вклад различных воздействий в изменение климата индустриального периода по расчетам с МЗС ИФА РАН

ние климата индустриального периода [Метан и климатические изменения..., 2022]. Получено, что и для приповерхностной температуры, и для количества осадков примерно 2/3 вынужденного отклика связано с влиянием роста содержания углекислого газа в атмосфере (рис. 8). Следующим по важности внешним фактором (16–21% в зависимости от временного интервала) является накопление метана в атмосфере. Вклад изменения закиси азота в вынужденный отклик климата в XX в. составляет порядка нескольких процентов. Не более 10% изменений климата между указанными временными интервалами связано с увеличением притока энергии от Солнца. Сильнейшим воздействием, компенсирующим антропогенный парниковый форсинг (т.е. замедляющим потепление климата XX века) являются тропосферные (прежде всего антропогенные) аэрозоли. Их вклад в изменение климата равен –11% на глобальном уровне. Пространственные особенности изменений температуры в целом подобны между различными типами воздействий, но с масштабированием отклика относительно среднеглобального изменения.

Кроме того, с МЗС ИФА РАН ранее были проведены оценки влияния естественных воздействий (изменения солнечной постоянной и вулканическая активности) на изменения кли-

мата в XXI в. Сценарии вариаций характеристик этих воздействий при этом были построены с использованием статистических моделей [Мохов и др., 2006б, 2008]. При этом было получено, что вклад этих воздействий в XXI в. пренебрежимо мал по сравнению с вкладом антропогенных воздействий. Эти результаты согласуются с [Jones et al., 2013; Sedlacek et al., 2023].

В проекте CMIP6 с использованием статистической модели построены сценарии изменения солнечной постоянной в XXI–XXII вв. [Matthes et al., 2017]. При этом, наряду со сценарием ref, для которого эта модель настраивалась по данным спутниковой эры, характеризующихся вековым максимумом солнечной активности, построен и сценарий ext, в котором учитывались прошлые вековые минимумы солнечной активности (по прокси-данным), а также его варианты ext-PMIP4, ext-¹⁰Be и ext-¹⁴C, в которых используются меньшие массивы таких прокси-данных. Сценарий ext-PMIP4 характеризуется развитием векового минимума солнечной активности в середине XXII в., сценарий ext-¹⁴C – увеличенной примерно вдвое амплитудой 11-летнего солнечного цикла, тогда как сценарии ext и ext-¹⁰Be не отличаются от сценария ref принципиальным образом.

В данной работе были проведены расчеты с такими сценариями изменения при задании

разных сценариев антропогенного воздействия на климат семейства SSP. Наиболее значимо от расчетов при сценарии ref отличаются расчёты при сценарии ext-PMIP4 (рис. 9а). Различие оцененной приповерхностной температуры при этом сценарии от соответствующих оценок при сценарии ref мало зависит от сценария антропогенного воздействия и во второй половине XX в. достигает 0.4°C . С этими результатами хорошо согласуются результаты, полученные в [Feulner, Rahmstorf, 2010; Arsenovic et al., 2018], в которых, использовались другие сценарии антропогенного воздействия, а межвековой минимум солнечной активности был искусственно задан в XXI в. Следует отметить, что эффект выбора сценария изменения солнечной постоянной значим для сценария SSP1-2.6 с относительно малыми антропогенными эмиссиями парниковых газов в атмосферу и малозначим для сценария SSP5-8.5 с сильным ростом таких эмиссий.

Различие среднегодовой температуры между сценариями изменения солнечной постоянной ref и ext-PMIP4 во второй половине XXI века наиболее значимо в средних (особенно над сушей) и высоких широтах Северного и Южного полушария. В частности, оно превышает 1°C в Арктике. Подобные различия приповерхностной температуры между двумя сценариями отмечены и для отдельных сезонов. Отмеченные результаты подтверждаются результатами, полученными в [Feulner, Rahmstorf, 2010; Arsenovic et al., 2018].

4. ДРУГИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ С МЗС ИФА РАН

4.1. Моделирование многолетнемерзлых грунтов

Площадь распространения приповерхностного многолетнемерзлого грунта (ПММГ) S_p в модели в XX–начале XXI вв. составляет 16–22 млн км² [Аржанов и др., 2008; Елисеев и др., 2009; Аржанов и др., 2010; Аржанов и др., 2013], что согласуется с современными эмпирическими оценками (рис. 10а). В расчетах при сценариях SSP (см. раздел 3.3) к 2100 г. потепление климата приводит к сокращению этой площади до 5–15 млн км² в зависимости от сценария. В XXI в. при всех сценариях происходит полная деградация ПММГ в Европе (включая европейскую часть России), а в Сибири и в Северной Америке глубина сезонного протаивания увеличивается на несколько десятков сантиметров (рис. 10б–г). Это находится в пределах интервала, полученного для других климатических моделей при сценариях семейства RCP [Koven et al., 2013]. При сценарии SSP1-2.6 минимальное значение S_p , равное 14 млн км², достигается к концу XXI в., а затем увеличивается, достигая 18 млн км² к концу XXII столетия. При сценарии SSP2-4.5 в начале XXII в. площадь распространения ПММГ стабилизируется на значении 9 млн км², тогда как при сценарии SSP5-8.5 к середине XXII в. приповерхностные многолетнемерзлые почвогрунты деградируют практи-

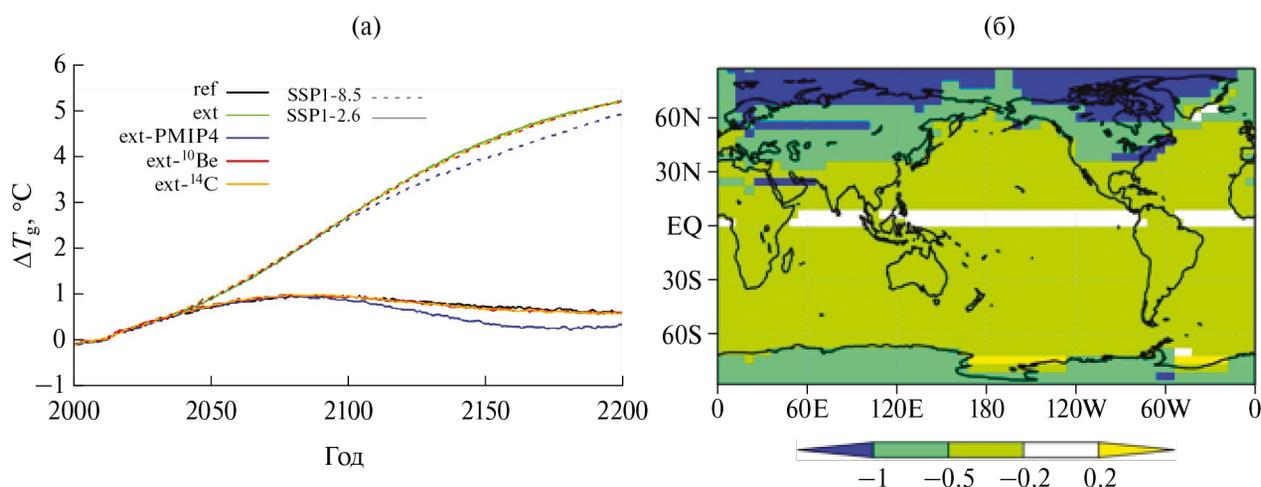


Рис. 9. Изменение глобальной среднегодовой приповерхностной температуры атмосферы в численных экспериментах при сценариях семейства SSP и различных сценариях изменения солнечной постоянной, доступных в проекте CMIP6 (а), а также разность (между сценариями изменения солнечной постоянной ext-PMIP4 и ref) для значений среднегодовой приповерхностной температуры, осреднённой для 2050–2060 гг., при сценарии SSP1-2.6 (б)

чески полностью. Во всех случаях отклик площади распространения ПММГ запаздывает относительно изменений глобальной температуры на несколько десятилетий.

Чувствительность S_p к изменению температуры на единичное среднеглобальное потепление климата близка к $-(4-6)$ млн км²/°С в зависимости от сценария SSP. Это в целом согласуется с соответствующими оценками для моделей ансамблей CMIP5 ($-(3-5)$ млн км²/°С [Koven et al., 2013; Chadburn et al., 2017]) и CMIP6 ($-(0-4)$ млн км²/°С [Burke et al., 2020]).

Кроме того, с МЗС ИФА РАН были проведены численные эксперименты, в которых сценарии семейства RCP были продолжены идеализированными сценариями снижения концентрации парниковых газов в атмосфере [Елисеев и др.,

2012; Eliseev et al., 2014b]. При этом показана возможность гистерезиса для зависимости S_p от T_g . В некотором интервале значений T_g (зависящем от сценария внешнего воздействия) при заданном значении этой температуры S_p оказывается больше в случае потепления климата, чем в случае его похолодания. Это связано с тем, что состояние почвогрунта в регионах внетропических болот и вблизи границы современного распространения ПМВ зависит от направления внешнего воздействия на климат. Таким образом, в терминах T_g деградация ПММГ при потеплении климата оказывается более быстрой, чем восстановление ПММГ при последующем восстановлении доиндустриального состояния. При этом выявлено, что гистерезис площади распространения приповерхностного много-

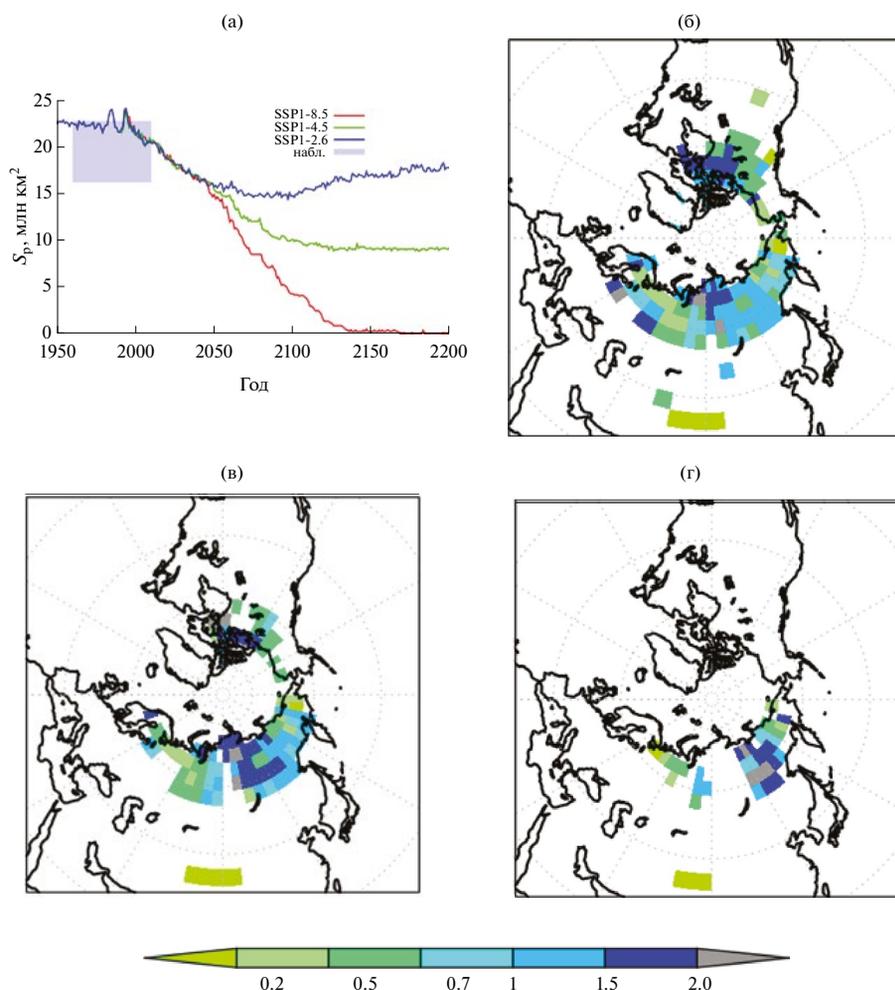


Рис. 10. Площадь распространения приповерхностных многолетнемерзлых грунтов по расчетам с МЗС ИФА РАН в сравнении с интервалом эмпирических оценок [Zhang et al., 2008; Tarnocai et al., 2009] (а), а также глубина слоя сезонного протаивания в регионах распространения такого грунта, осредненная для 2000–2015 гг. (б) и для 2090–2100 гг. при сценариях SSP1-2.6 и SSP1-8.5 (в и г соответственно)

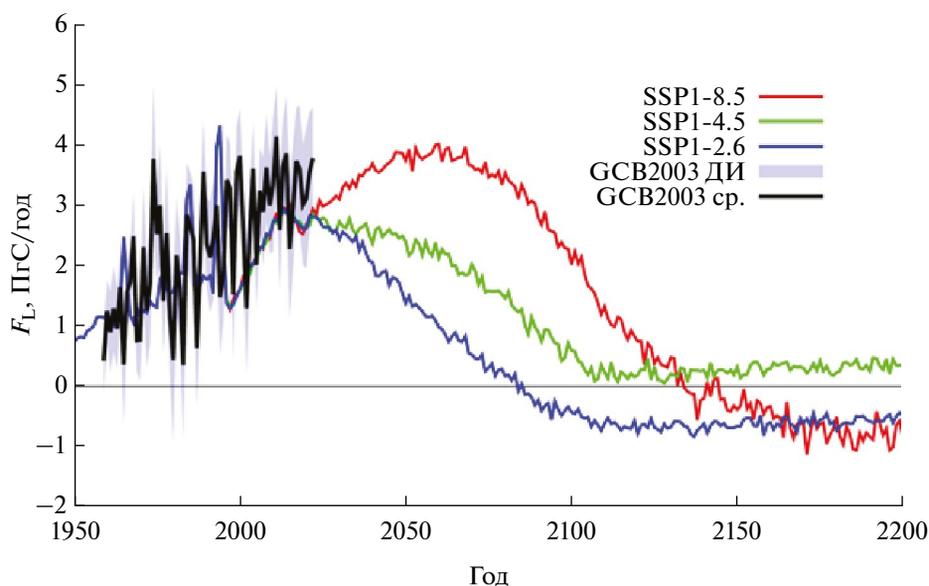


Рис. 11. Глобальная интенсивность поглощения CO_2 из атмосферы наземными экосистемами в численных экспериментах с МЗС ИФА РАН при сценариях SSP в сравнении с оценками проекта GCB2023

летнемёрзлого грунта проявляется в регионах распространения торфяников и связан с инерционностью их отклика на изменение температуры атмосферы. Как следствие, учет влияния торфа на термофизические параметры почвы является особенностью модели, принципиальной для воспроизведения гистерезиса ПММГ.

4.2. Моделирование углеродного и метанового циклов

Наличие в МЗС ИФА РАН блока углеродного цикла позволяет оценивать изменения характеристик обмена углекислым газом между атмосферой и естественными резервуарами — океаном и наземными экосистемами.

В частности, в экспериментах, поставленных в соответствии с условиями проекта CMIP6 (разделы 3.1, 3.3) модель реалистично воспроизводит междесятилетние изменения интенсивности обмена между атмосферой и наземными экосистемами (рис. 11) и океана (не показано) в последние несколько десятилетий по сравнению с данными проекта GCB2023 (Global Carbon Project 2023) [Friedlingstein et al., 2023].

В XXI в. при всех сценариях SSP интенсивность обмена между атмосферой и наземными экосистемами F_L уменьшается (рис. 11). При этом если при сценарии SSP2-4.5 эта интенсивность стабилизируется в начале XXII века на значении около 0.3 ПгС/год, то при сценариях SSP1-2.6 (с активным переходом к «зеленым» технологи-

ям уже в ближайшие десятилетия) и SSP5-8.5 (с интенсивным производством энергии за счёт сжигания ископаемого топлива) интенсивность этого потока переходит через ноль (в конце XXI и в середине XXII в. соответственно) и становится отрицательной, стабилизируясь в конце XXII в. на значениях -0.6 ПгС/год и -0.8 ПгС/год соответственно. Таким образом, при этих двух сценариях в XXII в. наземные экосистемы начинают выделять CO_2 в атмосферу, а не поглощать его (даже без учета эмиссий диоксида углерода в атмосферу из-за землепользования). Для обоих сценариев переход обусловлен интенсификацией разложения органики почвы при потеплении. Однако для сценария SSP1-2.6 дополнительно играет роль ослабление эффекта фертилизации наземной растительности при возвращении $q\text{CO}_2$ к доиндустриальному значению (рис. 6а). Взаимная компенсация эффектов фертилизации и влияния изменений климата на обмен CO_2 между атмосферой и наземными экосистемами приводит к стабилизации F_L на небольшом положительном значении. Важным также является то, что современная интенсивность F_L утрачивается во второй половине XXI в. в расчетах при большинстве сценариев SSP.

Следует отметить, что подобная смена знака в расчетах с МЗС ИФА РАН отмечается также и отдельно для территории России [Денисов и др., 2019] и других крупных стран [Денисов и др.,

2022]. Кроме того, эта смена знака на глобальном уровне и на уровне крупных стран проявляется в моделях ансамбля CMIP6 [Climate Change, 2013, 2021; Денисов и др., 2024].

Наличие блока торфяных пожаров в МЗС ИФА РАН позволяет проанализировать роль пожаров этого типа в глобальном углеродном цикле. При этом получено, что, хотя общий вклад торфяных пожаров в общие глобальные эмиссии CO_2 в атмосферу из-за природных пожаров E_f мал, они играют значительную роль в межгодовой изменчивости E_f [Елисеев и др., 2014].

Кроме того, в расчетах с МЗС ИФА РАН был выявлен гистерезис характеристик углеродного цикла при немонотонных антропогенных эмиссиях CO_2 в атмосферу [Елисеев, Гизатуллин, 2024]. Он связан с конечностью времени отклика характеристик климата и углеродного цикла на внешние воздействия.

Наряду с углеродным циклом, в МЗС ИФА РАН реализован интерактивный цикл метана, учитывающий отклик на климатические изменения эмиссий метана из переувлажненных экосистем в атмосферу. Наиболее важным результатом этих расчетов является выявление интенсификации эмиссии болотных экосистем при потеплении климата [Елисеев и др., 2008а; Денисов и др., 2013] с существенным увеличением накопления CH_4 в атмосфере. Однако развивающееся при этом дополнительное радиационное возмущающее воздействие и, следовательно, климатический отклик невелики. Это делает обратную связь между климатом и метановым циклом односторонней — значимую роль играет только влияние изменений климата на глобальный цикл метана, а не обратное ему.

4.3. Анализ причинно-следственных связей в Земной климатической системе

Анализ причинно-следственных связей в Земной климатической системе — один из наиболее важных результатов, полученных с МЗС ИФА РАН.

В частности, ранее было отмечено, что для ряда данных $q\text{CO}_2$ отстает (а не опережает) температуру. Это запаздывание составляет несколько сот лет по данным ледовых кернов, характеризующих несколько последних ледниковых циклов плейстоцена [Monnin et al., 2001; Caillon et al., 2003; Мохов и др., 2005а; Bereiter

et al., 2012], и несколько десятков лет для данных, характеризующих последнее тысячелетие (включая малый ледниковый период) [Sheffer et al., 2006; Cox, Jones, 2008] (см. также обзор в [Muryshev et al., 2017]). Такое запаздывание часто используется в качестве аргумента против принципиальной роли антропогенных эмиссий парниковых газов в атмосферу в развитии глобального потепления начала XX–XXI вв.

Однако в расчетах с МЗС ИФА РАН было показано, что такое запаздывание не может служить в качестве подобного аргумента. В частности, было показано, что даже знак такого запаздывания может меняться в зависимости от типа внешнего воздействия (например, при наличии или отсутствии антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу) и от его временного масштаба. Например, в расчетах, подобных проведенным в разделах 3.1 и 3.2, можно выделить временные интервалы без значимых антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу, но с наличием сильного вулканического воздействия (первая половина XIX в., рис. 12а) и с существенными (но немонотонными во времени) эмиссиями диоксида углерода в атмосферу (XXI в., рис. 12б). Если в первом случае $q\text{CO}_2$ запаздывает относительно T_g , то во втором, наоборот, опережает глобальную температуру. Более систематически это проанализировано в [Muryshev et al., 2017]. При этом можно выделить ряд механизмов, приводящих к взаимному запаздыванию между $q\text{CO}_2$ и T_g и связанным с временными масштабами отклика ЗКС на внешнее воздействие того или иного типа [Muryshev et al., 2017; Мурышев и др., 2017], взаимное влияние одновременных антропогенных эмиссий различных парниковых газов в атмосферу [Мурышев и др., 2018] и нелинейные процессы в ЗКС [Мурышев и др., 2021]. Следует отметить, что различие между знаками взаимного запаздывания между концентрацией CO_2 в атмосфере и глобальной температурой в зависимости от выбора временного интервала также проявляется в моделях общей циркуляции проекта CMIP6 [Мурышев и др., 2024].

Таким образом, указанное взаимное запаздывание между концентрацией CO_2 в атмосфере и глобальной температурой не может быть использовано для вывода о причинно-следственных связях в Земной климатической системе. Следовательно, оно не противоречит основному вкладу антропогенных парниковых

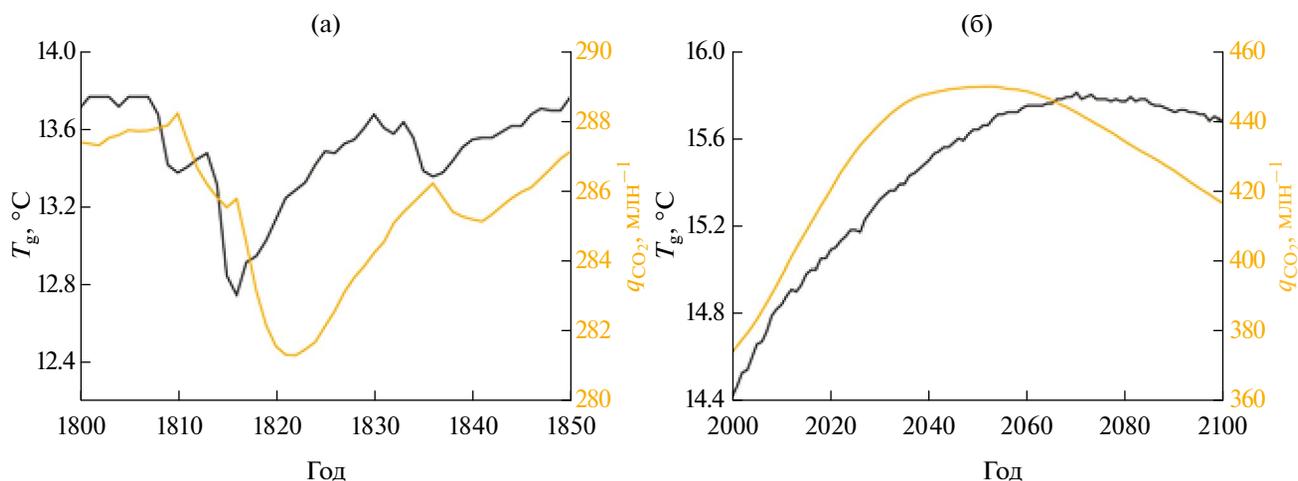


Рис. 12. Изменение глобальной температуры T_g и концентрации CO_2 в атмосфере q_{CO_2} в расчетах с МЗС ИФА РАН с интерактивным углеродным циклом в первой половине XIX в. (а) и в XXI в. (б)

газов в изменения климата последних нескольких десятилетий.

5. ВЫВОДЫ

Представленные результаты свидетельствуют, что МЗС ИФА РАН может быть использована для широкого круга задач, связанных с анализом отклика Земной климатической системы на внешние воздействия на временных масштабах от десятилетий до тысяч и более лет.

Среди основных результатов, полученных с моделью, было выявлено следующее:

- даже если на глобальном уровне современный климат теплее климата середины голоцена, то современные температурные режимы для отдельных регионов могут не достигать еще уровня максимального потепления в оптимуме голоцена;
- анализ вклада основных климатических воздействий в изменения климата индустриального периода;
- эффект гистерезиса площади распространения приповерхностного многолетнемерзлого грунта в зависимости от изменения глобальной температуры;
- утрата наземными экосистемами способности поглощать CO_2 из атмосферы при продолжении современного потепления климата;
- интенсификация эмиссии болотных экосистем при потеплении климата с существенным увеличением накопления CH_4 в атмосфере, но слабым влиянием на модификацию

изменений климата (обратная связь между климатом и метановым циклом становится односторонней);

- знак взаимного запаздывания между концентрацией CO_2 в атмосфере и глобальной температурой может меняться в зависимости от типа внешнего воздействия и от его временного масштаба. Таким образом, оно не противоречит основному вкладу антропогенных парниковых газов в изменения климата последних нескольких десятилетий.

В настоящее время проводится дальнейшее развитие МЗС ИФА РАН с целью расширения круга задач, которые могут быть решены с ее использованием. В частности, в ближайшее время в модель планируется внедрить цикл серы в атмосфере [Eliseev et al., 2021] и модуль вычисления динамики ледовых щитов [Плосков и др., 2023].

БЛАГОДАРНОСТИ

В заключение авторы благодарят коллег, которые принимали участие в разработке модели, постановке и анализе численных экспериментов. Отметим ключевой вклад В.К. Петухова в создание первоначальных версий модели. Авторы выражают особую благодарность Г.С. Голицыну, который на протяжении многих лет содействовал развитию модели. Существенная часть важнейших результатов, полученных впервые с МЗС ИФА РАН, была опубликована в журнале «Известия РАН. Физика атмосферы и океана».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Елисеев А.В. и др.* Воспроизведение характеристик температурного и гидрологического режимов почвы в равновесных численных экспериментах с моделью климата промежуточной сложности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 591–610.
- Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Мохов И.И.* Моделирование осадки оттаивания многолетнемерзлых грунтов // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 3. С. 37–42.
- Аржанов М.М., Елисеев А.В., Клименко В.В. и др.* Оценки климатических изменений в Северном полушарии в XXI веке при альтернативных сценариях антропогенного воздействия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 6. С. 643–654.
- Аржанов М.М., Елисеев А.В., Мохов И.И.* Влияние климатических изменений над сушей внетропических широт на динамику многолетнемерзлых грунтов при сценариях RCP в XXI веке по расчетам глобальной климатической модели ИФА РАН // Метеорология и гидрология. 2013. № 7. С. 31–42.
- Володин Е.М.* Воспроизведение современного климата моделью климатической системы INMCM60 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 1. С. 19–26.
- Володин Е.М., Грицун А.С.* Воспроизведение возможных будущих изменений климата в XXI веке с помощью модели климата INM-CM5 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 56. № 3. С. 255–266.
- Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И.* Изменения климата в глобальной модели ИФА РАН с учетом взаимодействия с метановым циклом при антропогенных сценариях семейства RCP // Метеорология и гидрология. 2013. № 11. С. 30–41.
- Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И.* Вклад естественных и антропогенных эмиссий CO₂ и CH₄ в атмосферу с территории России в глобальные изменения климата в XXI веке // Доклады РАН. 2019. Т. 488. № 1. С. 74–80.
- Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И.* Модельные оценки вклада в глобальные изменения климата в XXI в. естественные и антропогенные эмиссий CO₂ и CH₄ в атмосферу с территории России, Китая, Канады и США // Метеорология и гидрология. 2022. № 10. С. 18–32.
- Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И.* Естественные стоки и источники CO₂ и CH₄ в атмосфере российских регионов и их вклад в изменения климата в XXI веке по расчетам с ансамблем моделей CMIP6 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2024. Т. 60. № 2. С. 157–171.
- Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М.* Модельные оценки глобальных и региональных эмиссий метана в атмосферу влажными экосистемами // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 5. С. 543–549.
- Елисеев А.В.* Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учетом неопределенности значений параметров наземной биоты // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 2. С. 147–170.
- Елисеев А.В.* Предотвращение изменений климата за счет эмиссии сульфатов в стратосферу: влияние на глобальный углеродный цикл и наземную биосферу // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 6. С. 467–474.
- Елисеев А.В.* Влияние соединений серы в тропосфере на наземный углеродный цикл // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 6. С. 673–683.
- Елисеев А.В.* Иерархия моделей Земной климатической системы // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 2024. Т. LXVII. № 7. С. 545–561.
- Елисеев А.В., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Мохов И.И.* Изменения климатических характеристик суши внетропических широт Северного полушария в XXI веке: оценки с климатической моделью ИФА РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 291–304.
- Елисеев А.В., Гизатуллин Р.Д.* Гистерезисный отклик наземного углеродного цикла на антропогенные эмиссии CO₂ в атмосферу // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2024. Т. 60. № 3. С. 295–307.
- Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Аржанов М.М., Мохов И.И.* Гистерезис зависимости площади приповерхностной вечной мерзлоты от глобальной температуры // Доклады РАН. 2012. Т. 444. № 4. С. 444–447.
- Елисеев А.В., Мохов И.И.* Влияние вулканической активности на изменение климата последних нескольких веков: оценки с климатической моделью промежуточной сложности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 6. С. 723–746.
- Елисеев А.В., Мохов И.И.* Влияние учета радиационного эффекта изменения альbedo поверхности суши при землепользовании на воспроизведение климата XVI–XXI веков // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 1. С. 18–34.
- Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М. и др.* Учет взаимодействия метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008а. Т. 44. № 2. Р. 147–162.
- Елисеев А.В., Мохов И.И., Карпенко А.А.* Вариации климата и углеродного цикла в XX–XXI веках в модели

- промежуточной сложности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007а. Т. 43. № 1. С. 3–17.
- Елисеев А.В., Мохов И.И., Карпенко А.А.* Влияние учета прямого радиационного воздействия сульфатных аэрозолей на результаты численных экспериментов с климатической моделью промежуточной сложности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007б. Т. 43. № 5. С. 591–601.
- Елисеев А.В., Мохов И.И., Чернокульский А.В.* Влияние низовых и торфяных пожаров на эмиссии CO₂ в атмосферу // Доклады РАН. 2014. Т. 459. № 4. С. 496–500.
- Елисеев А.В., Мохов И.И., Чернокульский А.В.* Влияние молниевой активности и антропогенных факторов на крупномасштабные характеристики природных пожаров // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 1. С. 3–14.
- Елисеев А.В., Плосков А.Н., Чернокульский А.В., Мохов И.И.* Связь частоты молний со статистическими характеристиками конвективной активности в атмосфере // Доклады РАН. 2019а. Т. 485. № 1. С. 76–82.
- Елисеев А.В., Сергеев Д.Е.* Влияние подсеточной неоднородности растительности на расчёты характеристик углеродного цикла // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 259–270.
- Елисеев А.В., Чжан М., Гизатуллин Р.Д. и др.* Влияние сернистого газа в атмосфере на наземный углеродный цикл // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019б. Т. 55. № 1. С. 41–53.
- Математическое моделирование Земной системы / ред. Яковлев Н.Г. М.: МАКС Пресс, 2016. 328 с.
- Метан и климатические изменения: научные проблемы и технологические аспекты / Ред. Бондур В.Г., Мохов И.И., Макошко А.А. М.: Российская академия наук, 2022. 388 с.
- Мохов И.И.* Модельные оценки возможных климатических изменений в XXI веке в сопоставлении с климатическими изменениями в прошлом и настоящем / Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий: проблема Киотского протокола: материалы Совета-семинара при Президенте РАН. М.: Наука. 2006. С. 75–93.
- Мохов И.И.* Диагноз и моделирование глобальных и региональных климатических изменений с определением влияния естественных и антропогенных факторов / Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. VI. Изменения климата: Влияние внеземных и земных факторов. М.: ИФА РАН, 2008. С. 37–51.
- Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В., Карпенко А.А.* Взаимосвязь изменений глобальной приповерхностной температуры с изменениями солнечной активности по данным наблюдений и реконструкций для XVII–XX веков и по модельным расчетам // Доклады РАН. 2006а. Т. 409. № 1. С. 115–119.
- Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В., Карпенко А.А.* Модельные оценки глобальных климатических изменений в XXI веке с учетом различных сценариев вариаций солнечной активности // Доклады РАН. 2006б. Т. 411. № 2. С. 250–253
- Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В., Карпенко А.А.* Модельные оценки возможных климатических изменений в XXI веке при различных сценариях солнечной и вулканической активности и антропогенных воздействий // Космические исследования. 2008а. Т. 46. № 4. С. 363–367.
- Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В., Карпенко А.А.* Солнечная активность и оценки ее влияния на глобальную температуру / В: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. VIII. Солнечная активность и физические процессы в системе Солнце – Земля. М.: ИГ РАН. 2008б. С.143–148.
- Мохов И.И., Безверхний В.А., Карпенко А.А.* Диагностика взаимных изменений содержания парниковых газов и температурного режима атмосферы по палеореконструкциям для антарктической станции Восток // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005а. Т. 41. № 5. С. 579–592.
- Мохов И.И., Демченко П.Ф., Елисеев А.В. и др.* Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX–XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 5. С. 629–642.
- Мохов И.И., Елисеев А.В.* Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // Доклады РАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 732–736.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Аржанов М.М. и др.* Моделирование изменений климата в высоких широтах с использованием климатической модели ИФА РАН / В: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. III. Ч. II. Природные процессы в полярных областях Земли. М.: ИГ РАН. 2008в. С. 13–19.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Гурьянов В.В.* Модельные оценки глобальных и региональных изменений климата в голоцене // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 27–32.

- Мохов И.И., Елисеев А.В., Демченко П.Ф. и др. Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН // Доклады РАН. 2005б. Т. 402. № 2. С. 243–247.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Денисов С.Н. Модельная диагностика изменений эмиссии метана болотными экосистемами во второй половине XX века с использованием данных реанализа // Доклады РАН. 2007. Т. 417. № 2. С. 258–262
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Карпенко А.А. Чувствительность к антропогенным воздействиям глобальной климатической модели ИФА РАН с интерактивным углеродным циклом // Доклады РАН. 2006в. Т. 407. № 3. С. 400–404.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Карпенко А.В. Взаимодействие климата и углеродного цикла в 20-21 вв. по расчетам с глобальной климатической моделью // Вычислительные технологии. 2006г. Т. 11. Ч. 2. С. 156–165.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Хандорф Д. и др. Северо-Атлантическое Колебание: диагноз и моделирование декадной изменчивости и ее долгопериодной эволюции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 5. С. 605–616.
- Мохов И.И., Семенов В.А., Елисеев А.В. и др. Изменения климата и их последствия в высоких широтах: диагностика и моделирование / В: Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. М.: Paulsen. 2011. С. 96–130.
- Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч. Оценки возможных региональных изменений гидрологического режима в XXI веке на основе глобальных климатических моделей // Изв. АН, Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 150–165.
- Мохов И.И., Хон В.Ч. Модельные сценарии изменений стока сибирских рек в XXI веке // Доклады АН. 2002а. Т. 383. № 5. С. 684–687.
- Мохов И.И., Хон В.Ч. Гидрологический режим в бассейнах сибирских рек: модельные оценки изменений в XXI веке // Метеорология и гидрология. 2002б. № 8. С. 77–93.
- Мурьшев К.Е., Елисеев А.В., Денисов С.Н. и др. Фазовый сдвиг между изменениями глобальной температуры и содержания CO₂ в атмосфере при внешних эмиссиях парниковых газов в атмосферу // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 55. № 3. С. 11–19.
- Мурьшев К.Е., Елисеев А.В., Мохов И.И. и др. Влияние нелинейных процессов на временной лаг между изменениями глобальной температуры и содержания углекислого газа в атмосфере // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 1. С. 62–68.
- Мурьшев К.Е., Елисеев А.В., Мохов И.И. и др. Фазовый сдвиг между глобальной приповерхностной температурой и содержанием CO₂ в атмосфере по расчетам с ансамблем моделей CMIP6 // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 516. № 2. С. 632–639.
- Мурьшев К.Е., Тимажев А.В., Дембицкая М.В. Взаимное запаздывание между изменениями глобальной температуры и содержания углекислого газа в атмосфере при непарниковом внешнем воздействии на климатическую систему // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. № 3. С. 84–102.
- Переведенцев Ю.П., Мохов И.И., Елисеев А.В., Мирсаева Н.А. Теория климата. М.: КНОРУС. 2024. 192 с.
- Петухов В.К. Зональная климатическая модель тепло- и влагообмена в атмосфере над океаном // Физика атмосферы и проблема климата / Голицын Г.С., Яглом А.М. (ред.). М.: Наука. 1980. С. 8–41.
- Плюсков А.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Ансамблевое моделирование динамики ледовых щитов в последнем ледниковом цикле // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 1. С. 99–105.
- Abe-Ouchi A., Saito F., Kawamura K. et al. Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume // Nature. 2013. V. 500. № 7461. P. 190–193.
- Arsenovic P., Rozanov E., Anet J. et al. Implications of potential future grand solar minimum for ozone layer and climate // Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. № 5. P. 3469–3483e.
- Bereiter B., Lüthi D., Siegrista M. et al. Mode change of millennial CO₂ variability during the last glacial cycle associated with a bipolar marine carbon seesaw // Proc. Nat. Acad. Sci. 2012. V. 109. № 25. P. 9755–9760.
- Berger A.L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes // J. Atmos. Sci. 1978. V. 35. № 12. P. 2362–2367.
- Blunier T., Chappellaz J.A., Schwander J. et al. Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch // Nature. 1995. V. 374. № 6517. P. 46–49.
- Brovkin V., Claussen M., Driesschaert E. et al. Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity // Clim. Dyn. 2006. V. 26. № 6. P. 587–600.
- Burke E.J., Zhang Y., Krinner G. Evaluating permafrost physics in the Coupled Model Intercomparison Project 6 (CMIP6) models and their sensitivity to climate change // The Cryosphere. 2020. V. 14. № 9. P. 3155–3174.
- Caillon N., Severinghaus J., Jouzel J. et al. Timing of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature changes across Termination III // Science. 2003. V. 299. № 5613. P. 1728–1731.

- Chadburn S., Burke E., Cox P. et al.* An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming // *Nature Clim Change*. 2017. V. 7. № 5. P. 340–344.
- Claussen M., Mysak L., Weaver A. et al.* Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models // *Clim. Dyn.* 2002. V. 18. № 7. P. 579–586.
- Climate Change: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. Intergovernmental Panel on Climate Change / eds: Houghton J.T., Callander B.A., Varney S.K.. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 198 p.
- Climate Change: The Scientific Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change / eds. Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., et al. Cambridge/New York: Cambridge Univ. Press, 2001. 881 p.
- Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / eds. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., et al. Cambridge/New York: Cambridge Univ. Press, 2013. 1535 p.
- Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. / eds. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., et al. Cambridge/New York: Cambridge University Press. 2021. 2391 p.
- Cox P., Jones C.* Illuminating the modern dance of climate and CO₂ // *Science*. 2008. V. 321. № 5896. P. 1642–1644.
- Eby M., Weaver A.J., Alexander K. et al.* Historical and idealized climate model experiments: an EMIC intercomparison // *Clim. Past*. 2013. V. 9. № 3. P. 1111–1140.
- Eliseev A.V., Coumou D., Chernokulsky A.V. et al.* Scheme for calculation of multi-layer cloudiness and precipitation for climate models of intermediate complexity // *Geosci. Model Devel.* 2013. V. 6. № 5. P. 1745–1765.
- Eliseev A.V., Demchenko P.F., Arzhanov M.M., Mokhov I.I.* Transient hysteresis of near-surface permafrost response to external forcing // *Clim. Dyn.* 2014b. V. 42. № 5–6. P. 1203–1215.
- Eliseev A.V., Gizatullin R.D., Timazhev A.V.* ChAP 1.0: A stationary tropospheric sulfur cycle for Earth system models of intermediate complexity // *Geosci. Mod. Devel.* 2021. T. 14. № 12. P. 7725–7747.
- Eliseev A.V., Mokhov I.I.* Amplitude-phase characteristics of the annual cycle of surface air temperature in the Northern Hemisphere // *Adv. Atmos. Sci.* 2003. V. 20. № 1. P. 1–16.
- Eliseev A.V., Mokhov I.I.* Carbon cycle-climate feedback sensitivity to parameter changes of a zero-dimensional terrestrial carbon cycle scheme in a climate model of intermediate complexity // *Theor. Appl. Climatol.* 2007. V. 89. № 1–2. P. 9–24.
- Eliseev A.V., Mokhov I.I.* Eventual saturation of the climate-carbon cycle feedback studied with a conceptual model // *Ecol. Model.* 2008. V. 213. № 1. P. 127–132.
- Eliseev A.V., Mokhov I.I.* Uncertainty of climate response to natural and anthropogenic forcings due to different land use scenarios // *Adv. Atmos. Sci.* 2011. V. 28. № 5. P. 1215–1232.
- Eliseev A.V., Mokhov I.I., Chernokulsky A.V.* An ensemble approach to simulate CO₂ emissions from natural fires // *Biogeosciences*. 2014. V. 11. № 12. C. 3205–3223.
- Eliseev A.V., Mokhov I.I., Rubinsteyn K.G., Guseva M.S.* Atmospheric and coupled model intercomparison in terms of amplitude-phase characteristics of surface air temperature annual cycle // *Adv. Atmos. Sci.* 2004. V. 21. № 6. P. 837–847.
- Erb M.P., McKay N.P., Steiger N. et al.* Reconstructing Holocene temperatures in time and space using paleoclimate data assimilation // *Clim. Past*. 2022. V. 18. № 12. P. 2599–2629.
- Eyring V., Bony S., Meehl G.A. et al.* Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // *Geosci. Mod. Dev.* 2016. V. 9. № 5. P. 1937–1958.
- Feulner G., Rahmstorf S.* On the effect of a new grand minimum of solar activity on the future climate on Earth // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № 5. L05707.
- Flückiger J., Monnin E., Stauffer B. et al.* High resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂ // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 2002. V. 16. № 1. GB001417.
- Friedlingstein P., O'Sullivan M., Jones M.W. et al.* Global Carbon Budget 2023 // *Earth Syst. Sci. Data*. 2023. V. 15. № 12. P. 5301–5369.
- Gao C., Robock A., Ammann C.* Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models // *J. Geophys. Res.: Atmospheres* 2008. V. 113. № D23. D23111.
- Gidden M.J., Riahi K., Smith S.J. et al.* Global emissions pathways under different socioeconomic scenarios for use in CMIP6: a dataset of harmonized emissions trajectories through the end of the century // *Geosci. Mod. Devel.* 2019. V. 12. № 4. P. 1443–1475.
- Handorf D., Petoukhov V.K., Dethloff K. et al.* Decadal climate variability in a coupled atmosphere-ocean climate model of moderate complexity // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № D22. P. 27253–27275.
- Huffman G.J., Adler R.F., Behrangi A. et al.* The New Version 3.2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly and Daily Precipitation Products // *J. Climate*. 2023. V. 36. № 21. P. 7635–7655.

- Jones G.S., Lockwood M., Stott P.A.* What influence will future solar activity changes over the 21st century have on projected global near-surface temperature changes? // *J. Geophys. Res.: Atmospheres*. V. 117. № D5. D05103.
- Kaufman D.S., Broadman E.* Revisiting the Holocene global temperature conundrum // *Nature*. 2023. V. 614. № 7948. P. 425–435.
- Kaufman D., McKay N., Routsom C. et al.* Holocene global mean surface temperature, a multi-method reconstruction approach // *Sci. Data*. 2020. V. 7. P. 201.
- Klein Goldewijk K., Beusen A., Doelman J., Stehfest E.* Anthropogenic land use estimates for the Holocene – HYDE 3.2 // *Earth Syst. Sci. Data*. 2017. V. 9. № 2. P. 927–953.
- Kloster S., Lasslop G.* Historical and future fire occurrence (1850 to 2100) simulated in CMIP5 Earth System Models // *Glob. Planet. Change*. 2017. V. 150. P. 58–69.
- Koven C.D., Riley W.J., Stern A.* Analysis of permafrost thermal dynamics and response to climate change in the CMIP5 Earth system models // *J. Climate*. 2013. V. 26. № 6. P. 1877–1900.
- Lamarque J.-F., Bond T.C., Eyring V. et al.* Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application // *Atmos. Chem. Phys*. 2010. V. 10. № 15. P. 7017–7039.
- Le Quèrè C., Andrew R.M., Friedlingstein P. et al.* Global carbon budget 2018 // *Earth Syst. Sci. Data*. 2018. V. 10. № 4. P. 2141–2194.
- Lean J.L., Rind D.H.* How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006 // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № 18. L18701.
- Liu Z., Mehran A., Phillips T.J., AghaKouchak A.* Seasonal and regional biases in CMIP5 precipitation simulations // *Clim. Res.* 2014. V. 60. № 1. P. 35–50.
- Lüthi D., Le Floch M., Bereiter B. et al.* High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present // *Nature*. 2008. V. 453. № 7193. P. 379–382.
- MacDougall A.H., Frölicher T.L., Jones C.D. et al.* Is there warming in the pipeline? A multi-model analysis of the Zero Emissions Commitment from CO₂ // *Biogeosciences*. 2020. V. 17. № 11. P. 2987–3016.
- Marsicek J., Shuman B.N., Bartlein P.J. et al.* Reconciling divergent trends and millennial variations in Holocene temperatures // *Nature*. 2018. V. 554. № 7690. P. 92–96.
- Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C.* A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years // *Science*. V. 339. № 6124. P. 1198–1201.
- Matthes K., Funke B., Andersson M.E. et al.* Solar forcing for CMIP6 (v3.2) // *Geosci. Model Dev*. 2017. V. 10. № 6. P. 2247–2302.
- Meinshausen M., Vogel E., Nauels A. et al.* Historical greenhouse gas concentrations for climate modelling (CMIP6) // *Geosci. Model Dev*. 2017. V. 10. № 5. P. 2057–2116.
- McGuffie K., Henderson-Sellers A.* A climate modelling primer. Hoboken: Wiley, 2005. 287 p.
- Meehl G., Senior C., Eyring V. et al.* Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models // *Sci. Adv*. 2020. V. 6. eaba1981.
- Mokhov I.I., Eliseev A.V.* Explaining the eventual transient saturation of climate-carbon cycle feedback // *Carbon Balance and Management*. 2008. V. 3. № 4.
- Mokhov I.I., Eliseev A.V., Karpenko A.A.* Decadal-to-centennial scale climate-carbon cycle interactions from global climate models simulations forced by anthropogenic emissions / In: "Climate Change Research Trends" (ed. Peretz L.N.). Hauppauge: Nova Sci. Publ., 2008. P. 217–241.
- Monnin E., Indermühle A., Dällenbach A. et al.* Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination // *Science*. 2001. V. 291. № 5501. P. 112–114.
- Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A. et al.* An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: the HadCRUT5 data set // *J. Geophys. Res.: Atmospheres*. 2021. V. 126. № 3. e2019JD032361.
- Muryshev K.E., Eliseev A.V., Mokhov I.I. et al.* Lead-lag relationships between global mean temperature and the atmospheric CO₂ content in dependence of the type and time scale of the forcing // *Glob. Planet. Change*. 2017. T. 148. P. 29–41.
- Osman M.B., Tierney J.E., Zhu J. et al.* Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum // *Nature*. 2021. V. 599. № 7884. P. 239–244.
- PAGES 2k Consortium. Continental-scale temperature variability during the past two millennia // *Nature Geosci.* 2013. V. 6. № 5. P. 339–346.
- Petoukhov V., Claussen M., Berger A. et al.* EMIC intercomparison project (EMIP-CO2): Comparative analysis of EMIC simulations of current climate and equilibrium and transient responses to atmospheric CO₂ doubling // *Clim. Dyn*. 2005. V. 25. № 4. P. 363–385.
- Petoukhov V.K., Mokhov I.I., Eliseev A.V., Semenov V.A.* The IAP RAS global climate model. Moscow: Dialogue-MSU, 1998. 110 p.
- Price C., Rind D.* A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions // *J. Geophys. Res. Atmospheres*. 1992. V. 97. № D9. P. 9919–9933.
- Randerson J.T., Chen Y., van der Werf G.R. et al.* Global burned area and biomass burning emissions from small fires // *J. Geophys. Res.: Biogeosciences*. 2012. V. 117. № G4. G04012.
- Scheffer M., Brovkin V., Cox P.M.* Positive feedback between global warming and atmospheric CO₂ concentration in-

- ferred from past climate change // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. № 10. L10702.
- Schurer A.P., Tett S.F.B., Hegerl G.C.* Small influence of solar variability on climate over the past millennium // *Nature Geosci.* 2014. V. 7. № 2. P. 104–108.
- Sedlacek J., Sukhodolov T., Egorova T. et al.* Future climate under CMIP6 solar activity scenarios // *Earth and Space Science.* 2023. V. 10. № 7. e2022EA002783.
- Solanki S.K., Krivova N.A., Haigh J.D.* Solar irradiance variability and climate // *Ann. Rev. Astronomy Astrophys.* 2013. V. 51. № 311–351.
- Sowers T., Alley R.B., Jubenville J.* Ice core records of atmospheric N₂O covering the last 106,000 years // *Science.* 2003. V. 301. № 5635. P. 945–948.
- Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C.* Total solar irradiance during the Holocene // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 19. L19704.
- Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G. et al.* Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochem. Cycles.* 2009. V. 23. № 2. GB2023.
- Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.* An overview of CMIP5 and the experiment design // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2012. V. 93. № 4. P. 485–498.
- Texier, D., de Noblet, N., Harrison, S.P. et al.* Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change: coupled model simulations for 6000 years BP and comparison with palaeodata for northern Eurasia and northern Africa // *Clim. Dyn.* 1997. V. 13. № 12. P. 865–882.
- van Vuuren D.P., Edmonds J., Kainuma M. et al.* The Representative Concentration Pathways: an overview // *Clim. Change.* 2011. V. 109. № 1–2. P. 5–31.
- Wanner H., Beer J., Bütikofer J. et al.* Mid- to Late Holocene climate change: An overview // *Quaternary Sci. Rev.* 2008. V. 27. № 19–20. P. 1791–1828.
- Weber S.L.* The utility of Earth system Models of Intermediate Complexity (EMICs) // *Wiley Intern. Rev. Clim. Change.* 2010. V. 1. № 2. P. 243–252.
- Zhang T., Barry R.G., Knowles K. et al.* Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere // *Polar Geography.* 2008. V. 31. № 1–2. P. 47–68.
- Zhou J., Tung K.-K.* Solar cycles in 150 years of global sea surface temperature data // *J. Climate.* 2010. V. 3. № 12. P. 3234–3248.
- Zickfeld K., Eby M., Weaver A.J. et al.* Long-term climate change commitment and reversibility: An EMIC intercomparison // *J. Climate.* 2013. V. 26. № 16. P. 5782–5809.

THE OBUKHOV INSTITUTE OF ATMOSPHERIC PHYSICS RAS EARTH SYSTEM MODEL: ITS STRUCTURE AND MAJOR RESULTS

© 2025 A. V. Eliseev^{1,2,*}, I. I. Mokhov^{1,2}, M. M. Arzhanov¹, S. N. Denisov¹,
A. V. Chernokulsky¹, K. E. Murysheva^{1,2}

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

²*Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: eliseev@ifaran.ru

The Earth system model of the A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences (IAP RAS ESM) includes blocks describing the state of the atmosphere, ocean, active layer of land, biogeochemical cycles, processes related to atmospheric electricity and atmospheric chemistry. It belongs to the class of Earth system models of intermediate complexity (EMICs) and participates in relevant international comparison projects. A special feature of the model is the parameterization of synoptic variability in the atmosphere and ocean, which allows accelerating simulations by two orders of magnitude. The model realistically reproduces climate changes over the period of instrumental measurements and can be used for assessments of past and future climate changes on time scales from decades to millennia. With the IAP RAS ESM, a number of important results related to identifying the causes of climate change in different epochs, analyzing the influence of biogeochemical cycles on climate change and causal relationships in the Earth's climate system and the comparative role of various external natural and anthropogenic factors.

Keywords: climate changes, EMIC, IAP RAS ESM

УДК 551.510.42, 551.510.411, 519.25

ТРУДНЫЕ 1990-е ГОДЫ – ВРЕМЯ КРУПНЫХ ПРОЕКТОВ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ СОСТАВА АТМОСФЕРЫ

© 2025 г. Н. Ф. Еланский

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

e-mail: n.f.elansky@mail.ru

Поступила в редакцию 08.10.2024 г.

После доработки 20.10.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Обострение в 1990-е гг. проблем изменения состояния озонового слоя и климата Земли вызвали бурное развитие исследований состава атмосферы. Создание более совершенных численных моделей с целью прогнозирования возможных последствий требовало расширения числа измеряемых примесей и более подробной информации о химических взаимодействиях в атмосфере. Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук (ИФА РАН) – один из немногих научных центров в странах бывшего СССР, который в условиях экономического и политического кризиса следовал общемировой тенденции. В статье кратко изложены основные достижения Института в области совершенствования системы наблюдений состава атмосферы и изучения процессов переноса и химической трансформации примесей в период с 1990 по 2008 гг., когда Г.С. Голицын возглавлял ИФА им. А.М. Обухова РАН.

Ключевые слова: состав атмосферы, озон, парниковые газы, эмиссии загрязняющих примесей в атмосферу, баланс углерода

DOI: 10.31857/S0002351525010053, **EDN:** HFDFYY

1. ВВЕДЕНИЕ

Институт физики атмосферы (ИФА) АН СССР был образован в 1956 г., накануне проведения масштабного научного эксперимента «Международного геофизического года» (МГГ, 1957–1958 гг.). Одной из побудительных причин организации МГГ стало осознание того факта, что между деятельностью человека и состоянием окружающей среды существует тесная связь. Для воздушной среды узловым элементом этой связи являются газовые и аэрозольные составляющие атмосферы. Участие А.М. Обухова и ведущих ученых Института в подготовке научной программы МГГ и установившиеся контакты с зарубежными учеными-геофизиками положили начало исследованиям состава атмосферы в ИФА АН СССР. Под руководством Г.В. Розенберга, специализировавшегося в области переноса излучения в дисперсных средах, начались исследования оптических свойств и микрофизики аэрозоля. Разрабатывались методы измерений атмосферного аэрозоля как системы фракций,

создавалась аппаратура. На Звенигородской научной станции ИФА АН СССР (ЗНС) были организованы регулярные измерения спектральной прозрачности атмосферы и вертикальной стратификации распределения аэрозоля по данным сумеречного зондирования. В лаборатории верхней атмосферы, возглавляемой профессором В.И. Красовским, начались наблюдения на ЗНС ночного свечения неба, тем самым было создано новое направление в изучении термического режима и состава верхней атмосферы.

В 1962 г. по приглашению А.М. Обухова на работу в Институт поступил создатель одного из лучших в мире ИК-спектрофотометров В.И. Дианов-Клоков. В мастерских ИФА АН СССР была изготовлена небольшая серия таких спектрофотометров, и новая лаборатория атмосферной спектроскопии включилась в исследования парниковых газов. В Москве и на ЗНС в 1970-х гг. начались и продолжаются до настоящего времени регулярные измерения содержания в атмосфере метана, окиси углерода и водяного пара.

В начале 1970-х гг. научное сообщество было взбудоражено открытием П.Й. Крутценом цепных реакций в стратосфере с участием кислорода и окислов азота, ведущих к гибели озона. Особенно угрожающе выглядел сделанный им в статье [Crutzen, 1971] вывод, гласящий, что «искусственное увеличение содержания азота в стратосфере... может привести к заметным изменениям в атмосферном озоне», что означало поступление на поверхность Земли опасной для живых организмов коротковолновой УФ солнечной радиации.

В 1976 г. ИФА АН СССР был назначен головной организацией, ответственной за проведение полномасштабной научно-исследовательской работы (НИР), которая должна была дать ответ на все ключевые вопросы – от возможности частичного или полного разрушения озонового слоя до его последствий для жизни человека. В ИФА была создана лаборатория газовых примесей (ЛГПА) под руководством Н.Ф. Еланского, которая сосредоточилась на изучении фундаментальных и прикладных задач в области физики и химии озона. Сложность стоящих задач потребовала сформировать широкую кооперацию академических институтов, университетов и ведомственных НИИ. Работа большого коллектива продолжалась до 1986 г. В рамках этого проекта сотрудники ЛГПА разрабатывали методы наблюдений, аппаратуру и проводили измерения содержания в атмосфере озона, окислов азота, аэрозоля, других веществ,

оказывающих влияние на радиационный режим и химический состав атмосферы. Средства, выделенные на проведение НИР, частично расходовались на фундаментальные исследования состава атмосферы, проведение летних и морских экспедиций, участие в космических экспериментах, строительство и оборудование Кисловодской высокогорной станции ИФА АН СССР (КВНС), расположенной на Северном Кавказе на высоте 2070 м над уровнем моря (рис. 1).

В 1986 г. НИР была успешно завершена и выдвинута на соискание Государственной премии. Одним из важных результатов НИР стало осознание того факта, что опасное воздействие на озоновый слой может оказать только продолжающаяся неконтролируемая деятельность всего человечества в течение нескольких десятков лет. Неблагоприятные последствия уменьшения озона в стратосфере затронут все, без исключения, страны. К такому же выводу пришли ученые США и других стран. В результате началась разработка конкретных мер по защите стратосферного озона, которые составили основу Монреальского протокола о защите озонового слоя, принятого в сентябре 1987 г.

К концу 1980-х гг. ИФА АН СССР стал ведущим в стране научным центром в области исследований газового и аэрозольного состава атмосферы. В Институте с 1976 по 1990 гг. ежемесячно (кроме двух летних месяцев) проводился межведомственный семинар по атмосферному



Рис. 1. Кисловодская высокогорная научная станция ИФА им. А.М. Обухова РАН

озону, в котором активное участие принимали специалисты из разных городов СССР. Действовали семинары по верхней атмосфере и атмосферному аэрозолю. Развивались отношения с зарубежными научными центрами. Сотрудники созданного Отдела исследований состава атмосферы (ОИСА), включавшего все три упомянутых лаборатории, участвовали в организации всесоюзных и международных научных конференций. Но одновременно в стране разрастался кризис, охвативший все стороны жизни нашего общества. Резкий спад в экономике и глубокий товарный дефицит привели к разрушению системы государственного управления. В июне 1990 г. была принята Декларация о независимости советских социалистических республик, а в декабре 1991 г. Совет Республик Верховного Совета СССР принял Декларацию о прекращении существования Советского Союза.

В это же, полное неопределенности, время ИФА переживал неожиданный уход из жизни (3 декабря 1989 г.) своего директора и научного лидера Александра Михайловича Обухова – выдающегося ученого и талантливого организатора. А.М. Обухов создал Институт физики атмосферы, определил основные направления исследований, из молодых и авторитетных ученых сформировал плодотворно работающий коллектив и эффективно действующую систему научных станций. Институт оказался в критическом положении. Резко снизилось бюджетное финансирование, закончилось финансирование крупных целевых программ, выполняемых по постановлениям правительства, практически полностью прекратилось выделение средств по статьям, связанных с приобретением научного оборудования и поддержкой хозяйственной деятельности на научных станциях.

Одновременно, в связи с необходимостью выполнения требований Монреальского протокола и обострения проблемы изменения климата Земли, резко росла потребность в информации о содержании в атмосфере химически активных и парниковых веществ. В мире началась активная модернизация и расширение системы мониторинга состава атмосферы, бурно развивались научные направления в области химии атмосферы и численного моделирования.

В январе 1990 г. коллектив сотрудников ИФА единогласно избрал директором Института академика АН СССР Георгия Сергеевича Голицы-

на. Надо было срочно решать множество проблем, которые угрожали не столько развитию Института, сколько его существованию. В научном плане, самой сложной задачей являлось сохранение в планах Института самого затратного научного направления – исследований состава атмосферы, которые опираются на результаты наблюдений, выполняемых на научных станциях и в экспедиционных условиях. Обостренное чувство ответственности за Институт, высокая эрудиция и доброжелательный характер позволили Г.С. Голицыну быстро войти в режим последовательного решения проблем, в частности, связанных с проведением наблюдений состава атмосферы, солнечной радиации и метеорологических параметров.

Следуя сложившимся в ИФА приоритетам, Г.С. Голицын уделил много внимания продолжению регулярных, а по некоторым компонентам (озон, NO_2 , УФ-радиация) непрерывных измерений, которые уже в течение многих лет велись в Москве и на научных станциях Института. На заседаниях многочисленных комиссий и комитетов Г.С. Голицын объяснял необходимость для страны иметь точные сведения о критически важных процессах, вызывающих изменения состава глобальной атмосферы и качества воздуха в городах. Для ОИСА явилось большой удачей его личное участие в подготовке проектов по исследованию состава атмосферы, в планировании экспедиций и, главное, в анализе полученных данных. Уже с самого начала регулярных наблюдений малых примесей с борта самолета-лаборатории ИЛ-14, проходивших в рамках НИР, мы сосредоточились на изучении впервые обнаруженных над горами волновых структур в полях концентрации озона. Очевидной причиной образования таких структур в озоне являлось воздействие внутренних гравитационных волн (ВГВ), образующихся при обтекании горных хребтов. Но механизм такого воздействия был неизвестен. Волны в озоне могли иметь как динамическую, так и химическую природу. Основой для изучения механизма воздействия ВГВ на озон для нас были работы Г.С. Голицына [Голицын, 1965; Голицын, Чунчuzов, 1975; Golitsyn et al., 1984], в которых теоретически обосновывались условия образования гравитационных волн и зависимость их параметров от термодинамического состояния атмосферы. Благодаря этим работам и продуктивным дискуссиям с их

автором, в ЛГПА сформировалось научное направление «Исследование условий образования ВГВ и их характеристик по наблюдениям озона», которое явилось темой нескольких диссертаций и основой плодотворного сотрудничества с зарубежными научными организациями.

В 1990–1991 гг. по инициативе и при непосредственном участии Г.С. Голицына были впервые проведены комплексные исследования состояния воздушной среды в Москве. В работу включились все лаборатории ОИСА, владеющие приборами и методами метеорологических наблюдений, измерений содержания примесей, солнечной радиации и других компонентов воздушной среды. Совместная работа подняла общее настроение и дала уникальные результаты. По материалам этой кампании было опубликовано 3 сборника статей под общим названием [Контроль..., 1991–1992], которые впервые дали более или менее полное представление о состоянии воздушного бассейна г. Москвы и действующих на него различных антропогенных факторах. В частности, впервые были совмещены измерения тонкой структуры городского пограничного слоя атмосферы и концентрации загрязняющих примесей, что позволило объяснить причину формирования экстремально высоких уровней загрязнения и выполнить оценки мощности выбросов от источников различного масштаба. Также, на основе полученной уникальной информации впервые были проведены исследования окислительных свойств московского воздуха и описаны фотохимические механизмы образования озона и гидроксила, играющих ключевую роль в формировании состава городской атмосферы.

Успешный опыт объединения усилий нескольких лабораторий Г.С. Голицын планировал распространить и на крупные коллективы, работающие в смежных областях науки, но в разных институтах. По его инициативе был выполнен анализ результатов исследований состава атмосферы, проводившихся в Советском Союзе в последние 20 лет. Обзор был опубликован в журнале *Tellus* [Golitsyn et al., 1992] и привлек внимание многих ученых с мировым именем к нашим работам в данной области. Исследования велись в разных регионах. Измерения CO_2 проводились Институтом экспериментальной метеорологии (ИЭМ) на высокогорной станции Иссык-Куль (1650 м над уровнем моря), на-

чиная с 1980 г. Результаты 10-летних наблюдений показали, что станция отражает фоновое состояние атмосферы в центрально-азиатском регионе. Получены достоверные оценки положительного тренда CO_2 , амплитуд сезонных и годовых вариаций за 10-летний период. Измерения CH_4 и CO , выполненные на ЗНС в течение 15 лет, также убедительно демонстрировали положительный тренд их содержания в атмосфере — около 1% в год. Наблюдения CO , проведенные в других регионах, в том числе в высоких широтах, позволили построить схему пространственно-временной изменчивости CO в глобальном масштабе. Эта схема в течение длительного времени была основой для численного моделирования поведения CO в атмосфере.

Впервые были выявлены и проанализированы самые характерные особенности пространственного распределения и временной изменчивости O_3 и NO_2 по наблюдениям на ЗНС, КВНС и станции Иссык-Куль, а также в Антарктике в 1986–1988 гг. Над Антарктидой в весенние месяцы наблюдалось углубление озоновой аномалии в стратосфере. В приземном воздухе Антарктики концентрация озона оказалась в среднем в два раза ниже, чем на тех же широтах в Арктике, что указывало на сильно различающийся обмен воздушными массами средних и высоких широт.

Длительную историю имели наблюдения O_3 , NO_2 , CH_4 , CO_2 . Приведенные характеристики их пространственной и временной изменчивости в значительной своей части были получены впервые и потому представляли большую ценность. В статье особо отмечено обнаружение хлорфторуглеродов (ХФУ) в вулканических газах. Доля ХФУ вулканического происхождения может достигать 10% от их общего количества в атмосфере Земли [Исидоров и др., 1991]. Наблюдения многих химически активных соединений в атмосфере, например, этана, закиси азота, ХФУ, только начинались, и полученные результаты пока еще были предварительными. Невысокая точность методов их измерений не позволяла объяснить зарегистрированные вариации, но некоторые особенности, например, сезонный ход, выделялись отчетливо.

Под руководством Г.С. Голицына в первой половине 1990-х гг. было проведено несколько кампаний по наблюдениям важнейших химически активных и климатически значимых веществ,

солнечной радиации, стратификации пограничного слоя атмосферы и других ее характеристик в разных регионах. Выполненные в ходе этих кампаний калибровки и сравнения приборов обеспечивали высокое качество данных и возможность изучения сложных процессов, определяющих изменчивость состава атмосферы в региональном и глобальном масштабе.

В статье [Голицын и др., 1996] подводятся итоги многолетних наблюдений на научных станциях ЗНС, КВНС и Иссyk-Куль. Эти станции работали и продолжают работать в настоящее время в режиме непрерывных наблюдений в полном соответствии с требованиями Глобальной службы атмосферы ВМО. Обе высокогорные станции КВНС и Иссyk-Куль дают информацию о фоновом состоянии атмосферы, а станция ЗНС по условиям наблюдений относится к региональным станциям. Все приборы, работающие на станциях, регулярно проходили калибровки, международные сравнения и имеют международную сертификацию. Поэтому данные наблюдений корректно отражают долговременные изменения основных химически активных и парниковых составляющих атмосферы.

После 1980 г. почти на всех озонметрических станциях в средних и высоких широтах северного полушария отмечалось снижение общего содержания озона (ОСО) в вертикальном столбе атмосферы, которое ускорилось в 1990 г. и достигло минимума в 1993 г. Это снижение было использовано как основание для заключения Монреальского протокола. Однако последующий рост концентрации озона в стратосфере свидетельствовал и о действии продуктов извержения вулкана Пинатубо, что подтверждалось поведением других атмосферных составляющих.

Важные результаты были получены по измерениям приземной концентрации озона на станции КВНС [Голицын и др., 1996]. Здесь отмечен значимый отрицательный тренд концентрации за период с середины 1980-х по 1995 гг., в то время как на равнинных и горных станциях в Западной Европе тренд был положительным. Увеличение концентрации озона в приземном воздухе Европы уже рассматривалось как повод для заключения конвенции о защите тропосферного озона и принятия ограничительных мер на производство и выбросы многих органических соединений. Очевидно, что эти ограни-

чения ударили бы, прежде всего, по промышленности России. Полученные на КВНС данные убедительно продемонстрировали существование долговременных региональных особенностей в распределении озона, формирующихся под влиянием крупномасштабной атмосферной циркуляции. Последовавшие сравнения результатов наших наблюдений с наблюдениями на Альпийских станциях и наши выступления на международных форумах убедили иностранных коллег в правильности нашей точки зрения, и кампания по подготовке новой конвенции быстро затухла [Senik et al., 2001].

Наблюдения двуокиси азота имеют особую ценность, поскольку NO_2 является ключевым звеном в солнечно-земных связях, и ее изменчивость характеризует химическую активность азотного цикла разрушения озона в стратосфере. Станции КВНС и Иссyk-Куль в 1979 и 1981 гг., соответственно, первыми в мире начали регулярные наблюдения NO_2 по прямому солнечному излучению, что сделало данные измерений нечувствительными к изменениям содержания аэрозоля в атмосфере, в частности, после вулканических извержений Эль-Чичон и Пинатубо. На ЗНС измерения NO_2 велись с 1990 г. по рассеянному в зените солнечному излучению. Сопоставление двух подходов позволило получить достоверные тренды изменения NO_2 в беспокойный период, в течение которого произошло два мощных вулканических извержения, нарушивших равновесное состояние атмосферы [Голицын и др., 1996]. В сочетании с данными экспедиционных наблюдений NO_2 в Антарктиде, северных широтах, на научно-исследовательских судах, были впервые выявлены и проанализированы многие особенности глобального распределения и временных вариаций NO_2 , тесно связанных с атмосферной циркуляцией и ее колебаниями [Savinykh et al., 2021].

Пионерские наблюдения NO_2 во время полного солнечного затмения в 1981 и 1992 гг. [Еланский, Арабов, 1982; Голицын и др., 1996] показали высокую чувствительность двуокиси азота к изменениям интенсивности солнечного излучения. Падение содержания NO_2 во время полных затмений составило 40%, что впоследствии было подтверждено наблюдениями 2002 г. (рис. 2) и недавними наблюдениями зарубежных ученых. Этот результат уточнил параметры азотного цикла в атмосфере и использовался



Рис. 2. Участники экспедиции 2002 г. по исследованию воздействия полного солнечного затмения на состав и состояние атмосферы на КВНС (фото И.А. Сенник)

при построении химико-транспортных моделей атмосферы.

В статье [Голицын и др., 1996] приводятся результаты многолетних наблюдений парниковых газов CH_4 , CO_2 и H_2O , которые имеют особое значение для климатических исследований. В отличие от зарубежных наблюдений, на наших станциях измерялось их общее содержание в столбе. Такие значения репрезентативнее для оценки глобальных изменений содержания парниковых газов в атмосфере Земли. В числе главных результатов отмечены изменения величины трендов, связанные с целым рядом причин, как динамических, так и фотохимических. Но в целом, тренды CH_4 , CO_2 и H_2O имеют положительную направленность и близки к тем оценкам, которые получены по наблюдениям их концентраций на базовых станциях сети GAW.

Такие преимущества имеют и наблюдения общего содержания окиси углерода на ЗНС. К 1996 г. здесь был получен самый длительный ряд данных о содержании CO [Голицын и др., 1996]. Измерения начались в 1970 г. Этот газ в значительной степени является продуктом человеческой деятельности и характеризует за-

грязнение атмосферы. В целом, содержание CO росло, но, как и в случае с парниковыми газами, выделяются участки с разной скоростью роста, которые вызваны изменениями активности антропогенных источников и фотохимических взаимодействий. В среднем, в течение 25 лет содержание CO возрастало со скоростью 0.7% в год. Для летне-осеннего периода скорость роста составила 1%, для зимне-весеннего 0.7% в год, причем в интервале с 1985 по 1993 г. тренд был отрицательным – 0.2% в год, что связано с уменьшением озона и повышением уровня УФ радиации и, соответственно, увеличением химического стока CO из атмосферы.

Выполненная под руководством Г.С. Голицына работа, объединившая труд нескольких коллективов, показала достоинства такой кооперативной деятельности. Многие результаты и выводы были получены только благодаря объединению данных наблюдений и творческих возможностей участников проекта.

2. РОССИЙСКО-АМЕРИКАНСКИЕ ПРОЕКТЫ

Плодотворное участие Г.С. Голицына в организации и проведении комплексных наблю-

дений состава атмосферы и анализе полученных данных, результаты которого закрывают многие ниши в объяснении происходящих в атмосфере изменений, способствовали расширению контактов с зарубежными коллегами и приглашению сотрудников ИФА к участию в международных проектах. В 1990 г. ИФА стал участником крупного российско-американского соглашения (его подготовка началась в 1989 г.) по созданию системы мониторинга озонового слоя с помощью американского прибора TOMS на борту российского спутника Метеор-3 (эксперимент Метеор-3/TOMS). В рамках данного соглашения Н.Ф. Еланский участвовал в модернизации системы регистрации и обработки данных. Успешно прошедший 15 августа 1991 г. запуск аппарата, устойчивая работа на орбите и качественные данные о содержании озона подвигли руководящие органы двух стран принять соглашение о проведении второго совместного проекта по наблюдениям вертикальной структуры озонового слоя путем установки системы наблюдения SAGE-3 на борту спутника Метеор-3. В работе по организации этого эксперимента активно участвовали Г.С. Голицын и Н.П. Лаверов, представлявшие РАН в российско-американской комиссии по космическим исследованиям. Н.Ф. Еланский вошел в состав международной рабочей группы по валидации данных, а О.В. Постыляков – в состав группы разработчиков программного обеспечения. Запуск спутника состоялся 10 декабря 2001 г., и система мониторинга Метеор-3/SAGE-3 функционировала несколько лет. Данные наблюдений общего содержания озона и его вертикального распределения непрерывно выкладывались в Мировом центре данных для общего доступа. На этих данных базировались многочисленные исследования, проводившиеся в США, России (в том числе в ИФА РАН), и во многих других странах. За успешно выполненную работу участники проектов были отмечены Дипломами NASA.

3. ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЭКСПЕДИЦИИ TROICA

Идея провести наблюдения концентрации озона на пассажирском поезде, пересекающем всю территорию России от Москвы до Владивостока, родилась в феврале 1995 г. в дружеском разговоре Г.С. Голицына и П.Й. Крутцена, ког-

да в перерыве Международной конференции по климату они сидели в маленьком греческом ресторане. Г.С. Голицын рассказывал о работах ИФА, наблюдениях озона и аэрозоля и упомянул, как необычным образом он принял участие в международных сравнениях приборов для наблюдения двуокиси азота, которые проходили год назад на Звенигородской научной станции. На своей даче в Луцино, расположенной недалеко от ЗНС, они с супругой приютили участников сравнений – молодого человека и девушку – сотрудников Института метеорологии, астрономии и геофизики Университета г. Граца (Австрия). Сравнения приборов с участием новозеландцев, немцев, австрийцев и нескольких коллективов из российских институтов продолжались десять дней. К концу этой кампании Г.С. Голицын и сам почувствовал себя участником сравнений, поскольку включился в обсуждение результатов наблюдений, и, следовал принятому режиму, вставал до восхода и ложился спать глубоко после захода Солнца. П.Й. Крутцен, открывший и описавший азотный каталитический цикл разрушения озона, заметил, что также старается направлять студентов и аспирантов проводить измерения озона и окислов азота во время каникул, совершая походы в горы и по рекам. Такие наблюдения могут дать ценную информацию о тех регионах, где отсутствуют наблюдательные станции, а в формировании климата роль этих территорий очень велика, например, Сибири с ее бореальными лесами, тундрами и вечной мерзлотой. Г.С. Голицын сказал, что сотрудники ИФА РАН несколько лет вели измерения озона и NO_2 на борту самолета-лаборатории практически над всей территорией страны и, в том числе, над Сибирью, но в последние годы полеты прекратились из-за отсутствия финансирования. П.Й. Крутцен посочувствовал: «мол, конечно, полеты обходятся дорого, но можно было бы попросить какого-нибудь сотрудника, который едет в командировку, померить озон в поезде». Г.С. Голицын пообещал поговорить с руководителем лаборатории Н.Ф. Еланским, который наверняка сможет организовать такие измерения озона на пассажирском поезде Москва–Владивосток. В ответ П. Крутцен с энтузиазмом пообещал оплатить железнодорожный билет на поездку от Москвы до Владивостока даже из личных средств.

Чтобы измерения представляли научный интерес, необходимо было использовать сертифицированный газоанализатор, чувствительность которого была бы достаточной для измерения малых вариаций концентрации озона в чистых фоновых условиях. Для проведения измерений в купе пассажирского поезда следовало внести изменения в стандартную компоновку пассажирского вагона — установить систему забора воздуха и обеспечить круглосуточную подачу электроэнергии напряжением 220 В. Но любые изменения требовали согласования с конструкторским бюро и Министерством путей сообщения РФ. В то же время измерения озона малоэффективны без одновременных наблюдений метеопараметров, солнечной радиации, окислов азота, так как без дополнительной информации объяснить регистрируемые изменения будет невозможно. Поэтому имело смысл проводить измерения в отдельном специализированном или в почтовом вагоне. Сотрудники ЛГПА к тому времени имели богатый опыт в проведении комплексных наблюдений. К нашему измерительному комплексу, который использовался в полетах на самолете-лаборатории Як-40, мы предполагали добавить приборы, подготовленные в рамках российско-канадского проекта для наблюдений O_3 и NO_2 на пассажирском самолете ИЛ-62, совершающем регулярные рейсы между Москвой и Монреалем. Устройства для забора воздуха и дистанционных наблюдений были разработаны еще в 1990 г. совместно с КБ им. А.Н. Туполева при переоборудовании ТУ-144 в летающую лабораторию.

Георгий Сергеевич Голицын одобрил такой комплексный подход к наблюдениям и подписал соответствующее письмо на имя министра Н.Е. Аксененко. Встречи с руководством нескольких департаментов Министерства путей сообщения РФ не приносили результата пока не произошла случайная встреча в лифте с заведующим сектором ВНИИ железнодорожного транспорта А.М. Грисенко, которая оказалась судьбоносной для будущего проекта TROICA — TRanscontinental Observations Into Chemistry of the Atmosphere. А.М. Грисенко воспринял наш проект как чрезвычайно важный для науки и очень полезный для железнодорожного транспорта. Наша с ним увлеченность проектом передалась ведущему специалисту МПС В.В. Севостьянову, членам Научного совета

ВНИИЖТ и его директору А.Л. Лисицыну. ИФА РАН для поездки по Транссибу был обещан вагон-лаборатория.

В июне 1995 г. во время посещения Института химии Макса Планка (Майнц, Германия) Н.Ф. Еланский подробно изложил научную программу экспедиции П.Й. Крутцену. В результате было заключено соглашение о научном сотрудничестве между ИХМП и ИФА РАН. В соответствии с соглашением ИХМП обеспечивал финансирование экспедиции.

20 ноября 1995 г. экспедиция отправилась в путь на стареньком, отапливаемом углем вагоне-лаборатории, во главе скорого поезда Москва-Хабаровск [Elansky et al, 2009]. Она не решала больших научных задач, а должна была подтвердить возможность получения точных данных о составе и состоянии атмосферы по наблюдениям на вагоне-лаборатории, который располагался непосредственно за электровозом и передвигался по электрифицированному железнодорожному пути. Первая тестовая экспедиция успешно выполнила поставленную задачу — в самых сложных погодных условиях (температура в Сибири местами понижалась до $-35^{\circ}C$) были получены уникальные по качеству и научной ценности данные о содержании в атмосфере O_3 , NO , NO_2 , потоках солнечной радиации и метеопараметрах на всем маршруте Москва-Хабаровск-Москва. Таким образом, было доказано, что использование мобильной железнодорожной платформы открывает широкие перспективы в исследованиях атмосферы над Северной Евразией [Крутцен и др., 1996].

Последующие экспедиции, финансируемые из разных, в основном зарубежных, источников, проводились уже в комфортабельном вагоне-лаборатории ВНИИЖТ, а с 2004 по 2010 гг. — в новой лаборатории, специально построенной МПС РФ с участием ИФА РАН (рис. 3). Лаборатория, оборудованная для комплексных научных исследований, состояла из двух вагонов и автомобиля для объектовых физических и химических исследований.

Всего с 1995 по 2010 гг. прошло 15 экспедиций TROICA с участием ученых из ведущих российских и зарубежных научных центров. Большая часть наблюдений была выполнена вдоль Транссиба. Также были сделаны меридиональные разрезы между Мурманском и Сочи



Рис. 3. Передвижная лаборатория TROIKA

или Кисловодском, а также и тройной объезд московского мегаполиса по областной кольцевой железной дороге [Elansky et al., 2009; Еланский и др., 2021].

Обработка и осмысление огромного объема данных, получаемых в каждой экспедиции, представляли большую трудность. Проблема с обработкой довольно быстро была решена путем автоматизации системы сбора данных, проверки их качества и архивации [Голицын и др., 2000]. Большое значение при этом имел электронный дневник экспедиции, который велся дежурными операторами непрерывно в течение всего маршрута. В дневнике отражались все особенности местности, погодные условия, практически все встреченные на пути сколь-нибудь значимые объекты железнодорожной и городской инфраструктуры. Большой вклад в понимание и интерпретацию результатов наблюдений внес Г.С. Голицын. С его участием был выявлен и изучен целый ряд характерных особенностей состава атмосферы над континентом.

В первых трех экспедициях были отработаны методы измерений наиболее важных составляющих воздуха в пограничном слое атмосферы. В статье [Crutzen et al. 1998], посвященной оценке достоверности данных наблюдений и анализу первых результатов, подтверждается большой потенциал использования железнодорожного транспорта для исследования состава атмосферы.

Впервые предоставлены данные о суточных изменениях приземного озона над континентом и их зависимости от скорости фотодиссоциации NO_2 [Golitsyn et al., 2002]. В удаленных районах Сибири отмечен интенсивный ночной сток озона на подстилающей поверхности. Высокие, на уровне 1.95 ppm, концентрации CH_4 характерны для всей Западной Сибири, от Урала до Енисея. Предположительно, они вызваны эмиссиями с увлажненной равнинной территории. В Восточной Сибири концентрация CH_4 низкая, не превышающая 1.85 ppm [Elansky et al., 2000; Oberlander et al., 2002]. Противоположный характер распределения наблюдался у CO . В Западной Сибири отмечены минимальные значения, около 110 ppb, а на востоке – максимальные. К востоку от Читы, в долине Амура, на протяжении 2000 км концентрация CO достигала местами 1000 ppb, что указывало на существование довольно устойчивого потока загрязненного воздуха из Китая. Изотопный анализ ^{14}C в образцах воздуха из этого района подтвердил, что увеличение CO связано со сжиганием биомассы [Bergamaschi et al., 1998]. Впервые были получены сведения о распределении SF_6 – парникового газа антропогенного происхождения. Его концентрация понижается в восточном направлении с 4.0 до 3.9 ppt [Hurst et al., 2004].

В рамках проекта TROIKA в ЛГПА при поддержке Г.С. Голицына начались работы в области



Рис. 4. Г.С. Голицын и вице-президент РАН Г.А. Месяц (в центре) открывают презентацию лаборатории TROICA на Всемирной конференции по изменению климата, октябрь 2003 г.



Рис. 5. Участники проекта TROICA на демонстрации передвижной лаборатории на климатическом форуме 2003 г. на Павелецком вокзале г. Москвы (крайний справа А.М. Грисенко)

химии атмосферы (рис. 4, 5). Основу их составляли данные наблюдений летучих органических соединений (ЛОС), определяющих окислительные свойства атмосферы и, в частности, образование озона и гидроксила. В экспедиции TROICA выполняли отбор проб воздуха в сорбционные трубки с разными сорбентами для легких и тяжелых ЛОС [Еланский и др., 2000]. Анализ проводили на хроматографах; для каждого вещества использовали абсолютные калибровочные коэффициенты. Количество проб в экспедициях менялось от 40 до 60, число определяемых химических соединений в пробах — от 35 до 55.

Огромный объем данных о ЛОС систематизировали по территориальному признаку, по погодным условиям, по городским и сельским районам наблюдений, по сезонам и времени суток [Elansky et al., 2001]. В результате были установлены характерные для территории, по которой проходит Транссиб, и для трансектов Мурманск-Сочи и Мурманск-Кисловодск, особенности распределения и временной изменчивости почти всех основных химически активных веществ, необходимых для описания химических взаимодействий в численных химико-транспортных и климатических моделях.

Практически все результаты измерений и анализа данных получены впервые. Определены долготные и широтные градиенты разных представителей легких (C_2 – C_3) и тяжелых (C_5 – C_8) углеводородов [Elansky et al., 2001]. Выявлены районы с повышенными эмиссиями ЛОС разного состава, к которым относятся места добычи и

переработки нефти и газа. Принципиально важным результатом явилось объяснение появления опасных для человека концентраций озона (до 166 ppb), что примерно в четыре раза превышает разовую ПДК в городах Хабаровского края. Активная генерация озона здесь связана с приходом в летний муссонный период насыщенной ЛОС воздушной массы из Японии, которая быстро доокисляется под действием городских выбросов окислов азота [Еланский и др., 2000; Еланский и др., 2005; Elansky et al., 2009].

Непрерывные измерения (с шагом от 10 с до 1 мин) большого числа примесей в приземном воздухе и общего содержания O_3 и NO_2 в вертикальном столбе сделали возможным исследовать воздействие локальных объектов на состояние окружающей их среды. К таким объектам относятся встречные грузовые поезда, тоннели, лесные пожары, промышленные предприятия и т.д. Особое внимание Г.С. Голицын уделял изучению воздействия высоковольтных линий электропередач (ЛЭП). Уже в первых экспедициях было замечено небольшое возрастание концентрации озона при пересечении ЛЭП напряжением 220 и 500 кВ [Голицын и др., 2002]. Используя программу автоматической обработки данных и экспедиционный дневник, где фиксировались все ЛЭП, метеорологические условия, скорость движения, состояние пограничного слоя и окружающей местности, были собраны и систематизированы около 1200 профилей O_3 при пересечении ЛЭП. Большой объем данных позволил получить значимые сред-

ние значения увеличения озона равные 2.1 ± 0.5 и 2.9 ± 0.6 ppb для ЛЭП 220 и ЛЭП 500 кВ, соответственно (рис. 6). Эффект воздействия ЛЭП на содержание озона был подтвержден в экспериментах с автомобильной лабораторией. Подробно результаты исследований изложены в работах [Еланский и др., 1999, 2001; Голицын и др., 2005]. Эти результаты, доложенные Г.С. Голицыным на конференции в Германии, оказались неожиданными для научного сообщества, так как обычно рассматривалось только электромагнитное воздействие ЛЭП на экологию окружающей территории. Обнаруженный эффект вызвал большой интерес к изучению химических процессов в зоне коронного разряда и возможного влияния повышенного уровня озона на биологические объекты.

Возможно, еще большее значение для нашего государства имеют исследования эмиссий в атмосферу озоноразрушающих веществ (ОРВ: фреоны-11, -12, -113, галлон-1211, растворители CCl_4 , CH_2Cl_2 и некоторые другие соединения), производство которых было запрещено Монреальским протоколом в 1987 г. Поводом к включению в программу наблюдений экспедиций TROICA широкого спектра этих веществ послужило быстрое расширение кампании по обвинению России в продолжении производства ОРВ. Обвинения были основаны на ис-

следованиях группы Дж. Элкинса (Лаборатории глобального мониторинга, Национальная ассоциация по атмосфере и океану, NOAA, США), которая обнаружила увеличение ОРВ в атмосфере во второй половине 1990-х годов. Поскольку наши наблюдения не зафиксировали высоких концентраций хлорбромуглеродов антропогенного происхождения вдоль Транссиба, мы пригласили группу Дж. Элкинса принять участие в экспедиции. Знакомство с коллективом и директором ИФА РАН, совместная подготовка к экспедиции и дружная работа в экспедиции 2001 г. сняла у наших коллег предубеждение об утаивании важной информации о производстве ОРВ. Результаты наблюдений, выполненных группой Дж. Элкинса и сотрудниками ЛГПА, детально обсуждались в Москве и в Майнце. Только благодаря Г.С. Голицыну и П. Крутцену, Дж. Элкинсу удалось освободиться от давления части руководства NOAA и средств массовой информации и опубликовать совместную статью, опровергающую влияние России на увеличение содержания ОРВ в атмосфере. За качественно выполненные наблюдения и подробный анализ результатов статья [Hurst et al., 2004] была признана редакционным советом ведущего в мире журнала *Journal of Geophysical Research* лучшей из всех статей, опубликованных в 2004 г.

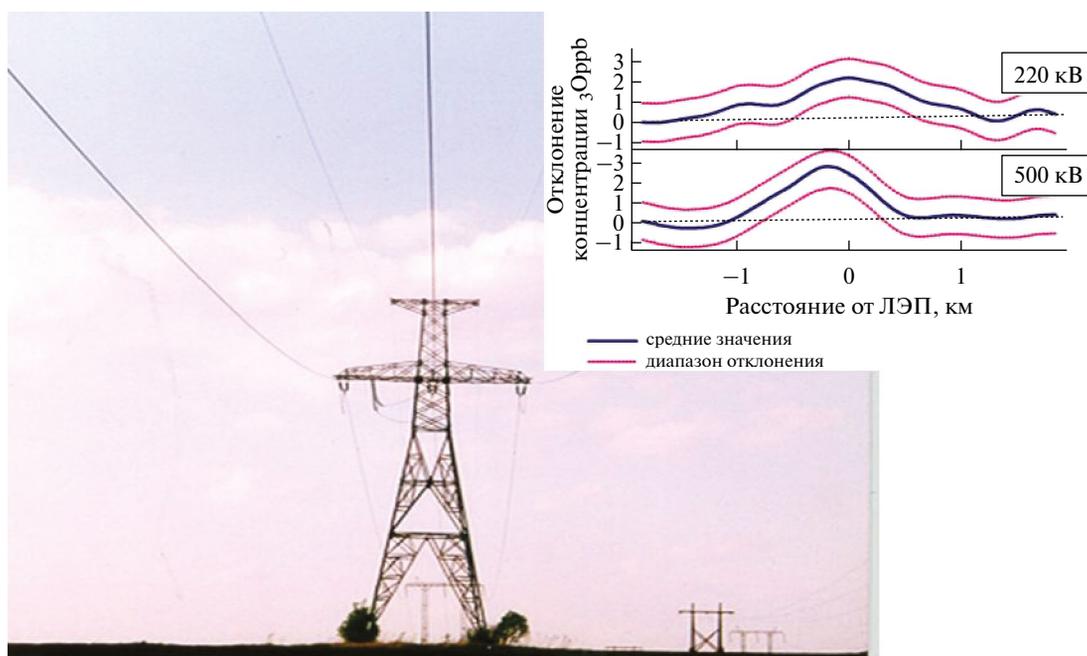


Рис. 6. Изменение концентрации озона при пересечении линий электропередач

Другой неординарный результат связан с переоценкой эмиссий метана в атмосферу на территории России. Повышенный уровень концентрации метана на севере Европейской территории России и в Западной Сибири первоначально связывался с утечками природного газа при его добыче, обработке и транспортировке. Полученные на этой основе интегральные оценки эмиссий метана в Российской Федерации дали значения 25–35 Мгт/год [Reshetnikov et al., 2000.; Dedikov et al., 1999]. Эти значения эмиссий впоследствии учитывались при инвентаризации антропогенных источников и широко использовались в численных моделях атмосферы. Изотопный анализ $^{14}\text{C}\text{H}_4$, проводившийся на передвижной лаборатории и на борту специально оборудованного судна, проходившего по Оби, показал, что большая часть метана в приземной атмосфере Западной Сибири имеет биогенное происхождение. Доля антропогенного метана составляет всего 2% на юге и востоке Западной Сибири и 30–50% в центре основной области добычи природного газа. Рассчитанные выбросы метана в атмосферу в России составили всего 8–10 Мгт/год, что сопоставимо с утечками природного газа в США и на Ближнем Востоке [Tarasova et al., 2006; Elansky et al., 2009; Elansky et al., 2016; Еланский и др., 2021]. Выполненные по результатам экспедиций TROICA переоценки объема эмиссий метана на территории страны получили широкое признание и сняли с Газпрома обвинения в использовании устаревших технологий в газовой индустрии.

Интересные результаты первых двух экспедиций TROICA, а также опыт многолетних измерений содержания малых примесей в атмосфере на высокогорной станции и на подвижных платформах, приобретенный нашей лабораторией, привлекли внимание выдающихся ученых: М. Хейманна – заслуженного профессора Института биогеохимии Макса Планка (ИБМП) и Е.А. Ваганова – академика РАН, директора Института леса им. В.Н. Сукачева СО РАН. В конце 1997 г. на встрече в ИБМП в Йене с участием Н.Ф. Еланского состоялось детальное обсуждение проекта по созданию в центре Сибири высотной биоклиматической обсерватории для изучения взаимодействия атмосферы и континентальных экосистем и баланса парниковых газов в Сибири. Необходимо было решить множество технических проблем, связанных с

конструкцией 300-метровой мачты, установкой приборов, отбором проб воздуха, проведением калибровок, энергообеспечением и т.д. и т.п. Результатом обсуждения явилось включение ИФА РАН в число участников проекта. Нашей основной научной задачей была идентификация источников парниковых газов CH_4 и CO_2 с использованием данных измерений химически активных соединений O_3 , ЛОС, а также общего содержания O_3 и NO_2 в пограничном слое атмосферы. Работа над очень сложным в техническом плане проектом с участием ИФА РАН продолжалась несколько лет. Решение Правительства РФ о строительстве российско-германской станции в критически важном для изучения изменения климата регионе долго согласовывалось, пока проект не поступил на экспертизу в ИФА РАН. Экспертиза, подписанная Н.Ф. Еланским и утвержденная Г.С. Голицыным, подтверждала, что проект выгоден России, а участие в нем ИФА РАН обеспечивает чисто научную его направленность. Проект был одобрен, и в 2003 г. в Зотино, в 450 км от Красноярска, началось строительство обсерватории. Торжественное открытие состоялось в июне 2007 г. Наблюдения начались даже раньше в 2006 г. и без перерыва продолжаются по настоящее время. В наблюдениях все эти годы использовались лучшие приборы с выполнением всех международных требований и рекомендаций. ИФА РАН точно следует научной программе, а заявленные цели, связанные с исследованиями баланса CH_4 , CO_2 и O_3 , переноса парниковых и загрязняющих веществ и других задач, постепенно реализуются [Heimann et al., 2014].

Фоновый характер обсерватории позволяет проводить количественные оценки вклада дальнего переноса в региональный баланс климатически значимых газовых примесей и аэрозолей. Так, численные расчеты показали [Штабкин и др., 2016], что шлейф загрязнений от источников, расположенных в Западной Европе, на европейской территории России и юге Сибири, в зимний период играет важную роль в региональном балансе СО в фоновых условиях, что позволяет объяснить 55–80% (70–90 ppb) амплитуды наблюдаемого в Зотино годового хода СО. В теплый период влияние антропогенного фактора выражено слабее, и фоновый уровень СО в регионе зависит, в первую очередь, от окисления биогенных летучих органических соединений и пожарной активности.

По наблюдениям приземных концентраций озона и окислов азота получены оценки скорости фотохимической генерации озона и эффективности производства озона в расчете на одну молекулу NO или NO₂ в условиях развитого конвективного пограничного слоя в зоне бореальных лесов. Показано, что режим озона в бореальных лесах Сибири определяется состоянием фотохимической системы O₃–NO_x–ЛОС. В чистых фоновых условиях, когда содержание NO_x антропогенного происхождения минимально, окислительный потенциал атмосферы невелик, и сток озона преобладает над его образованием [Моисеенко и др., 2019; Моисеенко и др., 2023]. В целом для лесной зоны Сибири является характерным преобладание в атмосферном пограничном слое стока озона над его локальными фотохимическими источниками [Engvall-Stjernberg et al., 2012].

Большое внимание российские участники проекта уделяли наблюдениям и численному моделированию процессов переноса метана в Сибири с использованием глобальной химико-транспортной модели GEOS-chem [Скорород и др., 2016; Моисеенко и др., 2018]. Из полученных результатов можно выделить рассчитанный вклад антропогенных российских источников в содержание метана в Зотино (38.6 ppb), который более чем в два раза превышает вклад источников, расположенных

в Западной Европе (17.7 ppb). Для арктических станций Териберка и Тикси влияние российских и европейских источников сопоставимо (19.5 и 12.4 ppb соответственно). Сравнительно низкий по сравнению с Зотино вклад континентальных эмиссий в приземное содержание CH₄ и его годовую изменчивость на арктических станциях обусловлен длительным временем адвекции из регионов-источников.

Успешное начало трансконтинентальных наблюдений способствовало установлению добрых отношений с Центром экологических исследований (Лейпциг, Германия) и персонально с известным ученым-химиком Л. Вайсфлогом. Совместный проект по изучению влияния хлорорганических соединений на состав атмосферы и состояние растительности (ЕССА) был поддержан европейским фондом научных исследований. Работы велись на обширной территории России в 1997–1999 гг., в том числе на научных станциях ИФА РАН (рис. 7). Многие советы и предложения, сделанные Г.С. Голицыным, были учтены в работе. Благодаря открытию и описанию механизма образования токсичных хлорорганических соединений (пестицидов) в естественных условиях (рис. 8), исследования роли галогенсодержащих веществ в процессах, приводящих к опустыниванию южных территорий России, были продолжены в 1999–2002 гг. в рамках нового проекта TRIDES.



Рис. 7. Участники международного проекта TRIDES на полевых работах в селе Годжур, Калмыкия (июль, 2000 г.). Руководитель проекта – Л. Вайсфлог, Германия (стоит, первый слева)

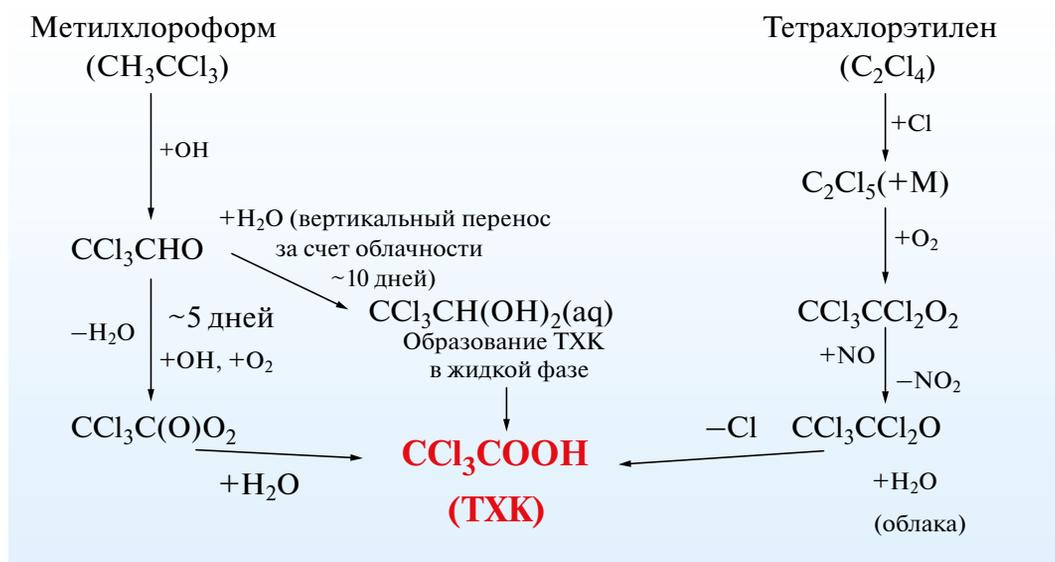


Рис. 8. Схема образования трихлоруксусной кислоты (пестицида) в газовой и водной фазах в естественных условиях

Выполненные в рамках этих проектов исследования выявили механизмы взаимодействия атмосферы, наземных и водных экосистем в засушливых регионах России и мира [Weissflog et al., 2004].

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В короткой статье представлены лишь самые резонансные результаты исследований газового состава атмосферы, которые были получены в совместной работе с Г.С. Голицыным в тот сложный период, когда все подразделения Института, особенно, ведущие непрерывные наблюдения, крайне нуждались в его внимании как выдающегося ученого и радетельного директора Института. Конечно, наше сотрудничество дало значимые результаты и в других актуальных направлениях исследований, в том числе и после 2008 г.

Экспедиции TROICA закончились в 2010 г., но работа с данными наблюдений продолжается и в настоящее время. Получены оценки эмиссий CO , CO_2 , CH_4 , изопрена и терпенов из почвы и от растительности, определены эмиссии загрязняющих веществ и параметры острова тепла в крупных городах России, выявлены и описаны различные механизмы воздействия железнодорожного транспорта на качество приземного воздуха и многие другие значимые результаты [Голицын и др., 2004; Еланский и др.,

2010; Elansky et al., 2016]. Проект TROICA получил широкую известность в мире. Попытки повторения подобных трансконтинентальных наблюдений были предприняты в Северной Америке и Австралии, но они завершились неудачей из-за того, что на железных дорогах используются дизельные локомотивы.

Проект TROICA состоялся благодаря тесному сотрудничеству с Институтом Химии Макса Планка и личного участия в нем Нобелевского лауреата П. Крутцена. В 1999 г. П. Крутцен был избран иностранным членом РАН и в 2019 г. одновременно с Г.С. Голицыным был награжден Большой золотой медалью имени М.В. Ломоносова.

Большое значение имело участие Г.С. Голицына в организации и проведении исследований загрязнения атмосферы в московском мегаполисе и в группе городов – Кавказские Минеральные Воды. По инициативе ИФА РАН и поручению мэра г. Москвы Ю.М. Лужкова был создан Экспертный совет с целью модернизации системы мониторинга городской воздушной среды. Сопредседателями совета являлись Г.С. Голицын и министр – руководитель Департамента природопользования Л.А. Бочин, а секретарем – Н.Ф. Еланский. Работа совета была недолгой, но положила начало многолетней крайне полезной совместной деятельности ИФА РАН и Мосэкомониторинга. Такое же плодотворное сотрудничество установилось с руко-

водством г. Кисловодска и пятигорским Институтом курортологии [Голицын и др., 2003].

Георгий Сергеевич Голицын стоял у истоков продолжающегося уже три десятилетия взаимовыгодного сотрудничества с Институтом физики атмосферы Академии наук Китая. Он является руководителем Российско-Китайской лаборатории, основная задача которой состоит в изучении состояния пограничного слоя атмосферы и антропогенного воздействия на атмосферу крупных городов.

Деятельность академика Г.С. Голицына в области исследований газового состава атмосферы далеко не ограничивается приведенными выше сведениями. Она была значительно полнее и разнообразнее и остается активной в настоящее время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голицын Г.С. Затухание малых колебаний в атмосфере благодаря вязкости и теплопроводности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1965. Т. 1. № 2. С. 136–149.
- Голицын Г.С., Арефьев В.Н., Гречко Е.И., Груздев А.Н., Еланский Н.Ф., Елохов А.С., Семенов В.К. Газовый состав атмосферы и его изменения // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 9. С. 1214–1232.
- Голицын Г.С., Гранберг И.Г., Еланский Н.Ф. Инновационные методы оценки качества воздушной среды курортов Кавминвод // Международная научно-практическая конференция: «Биоресурсы биотехнологии и инновации юга России». Сб. научн. тр. Пятигорск, 2003 г. С. 125–134.
- Голицын Г.С., Еланский Н.Ф., Березин В.М., Кузнецов Г.И. Распределение и основные источники газовых примесей в атмосфере по наблюдениям вдоль Транссибирской железной дороги с помощью вагона-лаборатории // В кн.: «Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности» / Под ред. А.Н. Дмитриевского. М.: 2000. С. 289–297.
- Голицын Г.С., Еланский Н.Ф., Маркова Т.А., Панин Л.В. Режим приземного озона над континентальными районами России // В кн. «Глобальные изменения климата и их последствия» / Под ред. Голицына Г.С., Израэля Ю.А. М.: 2002. С. 195–211.
- Голицын Г.С., Еланский Н.Ф., Скороход А.И., Богданов В.М., Мозерин В.С., Грисенко А.М., Решетов В.В. Поезд-лаборатория для оценки состояния окружающей среды // Конференция «Инновации в эксплуатации и развитии инфраструктуры железнодорожного транспорта». 24–25 июня 2004 г. / Сб. научн. тр. Щербинка, 2004 г. С. 19–22.
- Голицын Г.С., Чунчужов Е.П. Акустико-гравитационные волны в атмосфере Полярные сияния и свечение ночного неба. Результаты исследований по международным геофизическим проектам // Полярные сияния и свечение ночного неба. 1975. № 23. С. 5–21.
- Еланский Н.Ф., Арабов А.Я. Измерения содержания двуокси азота в атмосфере во время солнечного затмения 31 июля 1981 г. // Изв. АН СССР, ФАО. 1982. № 6. С. 667–669.
- Еланский Н.Ф., Беликов И.Б., Голицын Г.С., Грисенко А.М., Лаврова О.В., Панкратова Н.В., Сафронов А.Н., Скороход А.И., Шумский Р.А. Наблюдения состава атмосферы в московском мегаполисе с передвижной лаборатории // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 2. С. 250–256.
- Еланский Н.Ф., Голицын Г.С., Власенко Т.С., Волох А.А. Летучие органические соединения в приземном воздухе по наблюдениям вдоль Транссибирской железнодорожной магистрали // Докл. АН. 2000. Т. 373. № 6. С. 816–821.
- Еланский Н.Ф., Голицын Г.С., Крутцен П.Й., Беликов И.Б., Бренникмайер К.А.М., Скороход А.И. Наблюдения состава атмосферы над Россией: Эксперименты TROICA // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т.61. № 1. С. 79–98.
<https://doi.org/10.31857/S0002351521010041>
- Еланский Н.Ф., Моисеенко К.Б., Панкратова Н.В. Фотохимическая генерация озона в шлейфах антропогенных выбросов над Хабаровским краем // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 511–519.
- Исидоров В.А., Прилепский Э.Б., Федоров Ю.Н. Геотермальные источники летучих органических соединений // Докл. АН. 1991. Т. 319. С. 1106–1109.
- Контроль состояния воздушного бассейна г. Москвы. ИФА РАН. Препринт. Ч. 1. 1991. Ч. 2, 3. 1992.
- Крутцен П.Й., Голицын Г.С., Еланский Н.Ф., Бренникмайер К.А.М., Шарффе Д., Беликов И.Б., Елохов А.С. Наблюдения малых примесей в атмосфере над территорией России с использованием железнодорожного вагона-лаборатории // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 6. С. 819–823.
- Моисеенко К.Б., Березина Е.В., Васильева А.В., Штабкин Ю.А., Скороход А.И., Еланский Н.Ф., Беликов И.Б. NO_x-лимитирующий режим фотохимической генерации озона в слабо загрязненном конвективном пограничном слое: наблюдения на высотной мачте ЗОТТО в Центральной Сибири в 2007–2015 гг. // Докл. АН. 2019. Т. 487. № 6. С. 669–673.
<https://doi.org/10.31857/S0869-56524876669-673>
- Моисеенко К.Б., Штабкин Ю.А., Березина Е.В., Скороход А.И. Региональные фотохимические источники приземного озона в Европе и Западной

- Сибири // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. №6. С. 645–6458. <https://doi.org/10.15372/AOO20231006>
- Моисеенко К.Б., Штабкин Ю.А., Васильева А.В., Скороход А.И., Фёдорова Е.И. Региональные источники и сезонный цикл метана в Центральной Сибири и Арктике: наблюдения и численные эксперименты // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 18. С. 822–833.
- Скороход А.И., Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Томпсон Р.Л., Новигатский А.Н., академик РАН Голицын Г. С. Атмосферный метан и его изотопный состав над морями российской Арктики по результатам судовых измерений летом и осенью 2015 года // Докл. АН. 2016. Т. 470. № 5. С. 580–584. <https://doi.org/10.7868/S0869565216290247>
- Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б., Скороход А.И., Васильева А.В., Хайманн М. Источники и вариации тропосферного СО в центральной Сибири: численные эксперименты и наблюдения на высотной мачте ZOTTO // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 1. С. 51–63. <https://doi.org/10.7868/S0002351516010090>
- Bergamaschi P., Brenninkmeijer C.A.M., Hahn M., Rockmann T., Schaffe D., Crutzen P.J., Elansky N.F., Belikov I.B., Trivett N.B.A., Worthy D.E.J. Isotope analysis based on source identification for atmospheric CH₄ and CO sampled across Russia using the Trans-Siberian railroad // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № D7. P. 8227–8235.
- Crutzen P.J. Ozone Production Rates in an Oxygen Hydrogen-Nitrogen Oxide Atmosphere // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 7311.
- Crutzen P.J., Elansky N.F., Hahn M., Golitsyn G.S., Brenninkmeijer C.A.M., Scharffe D., Belikov I.B., Maiss M., Bergamaschi P., Rockmann T., Grisenko A.M., Sevostyanov V.V. Trace gas measurements between Moscow and Vladivostok using the Trans-Siberian railroad // J. Atm. Chemistry. 1998. V. 29. № 2. P. 179–194.
- Dedikov J.V., Akopova G.S., Gladkaja N.G., Piotrovsky A.S., Markellov V.A., Salikhov S.S., Kaesler H., Ramm A., Mueller von Blumencron A., Lelieveld J. Estimating methane releases from natural gas production and transmission in Russia // Atm. Env. 1999. V. 33. P. 3291–3299.
- Elansky N.F., Belikov I.B., Berezina E.V., Brenninkmeijer C.A.M., Buklikova N.N., Crutzen P.J., Elansky S.N., Elkins J.V., Elokhov A.S., Golitsyn G.S., Gorchakov G.I., Granberg I.G., Grisenko A.M., Holzinger R., Hurst D.F., Igaev A.I., Kozlova A.A., Kopeikin V.M., Kuokka S., Lavrova O.V., Lisitsyna L.V., Moeseenko K.B., Oberlander E.A., Obvintsev Yu.I., Pankratova N.V., Postlyakov O.V., Putz E., Romashkin P.A., Safronov A.N., Shenfeld K.P., Skorokhod A.I., Shumsky R.A., Tarasova O.A., Turnbull J.C., Vartiainen E., Weissflog L., Zhernikov K.V. Atmospheric Composition Observations over Northern Eurasia using the Mobile Laboratory: TROICA Experiments. Moscow: ISTC Publ. 2009. 73 p. <http://www.ifaran.ru/troica/index.html>
- Elansky N.F., Golitsyn G.S., Belikov I.B., Markova T.A., Panin L.V., Vlasenko T.S., Crutzen P.J., Brenninkmeijer C.A.M., Ivanova A.R., and Shakina N.P. Surface ozone concentration over Russia from TROICA experiments // Quadrennial Ozone Symposium “Atmospheric Ozone” 3–8 July 2000. Proc. Sapporo, Japan. P. 825–828.
- Elansky N.F., Golitsyn G.S., Vlasenko T.S., Volokh A.A. Concentrations of Volatile Organic Compounds in Surface Air along the Trans-Siberian Railroad // Izv. Atmospheric and Oceanic Physics. 2001. V. 37. Suppl. 1. P. S10–S23.
- Elansky N.F., Lavrova O.V., Skorokhod A.I., Belikov I.B. Trace Gases in the Atmosphere over Russian Cities // Atm. Env. 2016. V. 143. P. 108–119. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.08.046>
- Engvall-Stjernberg A.-C., Skorokhod A.I., Elansky N.F., Paris J.-D., Nédélec P., & Stohl A. Low surface ozone in Siberia // Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. 2012. V. 64. P. 11607. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v64i0.11607>
- Golitsyn G.S., Elansky N.F., Markova T.A., Panin L.V. Surface Ozone behavior over Continental Russia // Izv. Atmospheric and Oceanic Physics. 2002. V. 38. Suppl. 1. P. S116–S126.
- Golitsyn G.S., Grechko E.I., Elansky N.F., Pugachev N.S. Some Soviet measurements of trace gases // Tellus A: Dinamic Meteorology and Oceanography. 1991. V 43. № 4. P. 264–275.
- Golitsyn G.S., Gruzdev A.N., Elansky N.F., Perzev N.N., Shefov N.N. Studies of structure of orographic lee waves. // International Symp. of the Qinghai-Xizang Plateau and mountain meteorology. 20–24 March 1984. Proc. Beijing, China. P. 854–864.
- Heimann M., Schulze E.D., Winderlich J., Andreae M., Chi X., Gerbig C., Kolle O., Kübler K., Lavric J.V., Mikhailov E., Panov A., Park S., Rödenbeck C., Skorokhod A. The Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO): Quantifying Large Scale Biogeochemical Changes in Central Siberia // Nova Acta Leopoldina NF. 2014. V. 117(399). P. 51–64.
- Hurst D.F., Romashkin P.A., Elkins J.W., Oberlander E.A., Elansky N.F., Belikov I.B., Granberg I.G., Golitsyn G.S., Grisenko A.M., Brenninkmeijer C.A.M., Crutzen P.J. Emissions of ozone-depleting substances in Russia during 2001 // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D14303. <https://doi.org/10.1029/2004JD004633>

- Moiseenko K.B., Vasileva A.V., Skorokhod A.I., Belikov I.B., Repin A.Yu., Shtabkin Yu.A.* Regional impact of ozone precursor emissions on NO_x and O₃ levels at ZOTTO tall tower in central Siberia // *Earth Space Sci.* 2021. V. 8. e2021EA001762. <https://doi.org/10.1029/2021EA001762>
- Oberlander E.A., Brenninkmeijer C.A.M., Crutzen P.J., Elansky N.F., Golitsyn G.S., Granberg I.G., Scharffe D.H., Hofmann R., Belikov I.B., Paretzke H.G., van Velthoven P.F.J.* Trace gas measurements along the Trans-Siberian railroad: the TROICA 5 expedition // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D14. P. 4206. (ACH 13-1 – 13-15). <https://doi.org/10.1029/2001JD000953>
- Reshetnikov A.I., Paramonova N.N., Shashkov A.A.* An evaluation of historical methane emissions from the Soviet gas industry // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № D3. P. 3517–3529.
- Savinykh V.V., Elansky N.F., Gruzdev A.N.* Interannual variations and long-term trends in total ozone over the North Caucasus // *Atmospheric Environment.* 2021. V. 251. P. 118252. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2021.118252>
- Senik I.A., Elansky N.F.* Surface Ozone Concentration Measurements at the Kislovodsk High-Altitude Scientific Station: Temporal Variations and Trends // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2001. V. 37. Suppl. 1. P. S110–S119.
- Tarasova O.A., Brenninkmeijer C.A.M., Assonov S.S., Elansky N.F., Röckmann T., Brass M.* Atmospheric CH₄ along the Trans-Siberian railroad (TROICA) and river Ob: Source identification using stable Isotopes analysis // *Atm. Environment.* 2006. V. 40. № 29. P. 5617–5628.
- Weissflog L., Elansky N., Putz E., Krueger G., Lange Ch.A., Lisitzyna L., Pfennigsdorff A.* Trichloroacetic acid in the vegetation of polluted and remote areas of both Hemispheres – Part II: salt lakes as novel sources of natural chlorohydrocarbons // *Atmospheric Environment.* 2004. V. 38. № 25. P. 4197–4204.

THE HARD 90s – THE TIME OF MAJOR PROJECTS TO STUDY THE COMPOSITION OF THE ATMOSPHERE

© 2025 N. F. Elansky

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

e-mail: n.f.elansky@mail.ru

The aggravation of the problems of changing the state of the ozone layer and the Earth's climate in the 90s caused the rapid development of atmospheric composition studies. The creation of more advanced numerical models in order to predict possible consequences required an expansion of the number of measured species and more detailed information about their chemical interactions in the atmosphere. The IAP RAS is one of the few scientific centers in the countries of the former USSR, which followed the global trend in the conditions of the economic and political crisis. The article summarizes the main achievements of the Institute in the field of improving the atmospheric composition observation system and studying the processes of transport and chemical transformation of species in the period from 1990 to 2008, when G.S. Golitsyn headed the IAP RAS.

Keywords: atmospheric composition, ozone, greenhouse gases, emission of pollutants into the atmosphere, carbon balance

УДК 551.511

ДВУХПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИНТЕНСИВНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ВИХРЕЙ

© 2025 г. М. В. Курганский^{a, *}, Ю. И. Ярынич^{a, b, c}

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

^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Научно-исследовательский вычислительный центр, Ленинские Горы, 1, стр. 4, Москва, 119991 Россия

^cМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет, Ленинские Горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: kurgansk@ifaran.ru

Поступила в редакцию 23.05.2024 г.

После доработки 20.10.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Исследовано двухпараметрическое семейство вихрей, в которых движение воздуха вблизи оси вихря отличается от твердотельного вращения, и тангенциальная скорость возрастает по степенному закону. Показано, что такие вихри удовлетворяют уравнению баланса углового момента, дополненному моделью турбулентной вязкости, включающей как традиционный механизм вихревой вязкости, так и механизм отрицательной диффузии углового момента в вихре. Особое внимание уделено восстановлению радиального профиля падения давления в вихре в явном аналитическом виде. Приведены примеры двухпараметрического представления вихрей как для дискретных, целочисленных значений параметров, так и для непрерывного спектра их изменений. Полученные результаты применены к суперячейковым смерчам (торнадо). Показано, что ширина полосы на поверхности земли, заметаемой вихрем при его перемещении, и определяемая из условия, что ветер имеет ураганную силу, систематически уменьшается, когда движение воздуха вблизи оси вихря отклоняется от твердотельного вращения. Использование нисходящего потока спиральности в вихре как меры интенсивности торнадо, а также в определенной степени их «разрушительной силы», подтверждает эти результаты. Обсужден вопрос о наилучшей аппроксимации в рамках обобщенного двухпараметрического семейства вихрей радиального профиля тангенциальной скорости в известном вихре Салливана.

Ключевые слова: интенсивные атмосферные вихри, пыльные вихри, смерчи, торнадо, турбулентная вязкость, диффузия углового момента, поток спиральности, вихрь Салливана

DOI: 10.31857/S0002351525010062, **EDN:** HFCFED

1. ВВЕДЕНИЕ

Встречающиеся в природе интенсивные атмосферные вихри конвективной природы, которые принадлежат к числу опасных метеорологических явлений, имеют различную морфологию [Stull, 2011]. В частности, пыльные вихри и смерчи (торнадо) часто бывают узкими и сосредоточенными, имеющими радиальный профиль тангенциальной скорости, который отвечает известной модели вихря Рэнкина (или, возможно более точно, модели вихря Бюргерса–Ротта [Burgers, 1948; Rott, 1958]). В работе [Vatistas et al., 1991] было

введено однопараметрическое семейство вихрей, один из представителей которого имеет радиальный профиль скорости, очень близкий к вихрю Бюргерса–Ротта, и, что замечательно, в отличие от вихря Бюргерса–Ротта радиальный профиль давления в вихре Ватистаса дается аналитической формулой, допускающей практические использования [Lorenz, 2014]. Однако определенная часть пыльных вихрей и смерчей (торнадо) имеет структуру, не описываемую указанными выше моделями. Это более широкие и возможно двухячейстые вихри, в которых поле скорости в вихревом ядре существенно отклоняется

от поля скорости, отвечающего твердотельному вращению. При этом тангенциальная скорость имеет тенденцию сосредотачиваться на границе вихревого ядра, где она максимальна. Попытка описать такие вихри путем модификации вихря Рэнкина была сделана в [Kurgansky et al., 2016], и непрерывный аналог этого модифицированного вихря Рэнкина исследовался в [Курганский, 2023]. В данной работе предлагается синтез указанных выше подходов. Именно исследуется двухпараметрическое семейство вихрей, обобщающее однопараметрическое семейство вихрей Ватистаса [Vatistas et al., 1991], на случай учета отклонений вращения воздуха от твердотельного в окрестности оси вихря. Имеющее сходную цель обобщение вихря Ватистаса было предложено в [Wood and White, 2011]. Однако исследуемое в данной работе двухпараметрическое семейство вихревых решений отличается от трехпараметрического семейства вихрей, предложенных в [Wood and White, 2011], тем, что ставится условие потенциальности потока на бесконечности. Это условие является определенной идеализацией, поскольку в реальных условиях радиальный профиль азимутальной скорости в периферийной части вихря иногда отклоняется от закона r^{-1} , отвечающего безвихревому потоку, но оно позволяет представить наше двухпараметрическое семейство вихрей, как решения уравнения баланса углового момента с двумя коэффициентами вихревой вязкости, первый из которых — это традиционный коэффициент вихревой вязкости, а второй призван описывать диффузию удельного углового момента. Кроме того, в отличие от [Wood and White, 2011; Wood and Brown, 2011] в данной работе сделан акцент на расчетах радиального профиля падения давления в вихре, с целью получения явных аналитических формул, допускающих практическое использование.

2. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВИХРЯ

Вертикальные конвективные вихри, такие как пыльные вихри и смерчи (торнадо), сосуществуют с турбулентным атмосферным пограничным слоем, в который они погружены. Чтобы адекватно описать радиальный перенос углового момента в вихрях, в [Bretherton and Turner, 1968] предложено выделить в турбулентности (а) элементы, переносящие относительную завихренность, и (б) элементы, переносящие угловой момент; см. также [McEwan, 1973]. Перенос угло-

вого момента связывается при этом с отличиями в среднеквадратических значениях радиальной и азимутальной компонент скорости турбулентных движений, т.е. в определенной степени с анизотропией турбулентного переноса. В предположении, что вихри однородны в аксиальном (вертикальном) направлении, указанные авторы рассматривали следующее уравнение баланса углового момента

$$r^2 \frac{\partial v}{\partial t} + ur \frac{\partial}{\partial r}(vr) = \frac{\partial}{\partial r} \left\{ v_T r^3 \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{v}{r} \right) + \chi_T r \frac{\partial}{\partial r}(vr) \right\}. \quad (1)$$

Здесь $v_T > 0$ — традиционный коэффициент вихревой вязкости, в то время как χ_T описывает диффузию удельного углового момента. Используются цилиндрические координаты (r, θ, z) , где r — расстояние до оси вихря и z — высота над поверхностью земли $z = 0$; предполагается азимутальная симметрия вихревого движения, т.е. независимость поля скорости от азимута θ ; (u, v, w) — компоненты скорости, отвечающие координатам (r, θ, z) . Уравнение (1) можно переписать в эквивалентном, но более удобном для дальнейшего виде

$$\frac{\partial}{\partial t}(vr) + u \frac{\partial}{\partial r}(vr) = v_T r \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r}(vr) \right) + \chi_T \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial}{\partial r}(vr) \right). \quad (2)$$

В [Bretherton and Turner, 1968; McEwan, 1973, 1976] полагалось, что $\chi_T > 0$. Мы же, следуя [Kurgansky et al., 2016], допускаем возможность отрицательных значений χ_T , т.е. отрицательной диффузии углового момента. Как это следует из (2), величина скорости диссипации кинетической энергии

$$D = r \left[(v_T + \chi_T) \left(\frac{\partial v}{\partial r} \right)^2 + (v_T - \chi_T) \frac{v^2}{r^2} \right]$$

неотрицательна (см. Приложение А), если выполняются неравенства $v_T \geq \chi_T \geq -v_T$. Как следует из этих неравенств, коэффициент диффузии углового момента χ_T может, вообще говоря, иметь тот же порядок величины, что и коэффи-

коэффициент вихревой вязкости ν_T . Отметим, что положительные значения χ_T означают тенденцию к выравниванию углового момента в вихревом ядре. Этот случай будет кратко рассмотрен ниже и при этом — поскольку азимутальная скорость на оси вихря обязана обращаться в нуль — эта скорость растет с радиусом вблизи оси вихря быстрее, нежели скорость, отвечающая твердотельному вращению жидкости, т.е. радиальный профиль азимутальной скорости имеет выпуклость, направленную вверх. Напротив, отрицательные значения χ_T означают тенденцию к концентрации углового момента на границе вихревого ядра, когда азимутальная скорость растет с радиусом вблизи оси вихря медленнее, чем скорость, отвечающая твердотельному вращению жидкости, и соответствующий радиальный профиль азимутальной скорости имеет выпуклость, направленную вниз. Этот случай отрицательных значений χ_T наиболее интересен для приложений к интенсивным атмосферным вихрям и подробно разобран в данной работе.

В данной работе предлагается следующее двухпараметрическое аналитическое выражение для тангенциальной (азимутальной) скорости в вихре [ср. Курганский, 2023]¹

$$v(r) = \frac{v_m r^s / r_m^s}{\left(1 + r^{(1+s)n} / r_m^{(1+s)n}\right)^{1/n}}, \quad n \geq 1, \quad s \geq 1. \quad (3)$$

Формула (3) обобщает соответствующую формулу Ватистаса [Vatistas et al., 1991] на случай $s \neq 1$. Здесь, наряду с основными параметрами модели (n, s), двумя дополнительными параметрами являются величины r_m и v_m , и профиль скорости (3) может быть представлен в безразмерном виде

$$\bar{v}(\bar{r}) = \frac{\bar{r}^s}{\left(1 + \bar{r}^{(1+s)n}\right)^{1/n}}, \quad n \geq 1, \quad s \geq 1, \quad (3')$$

где $\bar{r} = r/r_m$ и $\bar{v} = v/v_m$. Чтобы v_m в точности отвечало максимуму скорости v_m^* , а r_m — расстоянию до центра вихря r_m^* , на котором этот максимум достигается, формулу (3') надо брать в более сложном виде

$$\bar{v}(\bar{r}) = \frac{\bar{r}^s}{\left[\frac{1}{s+1} + \frac{s}{s+1} \bar{r}^{(1+s)n}\right]^{1/n}}, \quad n \geq 1, \quad s \geq 1. \quad (3'')$$

Соответственно, в (3'') $\bar{r} = r/r_m^*$ и $\bar{v} = v/v_m^*$. Однако использование (3'') несколько усложнило бы последующие выкладки, и вместо формулы (3'') мы в дальнейшем в основном используем формулы (3) и/или (3').

Теперь из уравнения (2), взятого в стационарном случае, и формулы (3') мы можем рассчитать радиальную скорость в вихре

$$u(\bar{r}) = \frac{(v_T + \chi_T)s - (v_T - \chi_T)}{r_m \bar{r}} - \frac{v_T + \chi_T}{r_m} \frac{(n+1)(s+1)\bar{r}^{(s+1)n-1}}{1 + \bar{r}^{(s+1)n}}. \quad (4)$$

Исключение особенности при $\bar{r} = 0$ в первых двух слагаемых в правой части (4) дает условие $s = (v_T - \chi_T)/(v_T + \chi_T)$, т.е. $v_T(s-1) + \chi_T(s+1) = 0$. Точно такое же условие было получено в [Kurgansky et al., 2016], когда искалось общее решение стационарного уравнения (1) при дополнительном требовании, что $u = 0$. Указанное решение имеет вид $v = ar^{s_1} + br^{s_2}$, где $s_1 = -1$ отвечает безвихревому потоку, а $s_2 = (v_T - \chi_T)/(v_T + \chi_T)$ отвечает профилю скорости, отличному от твердотельного вращения; a и b — постоянные интегрирования, определяемые граничными условиями. На этой основе в [Kurgansky et al., 2016] был рассмотрен составной вихрь

$$v(r) = \begin{cases} v_m (r/r_m)^{s_2}, & r \leq r_m \\ v_m (r_m/r), & r > r_m \end{cases},$$

обобщающий вихрь Рэнкина на случай $s_2 > 1$. В данной работе производится обобщение работ [Kurgansky et al., 2016; Курганский, 2023] на случай: (а) непрерывных профилей тангенциальной скорости (3) и/или (3'); (б) расчета полей радиальной и вертикальной скорости, которые в силу уравнения (2) отвечают профилю тангенциальной скорости (3) и/или (3'); (в) учета возможности различных комбинаций параметров (n, s) в (3) и/или (3'); (г) расчета радиального профиля падения давления в вихре с профилем тангенциальной скорости (3) и/или (3'), и (д) отбора

¹ Обзор точных решений уравнений гидродинамики, которые применяются при изучении интенсивных атмосферных вихрей дан в [Kurgansky et al., 2016; Вараксин, 2017; Онищенко и др., 2020].

случаев, когда этот профиль восстанавливается в явном аналитическом виде, допускающем практическое использование.

Учитывая, что $\chi_T = -v_T(s-1)/(s+1)$, и подставляя в (4), будем окончательно иметь

$$u(\bar{r}) = -\frac{v_T}{r_m} 2(n+1) \frac{\bar{r}^{(s+1)n-1}}{1 + \bar{r}^{(s+1)n}}. \quad (5)$$

Теперь из условия несжимаемости $\partial(ur)/\partial r + \partial(wr)/\partial z = 0$ путем интегрирования по координате z с учетом условия непроницаемости поверхности земли $z = 0^2$ мы получаем

$$\frac{w}{z} = -\frac{1}{r_m} \frac{1}{\bar{r}} \frac{\partial}{\partial \bar{r}} (u\bar{r})$$

и, подставляя (5), имеем

$$\frac{w}{z} = \frac{v_T}{r_m^2} 2n(n+1)(s+1) \frac{\bar{r}^{(s+1)n-2}}{(1 + \bar{r}^{(s+1)n})^2}. \quad (6)$$

Для интенсивных атмосферных вихрей безразмерный параметр $v_m r_m / v_T$ очень велик. Так, для смерчей (торнадо) удельный угловой момент $v_m r_m$ имеет порядок величины $10^3 - 10^4 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, в то время как для коэффициента вихревой вязкости v_T характерны значения порядка $10 - 10^2 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Как это следует из соотношения $\chi_T = -v_T(s-1)/(s+1)$, отрицательный коэффициент диффузии углового момента имеет по модулю тот же порядок величины, что и v_T . Поэтому, когда рассматриваются не очень большие высоты z над поверхностью земли, то $(v_m r_m^2 / v_T z)^2 \gg 1$ и радиальное и вертикальное уравнения движения принимают с асимптотической точностью вид [ср. Vatisas et al., 1991]

$$-\frac{v^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}, \quad 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z},$$

где ρ — считающаяся постоянной по величине плотность воздуха и p — давление. Так, из первого из этих уравнений, которое выражает условие циклострофического баланса, следует, что радиальный профиль падения давления в вихре $\Delta p(r) = p(r) - p(\infty)$ дается интегралом

² На границе $z = 0$ используются условия проскальзывания.

$$\Delta p(r) = \Delta P \int_{r^2/r_m^2}^{\infty} \frac{\xi^{s-1}}{\left(1 + \xi^{\frac{s+1}{2n}}\right)^{2/n}} d\xi, \quad \xi = \frac{r^2}{r_m^2} \equiv \bar{r}^2, \quad (7)$$

где $\Delta P = -\rho v_m^2 / 2$.

Отметим, что профилю (3'') отвечают, соответственно, профили радиальной и аксиальной (вертикальной) скорости

$$u(\bar{r}) = -\frac{v_T}{r_m} 2(n+1) \frac{\bar{r}^{(s+1)n-1}}{s^{-1} + \bar{r}^{(s+1)n}},$$

$$\frac{w}{z} = \frac{v_T}{r_m^2} 2n(n+1) \left(\frac{s+1}{s}\right) \frac{\bar{r}^{(s+1)n-2}}{(s^{-1} + \bar{r}^{(s+1)n})^2}.$$

При этом вновь выполняется исключаящее особенность условие $v_T(s-1) + \chi_T(s+1) = 0$ и также необходимо помнить, что в только что выписанных формулах $\bar{r} = r/r_m^*$, где r_m^* — это радиус, на котором тангенциальная скорость максимальна.

3. ПРИМЕРЫ ВИХРЕЙ С ЦЕЛОЧИСЛЕННЫМИ ЗНАЧЕНИЯМИ (n, s)

Примеры применения формул (5)–(7) для различных комбинаций целочисленных параметров (n, s) в (3) и/или (3'), когда выполняется вышеуказанное условие (д), даны ниже.

1. Случай $n = 1, s = 1, \chi_T = 0$ (см. [Fiedler, 1989]; в литературе такой вихрь также называют вихрем Скалли [Scully, 1975], хотя такая вихревая модель использовалась и в других работах).

$$\bar{v}(\bar{r}) = \frac{\bar{r}}{1 + \bar{r}^2}, \quad u(\bar{r}) = -4 \frac{v_T}{r_m} \frac{\bar{r}}{1 + \bar{r}^2},$$

$$\frac{w}{z} = \frac{v_T}{r_m^2} \frac{8}{(1 + \bar{r}^2)^2}, \quad \Delta p(\bar{r}) = \Delta P (1 + \bar{r}^2)^{-1};$$

$\Delta p(\bar{r}) = \frac{1}{2} \Delta P$, когда $\bar{r} = 1$; $v(\bar{r}) = \max$, когда $\bar{r} = 1$.

2. Случай $n = 2, s = 1, \chi_T = 0$ [Vatisas et al., 1991].

$$\bar{v}(\bar{r}) = \frac{\bar{r}}{\sqrt{1 + \bar{r}^4}}, \quad u(\bar{r}) = -\frac{6v_T}{r_m} \frac{\bar{r}^3}{1 + \bar{r}^4},$$

$$\frac{w}{z} = \frac{24v_T}{r_m^2} \frac{\bar{r}^2}{(1 + \bar{r}^4)^2}, \quad \Delta p(\bar{r}) = \Delta P \left(\frac{\pi}{2} - \arctg(\bar{r}^2) \right);$$

$\Delta p(\bar{r}) = \frac{1}{2} \Delta P$, когда $\bar{r} \approx 1.35$; $v(\bar{r}) = \max$, когда $\bar{r} = 1$.

3. Случай $n = 1, s = 3, \chi_T = -\frac{1}{2}v_T$ [Курганский, 2023].

$$\bar{v}(\bar{r}) = \frac{\bar{r}^3}{1 + \bar{r}^4}, \quad u(\bar{r}) = -\frac{4v_T}{r_m} \frac{\bar{r}^3}{1 + \bar{r}^4},$$

$$\frac{w}{z} = \frac{16v_T}{r_m^2} \frac{\bar{r}^2}{(1 + \bar{r}^4)^2}$$

$$\Delta p(\bar{r}) = \Delta P \frac{1}{2} \left(\frac{\bar{r}^2}{1 + \bar{r}^4} + \frac{\pi}{2} - \arctg(\bar{r}^2) \right);$$

$\Delta p(\bar{r}) = \frac{1}{2} \Delta P$, когда $\bar{r} \approx 1.27$; $v(\bar{r}) = \max$, когда $\bar{r} \approx 1.32$.

4. Случай $n = 2, s = 2, \chi_T = -\frac{1}{3}v_T$.

$$\bar{v}(\bar{r}) = \frac{\bar{r}^2}{\sqrt{1 + \bar{r}^6}},$$

$$u(\bar{r}) = -\frac{6v_T}{r_m} \frac{\bar{r}^5}{1 + \bar{r}^6}, \quad \frac{w}{z} = \frac{36v_T}{r_m^2} \frac{\bar{r}^4}{(1 + \bar{r}^6)^2},$$

$$\Delta p(\bar{r}) = \Delta P \left(\frac{1}{6} \ln \frac{(1 + \bar{r}^2)^2}{1 - \bar{r}^2 + \bar{r}^4} + \frac{1}{\sqrt{3}} \left(\frac{\pi}{2} - \arctg \left(\frac{2\bar{r}^2 - 1}{\sqrt{3}} \right) \right) \right);$$

$\Delta p(\bar{r}) = \frac{1}{2} \Delta P$, когда $\bar{r} \approx 1.39$; $v(\bar{r}) = \max$, когда $\bar{r} \approx 1.12$.

Здесь учтено, что граница вихревого ядра в вихре (и зачастую то, что понимается под радиусом вихря), как правило, определяется в литературе двояким образом. Во-первых, как расстояние от центра вихря, на котором падение давления равняется половине падения давления в центре вихря. Во-вторых, как расстояние от центра вихря, на котором тангенциальная скорость в вихре достигает максимума. Как следует из указанных выше примеров, эти два определения идентичны лишь для вихря № 1. Интересно, что для вихрей № 2, 4 первое определение указывает на больший размер вихревого ядра, нежели второе определение, в то время как для вихря № 3 ситуация обратная, хотя при этом оба значения достаточно близки. Радиальные профили тангенциальной скорости и падения давления, отвечающие всем четырем вихрям, показаны соответственно на рис. 1 и 2.

В качестве приложения полученных результатов к такому особо опасному метеорологическому явлению, как суперчейковое торнадо, рассмотрим пример относительно небольшого по размерам, но интенсивного вихря, наблюдавшегося 22 мая 2004 г. в штате Небраска, США. Согласно (рис. 3 из [Wurman et al., 2021]), измеренная мобильным доплеровским радаром максимальная скорость ветра в торнадо равняется 72 мс^{-1} (что отвечает категории интенсивности EF-4), диаметр вихря равен 151 м, и поэтому можно допустить, что

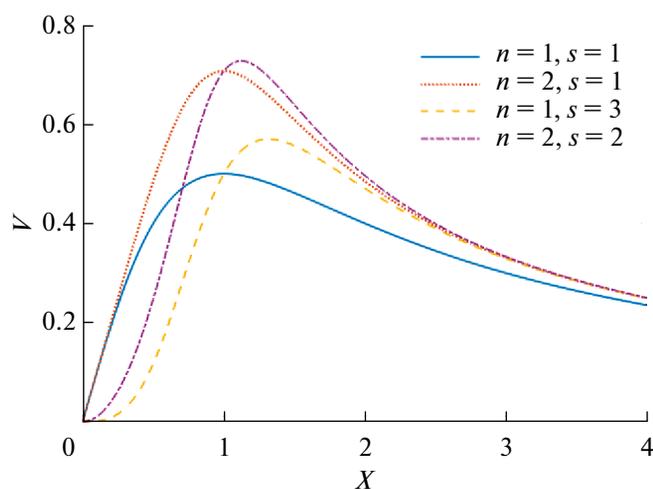


Рис. 1. График радиального профиля тангенциальной скорости в вихре № 1 (сплошная линия), вихре № 2 (точечная линия), вихре № 3 (штриховая линия) и вихре № 4 (штрихпунктирная линия) в координатах (X, V) , где $X = \bar{r}$ и $V = \bar{v}(\bar{r})$

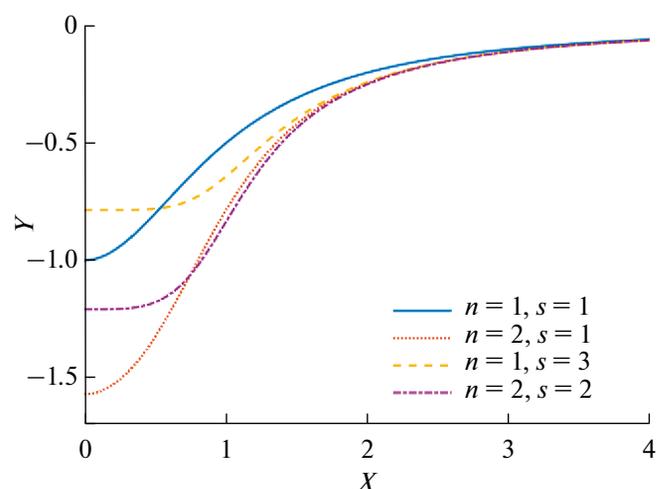


Рис. 2. График радиального профиля падения давления в вихре № 1 (сплошная линия), вихре № 2 (точечная линия), вихре № 3 (штриховая линия) и вихре № 4 (штрихпунктирная линия) в координатах (X, Y) , где $X = \bar{r}$ и $Y = \Delta p(\bar{r}) / |\Delta P|$

максимум скорости достигается на расстоянии 75.5 м от центра вихря. Считая, что основные разрушения вызываются при превышении скорости ветра порогового значения в $32.7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (ветер ураганной силы), мы оцениваем ширину полосы разрушений, производимым этим торнадо при его перемещении по поверхности, для четырех выписанных выше моделей вихрей. Получаем, соответственно: 628.7 м (вихрь № 1, $r_m = 75.5 \text{ м}$, $v_m = 72 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot 2 = 144 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$), 467.5 м (вихрь № 2, $r_m = 75.5 \text{ м}$, $v_m = 72 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot 2^{1/2} \approx 101.8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$), 438.8 м (вихрь № 3, $r_m = 75.5 \text{ м} / 1.32 \approx 57.2 \text{ м}$, $v_m = 72 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} / 0.5699 \approx 126.3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$), 406.2 м (вихрь № 4, $r_m = 75.5 \text{ м} / 1.12 \approx 67.4 \text{ м}$, $v_m = 72 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} / 0.7274 \approx 99.9 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$). Видна тенденция уменьшения этой ширины с увеличением индексов n и особенно s . Эта тенденция будет еще заметнее, если, например, рассмотреть вихрь с $n = 2$ и $s = 10$. Ширина полосы разрушений составляет при этом 348.7 м, что почти вдвое меньше, чем для вихря № 1. Это обстоятельство полезно иметь в виду при анализе разрушений, производимых торнадо.

В качестве альтернативной меры интенсивности торнадо (а также в определенной степени и их «разрушительной силы») рассмотрим введенный в [Курганский, 2008; см. также Курганский, 2017; Chkhetiani and Kurgansky, 2024], направленный вниз поток спиральности в вихре, равный по величине

$$S = \frac{8\pi}{3} \int_0^\infty v^3(r) dr,$$

если только $v^3 r \rightarrow 0$ при $r \rightarrow \infty$. Для вихря (3'') этот поток приобретает вид

$$S = \frac{8\pi}{3} v_m^{*3} r_m^* \int_0^\infty \frac{\bar{r}^{-3s} d\bar{r}}{\left[\frac{1}{s+1} + \frac{s}{s+1} \bar{r}^{-(1+s)n} \right]^{3/n}}. \quad (8)$$

Напомним, что в выражении (8) v_m^* в точности отвечает максимуму скорости, а r_m^* — расстоянию до центра вихря, на котором этот максимум достигается.

Для рассматриваемых вихрей интеграл в выражении (8) выражается через бета-функцию

$B(x, y) = \int_0^1 \frac{t^{x-1} dt}{(1+t)^{x+y}}$, связанную с гамма-функцией посредством соотношения $B(x, y) = \Gamma(x)\Gamma(y)/\Gamma(x+y)$. При этом

$$x = \frac{3s+1}{n(s+1)}, \quad y = \frac{2}{n(s+1)}, \quad x+y = \frac{3}{n}.$$

В табл. 1 показаны рассчитанные значения коэффициента $K = K(n, s)$ в выражении для потока спиральности

$$S = K(n, s) \pi v_m^{*3} r_m^* \quad (9)$$

для пяти различных вихрей. Первые четыре вихря близко соответствуют вихрям № 1–4, пятый вихрь отвечает $n = 2, s = 10$. Отметим, что для вихрей № 1, 2 интеграл в выражении (8) берется и элементарными средствами. Из табл. 1 видна превосходная корреляция вычисленных значений K с вышеприведенными значениями ширины полосы, заметаемой ветром ураганной силы.

Поток спиральности (8) пропорционален произведению куба максимальной скорости ветра v_m^{*3} на ширину полосы $W = 2r_m^*$, заметаемой максимальным ветром при перемещении вихря. Имеются основания полагать, что W в целом растет с увеличением v_m^* , хотя точный закон, по которому это происходит, не вполне ясен. Очевидно только, что поток спиральности (8) в среднем растет с ростом v_m^* сильнее, чем по кубическому закону. Однако обнаруживаемая в табл. 1 изменчивость коэффициента $K(n, s)$ формуле (9) несколько смягчает этот рост, если допустить, что самые сильные торнадо характеризуются меньшими значениями $K(n, s)$ по сравнению с более слабыми торнадо, что отражает определенные изменения в структуре поля скорости ветра в них.

Таблица 1. Зависимость коэффициента $K(n, s)$ от параметров вихревой модели (n, s) в формуле (9) для нисходящего вертикального потока спиральности. Значения $K(n, s)$ указаны приближенно, с двумя знаками после запятой

(n, s)	(1, 1)	(2, 1)	(1, 3)	(2, 2)	(2, 10)
$K(n, s)$	5.33	3.77	3.22	2.88	1.81

4. НЕПРЕРЫВНЫЙ СПЕКТР ВИХРЕВЫХ РЕШЕНИЙ

Помимо указанных в предыдущем разделе примеров дискретных, целочисленных значений параметров (n, s) в (3) и/или (3'), когда выполняется условие (д) из Раздела 2, имеется также непрерывный спектр значений этих параметров, когда указанное условие заведомо выполнено.

Исходим из соотношения (7), тождественно переписываем его в виде

$$\Delta p(r) = \frac{\Delta P}{s} \int_{r^2/r_m^2}^{\infty} \frac{d(1+\xi^s)}{\left(1+\xi^{\frac{s+1}{2}n}\right)^{2/n}}.$$

Этот интеграл элементарно берется, когда $s = (s+1)n/2$, т.е. $n = 2s/(s+1)$. Получаем

$$\Delta p(\bar{r}) = \Delta P (1+\xi^s)^{-1/s} \Big|_{\bar{r}^2}^{\infty} = \frac{\Delta P}{(1+\bar{r}^{2s})^{1/s}}.$$

Соответствующее поле скорости в вихре имеет вид

$$\bar{v}(\bar{r}) = \frac{\bar{r}^s}{(1+\bar{r}^{2s})^{\frac{s+1}{2s}}},$$

$$u(\bar{r}) = -2 \left(\frac{3s+1}{s+1} \right) \frac{v_T}{r_m} \frac{\bar{r}^{2s-1}}{1+\bar{r}^{2s}},$$

$$\frac{w}{z} = 4s \left(\frac{3s+1}{s+1} \right) \frac{v_T}{r_m^2} \frac{\bar{r}^{2s-2}}{(1+\bar{r}^{2s})^2}.$$

При этом напоминаем, что $\chi_T = -v_T(s-1)/(s+1)$.

Получаем непрерывный спектр аналитических решений. Он, например, включает частный случай $s=3$, $n=6/4=1.5$. В пределе $s \rightarrow 1+0$ получаем лоренцевский профиль давления, отвечающий вихрю Фидлера ($n=1$, вихрь № 1). В противоположном пределе $s \rightarrow \infty$ получаем полый вихрь (hollow vortex). При этом формально $n \rightarrow 2-0$. В итоге получается, что имеется как дискретный, целочисленный, спектр аналитических решений для профиля давления, так и указанный выше непрерывный спектр. В данной работе мы ограничиваемся рассмотрением значений n , принадлежащих отрезку $[1, 2]$, включая его граничные точки.

Наконец отметим, что выше систематически рассматривался случай $s \geq 1$, когда коэффициент диффузии углового момента $\chi_T \leq 0$. Однако, с теоретической точки зрения заслуживает определенного внимания и допустимый диапазон значений $0 < s < 1$, когда $v_T > \chi_T > 0$ и $\chi_T \rightarrow v_T - 0$ при $s \rightarrow 0$. Сказанное следует из условия $v_T(s-1) + \chi_T(s+1) = 0$, исключающего особенность в $u(r)$ при $r=0$, так что $\chi_T = -v_T(s-1)/(s+1)$. При $n=1$ и $0 < s < 1$ наблюдается концентрация восходящих движений вблизи оси вихря с особенностью при $r=0$, которая, впрочем, является интегрируемой. В частности, при $s = \frac{1}{2}$ ($\chi_T = \frac{1}{3}v_T$) имеем, что $u \propto -r^{1/2}$ и $w \propto r^{-1/2}$ при $r \rightarrow 0$; см. уравнения (5) и (6). Однако при $n=2$ эта особенность исчезает, и при $s = \frac{1}{2}$ получаем, что $u \propto -r^2$ и $w \propto r$ при $r \rightarrow 0$.

5. АППРОКСИМАЦИЯ ВИХРЯ САЛЛИВАНА

При $n=2$ существует также счетное множество значений s , когда возможно явное аналитическое представление радиального профиля падения давления в вихре. К рассмотрению особого представителя этого множества мы сейчас и переходим. Для этого берем двухпараметрический профиль скорости в виде (3') и рассматриваем его обобщение

$$\bar{v}(\bar{r}) = \frac{\bar{r}^s}{(c + \bar{r}^{(1+s)n})^{1/n}}, \quad n \geq 1, \quad s \geq 1, \quad c > 0. \quad (10)$$

Максимум в профиле скорости (10) достигается при $\bar{r}^{(1+s)n} = cs$. Это уравнение имеет два класса решений. Во-первых, это в определенном смысле тривиальное решение $\bar{r}=1$, когда $c=1/s$, и три свободных параметра n , s и c в вихревой модели (10) сводятся к двум свободным параметрам: n и s . Поскольку формулу (3'') можно эквивалентным образом переписать в виде

$$\bar{v}(\bar{r}) = \frac{\bar{r}^s}{\left(\frac{s}{s+1}\right)^{1/n} (s^{-1} + \bar{r}^{(1+s)n})^{1/n}},$$

то в этом случае модель (10) подобна модели (3'') за одним исключением, что максимум скорости в (3'') больше чем в (10) в $(1+s^{-1})^{1/n}$ раз, т.е. в модели (3'') $\bar{v}_{\max} = 1$, а в модели (10) $\bar{v}_{\max} = (1+s^{-1})^{-1/n}$. Вторым классом решений дается формулой $\bar{r} = (cs)^{\frac{1}{(1+s)n}}$.

Здесь в задаче имеется три свободных параметра n , s и c . При этом максимальное значение скорости равно $\bar{v}_{\max} = s^{\frac{s}{(1+s)^n}} A^{-\frac{1}{(1+s)^n}} (1+s)^{-1/n}$. Когда $c = 1/s$, естественно получается предыдущий результат, что $\bar{v}_{\max} = (1+s^{-1})^{-1/n}$.

Радиальная и аксиальная компоненты скорости для вихря (10) даются, соответственно, выражениями

$$u(\bar{r}) = -\frac{V_T}{r_m} 2(n+1) \frac{\bar{r}^{(s+1)n-1}}{c + \bar{r}^{(s+1)n}},$$

$$\frac{w}{z} = \frac{V_T}{r_m^2} 2n(n+1)(s+1)c \frac{\bar{r}^{(s+1)n-2}}{(c + \bar{r}^{(s+1)n})^2}. \quad (11)$$

При этом вновь выполняется калибровочное соотношение $\chi_T = -v_r(s-1)/(s+1)$.

Замечательным свойством вихря Ватистаса [Vatistas et al., 1991], когда $n = 2$ и $s = 1$ в (3) и (3'), является то, что он очень хорошо аппроксимирует радиальный профиль азимутальной скорости в вихре Бюргерса–Ротта, но в отличие от последнего допускает простую аналитическую формулировку радиального профиля падения давления в вихре. Эти две вихревые модели наилучшим образом соответствуют узким, сосредоточенным вихрям. Для аппроксимации профиля тангенциальной скорости в широких, возможно двухячейковых, вихрях в литературе обсуждается вихревая модель Салливана [Sullivan, 1959], которая так же, как и модель вихря Бюргерса–Ротта, является точным решением уравнений Навье–Стокса, но которая ввиду своей аналитической сложности не нашла широких практических применений [ср. Kurgansky et al. 2016]. Поэтому актуальной задачей может служить поиск наилучшей аппроксимации к вихрю Салливана, в рамках которой возможна достаточно простая аналитическая формулировка радиальных профилей тангенциальной скорости и падения давления в вихре. Такая задача (применительно к профилю скорости) рассматривалась в [Wood and White, 2011; Wood and Brown, 2011]. В данной работе рассматривается семейство решений (9), которое отличается от семейства вихревых решений, рассмотренных в [Wood and White, 2011; Wood and Brown, 2011], тем, что с самого начала ставится условие потенциальности потока на бесконечности.

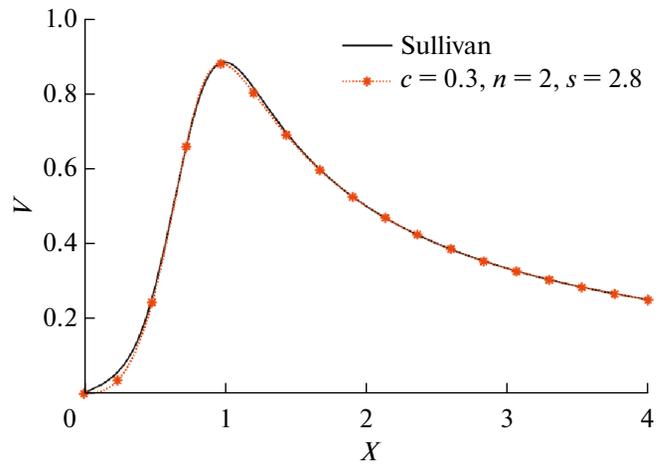


Рис. 3. Графики радиального профиля тангенциальной скорости для (а) вихря Салливана, и (б) вихря с $n = 2, s = 2.8, c = 0.3$ в координатах (X, Y) , где $X = \bar{r}$ и $Y = \bar{v}(\bar{r})$

Путем варьирования свободных параметров s и c в (10) при фиксированном параметре $n = 2$ было найдено, что наиболее близкое соответствие с вихрем Салливана достигается при $s = 2.8, c = 0.3$ (рис. 3). Результат был получен путем использования нелинейного метода наименьших квадратов с алгоритмом отражения доверительных подпространств (Trust Region Reflective) [Coleman and Li, 1996], выбранного вследствие наличия определённого подпространства признаков s и c , на котором имеет смысл оптимизация функции³. Отметим, что в наших обозначениях радиальный профиль тангенциальной скорости в работе (Wood and Brown, 2011), который наилучшим образом соответствует вихрю Салливана, имеет вид $\bar{v}(\bar{r}) = \bar{r}^{2.4} [0.3 + 0.7 \bar{r}^{7.89}]^{-0.435}$, т.е. он достаточно близок к найденному нами «оптимальному» профилю скорости $\bar{v}(\bar{r}) = \bar{r}^{2.8} [0.3 + \bar{r}^{7.6}]^{-0.5}$.

Отметим, что если кривая с $n = 2, s = 2.8, c = 0.3$ в целом хорошо аппроксимирует решение Салливана, то имеются отличия при малых радиусах. Это объясняется тем, что вихрь Салливана является точным решением уравнений Навье–Стокса, а фундаментальным свойством ньютоновской вязкости является ее обращение в нуль на твердотельном вращении жидкости, что как раз

³ Более точное решение с 4-мя знаками после запятой имеет вид: $s = 2.7605, c = 0.3017$ (на промежутке $\bar{r} \in [0, 2.2]$). В тексте использованы округленные значения $s = 2.8$ и $c = 0.3$, чтобы обеспечить эффективное вычисление радиального профиля падения давления в явном виде.

и реализуется в окрестности оси вихря. В то же время, формулы (3), (3'), (10) и (11) согласуются с моделью вихревой вязкости, характеризуемой двумя коэффициентами вязкости, где первый коэффициент $\nu_T > 0$ — это традиционный коэффициент вихревой вязкости, а второй коэффициент χ_T описывает (отрицательную) диффузию удельного углового момента. Указанный вязкий оператор обращается в нуль на вращении жидкости, отличном от твердотельного. Второе отличие заключается в том, что в противоположность двухъячейковому вихрю Салливана, наше решение является одноячейковым. Это может быть обусловлено также тем, что в отличие от вихря Салливана наше решение удовлетворяет лишь приближенной (асимптотически точной) системе уравнений движения⁴. При этом радиальная и вертикальная компоненты скорости выражаются формулами (11), где надо положить $n=2, s=2.8, c=0.3$. Отметим, что в данном случае $\chi_T = -\frac{9}{19} \nu_T$.

В общем случае, когда $n=2$ и $s=p/q$ — рациональное число, где p и q взаимно простые натуральные числа (заметим, что любое вещественное число может быть с наперед заданной точностью аппроксимировано рациональным числом), радиальный профиль падения давления в вихре может быть вычислен в явной аналитической форме, если только p и q находятся в определенном соотношении (см. Приложение Б). Разумеется, предлагаемый метод наиболее эффективен, когда p и q — относительно небольшие взаимно простые натуральные числа. В рассмотренном выше случае, когда $p=14$ и $q=5$, решение дается выражением (Б.1), и график радиального профиля падения давления в вихре представлен на рис. 4. Нормированное падение давления в центре вихря равно $\Delta p(0) \equiv \Delta p(0)/|\Delta P| \approx -1.54$ (см. рис. 4), и радиус вихря, определенный как расстояние до центра, где падение давления составляет половину падения давления в центре вихря, равняется $r=1.12$. В то же время, радиус вихря, определенный из условия, что тангенциальная скорость максимальна, равен $\bar{r} = (cs)^{\frac{1}{1+s}} \approx 0.98$. Как и для вихрей № 2, 4 (см. выше), первое определение указывает на больший размер вихревого ядра, нежели второе определение.

⁴ Уравнение баланса углового момента и уравнение неразрывности выполняются точно, а радиальное и вертикальное уравнения движения — с асимптотической точностью.

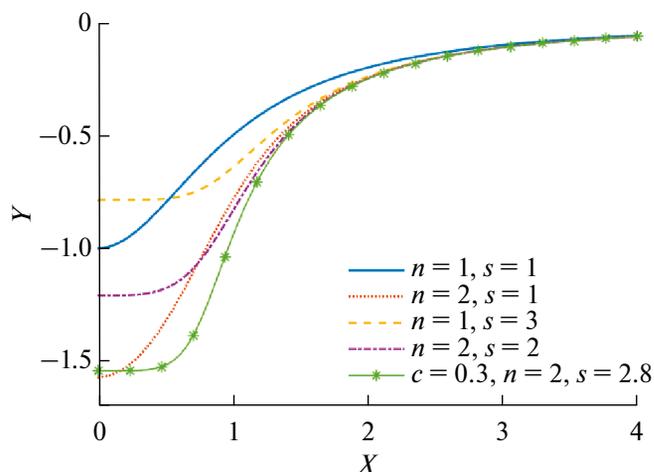


Рис. 4. Сводный график радиального профиля падения давления в вихре № 1 (сплошная линия), вихре № 2 (точечная линия), вихре № 3 (штриховая линия), вихре № 4 (штрихпунктирная линия) и вихре с $n=2, s=2.8, c=0.3$ (линия со звездочками) в координатах (X, Y) , где $X = \bar{r}$ и $Y = \Delta p(\bar{r})/|\Delta P|$

Оценивая ширину полосы, замечаемой рассмотренным в Разделе 3 торнадо [Wurman et al., 2021], которая определяется из условия, что ветер в вихре имеет как минимум ураганную силу, и беря профиль тангенциальной скорости (10) с $n=2, s=2.8, c=0.3$, аппроксимирующий профиль скорости в вихре Салливана, получаем ширину полосы в 387.3 м, что меньше соответствующей величины для вихря Фидлера (вихрь № 1) и для вихря Ватистаса (вихрь № 2), а следовательно, и для вихря Бюргерса–Ротта, и полностью подтверждает выводы Раздела 3. Расчет вертикального потока спиральности дает значение коэффициента $K(n, s, c) = 1.41$ в формуле $S = \kappa(n, s, c) \pi \nu_m^{*3} r_m^*$ при $n=2, s=2.8, c=0.3$, где ν_m^* в точности соответствует максимуму тангенциальной скорости, а r_m^* — расстоянию до центра вихря, на котором этот максимум достигается. Отметим, что значение $K(n, s, c)$ чувствительно к выбору параметра c : так, $K(n, s, c) \approx 2.56$ при $n=2, s=2.8, c=1$; см. данные в табл. 1.

В качестве приложения полученных результатов рассмотрим данные измерений падения давления при прохождении (со скоростями порядка нескольких метров в секунду) суперъячейковых торнадо над специально сконструированным датчиком давления (Hardened In-Situ Tornado Pressure Recorder, HITPR), расположенным на поверхности земли [Karstens et al., 2010; см. также Samaras and Lee, 2004] (рис. 5).

Согласно [Karstens et al., 2010], рис. 5(а, г) отвечают широким двухячейковым торнадо с воронкой в форме перевернутого клина, в то время как рис. 5(б, в) соответствуют торнадо с практически цилиндрической воронкой в своей нижней части, причем визуальные наблюдения подтвердили, что торнадо 24 июня 2003 г. — одноячейковое. Как следует из рис. 4, вихри № 3, 4 и вихрь, аппроксимирующий вихрь Салливана, соответствуют случаям торнадо 7 мая 2002 г. и 29 мая 2008 г. (рис. 5(а, г)), в то время как вихрь № 1 и особенно вихрь № 2, аппроксимирующий вихрь Бюргера–Ротта, соответствуют случаям торнадо 24 июня 2003 г. и 11 июня 2004 г. (рис. 5(б, в)).

В конце отметим, что определяя по барометрическим измерениям максимальное падение давления $\Delta p(0)$ в центре торнадо, мы по формуле

$$|\Delta p(0)| = K(n, s, c) \rho v_m^{*2}, \quad (12)$$

которая следует из выражений для радиального профиля падения давления и тангенциальной скорости в вихре, можем оценить значения максимума тангенциальной скорости v_m^* в вихре и тем самым независимо оценить интенсивность торнадо по (расширенной) шкале Фудзита. Значения коэффициента $K(n, s, c)$ в формуле (12) для пяти профилей давления (пяти вихрей), показанных на рис. 4, даны в табл. 2.

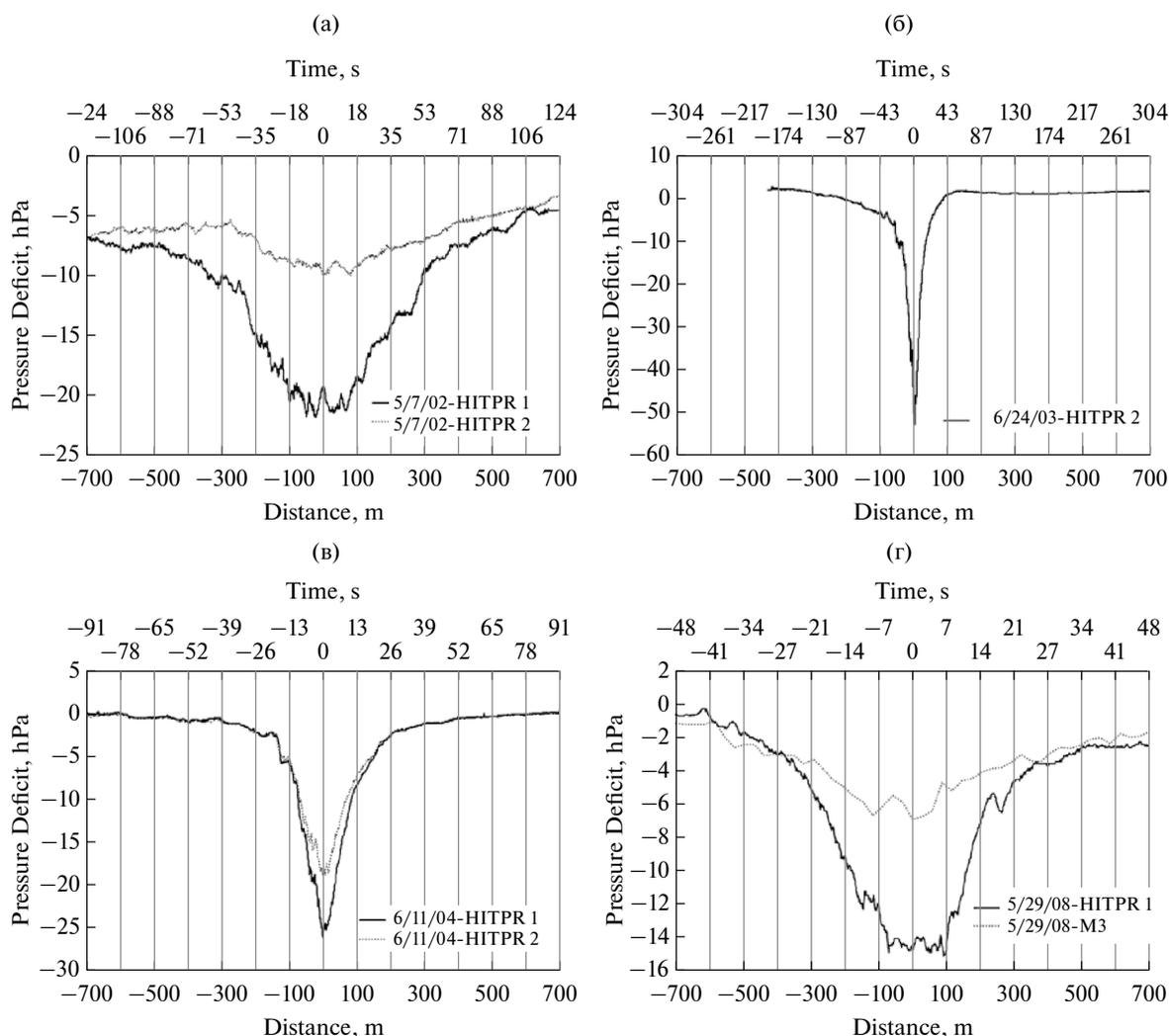


Рис. 5. Временная зависимость падения давления при прохождении торнадо над датчиком давления, включая случаи (а) 7 мая 2002 г. в штате Канзас, США, (б) 24 июня 2003 г. в штате Южная Дакота, США, (в) 11 июня 2004 г. в штате Айова, США и (г) 29 мая 2008 г. в штате Канзас, США. Нулевой отсчет по оси времени совпадает с центром торнадо. Внизу приведена шкала расстояний до центра вихря. На рис. 5(г) также показаны дополнительные измерения давления на трехметровой высоте мобильной (установленной на автомобиле) метеостанцией. Адаптировано из [Karstens et al., 2010; Fig. 7]

Из табл. 2 следует, что при заданном максимальном падении давления широкие, возможно двухъячейковые, вихри более интенсивны, нежели их более узкие одноячейковые собратья. Напротив, при заданной (известной из доплеровских измерений) максимальной силе ветра в широких, возможно двухъячейковых вихрях, падение давления в центре вихря меньше чем в узких, одноячейковых вихрях.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе исследуется двухпараметрическое семейство вихрей, в которых движение воздуха вблизи оси вихря отличается от твердотельного вращения, и тангенциальная скорость растет с радиусом по степенному закону. Показано, что такие вихри удовлетворяют уравнению баланса углового момента, дополненному моделью турбулентной вязкости, включающей два механизма вязкой диссипации. Во-первых, это традиционный механизм турбулентной вихревой вязкости и, во-вторых, это механизм (отрицательной) диффузии углового момента в вихре. Из условия того, что скорость диссипации кинетической энергии вихря в тепло является положительно определенной величиной, следует важный вывод о том, что кинематический коэффициент диффузии углового момента всегда меньше по модулю кинематического коэффициента обычной турбулентной вязкости.

Для указанной модели вихря, параметр s , описывающий поведение тангенциальной скорости вблизи оси вихря, однозначно определяется отношением двух указанных выше кинематических коэффициентов, и это однозначное соотношение позволяет определять радиальные профили радиального и аксиального (вертикального) компонентов скорости в вихре по заданному радиальному профилю тангенциальной скорости. Иными словами, если условиться, что поле тангенциальной скорости отвечает первичной (тороидальной) циркуляции в вихре, а поля радиальной и аксиальной скорости — вторичной (полоидальной) циркуляции в вихре, то можно говорить о том,

что выполнение указанного выше однозначного соотношения — это условие возможности восстановления полоидальной циркуляции в вихре по циркуляции тороидальной.

Важный акцент сделан в работе на возможность восстановления в явном аналитическом виде, допускающем практические использования, радиального профиля падения давления в вихре. Используется то, что для интенсивных атмосферных вихрей безразмерное отношение углового момента на бесконечно большом расстоянии от центра вихря к коэффициенту турбулентной вязкости очень велико. Поэтому, когда рассматриваются не очень большие высоты над поверхностью земли, то радиальное и вертикальное уравнения движения сводятся с асимптотической точностью к уравнению циклострофического баланса и условию равенства нулю вертикального градиента давления (что типично для приближения пограничного слоя), соответственно [ср. Vastistas et al., 1991]. Даны примеры двухпараметрического представления вихрей, как для дискретных, целочисленных значений параметров, так и для непрерывного спектра их изменений.

Полученные результаты применены к суперъячейковым смерчам (торнадо). Показано, что ширина полосы на поверхности земли, замечаемой вихрем при его поступательном движении, которая определяется из условия, что скорость ветра превышает определенное пороговое значение (в данном случае, ветер имеет ураганную силу), систематически уменьшается при увеличении значений параметра s , характеризующего отклонение движение воздуха вблизи оси вихря от твердотельного вращения. Эти результаты находят подтверждение при использовании в качестве альтернативной меры интенсивности торнадо (а также в определенной степени и их «разрушительной силы») направленного вниз потока спиральности в вихре.

В последней части статьи обсужден вопрос о наилучшей аппроксимации, в рамках обобщенного двухпараметрического семейства вихрей, радиального профиля тангенциальной скорости

Таблица 2. Зависимость коэффициента $K(n, s, c)$ от параметров вихревой модели (n, s, c) в формуле (12), связывающей максимальное падение давления в центре вихря с максимумом азимутальной скорости. Значения $K(n, s, c)$ указаны приближенно, с двумя знаками после запятой

(n, s, c)	(1, 1, 1)	(2, 1, 1)	(1, 3, 1)	(2, 2, 1)	(2, 2.8, 0.3)
$K(n, s, c)$	2	1.57	1.21	1.14	1.00

в известном вихре Салливана [Sullivan, 1959]. Показано, что такая аппроксимация в принципе возможна, и она допускает представление радиального профиля падения давления в вихре в явной аналитической форме. Обращено внимание на то, что аппроксимирующий вихрь отличается от вихря Салливана, во-первых, профилем тангенциальной скорости в близкой окрестности оси вихря и, во-вторых, тем, что он одноячейковый, а не двухячейковый, как вихрь Салливана. Если первое отличие заложено в сути предлагаемого в работе подхода и поэтому является необходимым, то более глубокое исследование причин второго отличия может быть предметом дальнейших исследований, равно как возможная модификация и усовершенствование принятых в работе основных уравнений (1) и (2).

Полученные результаты, относящиеся, в том числе, к «оптимальной» аппроксимации радиального профиля тангенциальной скорости в вихре Салливана, использованы для интерпретации профилей падения давления, измеренных при прохождении суперячейковых торнадо над датчиком давления, расположенным на поверхности земли [Karstens et al., 2010].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензентам за полезные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа поддержана грантом Российского научного фонда (проект № 24-17-00357).

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Исходим из уравнения (2), взятого при $u = 0$. Умножим обе части уравнения на тангенциальную скорость v и условимся, что знак « \doteq » означает равенство с точностью до слагаемых, которые имеют общий вид $\partial(\dots)/\partial r$ и

при интегрировании по радиусу r от нуля до бесконечности (при составлении уравнения баланса суммарной кинетической энергии) дают нулевой вклад. В результате имеем цепочку равенств

$$\begin{aligned} r \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{v^2}{2} \right) &= v_T v r \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (v r) \right) + \chi_T \frac{v r}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial}{\partial r} (v r) \right) \doteq \\ &\doteq -v_T \frac{1}{r} \left[\frac{\partial}{\partial r} (v r) \right]^2 - \chi_T r \frac{\partial}{\partial r} (v r) \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{v r}{r^2} \right) \doteq \\ &\doteq -(v_T + \chi_T) \frac{1}{r} \left[\frac{\partial}{\partial r} (v r) \right]^2 + \chi_T \frac{2}{r^2} v r \frac{\partial}{\partial r} (v r) \doteq \\ &\doteq -(v_T + \chi_T) \frac{1}{r} \left[\frac{\partial}{\partial r} (v r) \right]^2 + \chi_T \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} (v r)^2 \doteq \\ &\doteq -(v_T + \chi_T) \frac{1}{r} \left[\frac{\partial}{\partial r} (v r) \right]^2 + \chi_T \frac{2v^2}{r} \doteq \\ &\doteq -(v_T + \chi_T) r \left(\frac{\partial v}{\partial r} \right)^2 - (v_T + \chi_T) \frac{v^2}{r} + \chi_T \frac{2v^2}{r} \doteq \\ &= -(v_T + \chi_T) r \left(\frac{\partial v}{\partial r} \right)^2 - (v_T - \chi_T) \frac{v^2}{r} \equiv \\ &\equiv -rD, \end{aligned}$$

которая доказывает сделанное в основном тексте утверждение.

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Исходим из соотношения ($c > 0$), ср. (7) и (9),

$$\Delta p(r) = \Delta P \int_{r^2/r_m^2}^{\infty} \frac{\xi^{s-1}}{\left(c + \xi^{\frac{s+1}{2n}}\right)^{2/n}} d\xi, \quad \xi = \frac{r^2}{r_m^2} \equiv \bar{r}^2.$$

При $n = 2$ оно принимает вид

$$\Delta p(r) = \Delta P \int_{r^2/r_m^2}^{\infty} \frac{\xi^{s-1}}{c + \xi^{s+1}} d\xi = \frac{\Delta P}{s} \int_{r^2/r_m^2}^{\infty} \frac{d(\xi^s)}{c + \xi^{s+1}}.$$

Учитываем, что $s = p/q$ — рациональное число, где p и q — взаимно простые натуральные числа, и вводим переменную $t = \xi^{1/q}$. Имеем

$$\Delta p(r) = \frac{\Delta P}{s} \int_{\bar{r}^{2/q}}^{\infty} \frac{d(t^p)}{c + t^{p+q}} = \Delta P q \int_{\bar{r}^{2/q}}^{\infty} \frac{t^{p-1} dt}{c + t^{p+q}}.$$

Делаем далее новую замену $c = b^{p+q}$ ($b = c^{1/(p+q)}$), $x = t/b$. Получаем

$$\Delta p(r) = \Delta P q \int_{\bar{r}^{2/q}/b}^{\infty} \frac{b^p x^{p-1} dx}{b^{p+q} (1 + x^{p+q})} = \frac{\Delta P q}{b^q} \int_{\bar{r}^{2/q}/b}^{\infty} \frac{x^{p-1} dx}{1 + x^{p+q}}.$$

Все свелось к вычислению неопределенного интеграла $\int \frac{x^{p-1} dx}{1 + x^{p+q}}$.

Поскольку в нашем случае $s = p/q = 2.8 = 14/5$, то $p + q = 14 + 5 = 19$ — нечетное число. Поэтому используем формулу 2.146(2) (с. 76 из [Градштейн и Рыжик, 2011]), где m и n натуральные числа и $m \leq 2n$,

$$\begin{aligned} \int \frac{x^{m-1} dx}{1 + x^{2n+1}} &= (-1)^{m+1} \frac{\ln(1+x)}{2n+1} - \\ &- \frac{1}{2n+1} \sum_{k=1}^n \cos \frac{m\pi(2k-1)}{2n+1} \ln \left\{ 1 - 2x \cos \frac{2k-1}{2n+1} \pi + x^2 \right\} + \\ &+ \frac{2}{2n+1} \sum_{k=1}^n \sin \frac{m\pi(2k-1)}{2n+1} \operatorname{arctg} \frac{x - \cos \frac{2k-1}{2n+1} \pi}{\sin \frac{2k-1}{2n+1} \pi}. \quad (\text{Б.1}) \end{aligned}$$

Если бы $p+q$ было четным числом, то надо было бы использовать формулу 2.146(1) (с. 76 из [Градштейн и Рыжик, 2011]). Необходимо отметить, что индекс n в (Б.1) имеет другой смысл, нежели в основном тексте статьи, что, впрочем, не должно привести к недоразумению.

Итак, в нашем случае $m = p = 14$, $2n + 1 = p + q = 14 + 5 = 19$. Поэтому $2n = 18$ и неравенство $m \leq 2n$ выполнено. При этом $n = 9$, т.е. в каждой сумме в (Б.1) имеется девять слагаемых. Остается только вычислить вышеприведенные суммы и перейти в (Б.1) от неопределенного интеграла к определенному интегралу с верхним пределом на бесконечности и нижним пределом при $\bar{r}^{2/q}/b = \bar{r}^{2/q}/c^{1/(p+q)}$; здесь $q = 5$, $p + q = 19$ и $c = 0.3$. Это было сделано в данной работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вараксин А.Ю.* Воздушные торнадоподобные вихри: математическое моделирование // ТВТ. 2017. Т. 55. № 2. С. 291–316.
- Градштейн И.С., Рыжик И.М.* Таблицы интегралов, рядов и произведений (7-е изд.). СПб: БХВ-Петербург, 2011. 1232 с.
- Курганский М.В.* Вертикальный поток спиральности в атмосферных вихрях как мера их интенсивности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 1. С. 67–74.
- Курганский М.В.* Спиральность в атмосферных динамических процессах // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 2. С. 147–163.
- Курганский М.В.* Симметричная устойчивость вертикальных бароклинных вихрей с теплым ядром // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 3. С. 251–264.
- Онищенко О.Г., Похотелов О.А., Астафьева Н.М., Хортон В., Федун В.Н.* Структура и динамика концентрированных мезомасштабных вихрей в атмосферах планет // УФН. 2020. Т. 190. №7. С. 732–748.
- Bretherton F.P., Turner J.S.* On the mixing of angular momentum in a stirred rotating fluid // J. Fluid Mech. 1968. V. 32. P. 449–464.
- Burgers J.M.* A mathematical model illustrating the theory of turbulence, *Advances in Applied Mechanics* (Academic Press, New York). 1948. V. 1. P. 171–199.
- Chkhetiani O., Kurgansky M.* Kinetic helicity in the Earth's atmosphere. In: *Helicities in Geophysics, Astrophysics, and Beyond*, Geophysical Monograph 283, First Edition. Edited by Kirill Kuzanyan, Nobumitsu Yokoi, Manolis K. Georgoulis, and Rodion Stepanov. 2024 American Geophysical Union. Published 2024 by John Wiley & Sons, Inc. DOI:10.1002/9781119841715.ch10. Also: arXiv:2303.06363v1 [physics.flu-dyn] <https://doi.org/10.48550/arXiv.2303.06363>
- Coleman T.F., Li Y.* An interior, trust region approach for nonlinear minimization subject to bounds // SIAM J. Optim. 1996. V. 6. P. 418–445.

- Fiedler B.H.* Conditions for laminar flow in geophysical vortices // *J. Atmos. Sci.* 1989. V. 46. P. 252–259.
- Karstens C.D., Samaras T.M., Lee B.D., Gallus Jr. W.A., Finley C.A.* Near-ground pressure and wind measurements in tornadoes // *Mon. Wea. Rev.* 2010. V. 138. P. 2570–2588.
- Kurgansky M.V., Lorenz R.D., Renno N.O., Takemi T., Gu Z., Wei W.* Dust devil steady-state structure from a fluid dynamics perspective // *Space Sci. Rev.* 2016. V. 203(1–4). P. 209–244.
- Lorenz R.D.* Vortex encounter rates with fixed barometer stations: Comparison with visual dust devil counts and large-eddy simulations // *J. Atmos. Sci.* 2014. V. 71. P. 4461–4472.
- McEwan A.D.* A laboratory demonstration of angular momentum mixing // *Geophys. Fluid Dyn.* 1973. V. 5. P. 283–311.
- McEwan A.D.* Angular momentum diffusion and the initiation of cyclones // *Nature.* 1976. V. 260. P. 126–128.
- Rott N.* On the viscous core of a line vortex // *J. Appl. Math. Phys. (ZAMP).* 1958. V. 9b. P. 543–553.
- Samaras T.M., Lee J.J.* Pressure measurements within a large tornado // *Preprints, Eighth Symp. on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans and Land Surface*, Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc. 2004. Paper 4.9. https://ams.confex.com/ams/84Annual/techprogram/paper_74267.htm
- Scully M.P.* Computation of helicopter rotor wake geometry and its influence on rotor harmonic airloads. MIT Rep. ASRL TR 178-1. 1975. 469 pp.
- Stull R.B.* *Meteorology for Scientists and Engineers.* 3rd ed. Univ. of British Columbia, 2011. 938 pp.
- Sullivan R.D.* A two-cell vortex solution of the Navier–Stokes equations // *J. Aerosp. Sci.* 1959. V. 46. P. 767–768.
- Vatistas G.H., Kozel V., Mih W.C.* A simpler model for concentrated vortices // *Exp. Fluids.* 1991. V. 11. P. 73–76.
- Wood V.T., Brown R.A.* Simulated tornadic vortex signatures of tornado-like vortices having one- and two-celled structures // *J. Appl. Meteor. Climatol.* 2011. V. 50. P. 2338–2342.
- Wood V.T., White L.W.* A new parametric model of vortex tangential–wind profiles: Development, testing and verification // *J. Atmos. Sci.* 2011. V. 68. P. 990–1006.
- Wurman J., Kosiba K., White T., Robinson P.* Supercell tornadoes are much stronger and wider than damage-based ratings indicate // *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 2021. V. 118(14). e2021535118

TWO-PARAMETER MODEL OF INTENSE ATMOSPHERIC VORTICES

© 2025 M. V. Kurgansky^{1,*}, Yu. I. Yarinich^{1,2,3}

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

²*Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center, Leninskie Gory, 1, bld. 4, Moscow, 199991 Russia*

³*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Leninskie Gory, 1, Moscow, 199991 Russia*

*e-mail: kurgansk@ifaran.ru

A two-parameter family of vortices is studied, in which the air motion near the vortex axis differs from solid-body rotation, and the tangential velocity increases according to a power law. It is shown that such vortices satisfy the angular momentum balance equation augmented with a model of turbulent viscosity, including both the traditional mechanism of eddy viscosity and the mechanism of negative diffusion of angular momentum in the vortex. Emphasis is placed on reconstructing the radial profile of the pressure drop in the vortex in an explicit analytical form. Examples of two-parameter representation of vortices are given, both for discrete, integer parameter values, and for a continuous spectrum of their changes. The results obtained are applied to supercell tornadoes. It is shown that the width of the strip on the surface of the earth swept by the vortex during its movement, and determined from the condition that the wind has hurricane force, systematically decreases when the air motion near the vortex axis deviates from solid-state rotation. Using the downward flux of helicity in a vortex as a measure of tornado intensity, as well as to a certain extent of their "destructive power", confirms these results. The question of the best approximation, within the framework of a generalized two-parameter family of vortices, of the radial profile of the tangential velocity in the well-known Sullivan vortex is discussed.

Keywords: intense atmospheric vortices, dust devils, tornadoes, turbulent viscosity, angular momentum diffusion, helicity flux, Sullivan vortex

УДК 551.510.5

ОЦЕНКА ВЫСОТЫ ТРОПОПАУЗЫ И ЕЕ ВАРИАЦИЙ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА

© 2025 г. А. М. Кузьмин^{a, *}, А. В. Елисеев^{a-d}, И. И. Мохов^{a, b, e}

^aМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Физический факультет, Ленинские Горы, 1, стр. 2, Москва, 119991 Россия

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

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

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

^eМосковский физико-технический институт (университет),
Институтский пер., 9, Долгопрудный, Московская обл., 141701 Россия

*e-mail: Aleksey.kuz.min@yandex.ru

Поступила в редакцию 01.10.2024 г.

После доработки 10.11.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Получены оценки высоты тропопаузы для периода 1980–2023 гг. по среднемесячным данным реанализа ERA5 и NCEP/DOE II для температуры атмосферы и (в случае использования изобарической вертикальной координаты) высоты геопотенциала на трехмерной сетке. Алгоритм оценки высоты тропопаузы H_{tr} уточнен с возможностью применения к данным высокого пространственного разрешения. Для оцененных средних многолетних значений высоты тропопаузы в диапазоне от 16–17 км в тропиках до 8–9 км в полярных широтах отмечены относительно слабые сезонные особенности. При этом межгодовые вариации H_{tr} , характеризуемые стандартными отклонениями, сопоставимы с вертикальным разрешением использованных данных реанализа (несколько сот метров), достигая полутора–двух километров в областях субтропических струйных течений (особенно в зимнем полушарии). Выявлены особенности вариаций высоты тропопаузы с периодом около 4 лет, которые можно объяснить влиянием событий Эль-Ниньо/Ла-Нинья на региональные процессы формирования глубокой конвекции в атмосфере. По данным реанализа для периода 1980–2023 гг. отмечены статистически значимые линейные тренды высоты тропопаузы в субтропиках (несколько м/год).

Ключевые слова: высота тропопаузы, двойная тропопауза, субтропическое струйное течение, данные реанализа, ERA5, NCEP/DOE Reanalysis II

DOI: 10.31857/S0002351525010072, **EDN:** HFARFY

1. ВВЕДЕНИЕ

Тропопауза — граница между тропосферой и стратосферой. Особенности ее режима (включая высоту и температуру) и динамики — важные характеристики состояния и изменений земной климатической системы (ЗКС) [Маховер, 1983; Мохов, 1993; Мохов, Акперов, 2006; Моханакумар, 2011]. Так, высота тропопаузы может быть использована в качестве одной из диагностических характеристик климатических моде-

лей [Мохов, 1989]. Отмечается связь изменений содержания озона в атмосфере, температуры вблизи границы тропосферы и стратосферы и высоты тропопаузы [Маховер, 1983; Мохов, 1985; Мохов, 1993; Bethan et al., 1996; Ulbrich et al., 2008; Моханакумар, 2011].

Вертикальный профиль температуры в тропосфере Земли характеризуется отрицательным градиентом около $-0.6^{\circ}\text{C}/100$ м, так что температура понижается с высотой в среднем от $+15^{\circ}\text{C}$

у поверхности и до -50°C и ниже в верхней тропосфере. В стратосфере, (от тропопаузы до стратопаузы на высоте порядка 50 км) температура напротив увеличивается с высотой, что связано с озоновым слоем атмосферы.

Высота тропопаузы зависит от широты и изменяется в годовом ходе инсоляции. По данным радиозондов было получено, что в полярных широтах тропопауза расположена на высотах 8–10 км, в умеренных широтах — на высотах 10–12 км, в тропиках на высотах 16–18 км. Толщина тропопаузы составляет от нескольких сотен метров до 2–3 км [Маховер, 1983]. Тропопауза характеризуется слоистой структурой, в которой отдельные «пласты» могут существовать на различных высотах со значительными разрывами между ними. Границы циркуляционных атмосферных ячеек (тропической ячейки Хэдли и ячейки умеренных широт Ферреля) и неоднородности на границе ячейки Ферреля и полярной ячейки определяют зональную структуру тропопаузы. В субтропиках разрывы тропопаузы связаны с субтропическими струйными течениями со скоростями более 30 м/с, эти разрывы разграничивают низкую теплую полярную и холодную высокую тропическую тропопаузы. При вторжении холодных масс воздуха в низкие широты полярная тропопауза, расположенная на высотах 9–12 км, вклинивается под тропическую, находящуюся на уровне 15–17 км, в результате чего возникают две тропопаузы, после чего верхняя тропопауза постепенно разрушается. В областях вне тропических струйных течений разрывы тропопаузы, как правило, отсутствуют. Высота тропопаузы снижается над циклонами и холодными воздушными массами и повышается над антициклонами и теплыми воздушными массами.

Существует ряд подходов к определению высоты тропопаузы на основе радиационных, термических, химических и динамических различиях между тропосферой и стратосферой.

Термическая тропопауза определяется Всемирной метеорологической организацией (ВМО) как поверхность с нижней границей, соответствующей минимальной высоте, на которой вертикальный градиент температуры не более $\Gamma_{\text{cr}} = 2^{\circ}\text{C}/\text{км}$, и среднее значение этого параметра в вышележащем слое толщиной 2 км также не превышает Γ_{cr} [WMO, 1957]. Для вычисления термической тропопаузы нужно знать лишь вертикальный профиль температуры.

При этом известны случаи с неоднозначными результатами, например, в области субтропической струи во время обрушения волн Россби [Иванова, 2013; Shapiro, 1980; Holton et al., 1995; Son et al., 2008; Liu, Liu, 2016; Liu, Barnes, 2018; Tinney et al., 2022], а также над Антарктикой из-за высокие изменчивости вертикального градиента температуры [Zängl, Hoinka, 2001]. Определение ВМО при этом не гарантирует единственности решения.

Определение динамической тропопаузы основано на использовании потенциальной завихренности или PV (вертикальной компоненты потенциального вихря Эртеля) [Reed, 1955]. При этом принимается в качестве определения некоторое его критическое значение, выраженное в единицах pvu (potential vorticity unit); $1 \text{ pvu} = 1.0 \cdot 10^{-6} \text{ К} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$. Критическое значение обычно находится в диапазоне от 1 до 4 pvu [Иванова, 2013; Hoinka, 1998]. ВМО рекомендует значение 1.6 pvu [WMO, 1957]. В [Шакина, Борисова, 1992; Hoerling et al., 1991] используется значение 2 pvu, которое характеризует высоту озонопаузы [Bethan et al., 1996]. Такая неоднозначность определения динамической тропопаузы говорит об ограниченности такого подхода. При этом динамическая тропопауза не может использоваться глобально из-за стремления параметра Кориолиса к нулю при приближении к экватору. Поэтому возможны случаи комбинирования разных определений (в частности, термического и динамического) с определением термической тропопаузы в тропиках, а динамической — во внетропических областях.

В [Wilcox et al., 2012a, b] предложено определение смешанной тропопаузы. Такая тропопауза — совокупность термической и динамической тропопаузы. Динамическое определение используется при значении потенциальной температуре меньше 350 К, термическое — при соответствующем значении больше 370 К. В переходной зоне тропопауза определяется с помощью линейной интерполяции.

Помимо основных методов детектирования высоты тропопаузы существуют и другие варианты (например, определение [Tinney et al., 2022], основанное на характеристиках статической устойчивости в атмосфере), зачастую их применение зависит от условий измерений и характеристик атмосферы.

Цель данной работы — развитие метода вычисления термической тропопаузы по трёхмерным данным с его приложением к массивам данных реанализа с последующим анализом вариаций высоты тропопаузы на разных временных масштабах.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

2.1. Данные

В работе использованы среднемесячные данные реанализа ERA5 [Hersbach et al., 2020] и реанализа NCEP/DOE II [Kanamitsu et al., 2002] для 1980–2023 гг. Для численной оценки высоты тропопаузы использовались среднемесячные глобальные данные температуры и высоты геопотенциала на сетке $2.5 \times 2.5^\circ$ с 36 и 17 изобарическими уровнями соответственно.

Причиной выбора начального года для анализа является включение с середины 1979 г. спутниковых данных в схему ассимиляции данных для построения реанализа [Hersbach et al., 2020]. Как следствие, с целью исключения возможной неоднородности временных рядов, которая может повлиять на результаты их статистической обработки, данные для более раннего периода, характеризующиеся более низким качеством, исключены из рассмотрения.

2.2. Алгоритм вычисления высоты тропопаузы

В [Reichler et al., 2003] предложен алгоритм определения термической тропопаузы по дискретным данным для профиля температуры атмосферы, основанный на анализе вертикального градиента температуры в изобарических координатах:

$$\Gamma(p) = -\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{\partial T}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{\partial T}{\partial p^\kappa} \frac{\partial p^\kappa}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial z}. \quad (1)$$

Здесь $\kappa = R_\mu / c_p$, где R_μ — газовая константа для сухого воздуха, c_p — теплоемкость при постоянном давлении, p — давление, z — геометрическая высота над уровнем моря.

С использованием условия гидростатического равновесия и уравнения идеального газа, перепишем (1) как:

$$\Gamma(p) = \frac{\partial T}{\partial p^\kappa} \frac{p^\kappa}{T} \left(\frac{\kappa g}{R_\mu} \right) \quad (2)$$

или после преобразования в конечно-разностную схему для аппроксимации в узле $i + 0.5$:

$$\Gamma_{i+0.5} = \left(\frac{T_{i+1} - T_i}{p_{i+1}^\kappa - p_i^\kappa} \right) \left(\frac{p_{i+1}^\kappa + p_i^\kappa}{T_{i+1} + T_i} \right) \left(\frac{\kappa g}{R_\mu} \right). \quad (3)$$

Зная набор значений градиента в соответствующих узлах сетки и аппроксимируя дискретный набор точек линейными функциями, можно перейти от точечных данных к непрерывной функции Γ :

$$\Gamma = \Gamma_{i+0.5}(p_{i+0.5}^\kappa) \rightarrow \Gamma(p^\kappa), \quad (4)$$

$$\text{где } p_{i+0.5}^\kappa = \frac{p_{i+1}^\kappa + p_i^\kappa}{2}. \quad (5)$$

Как показали предварительные расчеты, непосредственное использование метода [Reichler et al., 2003] приводит к неоднозначности определения высоты тропопаузы при использовании данных высокого пространственного разрешения в случае сильной проникающей конвекции в атмосфере (с развитием близкого к изотермическому слою в верхней части конвективного столба): метод идентифицирует не тропопаузу, а этот слой.

В данной работе метод модернизирован и состоит из двух этапов вычислений. На первом этапе вычисляется среднезональная высота тропопаузы. Вводится функция f , такая что:

$$f = \left| \Gamma(p^\kappa) - \Gamma_{cr} \right|, \quad (6)$$

$$\text{где } \Gamma_{cr} = 2\text{К/км}. \quad (7)$$

Для проведения вычислений исходные данные интерполировались с вертикальным разрешением 10 м в диапазоне высот 5–22 км. Вычисления производились следующим образом: начиная с высоты 5 км последовательно считывались 3 (или менее) уровня давления, которые определяются как локальные минимумы функции f . Каждый такой уровень давления можно связать со значением геопотенциала и, следовательно, с высотой:

$$H_i = h_i \left[p : p^\kappa(\Gamma) \right], \quad i = 1, 2, 3. \quad (8)$$

Таким образом, предлагаемый модифицированный метод вычисления высоты тропопаузы состоит из двух этапов.

- На первом этапе определяется среднезональная высота тропопаузы по приведенным выше соотношениям. Нижняя минимальная граница для этого расчета равна 6.5 км в сторону к Северному и Южному полюсу от 60° с.ш. и 60° ю.ш. соответственно, 14 км на широтах 15° с.ш. — 15° ю.ш. и линейно зависит от широты в интервалах 15–60° широты Северного и Южного полушарий. При наличии двойной тропопаузы для зональных данных используется нижняя высота.
- На втором этапе вычисления повторяются на трехмерной географической сетке. При этом высота тропопаузы H_{tr} в данной географической точке определяется как ближайший уровень от среднезональной среднемесячной высоты \overline{H}_{tr} :

$$H_{tr} = h_i : \min |h_i - \overline{H}_{tr}|. \quad (9)$$

Предложенная в данной работе модификация (определение сначала высоты тропопаузы по среднезональным данным для температуры, а лишь затем по данным на регулярной географической сетке) позволяет на втором из указанных шагов из множества кандидатов выбрать то значение локальной высоты тропопаузы, кото-

рое наиболее близко к среднезональному. Это устраняет отмеченную выше неоднозначность результатов использования исходного метода.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Средняя многолетняя высота тропопаузы

Средняя многолетняя среднегодовая среднезональная высота тропопаузы характеризуется экваториальным (примерно в интервале широт от 25° ю.ш. до 25° с.ш.) плато со значениями около 16.5 км (рис. 1). В субтропиках и в средних широтах соответствующие значения уменьшаются при увеличении широты (в Северном полушарии быстрее, чем в Южном), а к полюсам от примерно 60° с.ш. и ю.ш. меняется относительно мало, составляя 8–9 км. В низких широтах межгодовое среднеквадратичное отклонение (СКО) $\sigma_{H_{tr}}$ составляет 250–300 м по данным ERA5 и около 500 м по данным NCEP/DOE II. По крайней мере частично это может быть следствием лучшего вертикального разрешения первых данных по сравнению со вторыми. Подобное справедливо также в средних широтах Северного полушария, тогда как в средних широтах Южного полушария различия значений межгодового СКО сред-

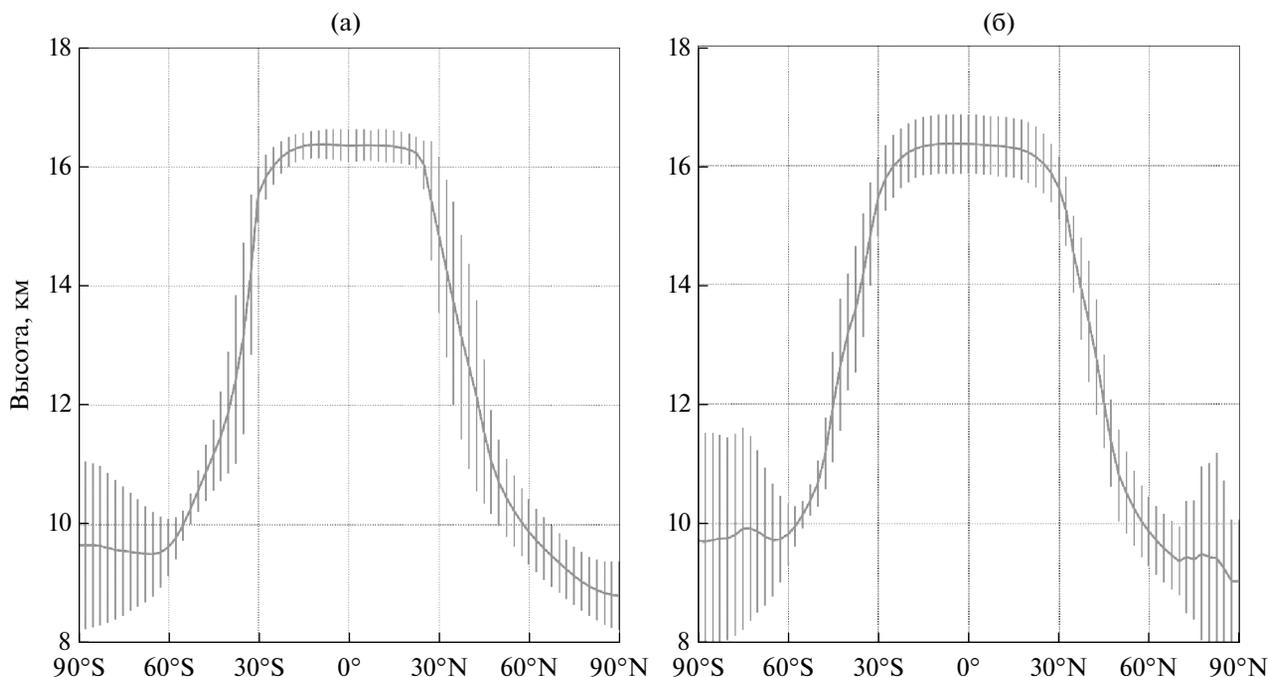


Рис. 1. Среднегодовая среднезональная высота тропопаузы \overline{H}_{tr} в 1980–2023 гг. по данным ERA5 (а) и NCEP/DOE II (б). Кривыми показаны средние многолетние значения, вертикальной штриховкой — область, соответствующая одному межгодовому стандартному отклонению

незональной среднегодовой высоты тропопазузы между двумя массивами данных малы. И в северной, и в южной полярной области указанное СКО достигает 1.5–2 км.

Результаты расчета H_{tr} по трехмерным данным для температуры также характеризуются относительно малыми незональными особенностями, причем как в среднем за год (рис. 2), так и в отдельные сезоны (рис. 3, 4). Наиболее значимые незональные вариации этой переменной отмечаются в субтропической области с относительно быстрым изменением высоты тропопазузы в меридиональном направлении. Это изменение происходит медленнее в холодном полушарии, чем в теплом, и наиболее значимо в атлантическом секторе и вблизи западного побережья Северной Америки. Над океаном тропиков вычисленная по данным ERA5 высота тропопазузы оказывается на несколько сот метров больше, чем вычисленная по данным NCEP/DOE II (рис. 3). Над континентами, однако, отмечается обратное, причем над регионом Тибета летом различие результатов по двум массивам реанализа достигает нескольких километров (рис. 4). В целом, полученные в дан-

ной работе результаты согласуются с результатами других авторов [Thuburn and Craig, 1997; Wilcox et al., 2012a; Hu and Vallis, 2019].

3.2. Межгодовая изменчивость высоты тропопазузы

На рис. 2–4 представлены полученные оценки среднегодовых и сезонных значений высоты тропопазузы с соответствующими межгодовыми СКО по данным ERA5 и NCEP/DOE II для 1980–2023 гг. Межгодовое СКО высоты тропопазузы не превышает нескольких сот метров в большинстве регионов и во все сезоны (рис. 2–4). При этом для таких регионов значения $\sigma_{H_{tr}}$ по данным NCEP/DOE II получены большими, чем по данным ERA5. Это можно по крайней мере частично связать с более грубым вертикальным разрешением первого массива данных по сравнению со вторым. В пространственном распределении СКО выделяются максимумы в субтропиках (особенно для холодного полушария) и в высоких широтах Северного и Южного полушарий. Значения $\sigma_{H_{tr}}$ при этом могут превышать 3 км. Субтропические максимумы СКО более выражены в зимнем полушарии по сравнению с

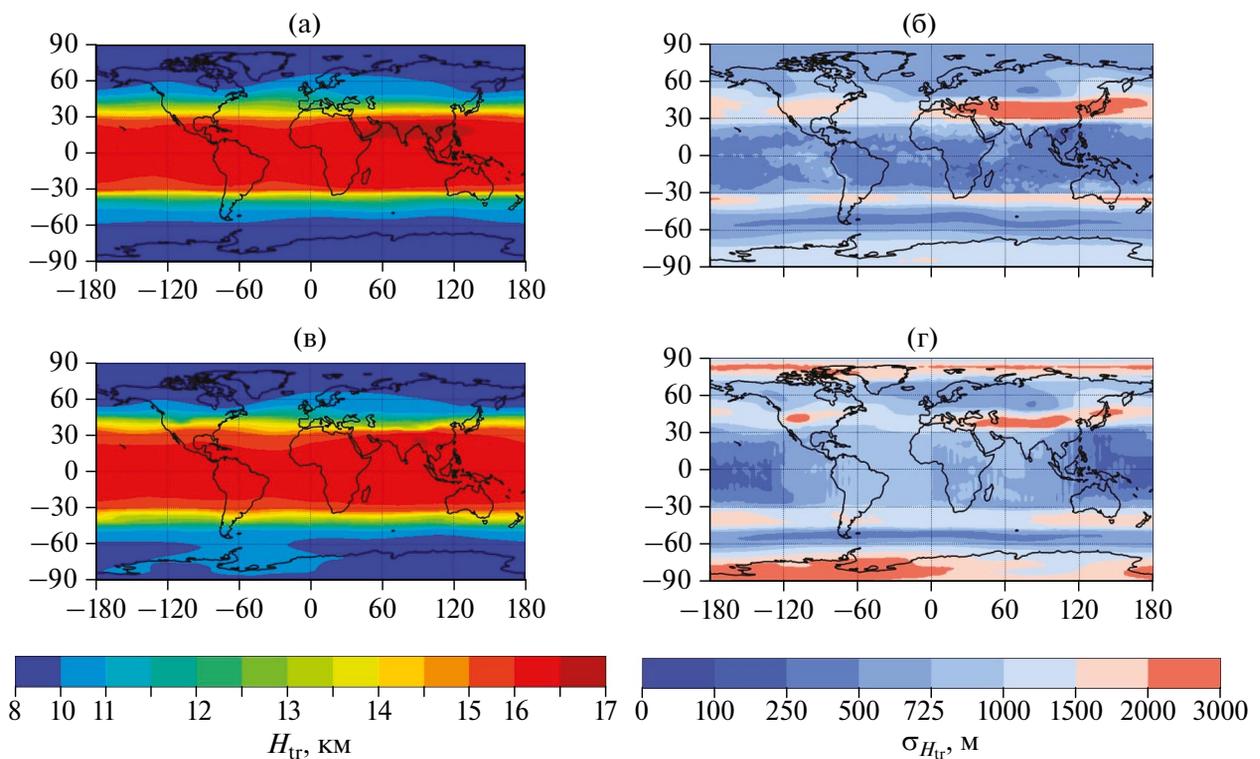


Рис. 2. Среднегодовая высота тропопазузы (а, в) и соответствующее межгодовое СКО (б, г) по данным ERA5 (а, б) и NCEP/DOE II (в, г) для 1980–2023 гг.

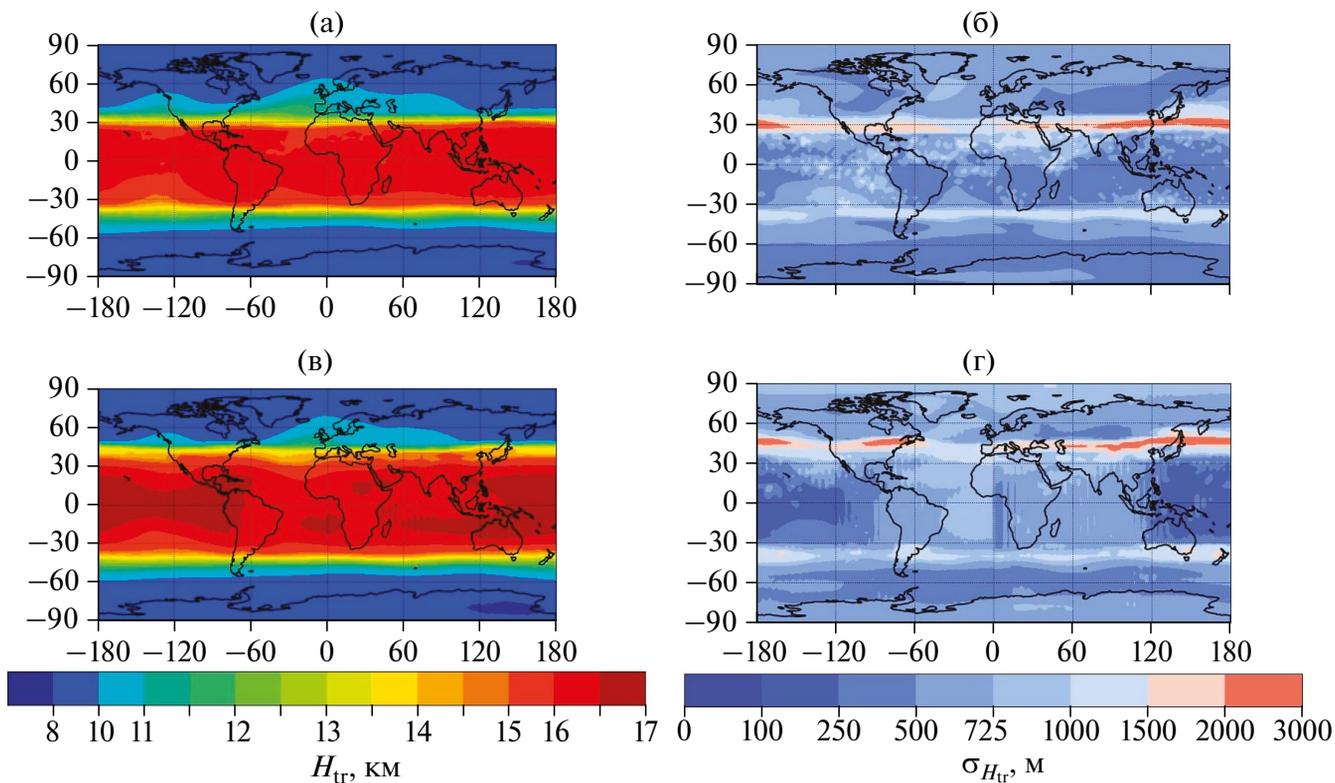


Рис. 3. Подобно рис. 2, но для декабря–февраля

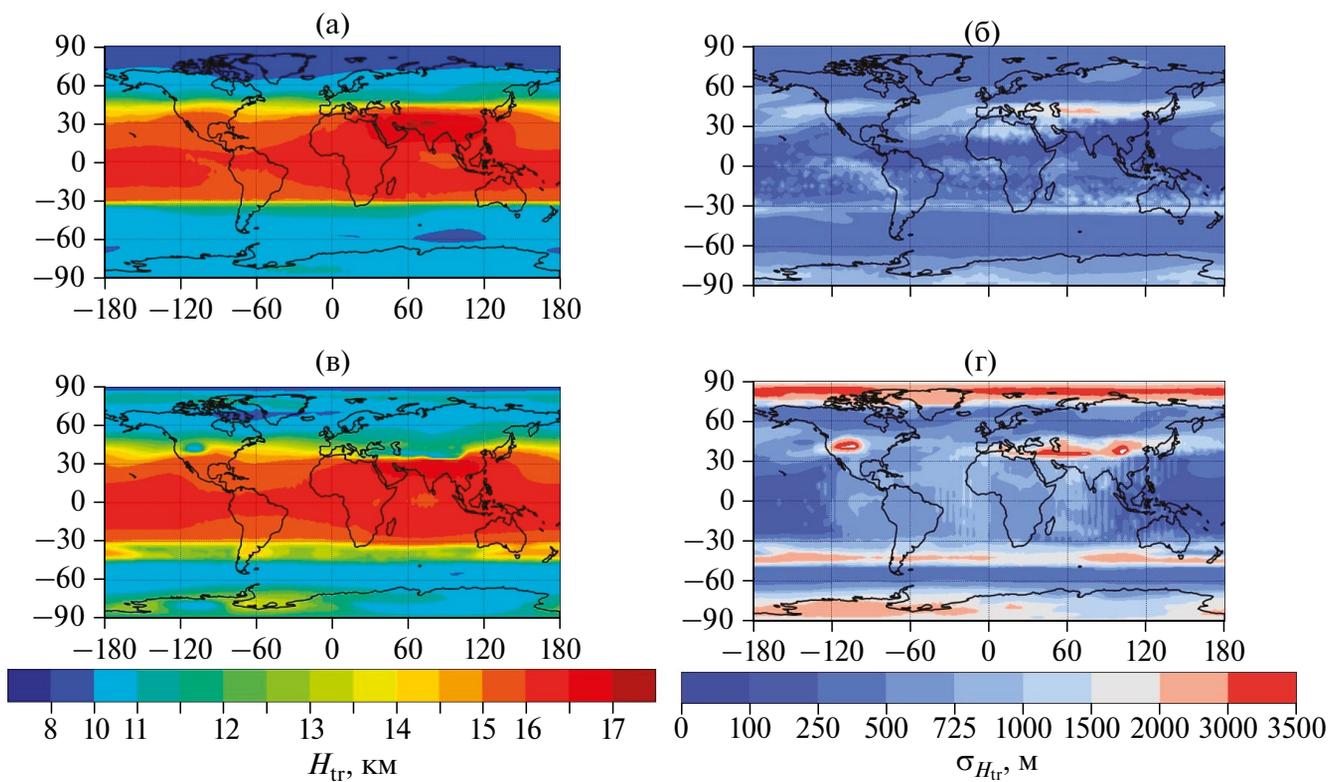


Рис. 4. Аналогично рис. 2, но для июня–августа

летним, (в переходные сезоны указанные максимумы сравнимы для Северного и Южного полушарий; не показано) и в целом согласуются по данным двух использовавшихся реанализов. Пространственный максимум $\sigma_{H_{tr}}$ над Северным Ледовитым океаном проявляется только летом и только по данным ERA5. Полученные результаты согласуются с [Wilcox et al., 2012a].

Спектральный анализ рядов H_{tr} (с использованием быстрого преобразования Фурье с последующим сглаживанием спектральной плотности окном Уэлша [Дженкинс и Ваттс, 1971; Дженкинс и Ваттс, 1972] в разные сезоны в разных регионах выявил ряд спектральных пиков (не показано). В низких широтах эти пики, в основном, соответствуют периодам около 4 лет и их можно связать с процессом Эль-Ниньо [Мохов и др., 2000б; Deser et al., 2010].

В средних и субполярных широтах проявляется цикличность с периодами от 7 до 10 лет, которая соответствует цикличности Северо-Атлантического колебания [Мохов и др., 2000а; Handorf et al., 1999; Deser et al., 2010]. Однако указанные спектральные пики в большинстве случаев характеризуются низкой статистической значимостью (что, по крайней мере частично, объясняется недостаточной для спектрального анализа длиной временных рядов) с проявлением различий для данных ERA5 и NCEP/DOE II.

3.3. Тренд высоты тропопаузы

При анализе изменений высоты тропопаузы H_{tr} наряду с линейной поточечной (явно зависящей от широты и долготы данного узла сетки) зависимостью $b_{H_{tr}} = dH_{tr} / dt$ (где t – время) определялся коэффициент линейной регрессии $\beta_{H_{tr}}$ высоты тропопаузы на приповерхностную температуру T_{2m} , характеризующий параметр чувствительности dH_{tr} / dT_{2m} . Эти оценки определялись аналогично [Мохов, 1993] с использованием метода наименьших квадратов, а среднеквадратичные отклонения для их статистических оценок — в предположении нормального распределения высоты тропопаузы.

При глобальном и за год осреднении для периода 1980–2023 гг. выявляется общий рост для высоты тропопаузы с линейным коэффициентом тренда $b_{H_{tr}} = 3.4 \pm 1.2$ м/год по данным ERA5 и $b_{H_{tr}} = 4.6 \pm 1.8$ м/год по данным NCEP/DOE II, что согласуется с [Mateus et al., 2022].

При зональном осреднении данных для температуры в целом отмечено согласие вычисленных оценок линейного тренда по данным двух используемых реанализов с типичными значениями в несколько м/год (рис. 5). Исключением при этом являются южные субтропики со значениями в несколько м/год по данным ERA5 и до 20 м/год по данным NCEP/DOE II. Это в целом согласуется с [Wilcox et al., 2012b]. Над сушей Северного полушария вне тропиков характерные типичные значения $b_{H_{tr}}$ составляют от 4 до 10 м/год, что согласуется с результатами [Meng et al., 2020], полученными по данным радиозондов со станций над сушей Северного полушария (вне тропиков) для интервала времени 1980–2020 гг., близкого к используемому в данной работе. Оценки $b_{H_{tr}}$ по трехмерным полям в целом согласуются с соответствующими оценками по среднезональным данным с относительно малыми азональными вариациями значений этого коэффициента (рис. 5). При этом статистически значимыми тренды в основном в тропиках. Это можно связать с интенсификацией проникающей конвекции в тропической тропосфере, проявляющейся при потеплении климата последних десятилетий по данным наблюдений [Liu, 2017; Taylor et al., 2017], а также проявляющейся в модельных расчетах [Wu, 2023]. Возможно также недостаточно надежное разделение в схеме уровней собственной тропопаузы и верхней границы глубокой конвекции в атмосфере. При этом если по данным NCEP/DOE II большие положительные значения $b_{H_{tr}}$ — в южных субтропиках статистически значимы, то по данным ERA5 они в целом отрицательны и статистически незначимы.

При выделении отдельных сезонов оценки $b_{H_{tr}}$ принципиально не изменяются относительно полученных для среднегодовых данных с сохранением различий между двумя используемыми реанализами.

Зависимость высоты тропопаузы от термического состояния тропосферы (в данной работе характеризуемая параметром $\beta_{H_{tr}}$) еще сильнее различается при использовании разных реанализов (рис. 6). Даже при зональном осреднении отмечаются принципиальные (вплоть до знака) различия для оценок $\beta_{H_{tr}}$ в субтропиках и средних широтах и Северного, и Южного полушарий. При этом в большинстве регионов

оценки $\beta_{H_{tr}}$ являются статистически значимыми (рис. ба, в). Следует также отметить заметные отличия от оценок соответствующего параметра чувствительности в годовом ходе в [Мохов, 1993] полученным по данным [Маховер, 1983].

При выделении отдельных сезонов оценки $\beta_{H_{tr}}$ принципиально не изменяются по сравнению с полученными для среднегодовых данных.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен модифицированный алгоритм оценки высоты тропопазы H_{tr} по данным реанализа для температуры атмосферы на разных уровнях и высоты геопотенциала на трехмерной сетке с возможностью применения к данным высокого пространственного разрешения. Возникающие при этом сложности, связанные, в частности, с идентификацией ложной

тропопаузы на уровне верхней границы глубокой конвекции в атмосфере, преодолены с использованием итерационной схемы с вычислением сначала высоты тропопазы по среднезональным данным, а только потом по данным на трехмерной сетке. Предложенный алгоритм использован для анализа высоты тропопазы по среднемесячным данным реанализа ERA5 и NCEP/DOE II для 1980–2023 гг. с вертикальным разрешением (в среднем) от 250 до 500 м. Средние многолетние значения высоты тропопазы по этим данным изменяются от 16–17 км в тропиках до 8–9 км в полярных широтах с относительно малыми незональными особенностями. Это согласуется с результатами [Маховер, 1983; Мохов, 1993; Wilcox et al., 2012a].

Межгодовые вариации высоты тропопазы, характеризуемые стандартными отклонениями

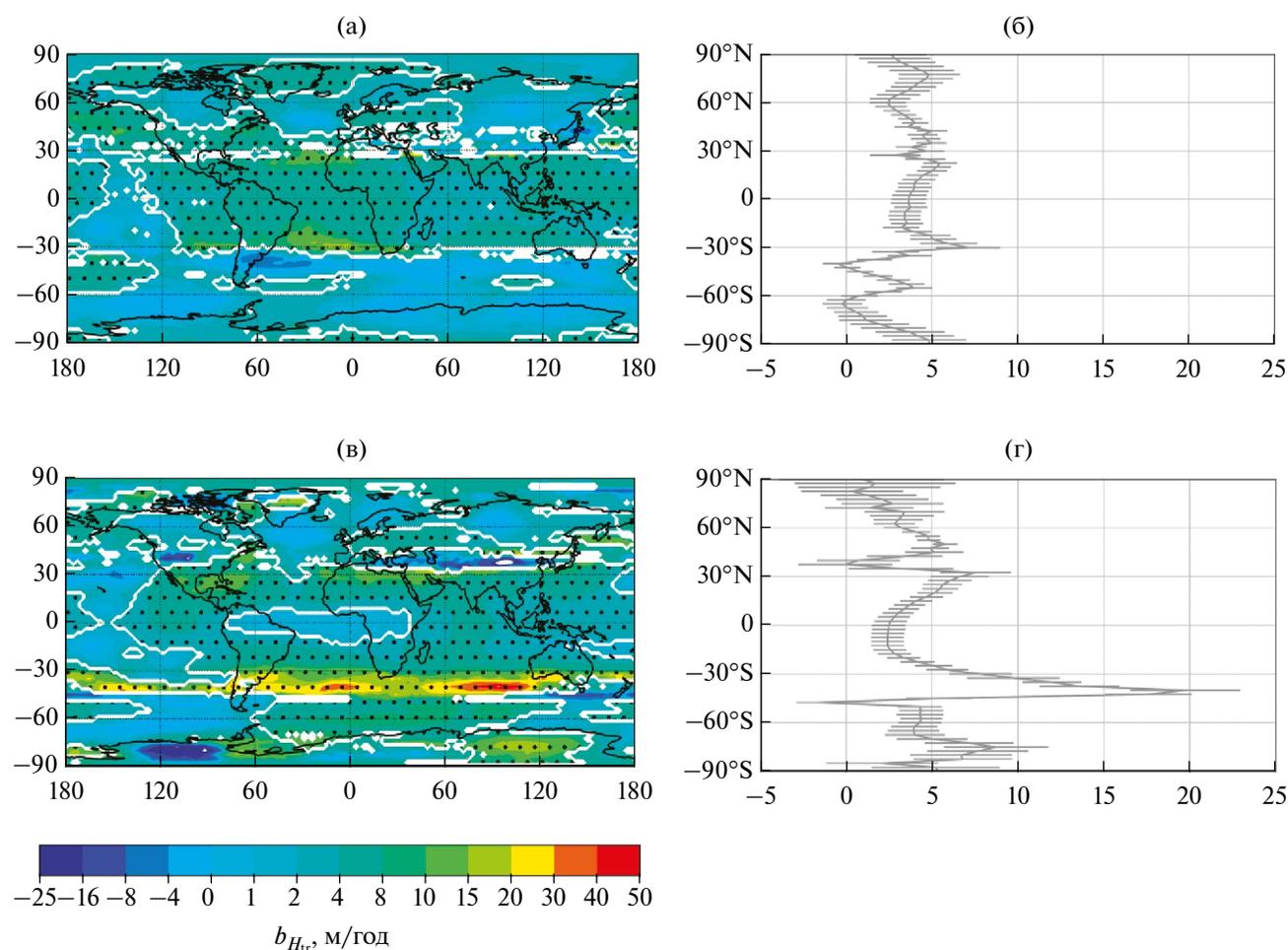


Рис. 5. Оценки коэффициента линейного тренда $b_{H_{tr}}$ высоты тропопазы H_{tr} по данным ERA5 (а, б) и NCEP/DOE II (в, г) для периода 1980–2023 гг. (а, в) — трехмерные данные, (б, г) — среднезональные данные. Точками (а, в) отмечены регионы с линейным трендом, значимым на уровне 5%

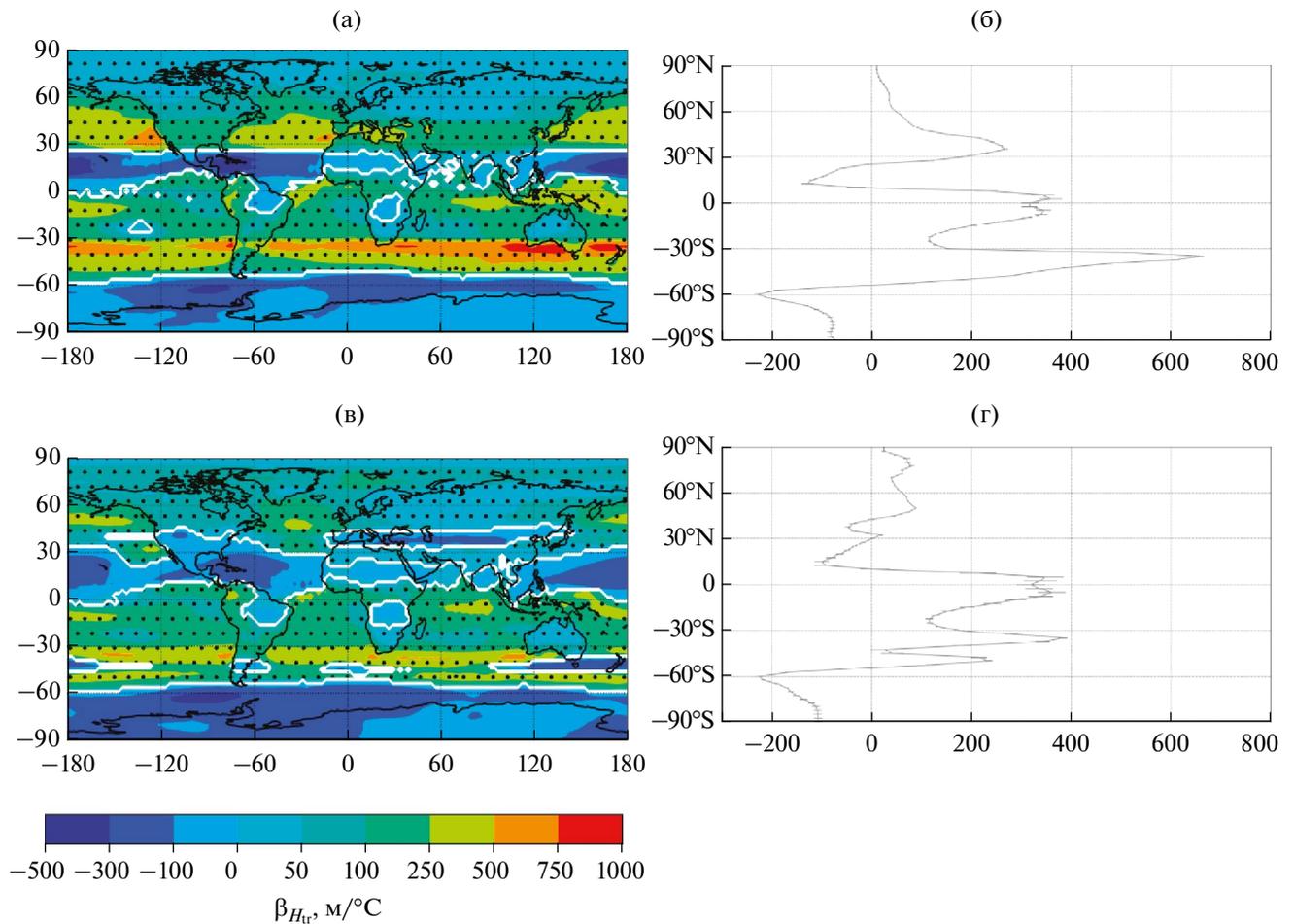


Рис. 6. Подобно рис. 5, но для параметра $\beta_{H_{tr}}$ связи высоты тропопаузы с приповерхностной температурой

ми, сопоставимы с вертикальным разрешением использованных данных реанализа (несколько сот метров), достигая полутора-двух километров в областях субтропических струйных течений (особенно в зимнем полушарии), что согласуется с [Wilcox et al., 2012a]. При этом в высоте тропопаузы проявляются вариации с периодом около 4 лет, которые можно связать с влиянием событий Эль-Ниньо на региональные особенности глубокой конвекции в атмосфере.

Отмечен статистически значимый линейный тренд высоты тропопаузы (несколько м/год) в субтропиках с коэффициентом в несколько м/год в согласии с [Wilcox et al., 2012a]. Над сушей Северного полушария вне тропиков полученные в данной работе оценки линейного тренда согласуются с оценками [Meng et al., 2020], полученными по данным радиозондов со станций над сушей Северного полушария (вне тропиков) для интервала времени 1980–2020 гг., близкого к используемому в данной работе. Это указыва-

ет на то, что выбор типа данных — радиозондов или данных реанализа — не оказывает принципиального различия на результаты оценки H_{tr} и характеристик изменений высоты тропопаузы. Подобный вывод был сделан в [Zängl, Hoinka, 2001] для массива данных реанализа ECMWF (предшественника реанализа ERA5). При этом следует отметить, что оценки параметра чувствительности высоты тропопаузы к изменению приповерхностной температуры при использовании данных реанализа ERA5 и NCEP/DOE II существенно различаются ввиду различия данных о приповерхностной температуре между этими массивами реанализа.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Разработка метода вычисления высоты тропопаузы выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 23–62–10043. Результаты анализа данных выполнены за счет средств суб-

сидии по госзаданию Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (регистрационный номер проекта FMWR-2022-0014) с использованием результатов, полученных в рамках проекта РНФ № 24-17-00211.

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.
- Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения. Т. 1. М.: Мир, 1971. 318 с.
- Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения. Т. 2. М.: Мир, 1972. 288 с.
- Иванова А.Р.* Тропопауза — многообразие определенных и современные подходы к идентификации // Метеорология и гидрология. 2013. № 12. С. 23–36.
- Маховер З.М.* Климатология тропопаузы. Л.: Гидрометеиздат. 1983. 256 с. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. М.: Физматлит, 2011. 452 с.
- Мохов И.И.* Метод амплитудно-фазовых характеристик для анализа динамики климата // Метеорология и гидрология. 1985. № 5. С. 80–89.
- Мохов И.И.* Диагностика особенностей годового хода температурного режима атмосферы в модели общей циркуляции // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 2. С. 143–150.
- Мохов И.И.* Диагностика структуры климатической системы. СПб.: Гидрометеиздат. 1993. 270 с.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Хандорф Д. и др.* Северо-Атлантическое Колебание: диагноз и моделирование декадной изменчивости и ее долгопериодной эволюции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 5. С. 605–616.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Хворостьянов Д.В.* Эволюция характеристик климатической изменчивости, связанной с явлениями Эль-Ниньо/Ла-Нинья // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 6. С. 741–751.
- Мохов И.И., Акперов М.Г.* Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 4. С. 467–475.
- Шакина Н.П., Борисова В.В.* Опыт использования потенциального вихря для расчета высоты тропопаузы // Метеорология и гидрология. 1992. № 9. С. 57.
- Bethan S., Vaughan G., Reid S.J.* A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., Part B. 1996. V. 122. № 532. P. 929–944.
- Deser C., Alexander M.A., Xie S.P., Phillips A.S.* Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms // Annual review of marine science. 2010. V. 2. № 1. P. 115–143.
- Handorf D., Petoukhov V.K., Dethloff K. et al.* Decadal climate variability in a coupled atmosphere-ocean climate model of moderate complexity // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D22. P. 27253–27275.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al.* The ERA5 global reanalysis // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.
- Hoinka K.P.* Statistics of the global tropopause pressure // Mon. Weather Rev. 1998. V. 126. № 12. P. 3303–3325.
- Hoerling M.P., Schaack T.K., Lenzen A.J.* Global objective tropopause analysis // Mon. Weather Rev. 1991. V. 119. № 8. С. 1816–1831.
- Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E. et al.* Stratosphere-troposphere exchange // Reviews of geophysics. 1995. Т. 33. № 4. P. 403–439.
- Hu S., Vallis G.K.* Meridional structure and future changes of tropopause height and temperature // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2019. V. 145. № 723. P. 2698–2717.
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J. et al.* Ncep–doe amip–ii reanalysis (r–2) // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2002. V. 83. № 11. P. 1631–1644.
- Liu C.* Severe weather in a warming climate // Nature. 2017. V. 544. № 7651. P. 422–423. Liu C., Barnes E. Synoptic formation of double tropopauses // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2018. V. 123. № 2. P. 693–707.
- Liu N., Liu C.* Global distribution of deep convection reaching tropopause in 1 year GPM observations // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2016. V. 121. № 8. P. 3824–3842.
- Mateus P., Mendes V.B., Pires C.A.L.* Global empirical models for tropopause height determination // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 17. P. 4303.
- Meng L., Liu J., Tarasick D.W. et al.* Continuous rise of the tropopause in the Northern Hemisphere over 1980–2020 // Science Advances. 2021. V. 7. № 45. eabi8065.
- Reed R.J.* A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis // Journal of Atmospheric Sciences. 1955. V. 12. № 3. P. 226–237.
- Reichler T., Dameris M., Sausen R.* Determining the tropopause height from gridded data // Geophysical research letters. 2003. V. 30. № 20.

- Shapiro M.A.* Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere // *Journal of Atmospheric Sciences*. 1980. V. 37. № 5. P. 994–1004.
- Son S.W., Polvani L.M., Waugh D.W. et al.* The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet // *Science*. 2008. V. 320. № 5882. P. 1486–1489.
- Taylor C.M., Belušić D., Guichard F. et al.* Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations // *Nature*. 2017. V. 544. № 7651. P. 475–478.
- Thuburn J., Craig G.C.* GCM tests of theories for the height of the tropopause // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1997. V. 54. № 7. P. 869–882.
- Tinney E.N., Homeyer C.R., Elizalde L. et al.* A Modern Approach to a Stability-Based Definition of the Tropopause // *Mon. Weather Rev.* 2022. V. 150. № 12. P. 3151–3174.
- Ulbrich U., Pinto J.G., Kupfer H. et al.* Changing Northern Hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations // *Journal of Climate*. 2008. V. 21. № 8. P. 1669–1679.
- Wilcox L.J., Hoskins B.J., Shine K.P.* A global blended tropopause based on ERA data. Part I: Climatology // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2012. V. 138. № 664. P. 561–575.
- Wilcox L.J., Hoskins B.J., Shine K.P.* A global blended tropopause based on ERA data. Part II: Trends and tropical broadening // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2012. V. 138. № 664. P. 576–584.
- WMO. World Meteorological Organization (WMO): Geneva, Switzerland. 1957. V. 6. P. 136.
- Wu X., Fu Q., Kodama C.* Response of Tropical Overshooting Deep Convection to Global Warming Based on Global Cloud-Resolving Model Simulations // *Geophysical Research Letters*. 2023. V. 50. № 14. e2023GL104210.
- Zängl G., Hoinka K.P.* The tropopause in the polar regions // *Journal of Climate*. 2001. V. 14. № 14. P. 3117–3139.

ESTIMATES OF THE TROPOPAUSE HEIGHT AND ITS VARIATIONS BASED ON THE REANALYSIS DATA

© 2025 A. M. Kuzmin^{1, *}, A. V. Eliseev^{1–4}, I. I. Mokhov^{1, 2, 5}

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

²Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia

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

⁴Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics RAS, Ulyanova str., 46, Nizhny Novgorod, 603950 Russia

⁵Moscow Institute of Physics and Technology, Institutsky per., 9, Dolgoprudny, Moscow obl., 141701 Russia

*e-mail: Aleksey.kuz.min@yandex.ru

Estimates of the tropopause height for the period 1980–2023 were obtained from the monthly average data of the ERA5 reanalysis and NCEP/DOE II for the atmospheric temperature and (in the case of using the isobaric vertical coordinate) geopotential height on a three-dimensional grid. Algorithm for estimating tropopause height H_{tr} is refined with the possibility of applying to data of high spatial resolution. The estimated multi-year means of tropopause height change from 16–17 km in the tropics to 8–9 km in the polar regions with only relatively weak non-zonal features. At the same time, interannual variations of H_{tr} characterized by standard deviations are comparable to the vertical resolution of the used reanalysis data (several hundred meters), reaching one and a half to two kilometers in the subtropical regions, two kilometers in the regions of subtropical jets (especially in the winter hemisphere). The peculiarities of variations of the tropopause height with a period of about 4 years were revealed, which can be explained by the influence of El Niño/La Niña events on the regional processes of formation of the deep convection in the atmosphere. The statistically significant linear trends of the tropopause height in the subtropics (several m/year) were noted.

Keywords: tropopause height, double tropopause, subtropical jets, reanalysis data, ERA5, NCEP/DOE Reanalysis II

УДК 551.510, 551.551

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ АЭРОЗОЛЯ И ТЕПЛА НА ОПУСТЫНЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ ПРИ ВСПЛЕСКОВОЙ ЭМИССИИ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ

© 2025 г. Г. И. Горчаков*, А. В. Карпов, Р. А. Гушин, О. И. Даценко, Г. А. Курбатов

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжжевский пер., 3, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: gengor@ifaran.ru

Поступила в редакцию 10.06.2024 г.

После доработки 23.10.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

По данным измерений в сентябре 2021 г. на опустыненной территории в Астраханской обл. компонент скорости ветра, температуры воздуха и концентрации частиц аэрозоля в приземном слое атмосферы определены вертикальные турбулентные потоки тепла и пылевого аэрозоля. Выполнен статистический анализ вариаций метеопараметров и концентрации частиц аэрозоля. Проанализирована временная изменчивость горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра, температуры воздуха и концентрации частиц аэрозоля с использованием спектрального анализа. Выполнено сопоставление эмпирических функций распределения плотности потоков тепла и временной изменчивости скорости выноса тепла с подстилающей поверхности по данным синхронных измерений с помощью акустических метеостанций Метео-2 и Metek. Выявлены существенные различия пространственно-временной изменчивости вертикального турбулентного переноса тепла и пылевого аэрозоля на опустыненной территории. Определены 30-минутные средние значения динамической скорости, масштаба Монино-Обухова, турбулентных потоков тепла ($90\text{--}160\text{ Вт/м}^2$) и пылевого аэрозоля ($7.2\text{--}27.5\text{ см}^{-2}\text{с}^{-1}$), а также скорости выноса тепла ($14\text{--}21\text{ см/с}$) и пылевого аэрозоля ($10\text{--}16\text{ см/с}$) с подстилающей поверхности. Показано, что временная изменчивость плотности потока пылевого аэрозоля обусловлена суперпозицией конвективных «низкочастотных» движений с масштабами примерно 3–15 мин и «высокочастотных вариаций» с длительностью меньше примерно 10 с.

Ключевые слова: опустынивание, ветропесчаный поток, пылевой аэрозоль, всплесковая эмиссия, турбулентный поток тепла, турбулентный поток аэрозоля, скорость выноса аэрозоля, скорость выноса тепла

DOI: 10.31857/S0002351525010086, EDN: HEXNDK

1. ВВЕДЕНИЕ

Опустыненные территории являются основным источником пылевого аэрозоля, который прямо и косвенно влияет на радиационный режим атмосферы [Mahowald et al., 2014; Miller et al., 1998] в глобальном масштабе, на процессы в биосфере [Krishnamurthy et al., 2010] и на здоровье населения [Brunekreef et al., 2002]. Пылевой аэрозоль на опустыненных территориях образуется на подстилающей поверхности под воздействием сальтирующих частиц [Alfaro et al., 2007] (сальтация — скачкообразное перемещение песчинок [Bagnold, 1941]). В конвективных

условиях часто реализуется режим всплесковой или перемежающейся (intermittent) сальтации [Stout et al., 1997], который в некоторых случаях может оказаться квазипериодическим [Горчаков и др., 2023]. Очевидно, что при всплесковой сальтации в ветропесчаном потоке возникает всплесковая эмиссия пылевого аэрозоля, что приводит к «низкочастотной» (конвективно обусловленной) модуляции вертикального турбулентного потока аэрозоля.

Процессы переноса в конвективном пограничном слое атмосферы до сих пор недостаточно изучены [Берлянд, 1975; Бызова и др., 1989; Обухов, 1998; Kader et al., 1990; Алоян, 2009; Kaimal

et al., 1976; Gryanik et al., 2002; Вазаева и др., 2019; Li et al., 2014; Maher et al., 2010; Белоцерковский и др., 2000; Vulfson et al., 2024], поэтому экспериментальные исследования на опустыненных территориях потоков тепла и аэрозоля представляют большой интерес. В настоящей работе представлены результаты измерений на опустыненной территории вертикальных турбулентных потоков аэрозоля и тепла в конвективных условиях при всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля. Отметим, что ранее нами были выполнены измерения на опустыненной территории вертикальных турбулентных потоков пылевого аэрозоля в условиях квазинепрерывной эмиссии пылевого аэрозоля с использованием корреляционного метода [Горчаков и др., 2020; Карпов и др., 2021].

В разделе 2 приведены основные сведения об используемых в настоящей работе результатах измерений компонент скорости ветра, температуры воздуха и концентрации частиц пылевого аэрозоля на опустыненной территории. Кратко охарактеризован используемый нами метод измерения потоков тепла и аэрозоля.

В разделе 3 проанализированы вариации горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра, температуры воздуха и концентрации частиц пылевого аэрозоля по данным измерений на опустыненной территории.

Представлены результаты определения параметров турбулентности, включая динамическую скорость и масштаб Монино-Обухова.

Результаты анализа временной изменчивости вертикальных турбулентных потоков аэрозоля и тепла в условиях всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля представлены в разделе 4.

В разделе 5 по данным синхронных измерений в 2010 г. с помощью трех акустических метеостанций оценено влияние временного разрешения на результаты измерений вертикальных турбулентных потоков тепла.

В Заключении (раздел 6) сформулированы основные результаты работы.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Вертикальные турбулентные потоки тепла и пылевого аэрозоля рассчитаны по данным синхронных измерений в приземном слое атмосферы на высоте 3 м на опустыненной территории в Астраханской обл. компонент скорости ветра и

температуры воздуха с помощью акустической метеостанции Метео-2 (Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск) с частотой примерно 11 Гц и концентрации частиц пылевого аэрозоля с размерами от 0.5 до 5.0 мкм с помощью фотоэлектрического счетчика частиц ОАЭС-05 (НИФХИ, г. Москва) в августе-сентябре 2021 г. В работе представлены результаты измерений в конвективных условиях при всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля 09.09.2021 в период с 10:00 до 15:00.

С целью оценки влияния вариаций временного разрешения на результаты определения вертикальных турбулентных потоков тепла в работе использованы результаты синхронных измерений на опустыненных территориях вблизи реки Волга компонент скорости ветра и температуры воздуха в приземном слое атмосферы на высоте 3 м с помощью двух акустических метеостанций Метео-2 (ИОА СО РАН, г. Томск, частота измерений – 11 Гц) и акустической метеостанции Metek (Германия, 50 Гц) в августе 2010 г.

Как правило, вертикальные турбулентные потоки аэрозоля определяются градиентными методами, применимость которых в конвективных условиях нуждается в дополнительном обосновании. В настоящей работе потоки тепла и аэрозоля определялись корреляционным методом, который использовался нами впервые при исследовании вертикальных турбулентных потоков пылевого аэрозоля в Приаралье [Gorchakov et al., 2002].

3. ВАРИАЦИИ СКОРОСТИ ВЕТРА, ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И КОНЦЕНТРАЦИИ ЧАСТИЦ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ

На рис. 1 показаны результаты синхронных измерений 09.09.2021 в приземном слое атмосферы в конвективных условиях на опустыненной территории вблизи р. Волга в Астраханской обл. горизонтальной (1) и вертикальной (2) компонент скорости ветра, температуры воздуха (5) и концентрации частиц аэрозоля (6) на высоте 3 м. Флуктуации вертикальной компоненты скорости ветра и температуры воздуха сглажены на скользящем интервале 1 мин. На временном ходе горизонтальной компоненты скорости ветра отчетливо проявляется ее конвективно обусловленная низкочастотная изменчивость (рис. 1а). Красной прямой линией показана по-

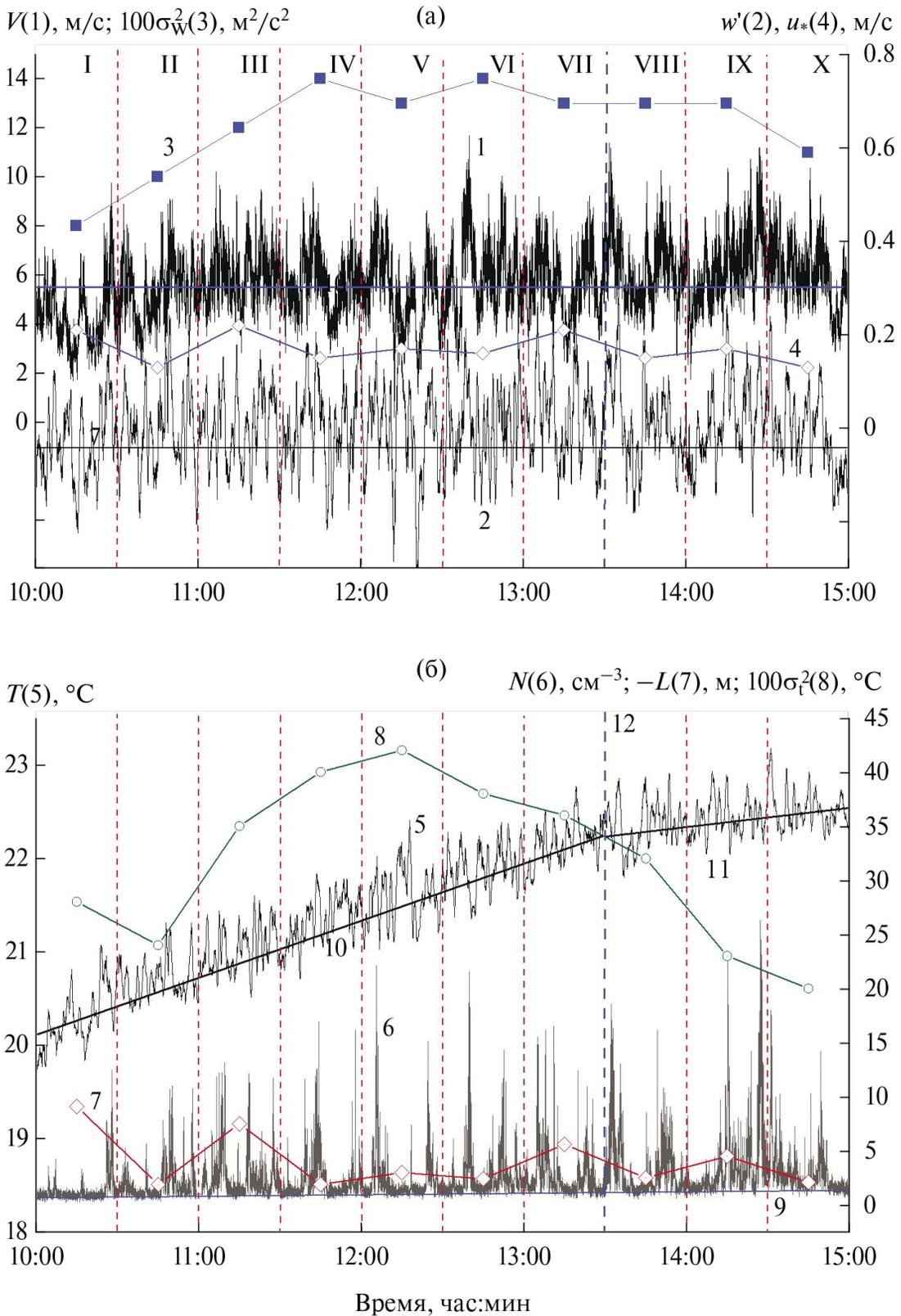


Рис. 1. Временная изменчивость 09.09.2021 (а) горизонтальной (1) и вертикальной (2) компонент скорости ветра, дисперсии (3) вертикальной компоненты скорости ветра, динамической скорости (4), (б) температуры воздуха (5), концентрации частиц пылевого аэрозоля (6), масштаба Монина-Обухова (7) и дисперсии температуры воздуха (8). Обозначения: 9 – концентрация частиц фоновго аэрозоля, 10 и 11 – кусочно-линейная аппроксимация тренда температуры, 12 – точка перегиба на аппроксимирующей кривой

роговая скорость сальтации $V_0 = 5.5$ м/с, которая близка к средней скорости ветра $\bar{V} = 5.7$ м/с в рассматриваемый нами период времени. Благодаря нелинейной связи интенсивности сальтации со скоростью ветра низкочастотная изменчивость на концентрации частиц пылевого аэрозоля выражена сильнее, чем на горизонтальной компоненте скорости ветра. Всплесковой режим эмиссии позволил оценить и учесть вклад в среднем медленно меняющейся концентрации частиц фонового аэрозоля (9 на рис. 16).

В период с 10:00 до 13:00 наблюдался рост средней температуры воздуха со скоростью 0.6 град/ч (10 на рис. 16) и скоростью 0.12 град/ч (11 на рис. 16) в период с 13:30 до 15:00 (12 – точки перегиба кусочно-линейной аппроксимации тренда температуры). Указанный тренд учитывался при выделении из временного хода $T(t)$ флуктуаций температуры $T'(t)$. Рассчитаны статистические характеристики вариаций компонент скорости ветра, температуры воздуха и концентрации частиц пылевого аэрозоля (таблица) при временном разрешении 0.09 с и 60 с для компонент скорости ветра, температуры воздуха и при временном разрешении 1 с и 60 с для концентрации частиц аэрозоля. На рис. 2 показаны эмпирические функции распределения (ЭФР) вышеуказанных параметров. ЭФР горизонтальной компоненты скорости ветра отличается малыми значениями асимметрии и эксцесса (таблица), что близко к нормальному распределению (рис. 2а). В случае ЭФР вертикальной компоненты скорости ветра (рис. 2б) эксцесс для исходных данных достигает 1.06. Значительные отклонения от нормального распределения наблюдаются для ЭФР флуктуаций температуры воздуха. ЭФР концентрации частиц отличается большими значениями асимметрии и эксцесса (рис. 2г), что характерно для логонормального и гамма-распределения.

Важную количественную информацию о вариациях метеорологических параметров можно получить методом спектрального анализа. На рис. 3 показаны функции $P(f) = fS(f)$, где S – спектральная плотность мощности флуктуаций и f – частота, для вертикальной компоненты скорости ветра (1), температуры воздуха (2) и горизонтальной компоненты скорости ветра (3). В первом приближении для описания спектров $P(f)$ с удовлетворительной точностью

может быть использованы кусочно-степенные аппроксимации. На частотах выше $f = 0.7$ –1 Гц все три спектра $P(f)$ описывается степенными функциями Cf^{-K_1} , где C – константа. Показатель степени K_1 для всех трех рассматриваемых спектров составляет 0.70–0.71, что близко к его значению 2/3 для локально изотропной турбулентности. Спектр $P_v(f)$ (3 на рис. 3а) в области $f < f_1$ аппроксимируется степенной функцией с показателем $K_2 = 0.45$ (5 на рис. 3б). На спектре $P_v(f)$ отчетливо проявляются конвективно обусловленные максимумы и минимумы в диапазоне частот 0.001–0.1 Гц.

Низкочастотная часть спектров $P_w(f)$ и $P_T(f)$ (6 на рис. 3б) аппроксимирована степенными спектрами в области $f < 0.1$ Гц с показателями -0.57 и -0.62 , что свидетельствует о сравнительно быстром снижении мощности флуктуаций с уменьшением частоты. В промежуточной области, которая включает сравнительно небольшой диапазон частот между f_1 и f_2 аппроксимирующие спектры $P_w(f)$ и $P_T(f)$ слабо зависят от частоты ($K_3 = -0.2$ и -0.05).

Вертикальный перенос аэрозоля и тепла в конвективном пограничном слое атмосферы определяется режимом турбулентности. По данным измерений турбулентных пульсаций компонент скорости ветра и температуры воздуха были рассчитаны параметры турбулентности, включая динамическую скорость u^* (4 на рис. 1), масштаб Монина-Обухова (7 на рис. 1), дисперсию флуктуаций вертикальной компонент скорости ветра σ_w^2 (3 на рис. 1а) и дисперсию флуктуаций температуры σ_T^2 (8 на рис. 1б). Расчеты параметров турбулентности выполнены для 30-минутных интервалов (выделены на рис. 1 вертикальными пунктирными линиями), что позволило получить достаточно устойчивые оценки параметров турбулентности.

В период проведения измерений (с 10:00 до 15:00) дисперсия температуры воздуха менялась в пределах от 0.20 до 0.42 (°C)² (среднее значение 0.32), а дисперсия вертикальной компоненты скорости ветра – от 0.08 до 0.14 м²/с². Динамическая скорость u^* варьировала от 0.13 до 0.22 (средняя 0.17 м/с), а масштаб Монина-Обухова L от -1.9 до -9.1 м (в среднем -4.1), что характерно для конвективных условий. Отметим, что средние значения горизонтальной компоненты скорости ветра для 30-минутных интервалов меня-

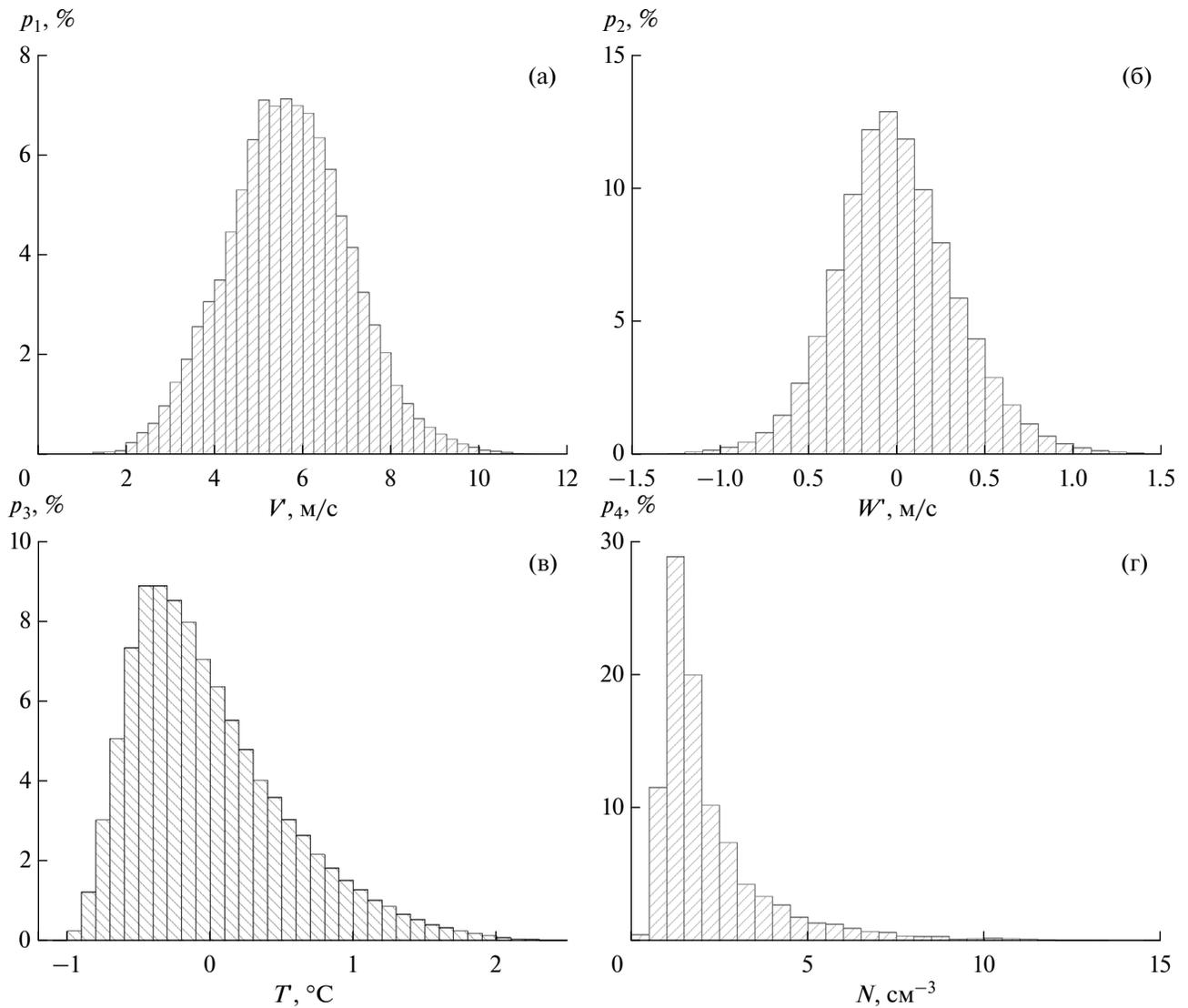


Рис. 2. Эмпирические функции распределения горизонтальной (а) и вертикальной (б) компонент скорости ветра, флуктуаций температуры воздуха (в) и концентрации частиц пылевого аэрозоля (г)

Таблица. Статистические характеристики вариаций горизонтальной компоненты скорости ветра, флуктуации вертикальной компоненты скорости ветра и температуры воздуха и концентрации частиц аэрозоля

Статистические характеристики	$V, \text{ м/с}$		$w', \text{ м/с}$		$T', \text{ }^\circ\text{C}$		$N, \text{ см}^{-3}$	
	0.09	60	0.09	60	0.09	60	1.0	60
Время оср., с	0.09	60	0.09	60	0.09	60	1.0	60
Средние	5.70	5.70	0.0	0.0	0.0	0.0	2.44	2.44
Стандартное отклонение	1.40	1.18	0.35	0.08	0.55	0.30	2.22	1.71
Максимальные значения	11.7	9.36	2.9	0.21	3.2	0.50	26.3	14.73
Минимальные значения	0.2	2.46	-2.13	-0.23	-1.33	-0.52	0.2	0.80
Коэффициент вариаций	0.25	0.21	—	—	—	—	0.91	0.70
Асимметрия	0.13	-0.11	0.24	0.1	1.05	0.07	3.40	2.86
Экссесс	0.09	0.15	1.06	-0.06	1.15	-0.38	16.3	12.3

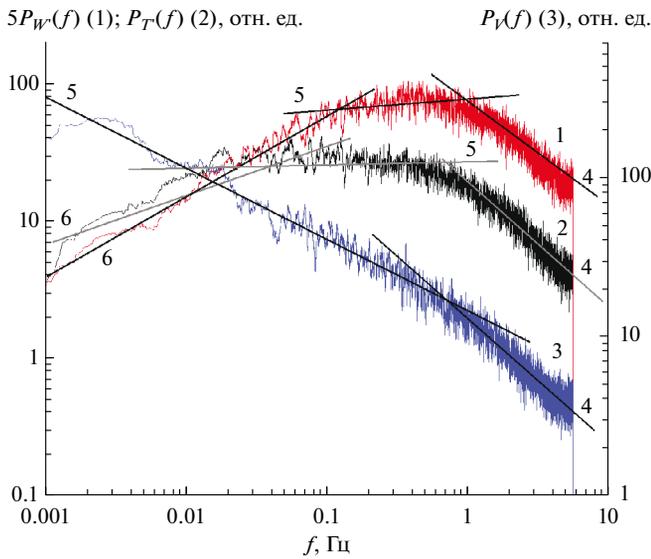


Рис. 3. Спектры флуктуаций вертикальной компоненты скорости ветра (1), температуры воздуха (2) и горизонтальной компоненты скорости ветра (3). Обозначения: 4, 5, 6 – фрагменты кусочно-степенной аппроксимации спектров

лись от 4.37 до 6.32 м/с, а концентрация частиц пылевого аэрозоля от 0.45 до 2.26 см⁻³ (средняя 1.19 см⁻³).

4. ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА И АЭРОЗОЛЯ

Вертикальный турбулентный поток аэрозоля

$$F(\tau) = \tau^{-1} \int_0^\tau g(t) dt = \tau^{-1} \int_0^\tau N'(t)w'(t) dt, \quad (1)$$

где t – время, $N'(t) = N(t) - \bar{N}$, $w'(t) = w(t) - \bar{w}$, флуктуациями концентрациями частиц аэрозоля и вертикальной компоненты скорости ветра, \bar{N} и \bar{w} – средние значения N и w за период осреднения τ и $g(t)$ – плотность потока аэрозоля.

Результаты определения $g(t)$ представлены на рис. 4а (кривая 1). Нетрудно видеть, что $g(t)$ представляет собой последовательность всплесков различной длительности и интенсивности. Для любого фиксированного момента времени пространственное распределение плотности потока аэрозоля в условиях его всплесковой эмиссии оказывается весьма неоднородным. Поэтому представляют интересы потоки аэрозоля при достаточно большом времени осреднения. Анализ показал, что оптимальное время осреднения составляет примерно 30 мин. Были рассчитаны вертикальные турбулентные потоки аэрозоля для отмеченных на рис. 1 и рис. 4 десяти 30-минутных интервалов. Оказалось, что указанные потоки варьирует в пределах от 7.2 до 27.5 см⁻²с⁻¹ (среднее значение 15.9 см⁻²с⁻¹). Были также рассчитаны нормированные потоки или скорости выноса пылевого аэрозоля с подстилающей поверхности (2 на рис. 4)

$$W_N = \frac{F}{\bar{N}}, \quad (2)$$

где \bar{N} – средние значения концентрации для 30-минутных интервалов. Оказалось, что W_N меняется в пределах от 10 до 16 см/с (среднее 13.7 см/с).

Для режима квазинепрерывной эмиссии пылевого аэрозоля [Горчаков и др., 2020; Карпов и др., 2021] $W_N = 4-5$ см/с.

В конвективном пограничном слое процессы вертикального переноса в значительной степени определяются суперпозициями конвективных движений разных масштабов. Всплески эмиссии пылевого аэрозоля (*bursts*) на опустыненной

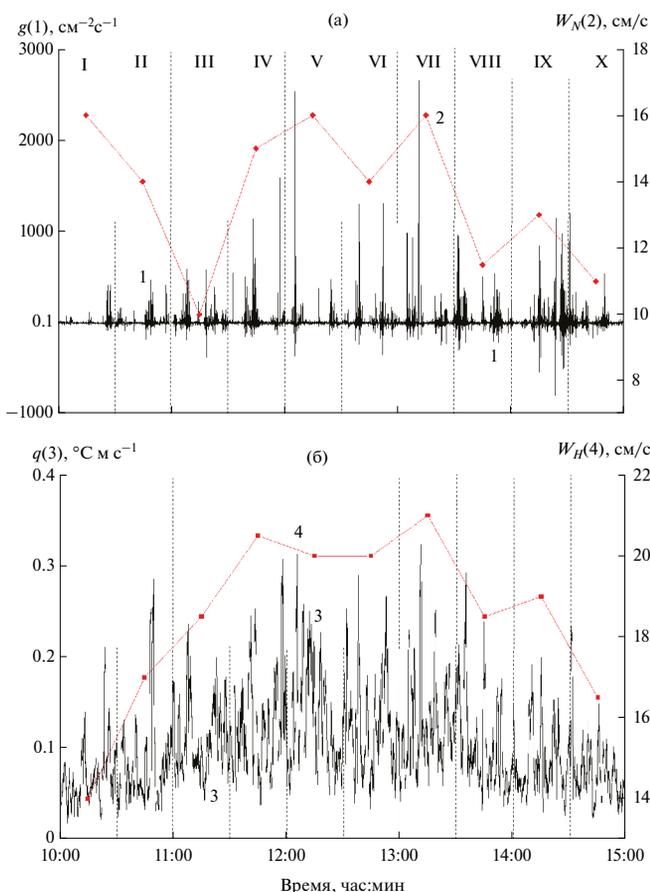


Рис. 4. Временная изменчивость (а) плотности потока (1) и скорости выноса (2) аэрозоля и (б) плотности потока тепла (3) и скорости выноса тепла (4) с подстилающей поверхности

территории определяются порывами горизонтальной компоненты скорости ветра (рис. 4а) с длительностью примерно от 3 до 15 мин. Они представляют собой последовательности коротких выбросов (*spikes*) с длительностью примерно от 1 до 10 с (рис. 5).

Таким образом, временная изменчивость плотности потока пылевого аэрозоля в рассматриваемом нами случае определяется суперпозицией «низкочастотных» конвективных движений с временными масштабами от 3 до 15 мин и «высокочастотных» вариаций с длительностью меньше примерно 10 с.

Турбулентный поток тепла Q является одним из основных параметров турбулентности [Обухов, 1998]. Он определяется через плотность потока температуры

$$q(t) = T'(t)w'(t). \quad (3)$$

Результаты определения $g(t)$ в рассматриваемый нами период времени показаны на рис. 4 (кривая 3). Нетрудно видеть, что плотность потока $g(t)$ промодулирована пульсациями T и w , которые не прекращаются в периоды отсутствия всплесков эмиссии пылевого аэрозоля.

Для вышеупомянутых 30-минутных интервалов времени были рассчитаны турбулентные потоки тепла

$$Q = \frac{\rho c_p}{\tau} \int_0^\tau q(t) dt, \quad (4)$$

где ρ – плотность воздуха и c_p – теплоемкость при постоянном давлении. Расчеты показали, что поток Q варьирует в пределах от 90 до 158 Вт/м² (среднее значение 126 Вт/м²).

Для оценки нормированного турбулентного потока тепла или скорости выноса тепла из приземного слоя атмосферы \bar{W}_H (4 на рис. 4а) воспользуемся соотношением

$$W_H = \frac{\bar{q}}{\sigma_T}, \quad (5)$$

где σ_T – стандартное отклонение для температуры воздуха, которое менялось в пределах от 14 до 21 см/с (в среднем 18.5 см/с). \bar{q} – средние потоки температуры для 30-минутных интервалов. Нормированные турбулентные потоки аэрозоля и тепла при всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля рассматриваемый в период времени по порядку величины сравнимы друг с другом. Отметим, что временной ход W_H заметно отличается от временного хода W_N .

Временная изменчивость плотности турбулентного потока тепла представляет собой квазинепрерывный процесс с пульсациями длительностью от доли секунды до 3–5 мин

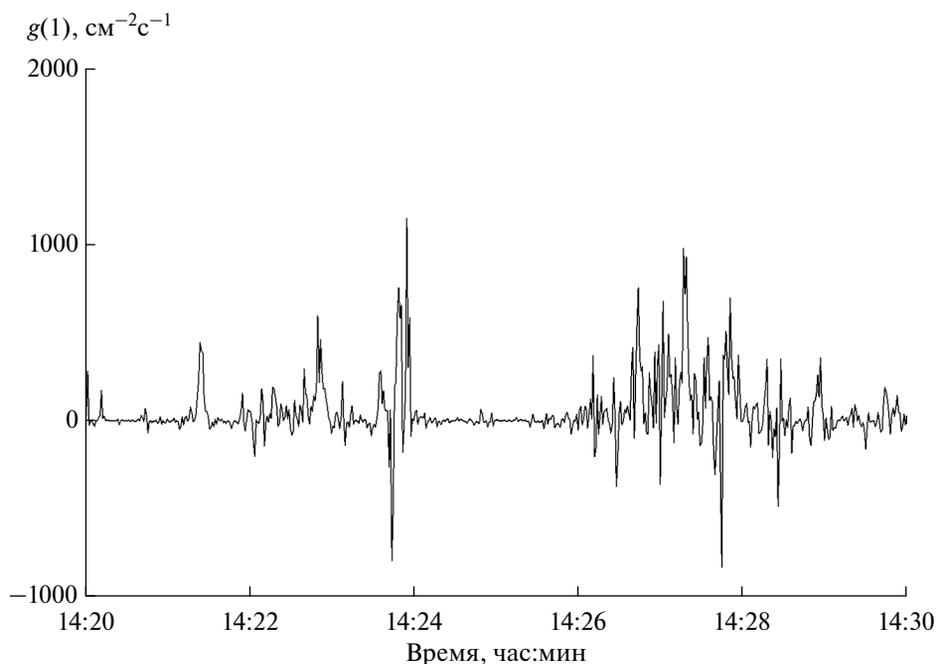


Рис. 5. Плотность потока аэрозоля при всплесковой эмиссии в период с 14:20 до 15:20

(рис. 4б) с широким максимумом в области от 0.1 до 1 Гц, что обусловлено особенностями спектров пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра и температуры воздуха (рис. 3).

5. О ВЛИЯНИИ ВРЕМЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ НА ОЦЕНКУ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА

Важную информацию об изменчивости плотности турбулентного потока тепла несет его эмпирическая функция распределения. На рис. 6а представлена ЭФР потока температуры для

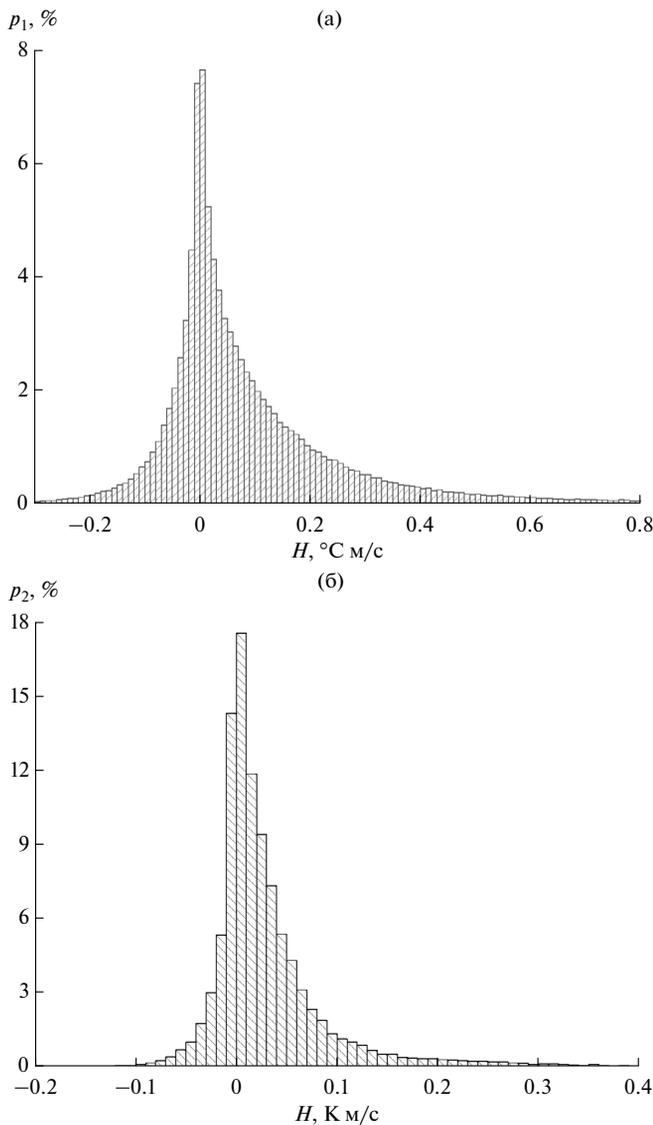


Рис. 6. Эмпирические функции распределения плотности потока температуры по данным измерений в 2021 г. с временным разрешением 0.09 с (а) и в 2010 г. с временным разрешением 0.02 с (б)

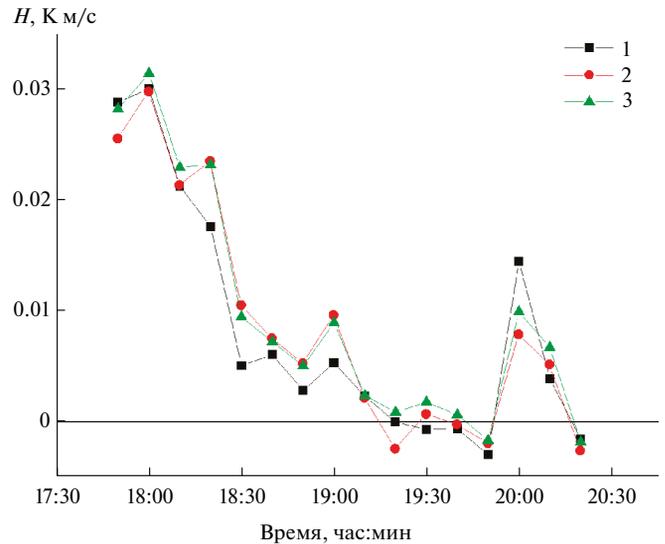


Рис. 7. Временная изменчивость турбулентного потока температуры 17.08.2010 по данным синхронных измерений с помощью акустических метеостанций Метео-2 (1 и 2) и метеостанции Metek (3)

рассматриваемого нами периода времени. Указанная ЭФР отличается «острым» максимумом вблизи нуля. Видно, что основной вклад в суммарный поток вносит значение плотности потока в диапазоне примерно от -0.1 до $+0.3^\circ\text{C м/с}$ (рис. 6а). Вклад значений плотности потока, которые превышают 0.3°C м/с сравнительно невелик, что определяется их малой вероятностью.

В августе 2010 г. нами были выполнены синхронные измерения плотности турбулентного тепла на опустыненной территории в Астраханской обл. с помощью акустической метеостанции Metek (Германия) и двух акустических метеостанций Метео-2 в приземном слое атмосферы на высоте 3 м. На рис. 6б показана ЭФР плотности потока температуры с помощью метеостанции Metek. При этом максимальные и минимальные значения плотности потока достигали $+0.66$ и -0.22°C м/с . Представленные на рис. 6а и рис. 6б ЭФР плотности потока подобны друг другу.

По данным вышеуказанных измерений были рассчитаны потоки температуры с помощью метеостанции Metek (частота 50 Гц) (1 на рис. 7) и двух метеостанций Метео-2 (частота 11 Гц) (2 и 3 на рис. 7). Результаты определения потоков температуры из приземного слоя атмосферы с удовлетворительной точностью согласуются с друг с другом. Измерения потока тепла проводились в вечернее время (17.08.2010 в период с 18:00 до 18:10), когда знак потока тепла может меняться.

Нами построены эмпирические функции распределения плотности потока температуры по данным измерений на опустыненной территории в Астраханской обл. (см. рис. 6) с частотой 11 Гц (акустическая метеостанция Метео-2) 09.09.2021 (а) и с частотой 50 Гц (б) 17.08.2010 (акустическая метеостанция Metek), которые оказались качественно подобными друг другу.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнены синхронные измерения на опустыненной территории в приземном слое атмосферы на высоте 3 м компонент скорости ветра, температуры воздуха и суммарный концентрации частиц пылевого аэрозоля с размерами от 0.5 до 5.0 мкм в условиях его всплесковой эмиссии. Рассчитаны статистические характеристики турбулентных пульсаций (флуктуаций) горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра, температуры воздуха и концентрации частиц пылевого аэрозоля. Представлены эмпирические функции распределения вышеуказанных величин.

С использованием спектрального анализа выявлены основные особенности временной изменчивости метеопараметров и концентрации частиц пылевого аэрозоля. Для 30-минутных интервалов определены параметры турбулентности, включая динамическую скорость и масштаб Мони́на–Обухова.

Определены плотности потоков тепла и аэрозоля. Для 30-минутных интервалов рассчитаны потоки тепла и пылевого аэрозоля, а также нормированные потоки или скорости выноса аэрозоля и тепла, которые согласуются друг с другом по порядку величины. Показано, что в условиях всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля временная и пространственная изменчивость плотности турбулентных потоков тепла и пылевого аэрозоля существенно отличаются друг от друга.

Установлено, что временная изменчивость плотности потока пылевого аэрозоля определяется суперпозицией конвективных движений разных масштабов: «низкочастотных» с временными масштабами от 3 до 15 мин и «высокочастотных» с длительностью меньше 10 с.

Выполнено сопоставление результатов определения вертикальных турбулентных потоков тепла с помощью двух типов акустических метеостанций.

Показано, что результаты определения нормированного потока тепла акустическими метеостанциями с частотой измерений скорости ветра и температуры воздуха 11 и 50 Гц с удовлетворительной точностью согласуются друг с другом.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Г.С. Голицына за полезные советы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант 20-17-00214).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алоян А.Е.* Моделирование динамики и кинетики газовых примесей и аэрозолей в атмосфере // М.: Наука, 2008. 416 с.
- Белоцерковский О.М., Андрущенко В.А., Шевелев Ю.Д.* Динамика пространственных вихревых течений в неоднородной атмосфере. М.: Янус-К, 2000. 456 с.
- Берлянд М.Е.* Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения воздуха. Л.: Гидрометеопиздат, 1975. 448 с.
- Бызова Н.Л., Иванов В.И., Гаргер Е.К.* Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеопиздат, 1989. 263 с.
- Вазеева Н.В., Чхетиани О.Г., Максименков Л.О.* Организованная валиковая циркуляция и перенос минеральных аэрозолей в атмосферном пограничном слое // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55, № 2. С. 17–31.
- Горчаков Г.И., Карпов А.В., Гуцин Р.А.* Турбулентные потоки пылевого аэрозоля на опустыненной территории // Доклады РАН. Науки о Земле, 2020, Т. 494. № 2. С. 53–57.
- Горчаков Г.И., Чхетиани О.Г., Карпов А.В., Гуцин Р.А., Даценко О.И.* Квазипериодическая эмиссия пылевого аэрозоля на опустыненной территории // Метеорология и гидрология. 2023. №8. С. 62–73.
- Карпов А.В., Горчаков Г.И., Гуцин Р.А., Даценко О.И.* Вертикальные турбулентные потоки пылевого аэрозоля // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 5. С. 565–574.
- Обухов А.М.* Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеопиздат, 1998. 914 с.
- Alfaro S.C., Gaudichet A., Gomes L., Maille M.* Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 11239–11249.

- Bagnold R.A.* The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. London: Methuen, 1941. 265 p.
- Brunekreef B., Holgate S.T.* Air pollution and health. *Lancet*. 2002. V.360. P.1233–1242.
- Gorchakov G.I., Koprov B.M., Shukurov K.A.* Vertical turbulent aerosol fluxes over desertized areas // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2002. V. 38. Suppl. 1. P. S138–S147.
- Gryanik V.M., Hartmann J.* A Turbulence Closure for the Convective Boundary Layer based on a two-scale mass-flux approach // *J. Atm. Sci.* 2002. V. 59. № 18. P. 2729–2744.
- Kader B.A., Yaglom A.M.* Mean fields and fluctuation moments in unstably stratified turbulent boundary layers // *J. Fluid Mech.* 1990. V. 212. P. 637–662.
- Kaimal J.C., Wyngaard J.C., Haugen D.A., Cote O.R., Izumi Y., Caughey S.J., Readings C.J.* Turbulence Structure in the Convective Boundary Layer // *J. Atm. Sci.* 1976. V. 33. № 11. P. 2152–2169.
- Krishnamurthy A., Moore J.K., Mahowald N., Luo C., Zender C.S.* Impacts of atmospheric nutrient inputs on marine biogeochemistry // *J. Geophys. Res.* 2010. 115. No G1, G01006.
- Li X.Y., Klose M., Shao Y., Zhang H.S.* Convective Turbulent Dust Emission (CTDE) Observed over Horqin Sandy Land Area and Validation of a CTDE Scheme // *J. Geophys Res.* V. 119. P. 9980–9992.
- Maher B.A., Prospero J.D., Mackie D.* Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum // *Earth Sci. Rev.* 2010. V. 99. P. 61–97.
- Mahowald N., Albani S., Kok J.F., Engelstaller S., Scara R., Ward D.S., Flanner M.C.* The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system // *Aeolian Research*. 2014. V. 15. P. 53–71.
- Miller R.L., Tegen I.* Climate Response to Soil Dust Aerosols // *J. Climate*. 1998. V. 11. P. 3247–3267.
- Stout J.E., Zobeck T.M.* Intermittent saltation // *Sedimentology*. 1997. V. 44. P. 959–970.
- Vulfson A.N., Nikolaev P.V.* Classical and local similarity in problems of turbulent convection: Extension of Prandtl semi-empirical theory for horizontal layers of water and air mediums // *Physics of Fluids*. 2024. V. 36. P. 026612.

VERTICAL TURBULENT FLUXES OF AEROSOL AND HEAT IN A DESERTIFIED AREA

DURING INTERMITTENT EMISSION OF DUST AEROSOL

G. I. Gorchakov*, A. V. Karpov, R. A. Gushchin, O. I. Datsenko, G. A. Kurbatov

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

**e-mail: gengor@ifaran.ru*

According to measurements in September 2021 in a desertified area in the Astrakhan region components of wind speed, air temperature and concentration of aerosol particles in the surface layer of the atmosphere, vertical heat turbulent fluxes and dust aerosol were determined. A statistical analysis of variations in meteorological parameters and aerosol particle concentrations was performed. The temporal variability of the horizontal and vertical components of wind speed, air temperature and aerosol particle concentration was analyzed using spectral analysis. A comparison has been made of the empirical distribution functions of heat flux density and the temporal variability of the rate of heat removal from the underlying surface according to synchronous measurements using acoustic weather stations Meteo-2 and Metek. Significant differences in the spatiotemporal variability of the vertical turbulent transfer of heat and dust aerosol in a desertified area were revealed. The 30-minute average values of the friction velocity, the Monin-Obukhov scale, turbulent heat fluxes (90–160 W/m²) and dust aerosol (7.2–27.5 cm⁻² s⁻¹), as well as the heat removal rate (14–21 cm/s) and dust aerosol (10–16 cm/s) from the underlying surface. It is shown that the temporal variability of the dust aerosol flux density is caused by a superposition of convective “low-frequency” movements with a scale of approximately 3–15 minutes and “high-frequency variations with a duration of less than approximately 10 s.”

Keywords: desertification, wind-sand flux, dust aerosol, burst emission, turbulent heat flow, turbulent aerosol flux, aerosol uplift rate, heat uplift rate