



ИЗВЕСТИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

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



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 60, номер 6, 2024

Акустический мониторинг внутренних гравитационных волн в нижней тропосфере с использованием противогорадовой акустической пушки <i>И.П. Чунгузов, В.Г. Перепелкин, С.Н. Куличков, О.Е. Попов, Г.В. Азизян, А.А. Варданын, Г.Е. Айвазян</i>	851
Вихреразрешающее моделирование воздушного потока, несущего капли над взволнованной водной поверхностью <i>О.А. Дружинин</i>	869
Высокоразрешающее моделирование внутреннего прилива M_2 в свободном от льда Восточно-Сибирском море: динамика и энергетика <i>Б.А. Каган, А.А. Тимофеев</i>	881
Измерения направленных поверхностных волн у острова Сахалин донными станциями <i>А.В. Кокорина, А.В. Слюняев, А.И. Зайцев, Р.В. Леоненков</i>	892
Спутниковые исследования газового состава атмосферы <i>Ю.М. Тимофеев, Г.М. Неробелов</i>	912
Определение общего содержания озона из спектральных измерений 3 ИКФС-2 в 2015–2022 гг. <i>А.В. Поляков, Е.П. Крюковских, Я.А. Виролайнен, Г.М. Неробелов, Д.А. Козлов, Ю.М. Тимофеев</i>	947
Временные вариации аэрозольного содержания средней атмосферы по данным лидарных измерений в г. Обнинск <i>В.А. Коршунов</i>	959
Поиски льда 0 в земной атмосфере <i>Г.С. Бордонский, В.А. Казанцев, А.К. Козлов</i>	968

CONTENT

Vol. 60, No. 6, 2024

Acoustic Monitoring of Internal Gravity Waves in the Lower Troposphere Using an Anti-Hail Acoustic Cannon <i>I.P. Chunchuzov, V.G. Perepelkin, S.N. Kulichkov, O.E. Popov, G.V. Azizyan, A.A. Vardanyan, G.E. Ayvazyan</i>	851
Large-Eddy Simulation of a Droplet-Laden Air-Flow Over a Waved Water Surface <i>O.A. Druzhinin</i>	869
The High-Resolving Modelling of the M_2 Internal Tide in the Ice-Free East-Siberian Sea: Dynamics and Energetics <i>B.A. Kagan, A.A. Timofeev</i>	881
Measurements of Directional Sea Surface Waves near Sakhalin Island by Array of Bottom Station <i>A.V. Kokorina, A.V. Slunyaev, A.I. Zaitsev, R.V. Leonenkov</i>	892
Satellite Investigation of Atmospheric Gas Composition <i>Yu.M. Timofeyev, G.M. Nerobelov</i>	912
Determination of Total Ozone Column from Spectral Measurements of IKFS-2 during 2015–2022 <i>A.V. Polyakov, E.P. Kriukovskikh, Ya.A. Virolainen, G.M. Nerobelov, D.A. Kozlov, Yu.M. Timofeyev</i>	947
Aerosol Time Variations at Middle Atmosphere over Obninsk from Data of Lidar Measurements <i>V.A. Korshunov</i>	959
The Search for Ice 0 in the Earth's Atmosphere <i>G.S. Bordonskiy, V.A. Kazantsev, A.K. Kozlov</i>	968

УДК 534.2

АКУСТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРОТИВОГРАДОВОЙ АКУСТИЧЕСКОЙ ПУШКИ

© 2024 г. И. П. Чунчузов^{а,*}, В. Г. Перепелкин^а, С. Н. Куличков^а, О. Е. Попов^а,
Г. В. Азизян^а, А. А. Варданян^б, Г. Е. Айвазян^б

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

^бНациональный политехнический университет Армении, 105 Теряна, Ереван, Армения

*e-mail: igor.chunchuzov@gmail.com

Поступила в редакцию 15.04.2024 г.

После доработки 11.08.2024 г.

Принята к публикации 02.09.2024 г.

Приведены результаты исследования влияния внутренних гравитационных волн (ВГВ) на пространственно-временную изменчивость атмосферного давления и скорости ветра в нижней тропосфере с помощью установленной в г. Талин (Армения) треугольной сети из трех микробарографов и противоградовой акустической пушки. Путем когерентного анализа флуктуаций давления, измеряемых в разных точках, обнаружены ВГВ, генерируемые грозowymi фронтами примерно за 5–6 ч до прохождения этих фронтов над сетью микробарографов. Изучены закономерности изменения с течением времени фазовых скоростей и направлений распространения ВГВ, являющихся предвестниками гроз. Показана возможность мониторинга ВГВ в тропосфере по временным флуктуациям времени пробега акустических импульсов вдоль лучей, соединяющих противоградовую пушку с разнесенными в пространстве акустическими приемниками. По формам и временам пробега акустических импульсов с ударным фронтом, рассеянных анизотропными флуктуациями скорости ветра и температуры в устойчиво стратифицированной нижней тропосфере, восстановлены вертикальные профили флуктуаций скорости ветра в определенных слоях нижней тропосферы, вплоть до высоты 800 м. Благодаря высокой разрешающей способности по высоте (порядка 1 м), используемого здесь метода импульсного акустического зондирования нижней тропосферы впервые получены вертикальные спектры анизотропных флуктуаций скорости ветра в диапазоне коротких вертикальных масштабов, от одного до десятков метров, и дана их теоретическая интерпретация.

Ключевые слова: устойчиво стратифицированный атмосферный пограничный слой, анизотропные флуктуации, импульсное акустическое зондирование, тонкая структура, нижняя тропосфера

DOI: 10.31857/S0002351524060011 EDN: HVKRCB

1. ВВЕДЕНИЕ

Мощные конвективные явления в атмосфере, включая грозы, ураганы, смерчи, сопровождаются генерацией внутренних гравитационных и инфразвуковых волн [Bowman and Bedard, 1971; Georges, 1973; Hung et al., 1973; Chimonas and Peltier, 1974; Jones and Georges, 1976; Stobie et al., 1983; Данилов и Свертилов, 1991; Грачев и др., 1994; Laštovička, 2006; Plougonven and Zhang, 2014; Blank et al., 2014; Lay et al., 2015; Куличков и др., 2017; 2019; Чунчузов и др., 2017а; Chunchuzov et al., 2021; 2023]. Эти волны регистрируются сетью микробарографов за несколько часов, иногда за 10–12 ч, до прихода урагана, являясь тем самым его волновыми сигналами-предвестниками [Куличков и др., 2017; 2019; Chunchuzov et al., 2023]. Волновые предвестники ураганов в виде внутренних гравитационных волн (ВГВ) обнаруживались не только по временным флуктуациям атмосферного давления, но и по изменениям во времени вертикальных профилей скорости ветра в атмосферном пограничном слое (АПС), измеряемых с помощью доплеровских сонаров [Чунчузов и др., 2017].

ВГВ, генерируемые грозами, тоже регистрировались с помощью сети микробарографов в Московском регионе за несколько часов до прохождения самой грозы над этой сетью [Данилов и Свертилов, 1991; Грачев и др., 1994]. Проблема заблаговремен-

ной регистрации ВГВ, генерируемых грозами, тоже регистрировались с помощью сети микробарографов в Московском регионе за несколько часов до прохождения самой грозы над этой сетью [Данилов и Свертилов, 1991; Грачев и др., 1994]. Проблема заблаговремен-

ного обнаружения и мониторинга мощных гроз по их волновым предвестникам особенно остро стоит в регионах с частым выпадением града. В районе г. Талин (Армения) для предотвращения выпадения града используются противоградовые акустические пушки, воздействующие с помощью мощных акустических сигналов на грозовые облака, являющиеся потенциальными источниками выпадения града [Nalbandyan, 2011; Vardanyan and Galechyan, 2012]. С целью мониторинга ВГВ и инфразвуковых волн, генерируемых грозами, в этом регионе была установлена треугольная сеть микробарографов, показавшая свою способность обнаруживать ВГВ-предвестники от гроз и определять их скорости и направления распространения [Churchuzov et al., 2023]. Одновременно с этой сетью в настоящей работе будет использована противоградовая установка, генерирующая акустические импульсы с ударным фронтом с целью зондирования вертикального профиля флуктуаций скорости ветра и изучения его временных изменений в нижнем слое тропосферы, вызванных, в частности, ВГВ от гроз.

Предложенный нами метод акустического зондирования нижней тропосферы, благодаря своей высокой разрешающей способности по высоте (порядка 1 м), позволяет восстанавливать с временным шагом в 1 мин вертикальные профили флуктуаций эффективной скорости звука (определяемой как сумма скорости звука и проекции скорости ветра на направление от источника к приемнику) и скорости ветра в нижней тропосфере до высот порядка 1 км [Чунчужов и др., 2017 б].

Существенный вклад в формирование мезомасштабных флуктуаций скорости ветра и температуры в устойчиво стратифицированной тропосфере, имеющих периоды от 5 мин до нескольких часов, вносят ВГВ и различного рода вихревые структуры типа вихрей Кельвина-Гельмгольца [Fritts et al. 2013], часто образующиеся в результате сдвиговых и конвективных неустойчивостей ВГВ [Gossard et al. 1985; Danilov and Churchuzov, 1992; Dalaudier et al. 1994; Einaudi, and Finnigan, 1995; Chimonas, 1999; Birner, 2006; Balsley et al., 2013; Fritts et al., 2013; Каллистратова и др., 2014; Люлюкин и др., 2015; Sun et al., 2015; Сапунов и др., 2016; Hubert Luce et al., 2018; Banakh and Smalikho, 2023]. Использование противоградовой акустической пушки для непрерывного акустического зондирования нижней тропосферы позволяет обнаруживать временные изменения в вертикальном профиле скорости ветра, вызванные прохождением ВГВ и вихревых структур через область зондирования в АПС.

Настоящая работа посвящена исследованию закономерностей изменения во времени параметров ВГВ-предвестников грозовых фронтов (когерентностей, направлений и фазовых скоростей распространения), регистрируемых на сети микробарографов, и анализу влияния ВГВ на вертикальные профили и статистические характеристики (вертикальные спектры, когерентности и анизотропию) флуктуаций скорости ветра в устойчиво стратифицированном АПС с вертикальными масштабами от единиц до сотен метров. Горизонтальные масштабы этих флуктуаций могут быть в десятки или сотни раз превышать их вертикальные масштабы, поэтому такие флуктуации являются существенно анизотропными. Получение статистических характеристик анизотропных флуктуаций скорости ветра со столь малыми вертикальными масштабами (единицы и десятки метров) стало впервые возможным благодаря высокой разрешающей способности предложенного здесь нового дистанционного метода зондирования нижней тропосферы, использующего акустические сигналы с передним ударным фронтом длительностью 0.002–0.003 с.

Следует заметить, что, несмотря на имеющиеся многочисленные данные наблюдений анизотропных флуктуаций скорости ветра и температуры в устойчиво стратифицированном АПС, их статистические характеристики (вертикальные и горизонтальные спектры, структурные функции) изучены весьма слабо в сравнении с локально-однородной и изотропной турбулентностью в инерционном интервале масштабов. В то же время, знание этих характеристик принципиально необходимо для учета их влияния в моделях дальнего распространения звука, радиоволн и света в атмосфере, а также решения проблем локации различных импульсных источников звука (взрывы, извержения вулканов, землетрясения и др.). Кроме этого, оперативное дистанционное обнаружение экстремально-больших сдвигов скорости ветра и высот их расположения необходимо для оценки безопасности метеоусловий для авиации [Шакина и Иванова, 2016].

Используемый в настоящей работе акустический метод наклонного импульсного зондирования тропосферы основан на эффекте рассеяния акустического сигнала с ударным фронтом от анизотропных неоднородностей тропосферы с разными вертикальными градиентами скорости ветра и температуры. В устойчиво стратифицированном АПС этот эффект был впервые экспериментально обнаружен в [Перепелкин и др., 2013]. В дальнейшем, в работах [Чунчужов и др., 2017 б; 2019] были

восстановлены мгновенные вертикальные профили флуктуаций эффективной скорости звука $DC_{\text{эф}}(z)$ по формам и временам пробега сигналов, генерируемых противорадовой акустической пушкой в Армении. Благодаря высокому вертикальному разрешению импульсного метода зондирования (~ 1 м), удалось восстановить до высоты 800 м вертикальный профиль анизотропных флуктуаций скорости ветра с вертикальными масштабами от 1 до 30 м [Чунгузов и др., 2017 б]. Наличие столь тонких тропосферных слоев ранее обнаруживалось только с помощью контактных методов измерений [Gossard et al., 1985; Hubert Luce et al., 2018] и путем медленных подъемов беспилотного самолета до высот тропосферы порядка 1500 м и его спусков в течение 10–15 мин, измерявшего быстрые изменения скорости ветра, температуры и влажности с высотой в тропосфере [Martin et al., 2011]. Другие дистанционные методы зондирования (лидары, радары, доплеровские содары) менее чувствительны к столь быстрым вертикальным вариациям скорости ветра и температуры на высотах свыше 300 м [Dalaudier et al., 1994; Birner et al., 2003; Balsley et al., 2013; Сапунов и др., 2016].

Результаты исследования закономерностей изменения во времени параметров ВГВ-предвестников грозовых фронтов, регистрируемых на сети микробарографов, приведены в разделе 2. В разделе 3 изучается влияние ВГВ в АПС на флуктуации времени пробега акустических сигналов от источника к сети приемников звука и скорости ветра. Анализ влияния ВГВ на вертикальные профили флуктуаций скорости ветра в устойчиво стратифицированном АПС и их вертикальные спектры проводится в разделе 4.

2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ ПАРАМЕТРОВ ВГВ-ПРЕДВЕСТНИКОВ ГРОЗОВЫХ ФРОНТОВ

Механизм генерации ВГВ атмосферными фронтами и влияние ВГВ на динамику тропосферы и верхних слоев атмосферы до настоящего времени интенсивно исследовалось путем численного моделирования этого явления и экспериментальными методами [Chimonas and Peletier, 1974; Jones and Georges, 1976; Šauli and Boška, 2001; Laštovička et al., 2006; Plougonven and Zhang, 2014; Lay et al., 2015; Uccellini, 2016]. С одной стороны, ВГВ и инфразвуковые волны, генерируемые грозами и ураганами, и регистрируемые разными методами в верхних слоях атмосферы и на поверхности земли за несколько часов до прихода гроз и ураганов в пункты наблюдений [Куличков и др., 2017; 2019; Чунгузов и

др., 2017 а], могут играть роль волновых предвестников этих опасных явлений. С другой стороны, взаимодействие длинных ВГВ (горизонтальные длины волн 300–400 км, периоды 2–4 ч) с достаточно большими амплитудами давления (до 100 Па) с конвекцией в тропосфере может приводить к зарождению мощных конвективных ячеек, тем самым такие волны могут сами влиять на погоду [Stobie et al., 1983; Uccellini, 2016].

С целью мониторинга гроз и других опасных природных явлений (ураганы, землетрясения) вблизи г. Талин была установлена треугольная сеть микробарографов конструкции Г. В. Азизяна, являющихся модификацией жидкостного микробарографа, первоначально разработанного в ИФА В. М. Бовшеверовым [Бовшеверов и др., 1979]. Он позволяет измерять флуктуации атмосферного давления в широком диапазоне периодов, от 10 с до нескольких часов.

Благодаря широкой частотной полосе микробарографов, их треугольная сеть (рис. 1, верхняя панель) способна обнаруживать волновые предвестники гроз одновременно в диапазонах периодов ВГВ (периоды от 5 мин до нескольких часов) и инфразвука с периодами от 10 сек до 120 с. Один из случаев регистрации (1–2 ноября 2019 г.) ВГВ от грозовых ячеек F1 и F2, и их волновых предвестников показан на рис. 1 (внизу).

По метеорологическим данным аэропорта Звартноц в г. Ереване, в период времени с 1-го по 3-е ноября 2019 наблюдались грозы. При этом происходило значительное понижение температуры, примерно от 20°C до -1°C, рост атмосферного давления, влажности и скорости ветра. Грозовые облака наблюдались 2 ноября 2019 г. вблизи г. Талин также и по данным метеорадаара (<https://www.ventusky.com/ru>).

ВГВ обнаруживались путем анализа функций когерентности и фазовых спектров пульсаций давления для каждой пары микробарографов треугольной сети. Индикатором прохождения волн через три микробарографа в рассматриваемый промежуток времени являлся рост коэффициента корреляции (рис. 2, нижняя панель) и функций когерентности флуктуаций давления (рис. 3 а,б) на всех парах микробарографов 1–2, 2–3, 3–1 до их максимумов порядка 0.8–1 одновременно с обращением в нуль суммы разностей фаз флуктуаций (или их временных задержек) для этих пар. Когерентный анализ флуктуаций давления позволил определить азимут прихода (рис. 2, вторая панель сверху) и горизонтальную фазовую скорость распространения ВГВ от грозовых ячеек в зависимости от времени (рис. 3 в).

Прохождение грозовых ячеек F1 и F2 через сеть наблюдения вызвало резкие скачки давления. Подобные по форме скачки давления, иногда называемые грозовыми «носами», часто регистрируются на барографах при прохождении шквалов с грозами и ливнями [www.veter.academic.ru/2933/ГРОЗО-

ВОЙ НОС]. Однако, еще за 5–6 часов до приходов грозовых ячеек обнаруживались ВГВ более малой амплитуды (ВГВ-предвестники гроз показаны на рис. 1 внизу, рис. 2 и рис. 3) по сравнению с амплитудами скачков давления F1 и F2, непосредственно связанных с грозовыми ячейками.

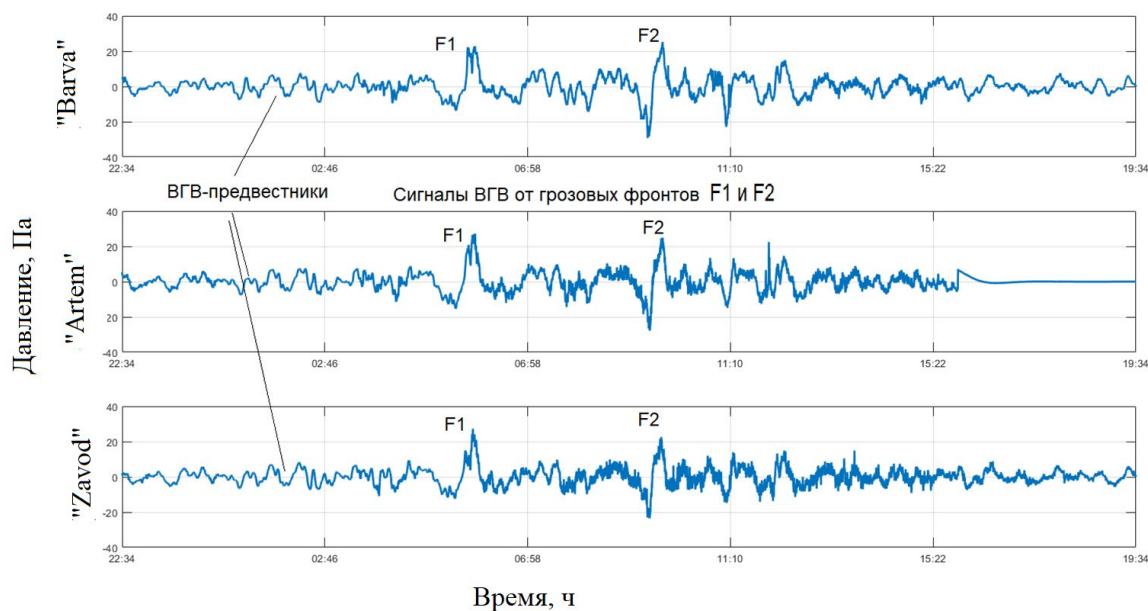


Рис. 1. Вверху: треугольная сеть микробарографов в г. Талин (Армения). Внизу: внутренние гравитационные волны (ВГВ), вызванные прохождением грозовых ячеек F1 и F2 через треугольную сеть микробарографов 1 (“Barva”)–2 (“Artem”)–3 (“Zavod”) и зарегистрированные 1–2 ноября 2019 г. Показаны также ВГВ-предвестники гроз, отфильтрованные среди флуктуаций атмосферного давления с помощью когерентного анализа. По горизонтальной оси отложено местное время в часах, равное времени UTC+4 ч; по вертикальной оси — атмосферное давление в Па.

Азимут прихода низкочастотных ВГВ с периодами 48–83 мин слабо менялся до прихода грозовой ячейки F1 и был близок к 200 град (юго-западное направление) (рис. 2, вторая панель сверху), а их фазовая скорость составляла 15–20 м/с.

Изменение фазовой скорости волн с течением времени зависит от их частотного диапазона, что связано с дисперсией ВГВ. Для короткопериодных ВГВ-предвестников с периодами ~ 5.5 мин наблюдалась тенденция уменьшения горизонтальной фазовой скорости по мере приближения грозовой ячейки F1 примерно от 20 м/с до 5 м/с (рис. 3 в, нижняя панель). Однако, непосредственно перед ее приходом происходил резкий скачок горизонтальной фазовой скорости волны до 40–50 м/с с последующим резким спадом до 5 м/с, что можно объяснить прохождением грозовой ячейки F1 непосредственно над треугольной сетью микробарографов. Подобное поведение горизонтальной фазовой скорости волны наблюдалось также непосредственно перед прохождением грозовой ячейки F2. Однако, после ее прохождения над треугольной сетью и удаления от этой сети, начиная примерно с 12:00, происходило резкое изменение азимута прихода низкочастотных ВГВ почти на 180 град (указано на рис. 2, вторая панель сверху).

Обнаруженные закономерности изменения со временем амплитуд ВГВ, фазовых скоростей и направлений прихода ВГВ от гроз согласуются с теми, что ранее наблюдались в московском регионе [Данилов и Свертилов, 1991; Грачев и др., 1994; Куличков и др., 2017; 2019; Чунчузов и др., 2017 а]. В частности, в [Куличков и др., 2017] было установлено,

что чем выше амплитуда волн-предвестников атмосферных фронтов, тем выше амплитуды скачка давления, вызванного самим фронтом. В [Данилов и Свертилов, 1991; Грачев и др., 1994] с помощью метода когерентного анализа пульсаций давления на сети микробарографов авторы обнаруживали ВГВ с периодами 15–20 мин и амплитудой около 50 Па за 2–3 часа до момента прохождения грозы над пунктами наблюдения.

Изученные здесь закономерности изменения характеристик ВГВ-предвестников гроз в регионе Армении, подверженном частому выпадению града, помогают заблаговременно обнаруживать приближение гроз и осуществлять их непрерывный мониторинг.

3. ВЛИЯНИЕ ВГВ НА ФЛУКТУАЦИИ СКОРОСТИ ВЕТРА И ВРЕМЕНА ПРОБЕГА АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ, ГЕНЕРИРУЕМЫХ ПРОТИВОГРАДОВОЙ АКУСТИЧЕСКОЙ ПУШКОЙ

ВГВ, генерируемые грозовыми фронтами и другими их источниками, такими как обтекание гор нестационарным ветром, струйные течения, неустойчивости сдвигов скорости ветра и др., вносят вклад как в мезомасштабные (периоды от 3 мин до нескольких часов) флуктуации атмосферного давления, так и флуктуации скорости ветра. Временные флуктуации скорости ветра восстанавливались в [Chunchuzov et al., 2005; 2007; 2009] с помощью метода акустической томографии АПС по флуктуациям времени пробега акустического сигнала от импульсных источников до сети разнесенных приемников.

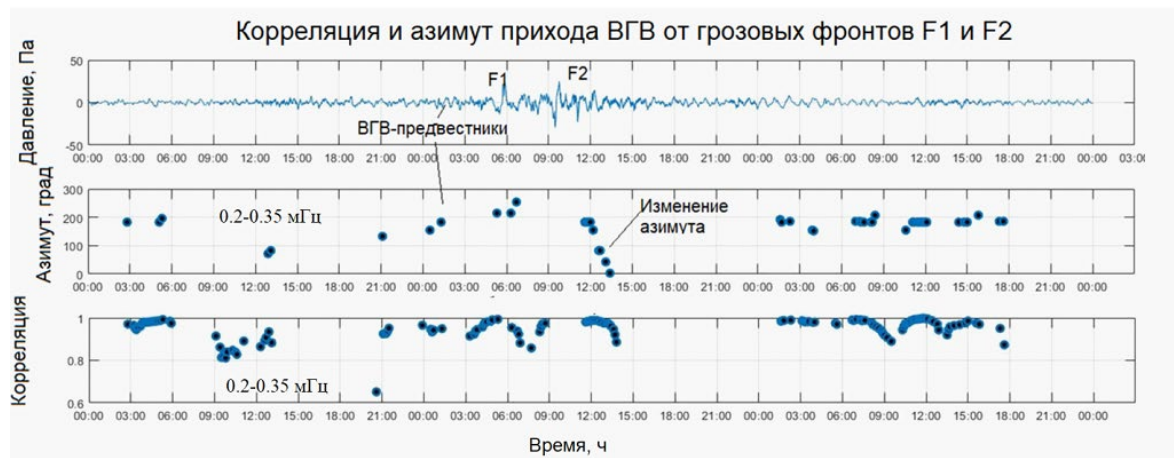


Рис. 2. Изменение с течением времени коэффициента корреляции между флуктуациями давления на треугольной антенне, азимута прихода низкочастотных ВГВ в частотном диапазоне 0.00020–0.00035 Гц (периоды 48–83 мин). Указан промежуток времени резкого изменения азимута распространения волн после прохождения грозовой ячейки F2 через треугольную сеть.

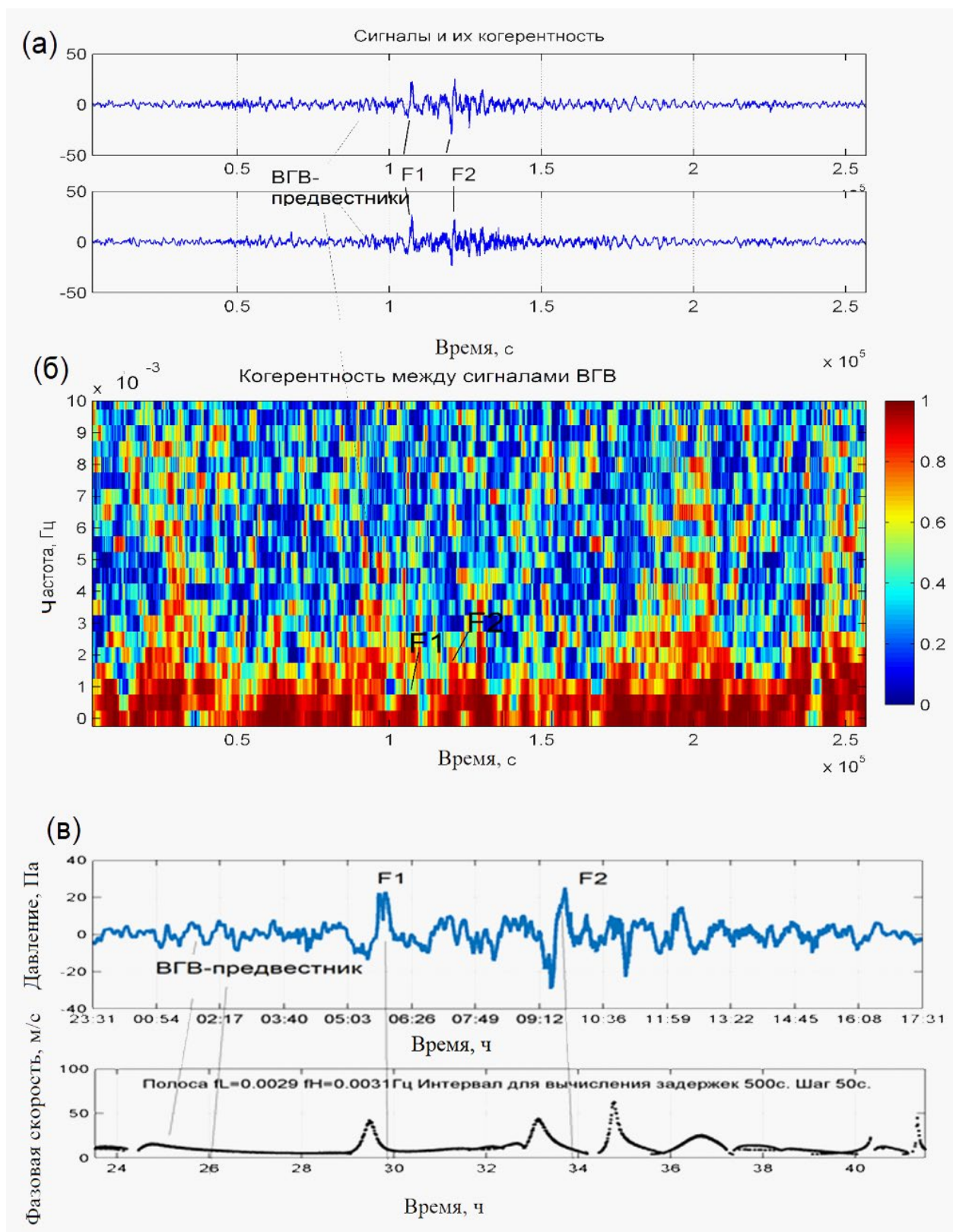


Рис. 3. (а) Скачки давления F1 и F2, зарегистрированные на микробарографах 1 и 3 при прохождении над ними грозových ячеек, и колебания давления, вызванные ВГВ, зарегистрированные за несколько часов до прихода грозových ячеек. (б) Функции когерентности между флуктуациями давления на микробарографах 1 и 3 в зависимости от времени и частоты (в). Изменение горизонтальной фазовой скорости ВГВ с течением времени (относительно 01.10.2019, 00:00 ч) для частотного диапазона 0.0029–0.0031 Гц (соответствующие периоды 5.4–5.7 мин).

В качестве излучателя акустических импульсов для зондирования нижней тропосферы нами была использована противорадовая акустическая пушка «Зенит» с конусообразной трубой (рис. 4, верхняя панель), внутри которой происходила генерация акустических импульсов с ударным передним фронтом из-за детонации смеси воздуха с пропаном. Описание процесса генерации импульсов в противорадовой установке содержится в работах [Aramyan et al., 2011; Vardanyan et al., 2011; Vardanyan and Galechyan, 2012]. Типичный акустический импульс, генерируемый пушкой, показан на рис. 4 (средняя панель), а ослабление его амплитуды с ростом высоты от поверхности земли показано на рис. 4 (нижняя панель). Период излучения сигнала составлял 1 мин для изучения флуктуаций с периодами от нескольких минут до нескольких часов.

В ночное время, когда из-за инверсии температуры формируется приземный акустический волновод, сигнал от акустической пушки, на расстоянии свыше 2 км от неё, распадается на ряд отдельных приходов, распространяющихся в приземном волноводе [Чунчужов и др. 20176]. В методе акустической томографии, разработанном в [Chunchuzov et al., 2007; 2009], измерялись временные флуктуации разности между временами приходов сигнала на каждый из приемников, разнесенных друг от друга в пространстве. Основной вклад в эти флуктуации вносили флуктуации эффективной скорости звука DC_{eff} и скорости ветра вблизи точек поворота лучевых траекторий (вклад температурных флуктуаций в 4–5 раз меньше вклада флуктуаций скорости ветра), соединяющих источник с каждым из приемников. Если внутренняя гравитационная волна проходит над сетью приемников, то она вызывает временные осцилляции скорости ветра и осцилляции DC_{eff} в разных точках поворота лучей с определенным запаздыванием по времени прихода фронта волны в эти точки. По функциям когерентности и фазовым спектрам между этими флуктуациями в разнесенных точках пространства можно определить азимут распространения волны и ее горизонтальную фазовую скорость.

Возможность мониторинга ВГВ с помощью метода акустической томографии была впервые показана в [Chunchuzov et al., 2005]. В ней были восстановлены временные флуктуации DC_{eff} вблизи точек поворота лучей на высотах $z = 99–100$ м, соединяющих детонационный генератор акустических импульсов на Звенигородской Научной Станции (ЗНС) ИФА РАН с тремя приемниками.

Когерентный анализ временных флуктуаций DC_{eff} обнаружил максимумы на всех парных функ-

циях когерентности на периодах 8–10 мин и 28–30 мин, типичных для ВГВ. По фазовым спектрам между временными флуктуациями DC_{eff} , восстановленными вдоль трех направлений от источника к трем приемникам, удалось определить азимут прихода волнового пакета ВГВ относительно треугольной сети приемников и его горизонтальную фазовую скорость (5–6 м/с на периоде 28–30 мин).

На рис. 5а показаны временные флуктуации разности между временами приходов акустических импульсов от противорадовой установки Зенит в Армении до пар приемников 1–2, 2–3 и 1–3 треугольной антенны, измеренные в вечернее время (20:00–21:08), когда сформировалась инверсия температуры и приземный акустический волновод. Максимумы функции когерентности между временными флуктуациями разностей времен прихода (обозначены z_{21} и z_{23}), достигаются на периодах около 8 мин и 3 мин (рис. 5б), свойственных коротким ВГВ и вихрям Кельвина-Гельмгольца, часто наблюдаемым в устойчиво стратифицированном АПС [Caughey and Readings, 1975; Danilov and Chunchuzov, 1992; Einaudi and Finnigan, 1993; Blumen et al., 2001; Zeri and Sá. 2011; Каллистратова и др., 2014; Люлюкин и др., 2015; Kantha et al., 2019].

Описанные выше результаты акустических измерений с помощью противорадовой акустической пушки показывают возможность обнаружения и мониторинга ВГВ по измеряемым флуктуациям времен пробега акустических импульсов вдоль лучей, соединяющих противорадовую установку с разнесенными в пространстве приемниками. Вместе с сетью микробарографов, используемая вблизи г. Талин схема акустического зондирования нижней тропосферы, состоящая из противорадовой установки и сети приемников, образует единый измерительный комплекс для обнаружения и мониторинга ВГВ от гроз и других источников ВГВ по измерениям флуктуаций атмосферного давления одновременно с измерением флуктуаций времени пробега (или проекций скорости ветра) вдоль разных лучей, соединяющих импульсный источник с приемниками.

4. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ФЛУКТУАЦИЙ СКОРОСТИ ВЕТРА В УСТОЙЧИВО СТРАТИФИЦИРОВАННОМ АПС И ИХ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СПЕКТРЫ

Предложенная здесь схема наклонного акустического зондирования тропосферы позволяет также восстанавливать вертикальные профили флуктуаций скорости ветра в устойчиво стратифицированной тропосфере с вертикальными масштабами от

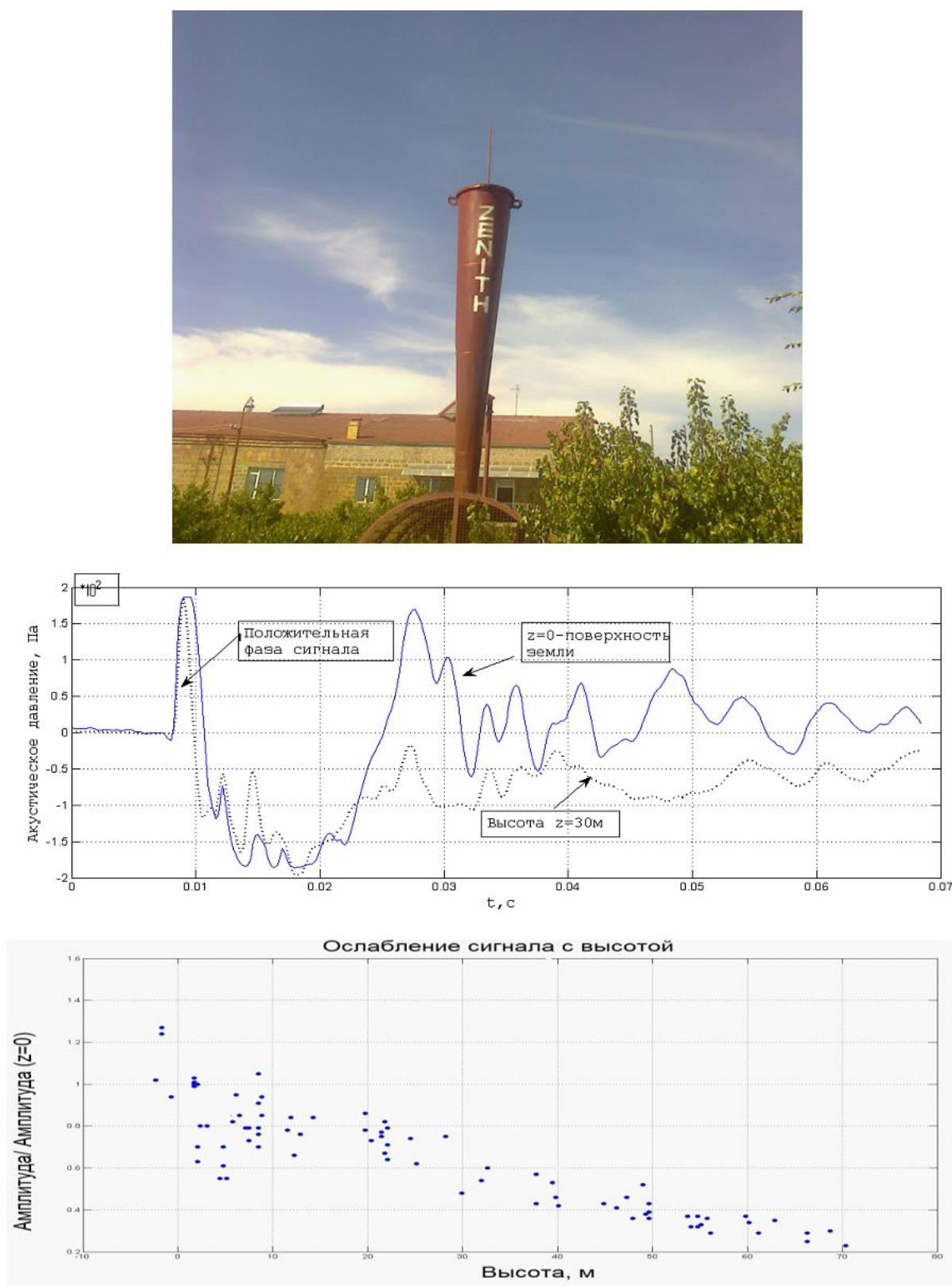


Рис. 4. Верхняя панель: конусообразная выходная труба генератора ударных волн. Средняя панель: импульсные сигналы, зарегистрированные на поверхности земли на горизонтальном расстоянии 30 м от трубы генератора, и непосредственно над срезом трубы на высоте 30 м. Нижняя панель: ослабление амплитуды переднего фронта сигнала с ростом вертикальной координаты z , отсчитываемой от поверхности земли (получено с помощью подъема квадрокоптера с акустическими приемниками). Амплитуда нормирована на амплитуду вблизи источника.

единиц до сотни метров. Методика восстановления этих профилей основана на явлении рассеяния акустических импульсов от анизотропных флуктуаций эффективной скорости звука $DC_{\text{eff}}(z)$ в тропосфере и детально описана в [Чунгузов и др., 2017б].

Для восстановления $DC_{\text{eff}}(z)$ решается уравнение типа свертки, связывающее форму рассеянного акустического сигнала от произвольного слоя тропосферы конечной толщины, содержащего вертикальные флуктуации скорости звука (вызванные флуктуациями температуры) и проекции скорости ветра вдоль направления от источника к приемнику, с формой вертикального профиля флуктуаций эффективной скорости звука $DC_{\text{eff}}(z)$ и формой падающего на слой сигнала [Чунгузов и др., 2017 б, уравнение (1)]. Вертикальная разрешающая способность, с которой можно восстанавливать профиль $DC_{\text{eff}}(z)$, определяется пространственной толщиной ударного фронта, падающего на слой сигнала. Показанные на рис. 4 (средняя панель) импульсные сигналы, зарегистрированные на поверхности зем-

ли на горизонтальном расстоянии 30 м от трубы генератора, и непосредственно над срезом трубы на высоте 30 м относительно поверхности земли, имеют длительность (или толщину) переднего ударного фронта порядка 0.002 с, которая мала по сравнению с длительностью всей положительной фазы излучаемого сигнала. В этом случае пространственные толщины ударных фронтов сигналов с разными углами падения на слой тропосферы, лежат в интервале 0.4–0.8 м, что позволяет восстанавливать флуктуации $DC_{\text{eff}}(z)$ в этом слое с вертикальными масштабами от 1 м и более.

Один из сигналов, зарегистрированный 01.10.2018 в 19:36, с помощью двух треугольных антенн из акустических микрофонов Б&К на расстояниях $r = 2250$ м и $r = 2750$ м от противорадовой акустической пушки, и соответствующие этим антеннам средние (по трем парам треугольной антенны приемников) функции когерентности между сигналами показаны на рис. 6а и рис. 6б, соответственно. Сигнал был зарегистрирован в ночное время,

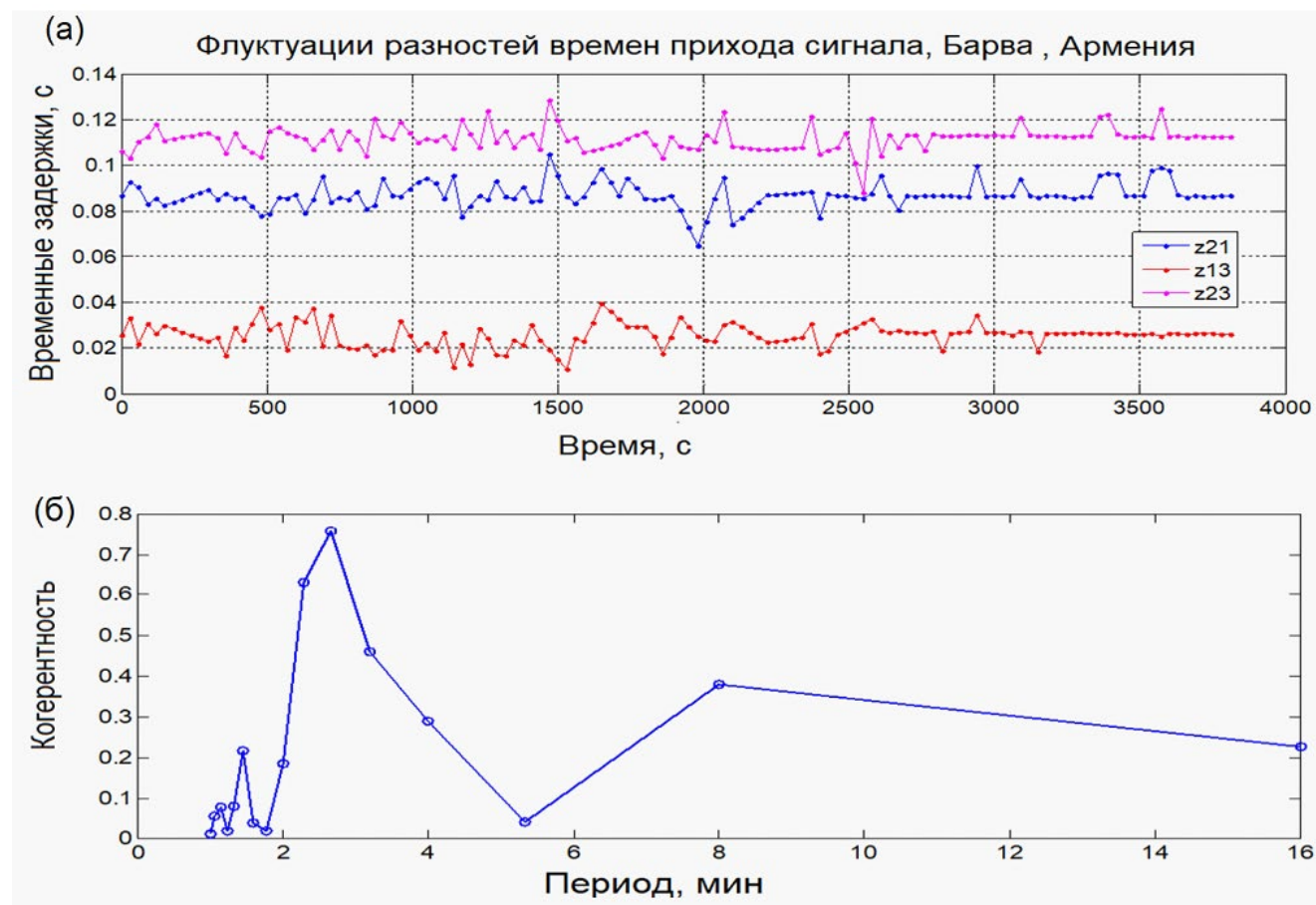


Рис. 5. Вариации временных задержек (обозначены z21, z23, z13) между приходами акустических импульсов от противорадовой акустической пушки в Армении на приемники каждой пары: 2–1, 2–3, 1–3, измеренные 17 сентября 2015 г. (20:00–21:08) (а) и когерентность между временными флуктуациями задержек z21 и z23 (б).

когда сформировался приземный акустический волновод из-за наличия температурной инверсии и сдвига скорости ветра. Основной приход сигнала (“main”) вызван его волноводным распространением вдоль поверхности земли. Однако, на хвосте сигнала, следующего за его основным приходом, были обнаружены с помощью корреляционного анализа слабые по амплитуде приходы 1, 2 и 3. По формам и временам пробега этих приходов были восстановлены вертикальные профили флуктуаций $DC_{\text{eff}}(z)$ на расстояниях 1125 м и 1375 м от источника (на рис. 7а, б). Эти приходы вызваны рассеянием сигнала на восстановленных флуктуациях $DC_{\text{eff}}(z)$, что хорошо подтверждается результатами расчета рассеянных приходов сигнала (на рис. 6 и рис. 7в) методом псевдо-дифференциального параболического уравнения (ППУ) [Avilov, 1995]. Расчетные приходы хорошо согласуются с зарегистрированными приходами сигнала по их формам, временам прихода и амплитудам (рис. 6а, б, верхняя и нижняя панели).

Высокая когерентность (0.6–0.7) между вертикальными флуктуациями $DC_{\text{eff}}(z)$ с вертикальными масштабами 1.8 м и 3.3 м, восстановленными на горизонтальных расстояниях 1125 м и 1375 м от источника, сохраняется на горизонтальном расстоянии порядка 250 м, что видно из рис. 8. Это говорит о сильной анизотропии флуктуаций DC_{eff} , от которых происходит рассеяние сигналов, т.к. отношение их горизонтальных масштабов к вертикальным лежит в интервале 75–140.

Вертикальные спектры восстановленных флуктуаций $DC_{\text{eff}}(z)$ для всех слоев, от которых принимались отраженные приходы сигналов 1, 2, 3, обозначенные psd ij, где $i = 1, 2$ — номер треугольной антенны, а $j = 1, 2, 3$ — номера приходов, показаны на рис. 9 (здесь спектр psd 12а получен для всего слоя 350–500 м). Помимо анализируемых здесь спектров приходов psd ij, на рис. 9 показаны также спектры приходов psd 31 и psd 32, зарегистрированных ранее в г. Талин (сентябрь 2016 г), и спектр psd_S восстановленных флуктуаций вблизи г. Звенигорода (ЗНС) по приходам сигналов от детонационного генератора [Чунчужов и др., 2017 б]. Все полученные спектры в среднем спадают с ростом вертикального волнового числа m по степенному закону, близкому к m^{-3} (сплошная линия) и аналогичны по закону спада ($\sim m^{-3}$) вертикальным спектрам флуктуаций скорости ветра, восстановленных в устойчиво стратифицированных слоях стратосферы по данным инфразвукового зондиро-

вания стратосферы с помощью наземных взрывов, вулканических извержений [Chunchuzov et al., 2015] и по данным радарных измерений [Tsuda, 2014].

Вертикальный спектр m^{-3} предсказывается также его теоретической моделью формирования [Chunchuzov, 2018]. Эта модель учитывает существенное влияние на формирование спектра нелинейного процесса адвекции внутренних волн и горизонтальных вихревых движений ветром, вызванным суммарным полем всех внутренних волн и вихрей. При больших вертикальных волновых числах $m \gg m^*$, где $m^* = N / (\sqrt{2}\sigma)$ — характерное вертикальное волновое число, N — частота Брента–Вайсяля в слое, σ — среднеквадратичное значение вертикальных флуктуаций скорости ветра в слое, теоретический спектр флуктуаций горизонтальной скорости ветра приобретает универсальную форму $V(m) = \alpha N^2 / m^3$, где численный коэффициент $\alpha \sim 0.2$. Например, для флуктуаций в слое 600–670 м (рис. 8 а) значение $\sigma = 0.53$ м/с, следовательно, при типичном среднем значении частоты $N = 0.02$ рад/с в устойчивом АПС, вертикальный масштаб $L^* = 2\pi / m^* = 2\sqrt{2}\pi\sigma / N \sim 270$ м.

На коротких масштабах по сравнению с L^* теоретический спектр спадает при уменьшении вертикальных масштабов $2\pi / m$ как m^{-3} (рис. 9, показан черной сплошной линией). Несмотря на то, что этот спектр лежит значительно ниже экспериментальных спектров восстановленных флуктуаций $DC_{\text{eff}}(z)$, он хорошо описывает закономерности их спада при уменьшении вертикальных масштабов $2\pi / m$ от нескольких десятков метров до 1 м. Общие закономерности спада с ростом m вертикальных спектров анизотропных флуктуаций скорости ветра и температуры в устойчиво стратифицированном АПС и в слоях стратосферы и мезосферы [Chunchuzov et al., 2015] свидетельствуют об общем механизме формирования анизотропных неоднородностей полей скорости ветра и температуры в разных устойчиво-стратифицированных слоях атмосферы. В то же время, характерные вертикальные масштабы L^* анизотропных флуктуаций растут с высотой из-за уменьшения средней плотности атмосферы и достигают в стратосфере нескольких км. В [Chunchuzov et al., 2021] было показано, что механизм рассеяния инфразвуковых сигналов, генерируемых взрывами, от анизотропных флуктуаций скорости ветра в стратосфере аналогичен механизму рассеяния акустических импульсов, генерируемых акустической пушкой, от анизотропных флуктуаций скорости ветра в устойчиво-стратифицированной нижней тропосфере.

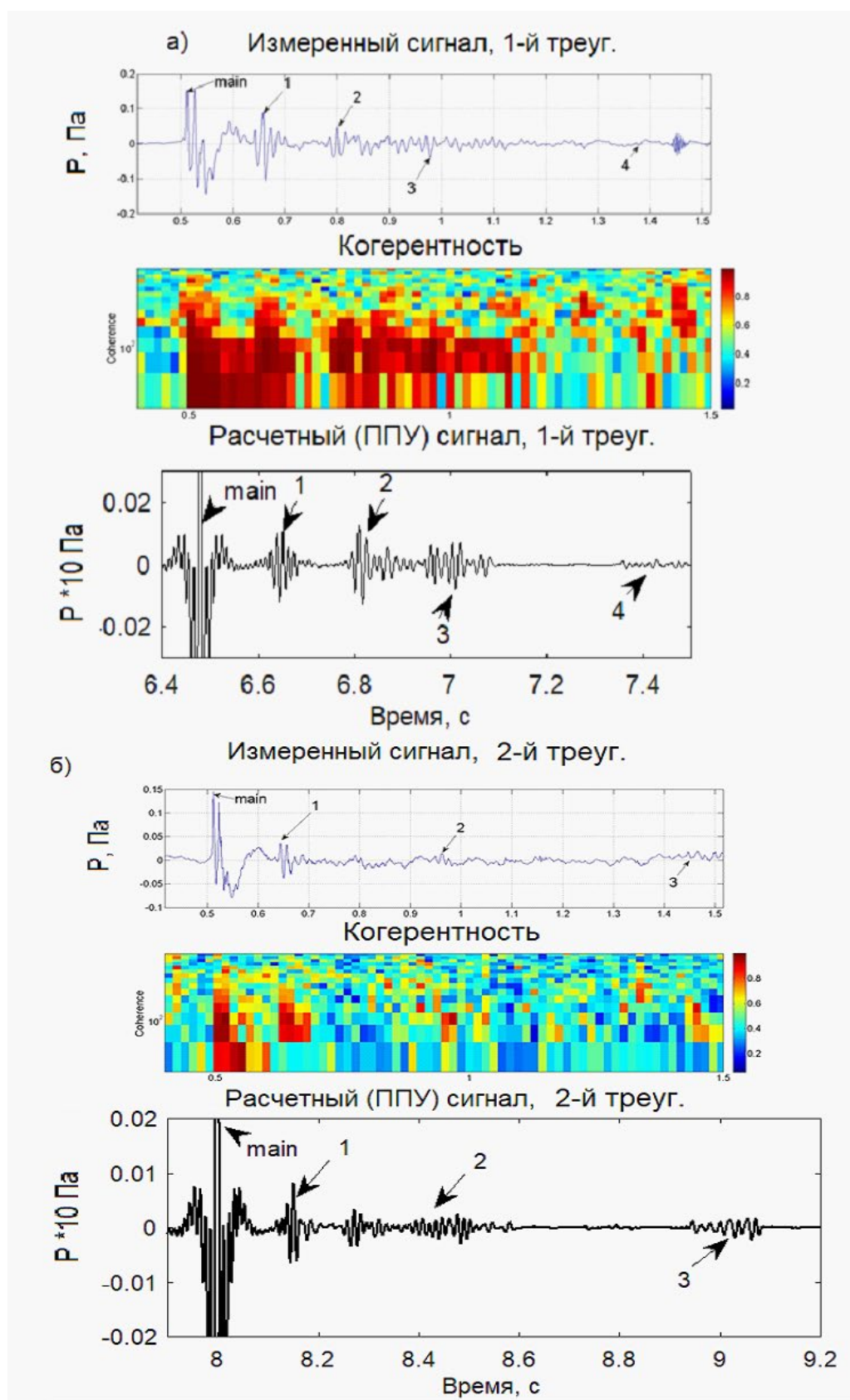


Рис. 6. Измеренные сигналы (01.10.2018, 19:36, Талин, Армения) и расчетные сигналы методом ППУ на расстояниях $\gamma = 2250$ м (а) и $\gamma = 2750$ м (б) от акустической пушки, и средние (по трем парам треугольной антенны приемников) когерентности между сигналами.

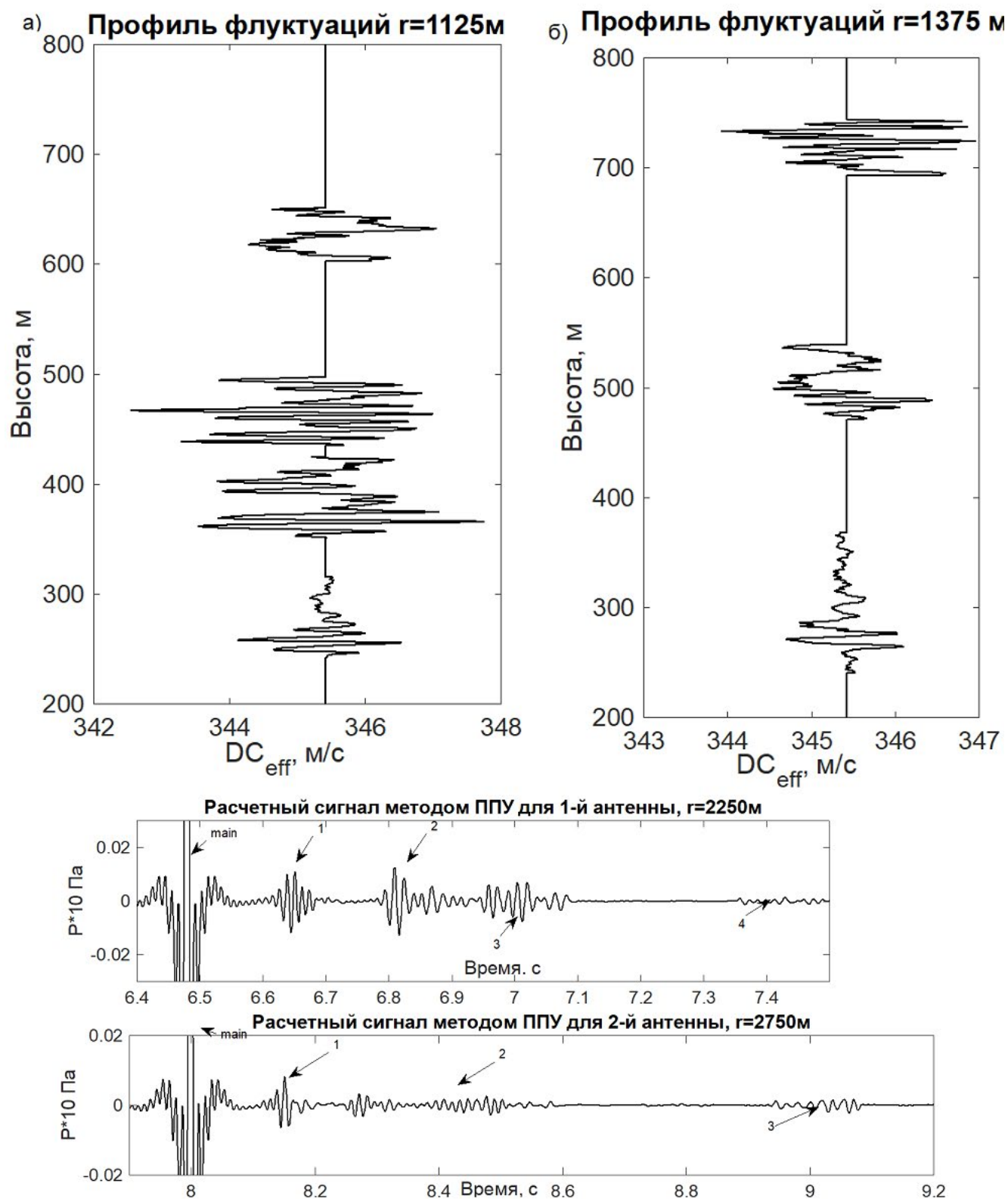


Рис. 7. Вверху: восстановленные вертикальные профили флуктуаций эффективной скорости звука DC_{eff} на расстояниях 1125 м и 1375 м от акустической пушки в Армении (а)–(б). Внизу: результаты расчета методом ППУ основного прихода сигнала (“main”) в приземном волноводе и приходов 1, 2, 3, рассеянных на восстановленных флуктуациях DC_{eff} , показанных вверху.

Вертикальный градиент восстановленных флуктуаций dC_{eff}/dz в слое 430–500 м осциллирует в зависимости от высоты z (рис. 10). Он зависит от вертикальных градиентов температуры и проекции скорости ветра на направление источник–приемник. Если градиент проекции скорости ветра dV/dz превышает по абсолютной величине значение 0.01 с^{-1} , то периодически расположенные по высоте тонкие слои с короткими вертикальными масштабами, менее 5 м, для которых $|dC_{eff}/dz| > 2N$, оказываются локально динамически неустойчивыми, т.к. для них локальное число Ричардсона $Ri = N^2 / (dV/dz)^2 < 1/4$ [Gossard and Hooke, 1975]. Этим неустойчивым слоям на рис. 10 соответствуют интервалы масштабов, содержащие внутри закрашенные области осцилляций dC_{eff}/dz . Неустойчивости генерируют почти периодически расположенные по высоте тонкие слои турбулентности, перемежающиеся по высоте с тонкими устойчиво стратифицированными слоями с вертикальными масштабами, для которых $|dC_{eff}/dz| < 2N$ (эти масштабы соответствуют локальным участкам вертикальных осцилляций, лежащих между вертикальными линиями на рис. 10).

Восстановление профилей анизотропных флуктуаций $DC_{eff}(z)$ в определенных слоях тропосферы (рис. 7а) и их спектров в диапазоне вертикальных масштабов от 1 м до десятков метров (рис. 9), стало возможным благодаря высокой разрешающей способности по высоте используемого здесь метода импульсного акустического зондирования нижней тропосферы. При непрерывном зондировании этот метод позволяет следить за изменениями профиля флуктуаций скорости ветра в нижнем слое тропосферы до 1 км, вызванных ВГВ.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью установленного в г. Талин (Армения) измерительного комплекса, состоящего из треугольной сети микробарографов и противогравитационной акустической пушки, проведены исследования влияния внутренних гравитационных волн (ВГВ) на пространственно-временную изменчивость поля атмосферного давления и скорости ветра в нижней тропосфере. Методом когерентного анализа флуктуаций атмосферного давления обнаружены ВГВ от грозовых ячеек, примерно за 5–6 ч до их прохождения над сетью микробарографов, и изучены их горизонтальные фазовые скорости и направления распространения в зависимости от времени.

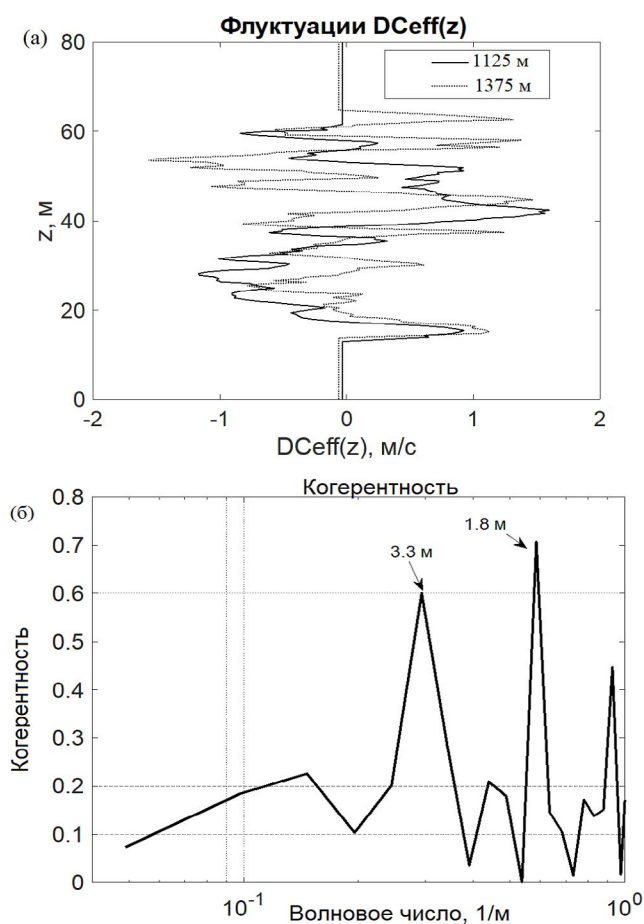


Рис. 8. Восстановленные вертикальные флуктуации $DC_{eff}(z)$ в слое отражения сигнала 600–670 м на расстоянии 1125 м от источника, и в слое 700–770 м на расстоянии 1375 м от источника (а) и когерентность между вертикальными флуктуациями $DC_{eff}(z)$, восстановленными на расстояниях 1125 и 1375 м от источника (б).

Для ВГВ-предвестников гроз, зарегистрированных за несколько часов до их прохождения над сетью микробарографов, наблюдалась тенденция уменьшения горизонтальной фазовой скорости примерно от 20 м/с до 5 м/с по мере приближения одной из грозовых ячеек к этой сети. Однако, непосредственно перед приходом грозовой ячейки происходило резкое увеличение горизонтальной фазовой скорости волны до 40–50 м/с с последующим ее резким спадом до 5 м/с, что объяснялось прохождением этой ячейки непосредственно над треугольной сетью микробарографов. После прохождения гроз над треугольной сетью и их удалении от нее, наблюдалось изменение азимута прихода ВГВ почти на 180 град. Изученные закономерности изменения скорости и направления распространения

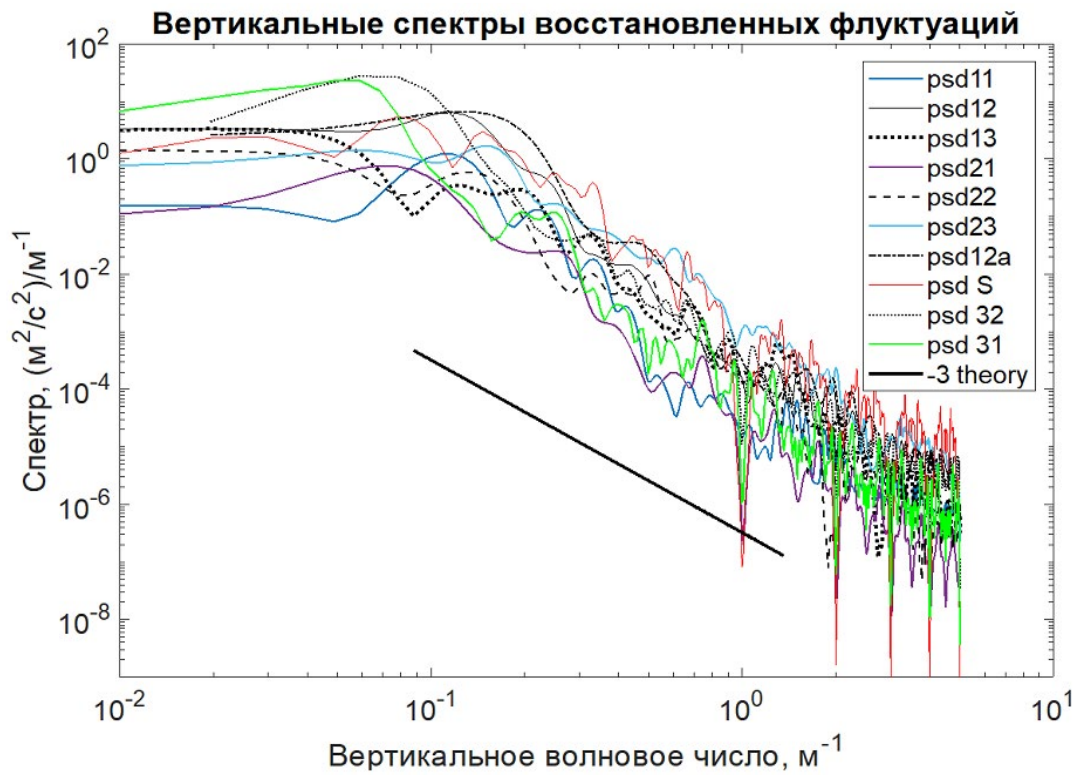


Рис. 9. Вертикальные спектры восстановленных в разные годы флуктуаций $\text{DC}_{\text{eff}}(z)$.

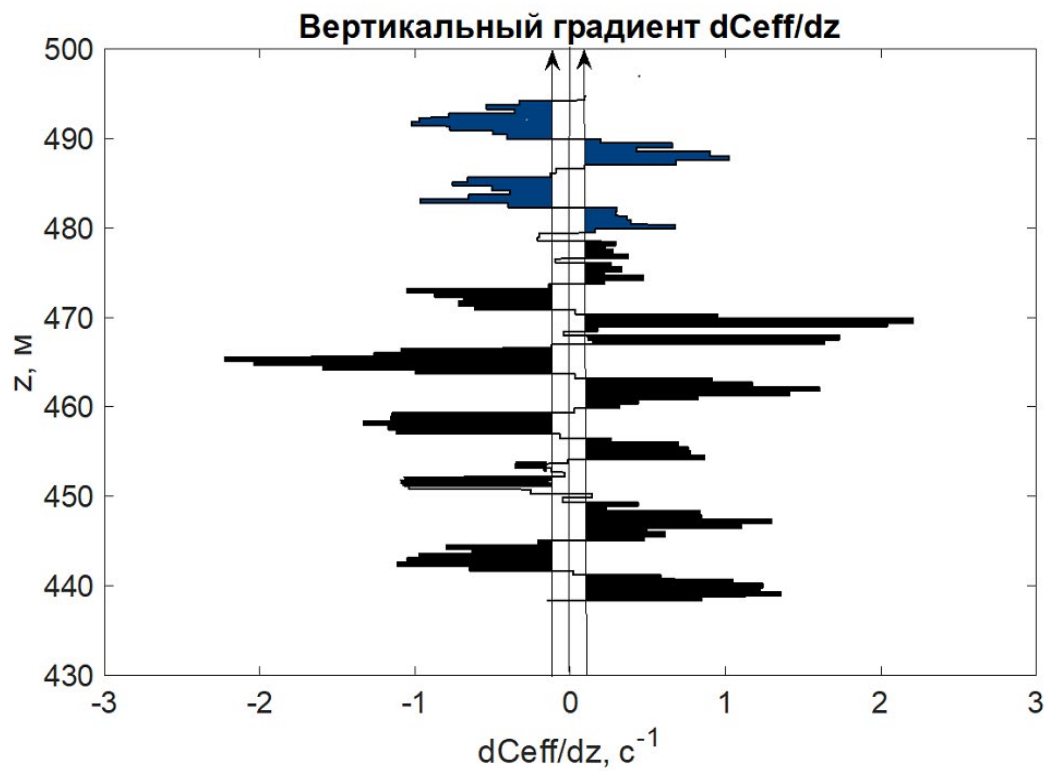


Рис. 10. Вертикальные осцилляции градиента dC_{eff}/dz в слое 430–500 м.

ВГВ-предвестников гроз в регионе г. Талин, где часто выпадает град, помогают заблаговременно обнаруживать приближение гроз и осуществлять мониторинг их движения.

Была показана также возможность мониторинга ВГВ в тропосфере по временным флуктуациям времени пробега акустических импульсов вдоль лучей, соединяющих противорадовую установку с разнесенными в пространстве приемниками.

Предложенная схема наклонного акустического зондирования тропосферы акустическими импульсами с малой толщиной ударного фронта ($\sim 0.4\text{--}0.6$ м) позволила восстановить на двух разных расстояниях от источника почти вертикальные профили флуктуаций скорости ветра в устойчиво-стратифицированной тропосфере с вертикальными масштабами от единиц до нескольких десятков метров. Методика восстановления этих профилей основана на явлении рассеяния акустических импульсов от анизотропных флуктуаций эффективной скорости звука $DC_{\text{эф}}(z)$ в тропосфере. Основной вклад в эти флуктуации вносят флуктуации проекции скорости ветра на направление источник—приемник, который в 4–5 раз превышает вклад флуктуаций температуры.

По формам и временам пробега рассеянных сигналов, зарегистрированных на двух треугольных антеннах, расположенных на расстояниях 2250 м и 2750 м от акустической пушки, были восстановлены вертикальные профили флуктуаций $DC_{\text{эф}}(z)$ и скорости ветра в определенных слоях нижней тропосферы, расположенных на разных высотах, вплоть до высоты 800 м. Благодаря высокой разрешающей способности по высоте используемого здесь метода импульсного акустического зондирования нижней тропосферы были впервые получены вертикальные спектры анизотропных флуктуаций скорости ветра в диапазоне коротких вертикальных масштабов, от 1 м до десятков метров. В этом диапазоне масштабов полученные спектры в среднем спадали с ростом вертикального волнового числа m по степенному закону, близкому к m^{-3} . Подобные универсальные вертикальные спектры наблюдались ранее для флуктуаций скорости ветра в устойчиво-стратифицированных слоях стратосферы и мезосферы, что свидетельствует об общем механизме формирования тонких устойчиво стратифицированных слоев в стратосфере и в устойчиво стратифицированном АПС.

Было установлено, что рассеяние акустических сигналов происходит от анизотропных флуктуаций скорости ветра с вертикальными масштабами от 1 м до нескольких десятков метров. При этом вер-

тикальные градиенты скорости ветра осциллируют по высоте, достигая на определенных высотах критических значений, при которых локальное число Ричардсона становится меньше критического значения $\frac{1}{4}$. Показано, что возникающие в тонких слоях тропосферы сдвиговые неустойчивости генерируют турбулентные слои, перемежающиеся по высоте с устойчиво стратифицированными слоями.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Комитета по высшему образованию и науки Армении, грант 21Т-2D023 (разделы 1–3), и частичной поддержке Российского Министерства образования и науки, грант FMWR-2022-0017 (раздел 4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бовшверов В.М., Грачев А.И., Ломадзе С.О. Жидкостный микробарограф // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1979. Т. 15. № 2. С. 1215–1217.
- Грачев А.И., Данилов С.Д., Куличков С.Н., Свертилов А.И. Основные характеристики внутренних гравитационных волн в нижней атмосфере от конвективных штормов // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 30. № 6. С. 759–767.
- Данилов С.Д., Свертилов А.И. ВГВ, генерируемые при прохождении гроз // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 3. С. 234–242.
- Каллистратова М.А., Кузнецов Р.Д., Петенко И.В. Реализация идей А.М. Обухова о наземном дистанционном зондировании нижней тропосферы акустическими и электромагнитными волнами // В сб. Труды конференции «Турбулентность, динамика атмосферы и климата» / Под. ред. Г.С. Голицына, И.И. Мохова. М: ГЕОС, 2014. С. 593–620.
- Куличков С.Н., Н.Д. Цыбульская, И.П. Чунгузов, В.А. Гордин, Ф.Л. Быков, А.И. Чуликов, В.Г. Перепелкин, Г.А. Буш, Е.В. Голикова. Исследования внутренних гравитационных волн от атмосферных фронтов в московском регионе // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 4. С. 455–469.
- Куличков С.Н., И.П. Чунгузов, О.Е. Попов, В.Г. Перепелкин, Е.В. Голикова, Г.А. Буш, И.А. Репина, Н.Д. Цыбульская, Г.И. Горчаков. Внутренние гравитационные и инфразвуковые волны во время урагана в Москве 29 мая 2017 г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 2. С. 32–40.
- Люлюкин В.С., Каллистратова М.А., Кузнецов Р.Д., Кузнецов Д.Д., Чунгузов И.П., Широкова Г.Ю. Внутренние гравитационно-сдвиговые волны в атмосферном пограничном слое по данным акустической локации // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. V. 51. Р. 218–229.

- Сапунов М.В., Мельникова И.Н., Донченко В.К., Самуленков Д.А., Кузнецов А.Д. Сопоставление вертикальных профилей скорости и направления ветра, полученных на основе лидарных и аэрологических измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 1. С. 149–160.
- Перепелкин В.Г., Куличков С.Н., Чунчузов И.П. Изучение оптимальных условий регистрации информативного сигнала при исследовании пограничного слоя атмосферы акустическим методом частичных отражений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 2. С. 180–195.
- Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. Росгидромет, 2016. 308 с.
- Чунчузов И.П., Перепелкин В.Г., Куличков С.Н., Горчаков Г.И., Каллистратова М.А., Джола А., Лу Джун, Пенсяо Тэнг, Ичун Янг, Ву Лин, Килонг Ли, Ели Сан. Влияние внутренних гравитационных волн на метеорологические поля и газовые примеси вблизи городов Москва и Пекин // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2017а, Т. 53. № 5. С. 597–611.
- Чунчузов И.П., Перепелкин В.Г., Попов О.Е., Куличков С.Н., Варданыан А.А., Айвазян Г.Е., Хачикян Х.З. Исследование характеристик тонкой слоистой структуры нижней тропосферы с помощью акустического импульсного зондирования // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2017 б. Т. 53. № 3. С. 279–293.
- Чунчузов И.П., Перепелкин В.Г., Куличков С.Н., Попов О.Е., Варданыан А.А., Айвазян Г.Е. Рассеяние акустического импульса на анизотропных неоднородностях устойчиво-стратифицированного пограничного слоя атмосферы // В сб. трудов XXXII сессии Российского акустического общества. Москва. 2019. ГЕОС. С. 53–59.
- Aramyan A.R., Galechyan G.A., Vardanyan A.A. A study of acoustic waves generated by the shock wave of an antihail gun // Acoustical Physics. 2011. V. 57. № 3. P. 432–436.
- Avilov K.V. Pseudo-differential parabolic equations of sound propagation in the slowly range-dependent ocean and their numerical solutions // Acoust. Phys. 1995. V. 41. № 1. P. 1–7.
- Balsley B.B., Lawrence D.A., Woodman R.F., Fritts D.C. Fine-scale characteristics of temperature, wind, and turbulence in the lower atmosphere (0–1300 m) over the south Peruvian coast // Boundary-Layer Meteorology. 2013. V. 147. P. 165–178. <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9774-x>.
- Banakh V.A., Smalikh I.N. The Impact of Internal Gravity Waves on the Spectra of Turbulent Fluctuations of Vertical Wind Velocity in the Stable Atmospheric Boundary Layer // Remote Sens. 2023. V. 15. P. 2894. <https://doi.org/10.3390/rs15112894>.
- Blanc E., Farges T., Le Pichon A. and Heinrich P. Ten year observations of gravity waves from thunderstorms in western Africa // J. Geophys. Res. Atmos. 2014. V. 119. P. 6409–6418. doi:10.1002/2013JD020499.
- Blumen W., Banta R., Durns S.P., Fritts D.C., Newsom R., Poulos G.S., Sun J. Turbulence statistics of a Kelvin–Helmholtz billow event observed in the nighttime boundary layer during the CASES-99 field program // Dyn. Atmos. Oceans. 2001. V. 34. P. 189–204.
- Bowman H.S., Bedard A.J. Observations of infrasound and subsonic pressure disturbances related to severe weather // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.. 1971. V. 26. P. 215–242.
- Birner T. Fine-scale structure of the extratropical tropopause region. J. Geophys. Res. 2006. V. 111. D04104. doi:10.1029/2005JD006301.
- Caughey S.J. and Readings C.J. An observation of waves and turbulence in the earth's boundary layer // Boundary–Layer Meteorol. 1975. V. 9. P. 279–296.
- Chimonas G. and Peltier W.R. On severe storm acoustic signals observed at ionospheric heights // J. Atmos. Terr. Phys. 1974. V. 36. P. 821–828.
- Chimonas G. Steps, Waves and Turbulence in the Stably Stratified Planetary Boundary Layer // Boundary-Layer Meteorol. 1999. V. 90. P. 398–416.
- Chunchuzov I., Kulichkov S., Otrezov A., Perepelkin V. Acoustic pulse propagation through a fluctuating stably stratified atmospheric boundary layer // J. Acoust. Soc. Am. 2005. V.117. P. 1868–1879.
- Chunchuzov I., Kulichkov S.N., Perepelkin V., Ziemann A., Arnold K. and Kniffka A. Acoustic tomographic study of the mesoscale coherent structures in the lower atmosphere // Proc. Meetings Acoust. 2007. <http://scitation.aip.org/confst/ASA/pub/8/4pPA5>.
- Chunchuzov I., Kulichkov S., Perepelkin V., Ziemann A., Arnold K., Kniffka A. Mesoscale variations in acoustic signals induced by atmospheric gravity waves // J. Acoust. Soc. Am. 2009. V. 125. № 2. P. 651–664.
- Chunchuzov I., Kulichkov S., Perepelkin V., Popov O., Firshtov P., Assink J.D., Marchetti E. Study of the wind velocity-layered structure in the stratosphere, mesosphere and lower thermosphere by using infrasound probing of the atmosphere // J. Geophys. Res. 2015. V. 120. doi:10.1002/2015JD023276.
- Chunchuzov I.P. Nonlinear formation of the three-dimensional spectrum of mesoscale wind velocity and temperature fluctuations in a stably stratified atmosphere // J. Atmos. Sci. 2018. V. 75. P. 3447–3467.

- Chunchuzov I., Kulichkov S., Popov O., Perepelkin V., Vardanyan A. and Ayvazyan G.* Physical modeling of waveguide propagation and scattering of infrasound signals in the atmosphere. // Proceed. 18-th Long Range Sound Propagation (LRSP) Symposium. 2020. University of the District of Columbia (Washington).
- Chunchuzov I., Kulichkov S., Popov O., Perepelkin V., Vardanyan A. and Ayvazyan G.* Atmospheric boundary layer as a laboratory for modeling infrasound propagation and scattering in the atmosphere. // Pure and Applied Geophysics. 2021. V. 178. № 2. doi:10.1007/s00024-020-02507.
- Chunchuzov I.P., Kulichkov S.N., Popov O.E., and Perepelkin V.G.* Infrasound Generation by Meteorological Fronts and Its Propagation in the Atmosphere // J. Atm. Sci. 2021. V. 78. № 5. P. 1673–1686.
- Chunchuzov I., Kulichkov S., Popov O., Perepelkin V., Vardanyan A. and Ayvazyan G.* Infrasound and Internal Gravity Waves generated by Meteorological Fronts // Proceedings of Meetings on Acoustics. 2023. V. 0. Acoustical Society of America. <https://doi.org/10.1121/2.0001713>.
- Dalaudier F., Sidi C., Crochet M., Vernin J.* Direct evidence of sheets in the atmospheric temperature field // J. Atmos. Sci. 1994. V. 51. P. 237–248.
- Danilov S.D., and Chunchuzov I.P.* Possible Mechanism of Layered Structure Formation in a Stably Stratified Atmospheric Boundary Layer // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 1992. V. 28. P. 684–688.
- Einaudi F., and Finnigan J.J.* Wave-turbulence dynamics in the stably stratified boundary layer // J. Atmos. Sci. 1993. V. 50. P. 1841–1863.
- Fritts D.C., Wang L., Werne J.A.* Gravity Wave–Fine Structure Interactions. Part I: Influences of Fine Structure Form and Orientation on Flow Evolution and Instability // J. Atmos. Sci. 2013. V. 70. P. 3710–3734.
- Georges T.M.* Infrasound from convective storms: Examining the evidence // Reviews of Geophysics. 1973. V. 11. № 3. P. 571–594.
- Gossard E.E. and Hooke W.H.* Waves in the atmosphere. 1975. Elsevier, Amsterdam, 456 pp.
- Gossard E.E., Gaynor J.F., Zamor R.J., and Neff W.D.* Fine structure of elevated stable layers observed by sounder and in situ Tower Sensors // J. Atmos. Sci. 1985. V. 42. P. 2156–2169.
- Jones R.M. and Georges T.M.* Infrasound from convective storms. III. Propagation to the ionosphere // J. Acoust. Soc. Am. 1976. V. 59. P. 765. <https://doi.org/10.1121/1.380942>.
- Hung R.J., Plan T. and Smith R.E.* Coupling of ionosphere and troposphere during the occurrence of isolated tornadoes on November 20, 1973 // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 1261–1267.
- Kantha et al.* Atmospheric structures in the troposphere as revealed by high-resolution backscatter images from MU radar operating in range imaging mode // Progress in Earth and Planetary Science. 2019. <https://doi.org/10.1186/s40645-019-0274-1>
- Martin S., Bange J. and Beyrich F.* Meteorological profiling of the lower troposphere using the research UAV “M2AV Carolo” // Atmos. Meas. Tech. 2011. V. 4. P. 705–716.
- Lay E.H., Shao X.-M., Kendrick A.K. and Carrano C.S.* Ionospheric acoustic and gravity waves associated with midlatitude thunderstorms // J. Geophys. Res. Space Physics. 2015. V.120. P. 6010–6020. doi:10.1002/2015JA021334.
- Laštovička J.* Forcing of the ionosphere by waves from below // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2006. V. 68. P. 479–497. doi: 10.1016/j.jastp.2005.01.01.
- Hubert Luce et al.* Vertical structure of the lower troposphere derived from MU radar, unmanned aerial vehicle, and balloon measurements during ShUREX 2015 // Progress in Earth and Planetary Science. 2018. V. 5. № 29. <https://progearthplanetsci.springeropen.com/articles/10.1186/s40645-018-0187-4>.
- Nalbandyan O.* The Clouds Microstructure and the Rain Stimulation by Acoustic Waves // Atmospheric and Climate Sciences. 2011. V. 1. P. 86–90 doi:10.4236/acs.2011.13009.
- Plougonven R. and Zhang F.* Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts // Reviews of Geophysics, American Geophysical Union. 2014. V. 52. № 1. P. 33–76.
- Šauli P. and Boška J.* Tropospheric events and possible related gravity wave activity effects on the ionosphere // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2001. V. 63. P. 945–950.
- Stobie J.G., Einaudi F. and Uccellini L.W.* A case study of gravity waves-convective storms interaction // J. Atmos. Sci. 1983. V. 40. P. 2804–2830.
- Staquet C. and Sommeria J.* Internal gravity waves: From instabilities to turbulence // Annual Review of Fluid Mechanics. 2002. V. 34. P. 559–593.
- Sun J. et al.* Review of wave-turbulence interactions in the stable atmospheric boundary layer // Rev. Geophys. 2015a. V.53. doi:10.1002/2015RG000487.
- Sun J., Mahrt L., Nappo C., Lenschow D.H.* Wind and Temperature Oscillations Generated by Wave–Turbulence Interactions in the Stably Stratified Boundary Layer // J. Atmos. Sci. 2015b. V. 72. P. 1484–1503.
- Tsuda T.* Characteristics of atmospheric gravity waves observed using the MU (middle and upper atmosphere) radar and GPS (global positioning system) radio occultation // Proc. Japan Acad. 2014. V. 90B. P. 12–27.

- Uccellini L.W.* Historical Perspective on the Research and Operational Application of Weather-Significant Gravity Waves. // Presentation at SPARC Gravity Wave Symposium, May 16–20. 2016. Pennsylvania State University US.
- Vardanyan A.A., Galechyan G.A.* Acoustic waves and flows of negative ions for stimulation of the precipitations // International Journal of Altern. Energy and Ecology. 2012. V. 8. P. 85–90.
- Vardanyan A.A., Galechyan G.A., Perepelkin V.G., Chunchuzov I.P.* On generation of a shock wave in a hail protection setup // Technical Physics. 2011. V. 56. № 10. P. 1524–1526.
- Zeri M. and Sá L.D.A.* Horizontal and Vertical Turbulent Fluxes Forced by a Gravity Wave Event in the Nocturnal Atmospheric Surface Layer Over the Amazon Forest // Boundary-Layer Meteorol. 2011. V. 138. P. 413–431. doi: 10.1007/s10546-010-9563-3.

ACOUSTIC MONITORING OF INTERNAL GRAVITY WAVES IN THE LOWER TROPOSPHERE USING AN ANTI-HAIL ACOUSTIC CANNON

**I. P. Chunchuzov^{1,*}, V. G. Perepelkin¹, S. N. Kulichkov¹, O. E. Popov¹,
G. V. Azizyan¹, A. A. Vardanyan², G. E. Ayzvazyan²**

¹*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, 3 Pyzhevsky Per., 119017 Moscow, Russia*

²*National Polytechnic University of Armenia, 105 Teryan, Yerevan, Armenia*

*e-mail: igor.chunchuzov@gmail.com

The results of study of the influence of internal gravity waves (IGWs) on the spatial and temporal variability of the lower troposphere using a triangular network of three microbarographs and an anti-hail acoustic cannon installed in Talin (Armenia) are presented. By coherent analysis of pressure fluctuations measured at different points, the IGWs generated by thunderstorm cells about 5–6 h before the passage of the cells over the network of microbarographs were detected. The regularities of changes with time of phase speeds and directions of propagation of IGWs precursors of thunderstorms were studied. The possibility of monitoring of IGWs in the troposphere by measuring temporal fluctuations of the travel time of acoustic pulses along the ray-paths connecting the anti-hail cannon with spatially separated acoustic receivers has been demonstrated. Vertical profiles of wind velocity fluctuations in certain layers of the lower troposphere up to a height of 800 m were reconstructed from the shapes and travel times of acoustic pulses with a shock front scattered by a fine layered structure of wind velocity and temperature in the stably-stratified lower troposphere. Due to the high vertical resolution (of the order of 1 m) of the method of pulsed acoustic sounding of the lower troposphere used here, the vertical wavenumber spectra of layered inhomogeneities of wind velocity in the range of short vertical scales, from one to tens of meters, were obtained for the first time and theoretically interpreted.

Keywords: stably-stratified atmospheric boundary layer, mesoscale fluctuations, pulsed acoustic sounding, fine vertical layered structure, lower troposphere

УДК 551.465

ВИХРЕРАЗРЕШАЮЩЕЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЗДУШНОГО ПОТОКА, НЕСУЩЕГО КАПЛИ НАД ВЗВОЛНОВАННОЙ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

© 2024 г. О. А. Дружинин*

Институт прикладной физики РАН, ул. Ульянова 46, Нижний Новгород, 603950, Россия

**e-mail: druzhinin@ipfran.ru*

Поступила в редакцию 06.05.2024 г.

После доработки 23.07.2024 г.

Принята к публикации 02.09.2024 г.

Проведено вихреразрешающее моделирование динамики турбулентного воздушного потока над взволнованной водной поверхностью, несущего капли. Рассматриваются достаточно мелкие капли (с диаметром до 300 микрон), что позволяет пренебречь их деформацией; не учитываются также столкновения капель между собой и их испарение и теплообмен с воздухом. Массовая концентрация капель задается достаточно малой, что позволяет пренебречь их воздействием на поток; поверхностная волна считается заданной, неизменяющейся под действием капель и ветра. Численная модель основана на решении трехмерных, отфильтрованных по подсеточным флуктуациям уравнений движения воздушной фазы в эйлеровой формулировке и лагранжевых уравнений движения отдельных капель. Для замыкания подсеточных напряжений в уравнении для скорости воздуха используется концепция турбулентной вязкости, где кинетическая энергия неразрешаемых расчетной сеткой пульсаций определяется решением прогностического уравнения. Проведена верификация модели сравнением с результатами прямого численного интегрирования полных уравнений динамики воздушной и дисперсной фаз. Получены фазово-осредненные профили скорости, потока импульса воздуха и концентрации капель для различных значений числа Рейнольдса несущего потока (до 10^5) и сценариев инъекции капель в поток.

Ключевые слова: взволнованная водная поверхность, воздушный поток, капли, вихреразрешающее и прямое численное моделирование

DOI: 10.31857/S0002351524060025 EDN: HVGXWO

1. ВВЕДЕНИЕ

Мелкомасштабные процессы, происходящие вблизи границы раздела воздушной и водной сред определяющим образом влияют на обмен импульсом, теплом и массой между атмосферой и гидросферой. Детальное понимание физических механизмов этих процессов важно для их корректной параметризации и учета в крупномасштабных моделях прогноза погоды и климата [Thorpe, 1995].

Воздушный пограничный слой над взволнованной водной поверхностью в натурных и лабораторных условиях как правило характеризуется наличием капель брызг. Результаты экспериментов показывают, что инъекция капель в воздух обусловлена многими факторами, такими как всплывающие к поверхности и лопающиеся пузырьки, обрушение (или микрообрушение) поверхностных волн, а также гидродинамическая неустой-

чивость индуцируемого ветром дрейфового течения, приводящая к росту возмущений на водной поверхности с их последующей атомизацией [Bortkovskii, 1987; Andreas et al., 2010; Troitskaya et al., 2017, 2023]. Результаты экспериментов [Andreas et al., 2010; Troitskaya et al., 2017] говорят о том, что основной вклад в объемную концентрацию водной фазы приносят капли с диаметром в диапазоне от 100 до 300 микрон.

Определение вклада капель в процессы обмена в лабораторных и натурных экспериментах сопряжено со значительными трудностями. Поэтому в моделях прогноза, как правило, используются оценки вклада капель в потоки импульса и тепла, основанные на балковых параметрах задачи, таких как скорость ветра на высоте 10 м от поверхности воды, значительная высота волн, разность температур воды и воздуха, а также средняя скорость гравитационного оседания капель. Подобные оценки

существенно зависят от задаваемых параметров и предположений о динамике капель и могут приводить к значительному количественному разбросу модельных предсказаний (см., например, обзор в [Andreas et al., 2015]).

Более детальную картину динамики капель дают лагранжевы стохастические модели (ЛСМ) [Edson et al., 1994; Mueller, Veron, 2014; Troitskaya et al., 2016]. В ЛСМ решаются уравнения, где поле скорости несущего потока для каждой капли задается в виде суммы средней скорости, определяемой профилем согласно предсказанию теории подобия атмосферного погранслоя, и гауссовых флуктуаций. К недостаткам ЛСМ можно отнести неспособность искусственно задаваемого стохастического форсинга учитывать влияние на динамику капель когерентных вихревых структур, наличие которых в погранслоевых течениях хорошо известно из наблюдений в многочисленных экспериментах (см., например, обзор [Robinson, 1991]).

В последнее время для исследования процессов обмена в атмосферном погранслое все чаще используется метод прямого численного моделирования (“Direct numerical simulation” или сокращенно DNS) [Peng, Richter, 2019; Druzhinin et al., 2017]. При этом интегрируются полные уравнения несущей и дискретной фаз без привлечения каких-либо процедур осреднения и гипотез замыкания. В таких численных экспериментах процессы обмена полностью контролируются на всех физически значимых масштабах, вплоть до масштаба вязкой диссипации, и вклады капель определяются явно. Основным недостатком DNS, однако, является ограничение на число Рейнольдса несущего воздушного потока (основанное на характерных значениях длины волны, скорости ветра и кинематической вязкости воздуха) с максимальными рассматриваемыми значениями порядка $Re \sim 10^4$, обусловленное конечными объемами вычислительных ресурсов.

Ограничение на число Рейнольдса в численных расчетах может не быть столь существенным при использовании метода вихреразрешающего моделирования (или LES, “Large Eddy Simulation”). В этом случае интегрируются уравнения, пространственно отфильтрованные по подсеточным (т.е., не разрешаемым заданной сеткой) масштабам течения. При этом в фильтрованных уравнениях движения присутствуют слагаемые, соответствующие подсеточным турбулентным напряжениям, расчет которых требует привлечения процедуры замыкания относительно разрешаемых, фильтрованных полей. Существует множество моделей замыкания, обладающих как достоинствами, так и недостатка-

ми (см., например, обзоры в [Piomelli, Balaras, 2002; Глазунов, 2009]).

В настоящей работе за основу взята модель LES, первоначально разработанная для исследования динамики однофазного атмосферного пограничного слоя над взволнованной водной поверхностью в [Sullivan et al., 2008]. Позднее эта модель была адаптирована в [Richter et al., 2019] для моделирования динамики капель в воздушном потоке над взволнованной водной поверхностью в канале со свободной границей. Однако, в отличие от [Richter et al., 2019], где стационарное течение в канале поддерживается постоянным градиентом давления, в настоящей работе используется постановка задачи, где стационарный, турбулентный воздушный поток создается постоянным средним напряжением сдвига, поддерживаемого движением верхней плоской границы с заданной постоянной скоростью (см. рис. 1 и обсуждение ниже). В этой постановке, средний градиент давления равен нулю, что обуславливает постоянное, однородное по вертикали, значение полного потока импульса воздушного потока [Druzhinin et al., 2017].

Модель, рассматриваемая в настоящей работе, основана на решении трехмерных, отфильтрованных по подсеточным флуктуациям, уравнений движения воздушной (несущей) фазы в эйлеровой формулировке и лагранжевых уравнений движения отдельных капель. Рассматриваются достаточно мелкие капли (с диаметром до 300 микрон), что позволяет пренебречь их деформацией. В качестве нижней границы рассматривается стационарная поверхностная волна, задаваемая неявно с помощью отображения координат (обсуждаемого ниже). Для расчета подсеточных турбулентных напряжений в уравнении для несущей фазы используется концепция турбулентной вязкости, определяемой кинетической энергией подсеточных пульсаций, для которой решается отдельное прогностическое уравнение, и пространственным масштабом, задаваемым локальным размером ячеек расчетной сетки. Влияние капель на несущий воздушный поток не учитывается, поверхностная волна считается заданной; не рассматриваются эффекты, связанные с испарением капель. Верификация модели осуществляется сравнением фазово-осредненных профилей скорости и потока импульса несущей фазы и концентрации капель с результатами прямого численного моделирования полных уравнений динамики несущей и дисперсной фаз для различных сценариев инъекции в поток и размеров капель. Ниже в разделе 2 представлены уравнения движения несущей и дисперсной фаз и способы их численного решения; в разделе

ле 3 верификация и калибровка модели на основе сравнения с результатами прямого численного моделирования [Druzhinin, et al., 2017] при числе Рейнольдса воздушного потока $Re = 1.5 \times 10^4$. Далее в разделе 4 обсуждаются результаты вихреразрешающего моделирования двухфазного воздушного потока над взволнованной водной поверхностью с числом $Re = 10^5$.

2. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Постановка задачи схематично представлена на рис. 1 и в целом эквивалентна ранее использовавшейся постановке расчетов прямого численного моделирования (DNS) в [Druzhinin et al., 2017]. Рассматривается воздушный поток над взволнованной водной поверхностью, несущий капли. Верхняя граница области счета плоская и движется в направлении распространения поверхностной волны со скоростью U_0 , связанной со средней, характерной скоростью ветра в лабораторных или натурных условиях. Нижняя граница совпадает с водной поверхностью, на которой распространяется двумерная, стационарная волна с амплитудой a , длиной λ и фазовой скоростью c ; крутизна волны $ka = 2\pi a/\lambda$ задается равной $ka = 0.1$. Значения U_0 и λ определяют масштабы скорости и длины задачи, на которые далее нормируются все переменные.

Фильтрованные уравнения Навье-Стокса для воздуха решаются численно в безразмерных переменных в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U_i}{\partial t} + \frac{\partial(U_i U_j)}{\partial x_j} &= -\frac{\partial P}{\partial x_j} + \frac{1}{Re} \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j \partial x_j} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}, \\ \frac{\partial U_j}{\partial x_j} &= 0. \end{aligned} \quad (1)$$

В уравнениях (2) и далее по повторяющимся индексам проводится суммирование, $x_i = x, y, z$ ($i = 1, 2, 3$); U_i , и P — фильтрованные поля скорости и давления; число Рейнольдса определяется масштабами длины и скорости,

$$Re = \frac{U_0 \lambda}{\nu}, \quad (2)$$

где ν — кинематическая вязкость воздуха ($\approx 0.15 \text{ см}^2/\text{сек}$). τ_{ij} — тензор подсеточных напряжений поля скорости воздуха, для которого используется параметризация в виде [Sullivan, et al., 2008]:

$$\begin{aligned} \tau_{ij} &= -\nu_t \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right), \quad \nu_t = c_k e^{1/2} l, \\ l &= (\Delta x_1 \Delta x_2 \Delta x_3)^{1/3}. \end{aligned} \quad (3)$$

В выражении (3) ν_t — турбулентная вязкость, определяемая полем кинетической энергии подсеточных пульсаций e и пространственным масштабом l , задаваемым локальным размером ячеек расчетной сетки. Поле e вычисляется интегрированием отдельного прогностического уравнения [Sullivan et al., 2008]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial e}{\partial t} + \frac{\partial(U_j e)}{\partial x_j} &= -\frac{\tau_{ij}}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) + \\ &+ 2 \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\nu_t \frac{\partial e}{\partial x_j} \right) - c_D \frac{e^{3/2}}{l}. \end{aligned} \quad (4)$$

В уравнения (3) и (4) входят модельные константы $c_k = 0.1$ и $c_D = 0.93$. Значения этих констант подобраны в предположении о наличии протяженной части инерционного интервала на

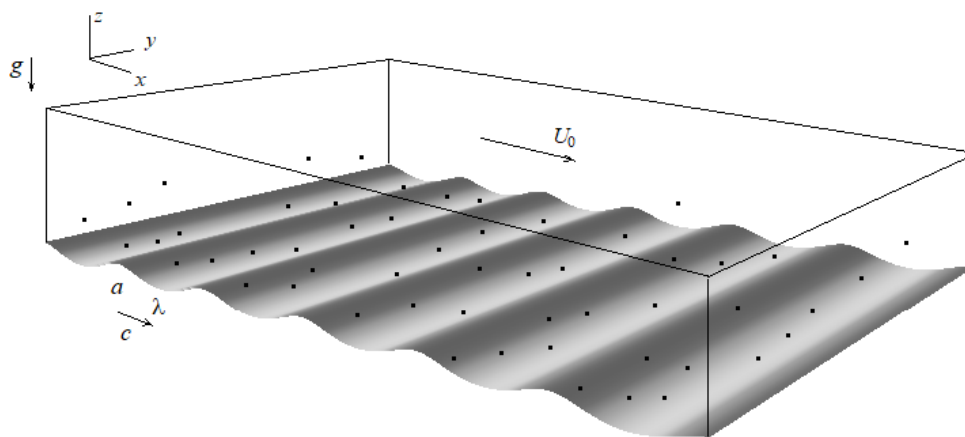


Рис. 1. Схема численного эксперимента (см. текст).

подсеточном масштабе. Применимость этого предположения для рассматриваемой конфигурации потока верифицируется сравнением результатов расчетов LES с результатами прямого численного моделирования при $Re = 1.5 \times 10^4$ (см. раздел 3 ниже).

Одновременно с уравнениями (1) и (4) для эйлеровых полей несущей фазы решаются уравнения для лагранжевых скоростей и координат капель [Druzhinin et al., 2017]:

$$\begin{aligned} \frac{dr_i^n}{dt} &= V_i^n, \\ \frac{dV_i^n}{dt} &= \frac{f(Re_n)}{\tau_d^n} (U_i^n - V_i^n) - g' \delta_{iz}. \end{aligned} \quad (5)$$

В уравнениях (5) r_i^n, V_i^n ($i = x, y, z$) — координата и скорость n -й капли, U_i^n — локальная, мгновенная скорость воздуха; производная по времени вычисляется вдоль траектории капли; g' — безразмерное, приведенное ускорение силы тяжести (обсуждаемое ниже). Поскольку отношение плотности воздуха к плотности воды мало (ρ_a/ρ_w порядка 10^{-3}), в правой части уравнения (5) фигурируют только силы вязкого трения и тяжести, существенно преобладающие над остальными силами (градиента давления, Бассе, Сэфмана и присоединенной массы). Сила вязкого трения включает фактор

$$f(Re_n) = 1 + 0.15 Re_n^{0.687}, \quad (6)$$

учитывающий конечность числа Рейнольдса капли, равного

$$Re_n = \frac{d_n |U_i^n - V_i^n|}{\nu}. \quad (7)$$

В силу трения входит также безразмерное время релаксации капли τ_d^n ,

$$\tau_d^n = \frac{d_n^2 \rho_w U_0}{18 \nu \rho_a \lambda}. \quad (8)$$

В локальную скорость воздуха U_i^n в правой части уравнения (5) входят как фильтрованная скорость воздуха $U_i(r^n, t)$, так и вклад подсеточных пульсаций скорости воздуха, окружающего каплю, $u_i^n(t)$,

$$U_i^n = U_i(r^n, t) + u_i^n(t). \quad (9)$$

В общем случае вклад $u_i^n(t)$ определяется решением стохастического уравнения в виде [Pozorski, Apte, 2009; Michałek, et al., 2013]:

$$\begin{aligned} \frac{du_i^n}{dt} &= -\frac{u_i^n}{T_L} + C \left(\frac{e}{T_L} \right)^{1/2} w_i + \\ &+ \delta_{iz} \exp \left(-\frac{\tau_d e^{1/2}}{l} \right) \frac{\partial e}{\partial \eta} \left[1 + \frac{(u_i^n)^2}{e} \right], \end{aligned} \quad (10)$$

где δ_{ij} — символ Кронекера, w_i — дельта-коррелированный, гауссовский случайный процесс с единичной дисперсией, а время корреляции подсеточных пульсаций вдоль лагранжевой траектории капли определяется как

$$T_L = \frac{l}{e^{1/2}} \left[1 + \frac{3W_s^2}{2e} \right]^{-1/2}. \quad (11)$$

В уравнение (10) входят поправки, обусловленные инерцией капель и зависимостью распределения кинетической энергии подсеточных пульсаций от расстояния (η) от местоположения капли до водной поверхности. Физический смысл аппроксимации (11) для времени корреляции состоит в том, что время корреляции пульсаций скорости воздуха вдоль траектории капли уменьшается с увеличением скорости ее оседания W_s благодаря эффекту «пересечения траекторий» [Wells, Stock, 1983]; W_s находится численным решением методом Ньютона уравнения для установившегося движения капли (5) в покоящемся воздухе:

$$W_s f \left(\frac{W_s d}{\nu} \right) = \tau_d g'. \quad (12)$$

Последнее слагаемое в правой части выражения (10) учитывает эффекты, связанные с неоднородностью распределения кинетической энергии подсеточных пульсаций воздуха с расстоянием до водной поверхности [Michałek, et al., 2013].

В случае однородной турбулентности в пределе больших значений Re значение константы C в правой части уравнения (10) связано с значением константы Колмогорова структурной функции скорости в инерционном интервале спектра. В рассматриваемом случае турбулентного воздушного потока над взволнованной поверхностью с $Re = O(10^4 - 10^5)$ значение $C \approx 2.3$ определяется согласием результатов предсказаний модели для фазово-осредненного профиля концентрации капель с результатами прямого численного интегрирования полных уравнений динамики воздушной и дисперсной фаз для различных сценариев инъекции капель в поток (см. ниже обсуждение в разделе 3 и рис. 4, 5).

Следует отметить, что, как показывают результаты вихреразрешающего моделирования двухфазных турбулентных потоков в каналах, вклад подсеточных пульсаций в динамику частиц может существенным образом влиять на распределение поля их концентрации (см. напр. [Michałek, et al., 2013]). Однако в [Richter, et al., 2019] вклад подсеточных пульсаций не учитывался, поскольку в этих расчетах их кинетическая энергия быстро спадала с расстоянием до водной поверхности и оказывалась пренебрежимо малой по сравнению с кинетической энергией пульсаций фильтрованного поля скорости. В настоящей работе вклад $u_i^n(t)$ не отбрасывается с целью проверки обоснованности предположения о его малости путем сравнения результатов LES с результатами прямого численного моделирования.

Расчеты проводятся в системе отсчета, движущейся с фазовой скоростью волны. При этом используется конформное преобразование координат декартовой системы в вертикальной плоскости, $x(\xi, \eta)$ и $z(\xi, \eta)$, в виде [Druzhinin, et al., 2017]:

$$\begin{aligned} x &= \xi - a \exp(-k\eta) \sin k\xi, \\ z &= \eta + a \exp(-k\eta) \cos k\xi, \end{aligned} \quad (13)$$

где безразмерное волновое число $k = 2\pi$. Преобразование (13) переводит область с волнообразной нижней границей в область, ограниченную нижней плоской границей при $\eta = 0$. Форма водной поверхности $z_s(x, t)$ задается неявно преобразованием (13) и с точностью до членов второго порядка малости по ka совпадает с решением, описывающим волну Стокса [Gent, Taylor, 1976]. Используется также дополнительное преобразование вертикальной координаты, обеспечивающее сгущение узлов расчетной сетки по вертикали и разрешение больших градиентов в пограничных слоях, формирующихся вблизи верхней и нижней границ области счета.

Следует отметить, что сгущение узлов сетки у верхней и нижней границ позволяет разрешать с достаточной точностью поля обтекания в окрестности поверхностных волн, а также течение в вязком подслое. Такое разрешение в особенности необходимо для применимости в расчетах условий инъекции капель, которая, согласно данным недавних лабораторных экспериментов [Troitskaya et al., 2017], происходит вблизи водной поверхности благодаря развитию гидродинамической неустойчивости возмущений поля скорости в приповерхностном водном слое.

Уравнения (1) решаются численно с использованием метода Адамса—Бэшфорта второго порядка

точности в области $0 \leq \xi \leq 6$, $-2 \leq \eta \leq 2$, $0 \leq \eta \leq 1$ на разнесенной сетке. Используется метод расщепления, и уравнение Пуассона для давления решается методом итераций с помощью преобразования Фурье в горизонтальной плоскости и методом Гаусса по вертикальной координате. Локальная скорость воздуха в местоположении каждой капли определяется с помощью Эрмитовой интерполяции [Fletcher, 1991; Белоцерковский, 1984]. Все поля являются периодическими по горизонтальным координатам. На верхней и нижней (движущихся) границах ставятся условия Дирихле для полей скорости воздуха и нулевое условие для кинетической энергии подсеточных пульсаций. На нижней границе задается двумерное поле скорости, определяемое потенциальным решением для волны Стокса на глубокой воде второго порядка точности по крутизне волны [Филлипс, 1980].

При инициализации расчетов задается поле скорости слабо возмущенного ламинарного течения Куэтта (с амплитудой флуктуаций порядка 0.1 %). По истечении переходного процесса турбулентное течение становится статистически стационарным, и в воздушный поток случайным образом инжектируются капли с изначально равномерным пространственным распределением, диаметром в диапазоне от 100 до 300 μm , и со скоростью, равной мгновенной скорости окружающего воздуха. Капли, достигающие верхней границы или падающие на водную поверхность, ре-инжектируются, так что полное число капель поддерживается постоянным (равным 10^6) на протяжении всего времени счета. Рассматриваемое число капель достаточно велико, и погрешности, связанные с усреднением и определением статистических характеристик дисперсной фазы, пренебрежимо малы.

Поскольку известные данные натурных и лабораторных наблюдений не позволяют определить параметры инъекции капель в воздушный поток, в математических моделях рассматриваются различные сценарии [Peng, Richter, 2019; Druzhinin et al., 2017; Richter et al., 2019; Druzhinin 2021]. В настоящей работе рассматриваются сценарии, когда капли инжектируются либо вблизи гребней волн, либо с однородным пространственным распределением по фазе волны. Частицы инжектируются на границе вязкого подслоя и в буферной области пограничного слоя со скоростями, равными либо скоростям соответствующих Лагранжевых частиц в поверхностной волне, либо локальной скорости воздуха.

Известные данные экспериментов и наблюдений говорят о том, что для капель с диаметром

около 200 μm отношение произведения скорости оседания капли в покоящейся среде (равной произведению $\tau_d g'$, где τ_d определяется в (8)) к произведению постоянной Кармана и скорости трения, ku_* , порядка единицы. Соответственно, приведенное значение ускорения гравитации g' определяется таким образом, что это условие выполняется для рассматриваемых параметров воздушного потока.

По достижении стационарного режима течения рассчитываются статистические характеристики поля течения воздушного потока и динамики капель. Фазово-осреднённые поля находятся с помощью осреднения по поперечной координате, времени и «оконным» (определяемым длиной волны) осреднением по продольной координате. Вертикальные профили получаются дополнительным осреднением фазово-осреднённых полей по продольной координате.

3. ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ

С целью верификации вихреразрешающей (LES) модели, представленной выше, проводились расчеты для числа Рейнольдса воздушного потока (3) равного $\text{Re} = 1.5 \times 10^4$ на сетке, состоящей из $180 \times 120 \times 90$ узлов. С одной стороны, рассматриваемое Re достаточно велико (соответствующее число Рейнольдса, основанное на скорости трения $u_* \approx 0.03U_0$, равно $\text{Re}_* = u_* \lambda / \nu \approx 500$) и позволяет достичь воздушному потоку состояния полностью развитой турбулентности. С другой стороны, в этом случае результаты можно сравнить с соответствующими результатами прямого численного (DNS) моделирования, проводившегося для тех же конфигурации и параметров течения, но с использованием сетки из $360 \times 240 \times 180$ узлов [Druzhinin, et al., 2017]. Во всех рассматриваемых случаях задавалась крутизна поверхностной волны $ka = 0.1$. Расчеты проводились для капель с диаметром в диапазоне от 100 до 300 μm , как для сценариев однородной, так и неоднородной инъекции капель со скоростью, равной скорости лагранжевых частиц в поверхностной волне. Кроме того, чтобы оценить вклад в динамику капель подсеточных флуктуаций, проводились также расчеты и без использования стохастического форсинга. Сравнение расчетов DNS и LES представлено на рис. 2–5.

На рис. 2 показаны профили скорости воздушного потока U_x (a) и компонент её среднеквадратичных флуктуаций U'_i ($i = x, y, z$, b, c, d), полученные в расчетах LES и DNS осреднением по поперечной и продольной координатам y и ξ и времени. Профили средней скорости также сравниваются с асимптотикой

$$U_{\log} = \frac{1}{K} \ln \frac{\eta}{\eta_0}, \quad (14)$$

где $K = 0.4$ — постоянная Кармана; η_0 — параметр шероховатости водной поверхности, определяемый как вязкостью воздуха, так и амплитудой волн [Zeng et al., 1998]. В рассматриваемом случае этот параметр задается в виде [Druzhinin, 2021]

$$\eta_0 = \frac{0.11\nu}{u_*} + 0.025a. \quad (15)$$

Сравнение результатов расчетов LES и DNS на рис. 2 показывает хорошее согласие для вертикальных профилей средней скорости (рис. 1a, различие порядка 5 %), и неплохое согласие для профилей флуктуаций скорости (рис. 1b,c,d, различие порядка 10–15 %). Из рисунка видно также, что амплитуда подсеточных пульсаций сравнима с амплитудой флуктуаций фильтрованной скорости вблизи водной поверхности (при $\eta \approx 0.01$), и становится пренебрежимо малой на достаточном удалении от поверхности (при $\eta > 0.05$). Наблюдается также неплохое согласие профилей фазово-осредненных горизонтальной и вертикальной компонент скорости, давления и потока импульса

$$\tau_t = -\langle U'_x U'_z \rangle, \quad (16)$$

представленных на рис. 3.

Как видно из рис. 2 (b,c,d), кинетическая энергия подсеточных флуктуаций скорости мала по сравнению с амплитудой фильтрованной турбулентности на достаточном удалении от водной поверхности (при $\eta > 0.1$). Профиль средней скорости здесь следует логарифмической асимптотике (14). Этот же комментарий можно отнести и к случаю с $\text{Re} = 10^5$ (см. рис. 6 ниже). Таким образом, подсеточный поток импульса в этой области мал по сравнению с потоком импульса фильтрованной компоненты турбулентности. С другой стороны, рисунок 3 (g,h) показывает, что в приповерхностном воздушном слое ($\eta < 0.1$) распределение фазово-осредненного потока импульса фильтрованной турбулентности в LES довольно хорошо согласуется с турбулентным потоком импульса в расчетах DNS. Небольшие отличия могут быть связаны с влиянием подсеточной компоненты турбулентности в области $\eta < 0.01$, где её амплитуда сравнима с амплитудой фильтрованной компоненты. По-видимому, согласие расчетов LES и DNS на рис. 2 и 3 может быть улучшено благодаря коррекции замыкания (3) и модельных констант для рассматриваемой конфигурации потока при значениях $\text{Re} = O(10^4 - 10^5)$.

Этот вопрос требует дополнительного исследования, выходящего за рамки настоящей работы.

На рис. 4 и 5 представлены фазово-осредненный и средний вертикальный профили поля концентрации капель для различных сценариев их инъекции в поток. На рис. 5 также приводятся профили концентрации в расчетах LES без использования стохастического форсинга. Мгновенное поле концентрации определяется согласно

$$C(r) = \frac{\pi}{6} \sum_{n=1}^{N_d} \frac{d_n^3 w(r^n, r)}{\Omega_g^n}, \quad (17)$$

где $w(r^n, r)$ — геометрический весовой коэффициент, обратно пропорциональный расстоянию между n -й каплей с координатами $r^n = (x^n, y^n, z^n)$ и узлом сетки с координатами $r = (x, y, z)$; Ω_g^n —

объем рассматриваемой ячейки сетки. Для каждой капли коэффициенты $w(r^n, r)$ (их всего восемь — по числу ближайших, окружающих каплю, узлов ячейки) нормируются таким образом, что их сумма равна единице. Таким образом, значения концентрации капель экстраполируются на узлы эйлеровой расчетной сетки. Расчеты фазово-осредненного и среднего профилей осуществляются аналогично этой процедуре для полей скорости.

Как видно из рис. 4, результаты расчетов LES и DNS для концентрации капель довольно хорошо согласуются во всех рассмотренных случаях. При этом, как показывает рис. 5, применение форсинга (для учета подсеточных флуктуаций в динамике капель) незначительно улучшает согласие профилей концентрации в случае неоднородной инъекции (~ на 10%) и практически не влияет на профили C в случае однородной инъекции.

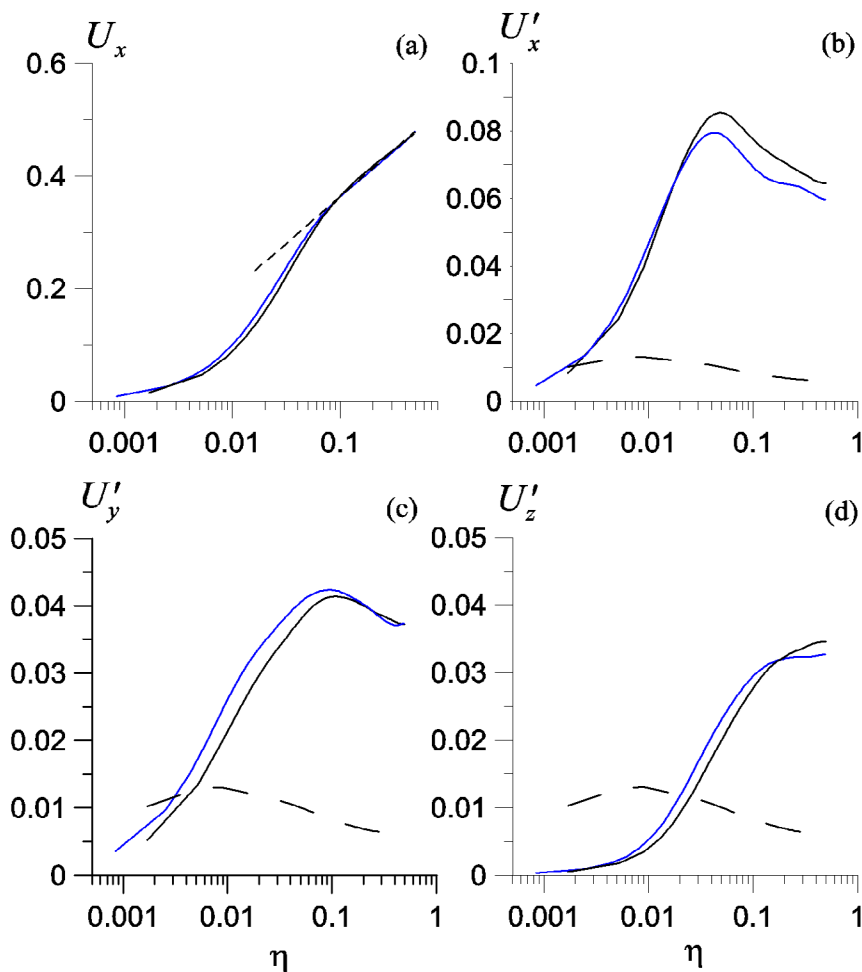


Рис. 2. Профили средней скорости U_x (a) и ее среднеквадратичных флуктуаций U'_i ($i = x, y, z$, b-d). Результаты расчетов LES и DNS черным и синим цветом; η — расстояние от водной поверхности. Асимптотика (14) — коротким штрихом (a); среднеквадратичная скорость подсеточных флуктуаций — длинным штрихом (b,c,d).

Заметим, что в работе [Richter et al., 2019] исследовалось распределение капель в воздушном потоке над взволнованной водной поверхностью в канале со свободной верхней границей с параметрами, близкими к параметрам потока в настоящей работе. При этом стохастический форсинг не использовался в предположении, что его влияние на динамику капель мало. Результаты настоящей работы дают основание для пренебрежения форсингом в рассматриваемом случае.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ВИХРЕРАЗРЕШАЮЩЕГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ $Re = 10^5$

Модель LES, обсуждаемая выше, была задействована для расчетов двухфазного потока над водной поверхностью с числом Рейнольдса $Re = 10^5$, $Re_* \approx 3000$. Расчеты проводились с использованием сетки из $360 \times 240 \times 180$ узлов. Остальные параметры модели задавались такими же, как и в расчетах LES при $Re = 1.5 \times 10^4$ ($Re \approx 500$). Результаты представлены на рис. 6 и 7.

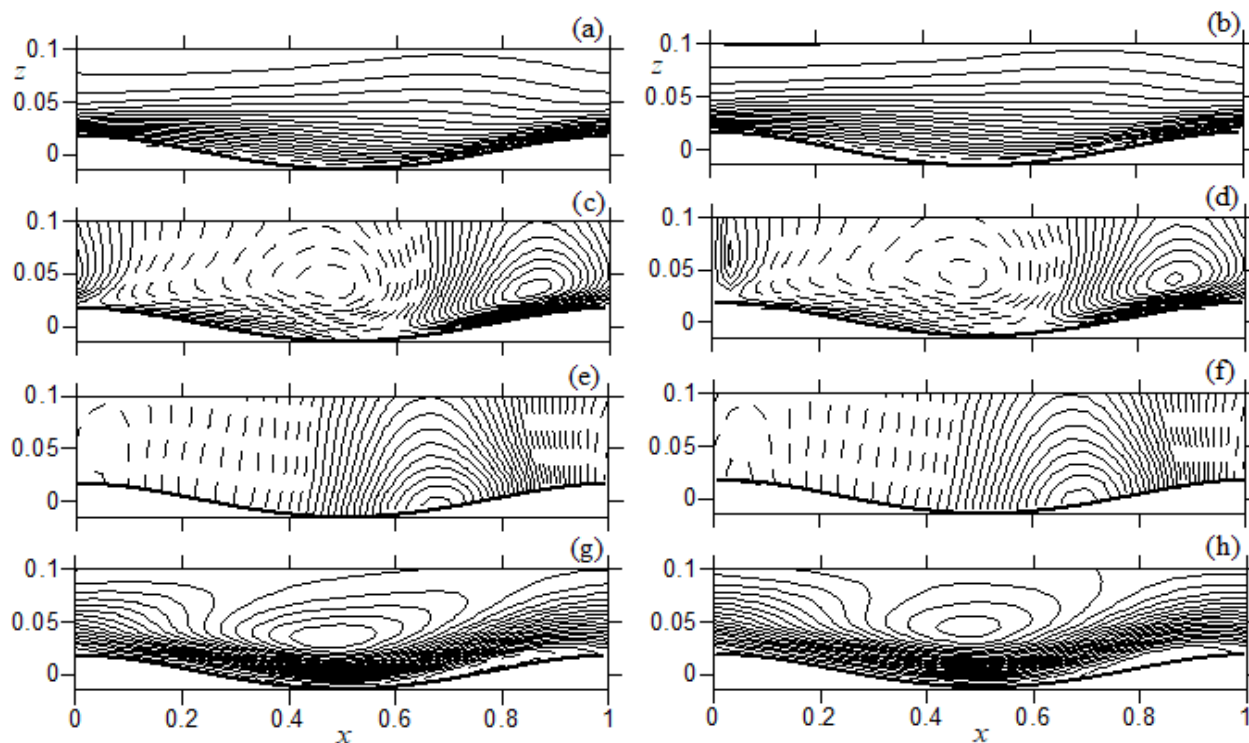


Рис. 3. Распределение фазово-осредненных полей горизонтальной (a,b) и вертикальной (c,d) компонент скорости, давления (e,f) и потока импульса (g,h) в расчетах DNS (a,c,e,g) и LES (b,d,f,h) в приповерхностном воздушном слое ($z < 0.1$). Инкремент изолиний 0.02 (a,b), 0.001 (c,d), 0.2 (e,f), и 5×10^{-5} (g,h). Отрицательные значения показаны штрихом.

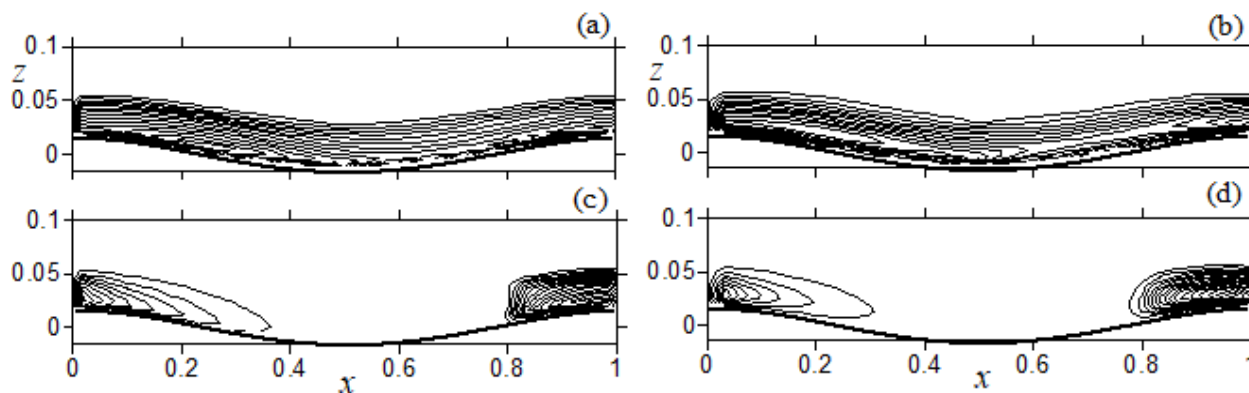


Рис. 4. Распределение фазово-осредненных полей концентрации капель в случаях однородной (a,b) и неоднородной (c,d) инъекции в расчетах DNS (a,c) и LES (b,d). Инкремент изолиний 4×10^{-5} (a,b) и 10^{-4} (c,d).

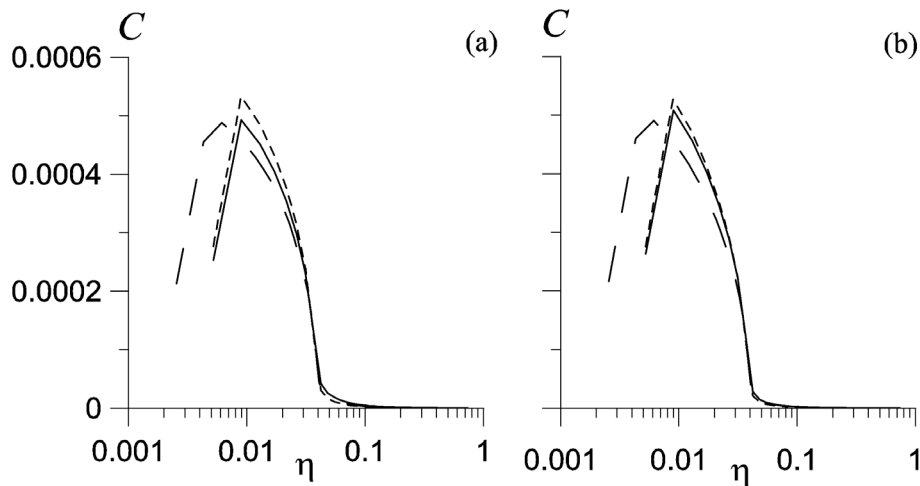


Рис. 5. Профили средней концентрации капель C в расчетах DNS (длинным штрихом) и LES для случаев неоднородной (a) и однородной (b) инъекции. Коротким штрихом обозначены профили в LES без применения стохастического форсинга.

На рис. 6 приводятся профили средних полей скорости воздушного потока (6a), кинетической энергии фильтрованного поля скорости воздуха и подсеточных пульсаций (6b), и концентрации капель (как с учетом, так и без учета стохастического форсинга) (6c). Как видно из рис. 6a, сгущение узлов сетки у водной поверхности обеспечивает необходимое разрешение поля скорости воздуха как области вблизи границы вязкого подслоя ($\eta \approx 5\eta_* \approx 1.8 \times 10^{-3}$), так и в буферном слое и на расстоянии порядка амплитуды волны (в слое $\eta \approx a \approx 0.016$), позволяя таким образом отслеживать форму водной поверхности. На достаточном удалении от поверхности профиль скорости следует

логарифмическому закону и хорошо описывается асимптотикой (14). Из рис. 6b также видно, что в области вне вязкого подслоя ($\eta > 0.02$) кинетическая энергия турбулентности фильтрованного поля скорости E растет и значительно превышает значение энергии подсеточных пульсаций e , что обуславливает слабое влияние стохастического форсинга на распределение концентрации капель (рис. 6c).

Фазово-осреднённые поля скорости, давления и потока импульса воздушного потока (на рис. 7a–d) качественно мало отличаются от соответствующих распределений полей в расчетах при $Re = 1.5 \times 10^4$, что дает основание полагать, что поле средней ско-

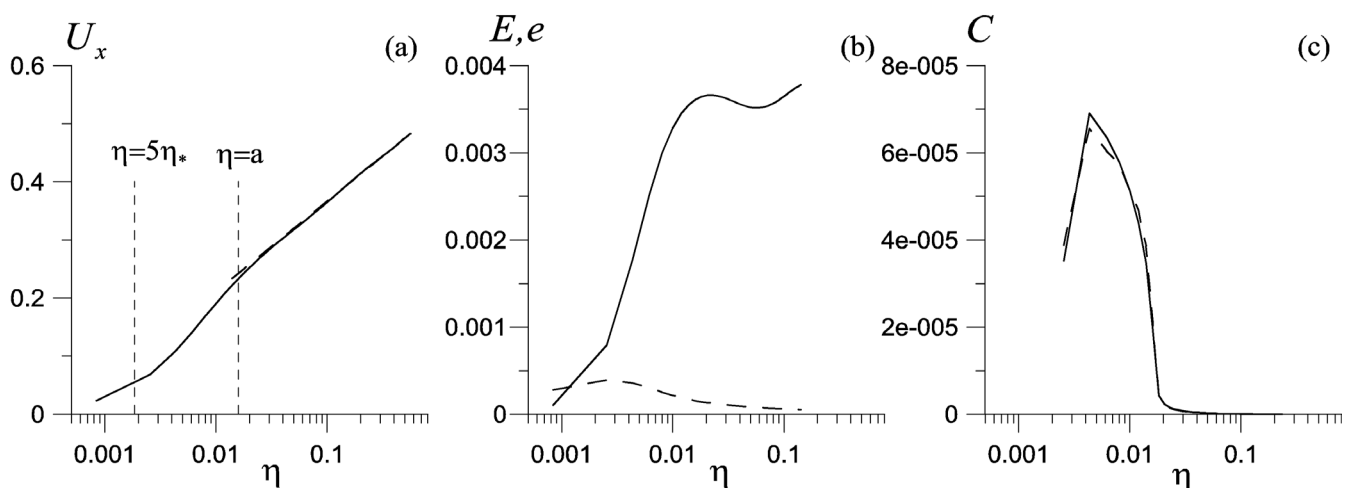


Рис. 6. Профили средней скорости U_x (a), кинетической энергии пульсаций фильтрованного поля скорости и подсеточных пульсаций (b), и концентрации капель (c) в расчетах LES с числом Рейнольдса $Re = 10^5$. Расстояние от водной поверхности, равное высоте вязкого подслоя ($\eta = 5\eta_*$) и амплитуде волны ($\eta = a$) отмечено коротким штрихом (a). Штрихом отмечена асимптотика (14) (a), кинетическая энергия подсеточных пульсаций (b), и концентрация капель в LES без использования стохастического форсинга (c).

рости при $Re = 10^5$ по-прежнему остается безотрывным [Druzhinin, et al., 2017]. На рис. 7e,f и 7g,h показаны профили концентрации капель (17) и силы $F(r)$, с которой капли воздействуют на воздушный поток при учете их взаимодействия с воздухом (обозначения те же, что и в (17)), определяемой согласно

$$F(r) = 3\pi v \sum_{n=1}^{N_d} d_n (V_x^n - U_x^n) f(Re_n) \frac{w(r^n, r)}{\Omega_g^n} = \sum_{n=1}^{N_d} \frac{\pi d_n^3 \rho_w}{6 \rho_a \tau_d^n} (V_x^n - U_x^n) f(Re_n) \frac{w(r^n, r)}{\Omega_g^n}. \quad (18)$$

Расчеты профилей проводились для двух различных сценариев ре-инъекции падающих в воду капель — со скоростями частиц в поверхностной волне (рис. 7e,g) и со скоростями, равными локальной скорости воздуха (рис. 7f,h). В обоих случаях инъекция производилась в окрестности гребней волн. Рисунки показывают, что сценарий инъекции мало влияет на профиль концентрации, но коренным образом, качественно влияет на характер воздействия частиц на поток: капли, инжектируемые со скоростью поверхностной волны, в среднем тормозят поток на наветренном склоне волны,

т.к. в этой области $\langle F \rangle_x < 0$, в то время как капли, инжектируемые со скоростью воздуха, ускоряют поток на подветренном склоне, т.к. здесь $\langle F \rangle_x > 0$. Этот результат также согласуется с выводами по расчетам DNS, проводившимся в [Druzhinin et al., 2017] при $Re = 1.5 \times 10^4$.

5. ВЫВОДЫ

Представлена математическая модель и проведено вихреразрешающее моделирование динамики турбулентного воздушного потока над взволнованной водной поверхностью, несущего мелкодисперсные капли. Математическая модель основана на решении трехмерных, отфильтрованных по подсеточным флуктуациям, уравнений движения воздушной (несущей) фазы в эйлеровой формулировке и уравнений движения отдельных капель в лагранжевой формулировке. Для замыкания подсеточных напряжений поля скорости воздуха использована концепция турбулентной вязкости, где кинетическая энергия неразрешаемых расчетной сеткой пульсаций определяется решением прогностического уравнения. Рассмотрены достаточно мелкие капли (с диаметром до 300 микрон), что позволяет пренебречь их деформацией, не учитываются также столкновения капель между собой,

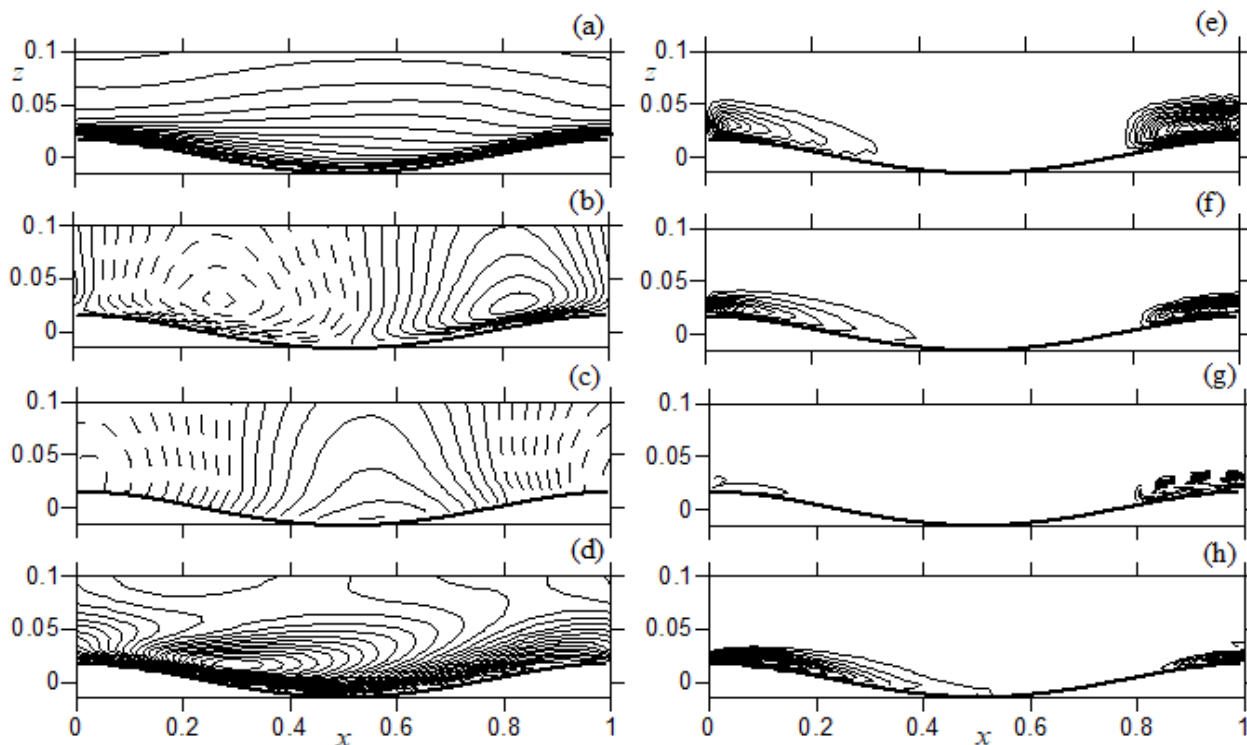


Рис. 7. Распределение фазово-осредненных полей горизонтальной и вертикальной компонент скорости (a,b), давления (c) и потока импульса (d) воздушного потока, и концентрации (e,f) и силы воздействия капель на воздух (g,h) в расчетах LES с $Re = 10^5$ в приповерхностном воздушном слое ($z < 0.1$). Отрицательные значения показаны штрихом.

их теплообмен с воздухом и испарение. Массовая концентрация капель задается достаточно малой, что позволяет пренебречь их воздействием на поток; поверхностная волна считается заданной, неизменяющейся под действием капель и(или) ветра. Проведена верификация модели сравнением с результатами прямого численного интегрирования полных уравнений динамики воздушной и дисперсной фаз для различных сценариев инъекции в поток и размеров капель. Получены фазово-осредненные профили скорости, потока импульса воздуха и концентрации капель для значений числа Рейнольдса несущего потока до 10^5 , которое на порядок превышает типичные значения Re , задаваемые при проведении прямого численного моделирования.

Следует отметить, что в настоящей работе не рассматриваются процессы испарения и конденсации капель, и теплообмен между каплями и воздухом. В качестве следующего этапа развития модели планируется дополнить ее соответствующими модулями расчета полей температуры и влажности воздуха и уравнениями для температуры и массы капель. Дополненная таким образом модель позволит учесть процессы обмена явным и скрытым теплом между каплями и воздухом и оценить вклад капель в теплообмен между атмосферой и океаном, в том числе в условиях тропических и полярных циклонов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 24-27-00216.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоцерковский О.М. Численное моделирование в механике сплошных сред. М.: Наука, 1984. 520 с.
- Глазунов А.В. Вихреразрешающее моделирование турбулентности с использованием смешанного динамического локализованного замыкания. Часть I. Формулировка, задачи, описание модели и диагностические численные тесты // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 7–28.
- Филлипс О.М. Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 319 с.
- Andreas E.L., Jones K.F., Fairall C.W. Production velocity of sea spray droplets // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. C12065. doi:10.1029/2010JC006458.
- Andreas E.L., Mahrt L., Vickers D. An improved bulk air-sea surface flux algorithm, including spray-mediated transfer // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2015. V. 141. P. 642–654. DOI:10.1002/qj.2424
- Bortkovskii R.S. Air-sea exchange of heat and moisture during storms. Dordrecht: D. Reidel. 1987. 206 pp. doi: 10.1007/978-94-017-0687-2.
- Druzhinin O.A. On Droplet-Mediated Sensible and Latent Heat Transfer in the Marine Atmospheric Boundary Layer: “Polar Low” Versus “Tropical Cyclone” Conditions // Boundary-Layer Meteorology. 2021. V. 178. P. 43–62. https://doi.org/10.1007/s10546-020-00557-2
- Druzhinin O.A., Troitskaya Yu.I., Zilitinkevich S.S. The study of droplet-laden turbulent air-flow over waved water surface by direct numerical simulation // J. Geophys. Res. Oceans. 2017. V. 122. P. 1789–1807.
- Edson J.B., Fairall C.W. Spray droplet modeling. 1. Lagrangian model simulation of the turbulent transport of evaporating droplets // J. Geophys. Res. 1994. V. 99 (C12). P. 25295–25311.
- Gent P.R., Taylor P.A. A numerical model of the air flow above water waves // J. Fluid Mech. 1976. V. 77. P. 105–128.
- Fletcher C.A.J. Computational Techniques for Fluid Dynamics. 2nd ed. Springer, 1991. P. 493.
- Michalek W.R., Kuerten J.G.M., Zeegers J.C.H., Liew R., Pozorski J., Geurts B.J. A hybrid stochastic-deconvolution model for large-eddy simulation of particle-laden flow // Physics of Fluids. 2013. V. 25. P. 123302. doi: 10.1063/1.4849536
- Mueller J.A., Veron F. Impact of sea spray on air-sea fluxes. Part I: Results from Stochastic Simulations of Sea Spray Drops over the Ocean // J. Phys. Oceanogr. 2014. V. 44. P. 2817–2834. doi: 10.1175/JPO-D-13-0245.1.
- Peng T., Richter D. Sea spray and its feedback effects: assessing bulk algorithms of air-sea heat fluxes via direct numerical simulations // J. Phys. Oceanogr. 2019. V. 49. P. 1403–1421. doi: 10.1175/JPO-D-18-0193.1
- Piomelli U., Balaras E. Wall-layer models for large-eddy simulations // Annu. Rev. Fluid Mech. 2002. V. 34. P. 349–374.
- Pozorski J., Apte S.V. Filtered particle tracking in isotropic turbulence and stochastic modeling of subgrid-scale dispersion // Int. J. Multiphase Flow. 2009. V. 35. No. 2. P. 118–128.
- Richter D.H., Dempsey A.E., Sullivan P.P. Turbulent transport of spray droplets in the vicinity of moving surface waves // J. Phys. Oceanogr. 2019. V. 49. P. 1789–1807. https://doi.org/10.1175/jpo-d-19-0003.1
- Robinson S.K. Coherent motions in the turbulent boundary layer // Annu. Rev. Fluid Mech. 1991. V. 23. P. 601–639. http://dx.doi.org/10.1146/annurev.fl.23.010191.003125.
- Thorpe S.A. Dynamical processes of transfer at the sea surface // Progress in Oceanography. 1995. V. 35. P. 315–352.

- Troitskaya Y.I., Ezhova E.V., Soustova I.A., Zilitinkevich S.S.* On the effect of sea spray on the aerodynamic surface drag under severe winds // *Ocean Dynamics*. 2016. V. 66. P. 659–669. <https://doi.org/10.1007/s10236-016-0948-9>
- Troitskaya Yu., Kandaurov A., Ermakova O., Kozlov D., Sergeev D., Zilitinkevich S.* Bag-breakup fragmentation as the dominant mechanism of sea-spray production in high winds // *Scientific Reports*. 2017. V.7. P. 1614. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01673-9>
- Troitskaya Yu., Kandaurov A., Ermakova O., Kozlov D., Zotova A., Sergeev D.* The Small-Scale Instability of the Air–Water Interface Responsible for the Bag-Breakup Fragmentation // *J. Phys. Oceanography*. 2023. V. 52. P. 493–517. DOI: 10.1175/JPO-D-21-0192.1
- Sullivan P.P., Edson J.B., Hristov T., McWilliams J.C.* Large eddy simulations and observations of atmospheric marine boundary layers above nonequilibrium surface waves // *J. Atmos. Sci.* 2008. V. 65. P. 1225–1245. doi:10.1175/2007JAS2427.1
- Wells M.R., Stock D.E.* The effect of crossing trajectories on the dispersion of particles in a turbulent flow // *J. Fluid Mech.* 1983. V. 136. P. 31–62.
- Zeng X., Zhao M., Dickinson R.E.* Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data // *J. Clim.* 1998. V. 11. P. 2628–2644.

LARGE-EDDY SIMULATION OF A DROPLET-LADEN AIR-FLOW OVER A WAVED WATER SURFACE

O. A. Druzhinin*

Institute of applied physics RAS, Nizhny Novgorod ул. Ульянова 46, 603950, Russia

**e-mail: druzhinin@ipfran.ru*

Large-eddy simulation of the dynamics of a turbulent, droplet-laden air-flow over a waved water surface has been carried out. Sufficiently small droplets (with diameter up to 300 micron) are considered which allows us to neglect their deformation. Collisions between the droplets as well as their evaporation are also not taken into account. The droplet mass fraction is prescribed sufficiently small, such that their impact on the air-flow is negligible; the surface wave is prescribed and not affected by either droplets or air-wind. Numerical model is based on the solution of three-dimensional, filtered over subgrid-scale fluctuations, Eulerian equations of air-phase motion, and the Lagrangian equations of individual droplets motion. A turbulent-viscosity concept is employed for the closure for the subgrid stresses in the air-velocity equations where the kinetic energy of the pulsations unresolved by the mesh is determined by the solution of a prognostic equation. The model is verified by a comparison with the results of a direct numerical simulation of the full equations of motion of the air and dispersed phases. Phase-averaged profiles of the air velocity and momentum flux and droplet concentration for different Reynolds numbers of the carrier flow and droplet injection scenarios are obtained.

Keywords: waved water surface, air flow, droplets, large-eddy and direct numerical simulation

УДК 551.466.8

ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВНУТРЕННЕГО ПРИЛИВА M_2 В СВОБОДНОМ ОТ ЛЬДА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ: ДИНАМИКА И ЭНЕРГЕТИКА

© 2024 г. Б. А. Каган*, А. А. Тимофеев**

Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Нахимовский проспект, д. 36, Москва, 117997, Россия

*e-mail: kagan.ba@spb.ocean.ru

**e-mail: timofeev.aa@spb.ocean.ru

Поступила в редакцию 07.11.2023 г.

После доработки 14.05.2024 г.

Принята к публикации 02.09.2024 г.

Посредством высокоразрешающей версии трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 воспроизведены поля динамических характеристик (амплитуд приливных колебаний изопикн и эллипсов бароклинной приливной скорости на глубине пикноклина) и интегральных по глубине составляющих бюджета средней (за приливный цикл) бароклинной приливной энергии в свободном от льда Восточно-Сибирском море. К ним относятся плотность, адвективный перенос и горизонтальный волновой поток этой энергии, скорость взаимного преобразования различных форм приливной энергии и скорость диссипации за счет придонного трения. В среднем за приливный цикл и по площади моря они получились равными 1.7×10^3 Дж/м², 11 и 269 Вт/м и 1.65×10^{-3} и 1.1×10^{-3} Вт/м², соответственно. Эти значения в общем меньше аналогичных в море Лаптевых.

Ключевые слова: амплитуды ВПВ, бароклинная составляющая скорости, компоненты бюджета бароклинной приливной энергии, моделирование, Восточно-Сибирское море

DOI: 10.31857/S0002351524060034 EDN: HVDDXG

1. ВВЕДЕНИЕ

Поверхностный прилив M_2 в Восточно-Сибирском море изучен гораздо лучше, чем внутренний. Достаточно сказать, что моделированию первого из них посвящено, как минимум, пять публикаций [Kowalik and Proshutinsky, 1994; Прошутинский, 1993; Поляков и Дмитриев, 1994; Padman and Erofeeva, 2004; Каган и Тимофеев, 2023]. В результате было установлено, что приливная карта моря включает от 2 до 4 амфидромий неизвестного происхождения, в том числе 1 ложную с центром на о-вах Новая Сибирь и Котельный. Недавно появилась пятая публикация, свидетельствующая о том, что приливная карта моря, помимо 3 крупномасштабных амфидромий, обязанных своим происхождением интерференции встречных прогрессивных волн Пуанкаре в южной части моря, содержит еще 1 ложную амфидромию с центром на о. Новая Сибирь и 4 мелкомасштабные амфидромии, вызванные интерференцией встречных волн Кельвина. Три из них находятся в узких проливах в

окрестностях о-вов Большой и Малый Ляховский и одна — в узкости на входе в Чаунскую губу. Соответствующая приливная карта представлена в [Каган и Тимофеев, 2023]. В отличие от поверхностного прилива M_2 нам не удалось найти ни одной публикации, содержащей сведения о внутреннем приливе M_2 . Может сложиться впечатление, что амплитуды поверхностного прилива малы настолько, что затраты времени и средств на изучение внутреннего прилива здесь либо не имеют смысла, либо потенциальные авторы руководствуются известным правилом: если при отсутствии резонансного усиления приливов их источник (поверхностный прилив M_2 , ППМ₂) мал, то будет мал и отклик на его воздействие (внутренний прилив M_2 , ВПМ₂). Мы не будем развивать эту тему тем более, что она выходит за рамки цели данного сообщения. Ее мы видим в том, чтобы попытаться устранить пробел в наших знаниях о динамике и энергетике ВПМ₂ или связанных с ним внутренних приливных волн (ВПВ) в свободном от льда Восточно-Сибирском море. Предварительно мы сочли целесообразным допол-

нить эту цель следующими тремя заданиями: (1) выразить индуцируемую ВПВ диссипацию бароклинной приливной энергии в терминах скорректированного (за счет эффекта ВПВ) коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, (2) используя высокоразрешающую трехмерную конечно-элементную гидростатическую модель QUODDY-4 и полученное выражение для скорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, воспроизвести поля динамических и энергетических характеристик ВПВ в безледном Восточно-Сибирском море и (3) выявить основные закономерности пространственных распределений этих характеристик с тем, чтобы обеспечить полезную информацию об интересующем нас явлении. В результате цель настоящего сообщения становится четырех-шаговой. Завершая перечисление целей данного сообщения, хотелось бы подчеркнуть, что никаких исследований внутренних приливов, в том числе ВПМ₂, и соответствующих ВПВ в Восточно-Сибирском море до сих пор опубликовано не было.

Что касается публикаций, имеющих прямое отношение к теме настоящего исследования, то к ним следовало бы отнести работу [Кузьмин и Козлов, 2022], в которой было продемонстрировано по данным спутниковых радиолокационных регистраций пакетов нелинейным дискретных короткопериодных внутренних волн (КВВ), образующихся вследствие распада ВПВ, что в западной части Восточно-Сибирского моря пакеты КВВ массово выявляются к северу от о-вов Котельный и Новая Сибирь. На остальной акватории моря информации о КВВ не было. Добавим, что общее количество таких пакетов в 2019 г. (год производства регистраций) было сравнительно невелико (в среднем 10–15 случаев). Для сравнения: в результате аналогичных наблюдений в море Лаптевых в том же году было обнаружено свыше 2000 таких пакетов. При этом расстояние от критической широты, где приливная и инерционная частоты совпадают, до гребней лидирующих волн в пакетах было достаточно большим. Сравнение данных наблюдений в 2019 г. с результатами таких же наблюдений в 2011 г. показало, что их отличия в оба года частично обуславливаются разным числом регистраций пакетов КВВ и частично интенсификацией течений, а также, по словам авторов статьи, ослаблением вертикальной стратификации и преобладанием первого фактора над вторым. В такой последовательности происходят события, сопровождающие усиление генерации КВВ во времени в Арктике.

2. ИСПОЛЬЗУЕМАЯ МОДЕЛЬ И ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ИНДУЦИРУЕМОЙ ВПВ ДИССИПАЦИИ БАРОКЛИННОЙ ПРИЛИВНОЙ ЭНЕРГИИ В ТЕРМИНАХ СКОРРЕКТИРОВАННОГО КОЭФФИЦИЕНТА ВЕРТИКАЛЬНОЙ ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ

Мы уже отмечали, что для достижения поставленной цели предполагается привлечь трехмерную конечно-элементную гидростатическую модель QUODDY-4. Ее детальное описание приводится в [Ir and Lynch, 1993]. Поэтому здесь во избежание повторений мы ограничимся только перечислением модельных уравнений и граничных условий на свободной поверхности моря и его дне (точнее, на ближайших к ним расчетных уровнях). Здесь же дается сводка источников эмпирической информации, откуда она заимствуется при реализации модели.

Модель включает так называемое двумерное обобщенное уравнение неразрывности в волновой форме для возмущений уровня моря, необразованные уравнения движения, записанные в приближениях гидростатики и Буссинеска для горизонтальной скорости, эволюционные уравнения для температуры и солёности морской воды и характеристик турбулентности (удвоенной кинетической энергии турбулентности (КЭТ) и масштаба турбулентности), трехмерное уравнение неразрывности, служащее для определения вертикальной скорости, уравнения гидростатики и состояния морской воды и соотношения приближенного подобия для нескорректированного коэффициента вертикальной турбулентной вязкости и диффузии. Эволюционные уравнения для горизонтальной скорости и температуры и солёности морской воды после перенесения членов, характеризующих адвекцию, а также горизонтальные вязкость и диффузию, на предыдущий шаг по времени решаются как система нестационарных одномерных (по вертикали) неоднородных дифференциальных уравнений. Характеристики турбулентности определяются 2.5-уровневой схемой турбулентного замыкания [Mellor and Yamada, 1982], а коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии, используя выражения для них из статьи Смагоринского [Smagorinsky, 1963].

Граничные условия для КЭТ на ближайшем к свободной поверхности и дну расчетных уровней задаются условием Дирихле, вытекающим из приближенного равенства между продукцией и диссипацией КЭТ при аппроксимации масштаба турбулентности законом стенки, связывающим КЭТ с квадратом скорости трения. Граничные значения

для масштаба турбулентности там же определяются законом стенки. Необходимый для расчета горизонтальной скорости вертикальный поток импульса на ближайшем к свободной поверхности моря расчетном уровне выражается через поток импульса в приводном слое атмосферы, а он задается равным нулю. Вертикальный поток импульса на ближайшем ко дну расчетном уровне параметризуется квадратичным законом сопротивления. Коэффициент сопротивления в этом случае принимается равным 5×10^{-3} . Значения уровня на открытых границах расчетной области, рассматриваемые в качестве непривливногo форсинга (ветрового, термохалинного и обусловленного массообменом с соседними водоемами), задаются равными нулю, а значения приливных колебаний уровня на открытой границе моря, выступающих здесь роли приливного форсинга, — по данным высокоразрешающей арктической приливной модели [Padman and Erofeeva, 2004], ассимилирующей всю имеющуюся на сегодняшний день эмпирическую информацию о поверхностных приливах, включая данные спутниковой альтиметрии. Поле скорости ветра в приводном слое атмосферы также задается равным нулю.

Температура и соленость морской воды на ближайшем к свободной поверхности расчетном уровне в море определяются посредством восстанавливающих (restoring) граничных условий. Время восстановления принимается одинаковым для обеих переменных. Их климатические значения берутся из цифрового атласа Арктики [Tanis and Timokhov, 1997], а вертикальные градиенты температуры и солености на ближайших к свободной поверхности и дну расчетных уровнях полагаются равными нулю. Море считается стратифицированным по вертикали, однородным по горизонтали и свободным от морского льда и речного стока, что избавляет от необходимости определять эти факторы.

Горизонтальное разрешение конечно-элементной сетки принимается равным 3.2 км. Соответственно, бароклинный радиус деформации Россби на глубине пикноклина, равный 13.9 км, дискретизируется посредством 4–5 конечных элементов. Вводится отслеживающая топографию дна вертикальная координата с неравномерным распределением слоев по вертикали. Толща моря делится на 40 слоев переменной протяженности по глубине, сгущающихся в поверхностном и придонном пограничных слоях. Расстояние между свободной поверхностью и дном и ближайшими к ним расчетными уровнями принимается в обоих случаях равным 1 м. Шаг по времени задается равным 5.6 с, необходимость выбора которого диктуется интегрирова-

нием эволюционных уравнений для горизонтальной скорости, температуры и солености морской воды и характеристик турбулентности как системы нестационарных одномерных (по вертикали) неоднородных дифференциальных уравнений. Глубины заимствуются из банка данных IBCAO. Остальные параметры модели задаются такими же, как и в ее оригинальной версии [Ip and Lynch, 1993].

Упомянутая в заголовке раздела диссипация бароклинной приливной энергии считается обязанной своим происхождением не орографическому сопротивлению, как это предполагается в [Jayne and St. Laurent, 2001], а индуцируемой ВПВ диссипации, входящей в выражение для коэффициента диапикнической диффузии. Оно связывает названный коэффициент с нормированной на ρ_0 (здесь ρ_0 — средняя плотность морской воды) локальной диссипацией и обратным квадратом частоты плавучести. Сложение нескорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, определяемого 2.5-уровневой схемой турбулентного замыкания, с коэффициентом диапикнической диффузии, контролируемым чисто приливным форсингом, дает возможность оценить скорректированный (с учетом эффекта ВПВ) коэффициент вертикальной турбулентной диффузии. Обоснованием служит приближение «слабого взаимодействия» [Заславский и Сагдеев, 1988], согласно которому, если разности характерных частот и пространственных масштабов турбулентности различного происхождения достаточно велики, то нелинейными взаимодействиями между отдельными составляющими турбулентности можно пренебречь, приближенно полагая их аддитивными, хотя сами по себе эти составляющие турбулентности являются сильно нелинейными. Решение исходной начально-краевой задачи, описывающей динамику и энергетику ВПВ, ищется в такой последовательности: сначала решается задача без учета эффекта ВПВ. Из ее решения находится нескорректированный коэффициент вертикальной турбулентной диффузии. Затем этот коэффициент суммируется со средним (за приливный цикл) коэффициентом диапикнической диффузии, полученным из решения той же задачи, но при учете эффекта ВПВ, после чего уравнения гидротермодинамики моря интегрируются во времени при скорректированном коэффициенте до выхода решения на квазистационарный режим. Сравнение решений, найденных с учетом и без учета эффекта ВПВ, дает представление об индуцируемых ВПВ изменениях динамических и энергетических характеристик ВПВ в море. Преимуществом такого подхода является отказ от

априорных предположений, принятых в [Jayne and St. Laurent, 2001], а именно: о неизменности в горизонтальной плоскости вертикального распределения диссипации бароклинной приливной энергии и фиксации вертикального масштаба ее вырождения (задания этого масштаба равным значению, свойственному Бразильской котловине) в случае, когда ответственность за диссипацию возлагается на орографическое сопротивление. Оба предположения спорны, имея в виду пятнистость структуры диссипации в океане. Коэффициент диапикнической диффузии, необходимый для определения скорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, задается по результатам работы [Каган и Тимофеев, 2020а].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Их обсуждение начнем с пояснения, как определяется горизонтально-однородная стратификация. При задании полей температуры и солёности морской воды из цифрового атласа Арктики определение этой стратификации сводится к усреднению переменных на отдельных горизонтах по площади моря, затем к нахождению с помощью уравнения состояния морской воды ее плотности и последующему определению частоты плавучести. После этого восстанавливается вертикальный профиль частоты плавучести, и, наконец, он распространяется на все ближайшие к свободной поверхности расчетные точки сеточной области, покрывающей море.

Рассмотрим поля динамических характеристик ВПВ при названной стратификации. Речь идет о полях амплитуд и фаз приливных колебаний изопикн и эллипсов бароклинной приливной скорости на глубине пикноклина. Поле амплитуд изображено на рис. 1. Для их отыскания численное решение для возмущений плотности ρ' морской воды подвергалось преобразованию Фурье на стадии установления квазистационарного режима, позволяющему выделить интересующую нас гармонику и определить ее амплитуду по формуле

$$a_{M_2} = \frac{g'}{N^2}, \text{ где } a_{M_2} - \text{искомая амплитуда,}$$

$$g' = \frac{g\rho'}{\rho_0} - \text{редуцированное ускорение свободного}$$

падения, ρ_0 — как и раньше, средняя плотность морской воды и N — частота плавучести. Из рис. 1 следует, что особенностью поля амплитуд является ограниченность площади моря, занимаемой ощутимыми амплитудами, варьирующими в пределах от 0.1 до 1.0 м и больше. Эта область охватывает всю северную часть моря, включая окрестности о-вов

Новая Сибирь и Котельный, а также западную окрестность о-ва Врангеля. Южные оконечности этих островов, равно как и окрестности о-вов Большой и Малый Ляховский и районы вблизи побережья материка заняты глубинами, меньшими глубины пикноклина, и потому амплитуды ВПМ₂ в них выпадают из числа исследуемых.

Но особенно сильное впечатление оставляет другое обстоятельство. Дело в том, что полученные оценки амплитуд ВПМ₂ свидетельствуют о распространении ВПМ₂ к северу от критической широты. Между тем известно, что выше критической широты ВПВ теряют способность распространяться как свободные волны и дезинтегрируются (распадаются) в пакеты КВВ. Последние, однако, не воспроизводятся ни используемой нами моделью, ни любой другой гидростатической моделью, выходя из числа кандидатов, способных распространяться как свободные волны в сверхкритических широтах на расстояния порядка 100 км от очагов их генерации. Косвенным подтверждением существования ВПВ могут служить результаты моделирования, представленные в [Каган и Тимофеев, 2020б], прямым — результаты полевых измерений, содержащиеся в [Pingree and New, 1995; Hsu et al., 2000; Holloway et al., 2001; Rainville and Pinkel, 2006]. Обратим внимание на заключение, сделанное в [Vlasenko et al., 2003], согласно которому бароклинные ВПВ могут генерироваться в сверхкритических широтах на «подветренных» свалах глубин. На первый взгляд такое соображение кажется правдоподобным, но единственное ли оно? Ответа на этот вопрос, учитывающего весь имеющийся набор данных SAR (Synthetic Aperture Radar) изображений морской поверхности, пока нет.

Один момент остается неясным. Мы имеем в виду характер дезинтеграции (полная она или частичная) в пакеты КВВ. В случае полной дезинтеграции все приходящие к критической широте ВПВ дезинтегрируются на ней или в ее окрестности. Неясно, почему тогда очаги генерации КВВ могут находиться в сверхкритических широтах. Длина КВВ в сверхкритических широтах моря Лаптевых равна ~ 1.2 км в северо-восточной части моря и к западу от о. Столбовой. В других частях моря она не намного отличается от этого значения, судя по данным SAR изображений, цитируемых в [Kozlov et al., 2017]. и тем самым подтверждает дезинтеграцию ВПВ в пакеты КВВ. Неясно также, каковы условия такой дезинтеграции. Могут ли вырожденные ВПВ, под которыми понимаются вынужденные волны, образованные в докритических широтах при частичной дезинтеграции, подобно ВПВ на критической широте, дезинтегрироваться в пакеты КВВ и каков в данном слу-

чае критерий дезинтеграции? Сведений на этот счет также пока нет, но факт обнаружения пакетов КВВ в сверхкритических широтах можно считать установленным достаточно надежно.

Что касается поля фаз ВПВ на глубине пикноклина, здесь оно не приводится из-за того, что бароклинный радиус деформации Россби много меньше горизонтальных размеров моря. Соответственно, поле фаз содержит большое число амфидромий, в центрах которых фазы претерпевают скачкообразные изменения на 180° (6 ч), т. е. находятся в противофазе с таковыми в других частях бассейна. Многократные разрывы изофаз делают невозможным их наглядное изображение.

Поле эллипсов бароклинной приливной скорости на глубине пикноклина (рис. 2) в общем напоминает поле амплитуд ВПВ. Как и на рис. 1, оно четко выражено в западной и восточной частях моря, примыкающих к северной открытой границе моря, а также в окрестностях о-вов Котельный, Новая Сибирь и Врангеля. Во всей остальной части моря эллипсы вырождаются в точки (бароклинная приливная скорость близка к нулю). Наибольшие скорости на северо-западе моря и в окрестности о. Новая Сибирь достигают нескольких десятков см/с, наименьшие, не превышающие нескольких

см/с, — в южных районах центральной и юго-восточной частей моря.

Перейдем теперь к краткому обсуждению энергетических характеристик ВПВ. Их определения можно найти в [Каган, Тимофеев, 2005]. Начнем, как обычно, с поля средней (за приливный цикл) интегральной по глубине плотности бароклинной приливной энергии, изображенного на рис. 3. Первое, что обращает на себя внимание, — это полосчатая структура поля. Максимальное значение (до 10^4 Дж/м²) переменной детектируется в северной части моря, в полосе, примыкающей к северной и восточной частям открытых границ моря. Здесь ее значения увеличиваются к северу от 2×10^3 до 10^4 Дж/м² и выше. Южнее ее располагается полоса с умеренными значениями переменной, в которой она варьирует от 10^3 до 2×10^3 Дж/м², и, наконец, еще южнее располагается полоса низких значений переменной, изменяющейся от 0 до 10^3 Дж/м². В общем, для поля свойственна сравнительно гладкая структура, в которой указанные значения переменной перемежаются выбросами увеличенных значений, вызываемыми изолированными поднятиями дна. Среднее (за приливный цикл и по площади моря) значение переменной составляет 1.7×10^3 Дж/м².

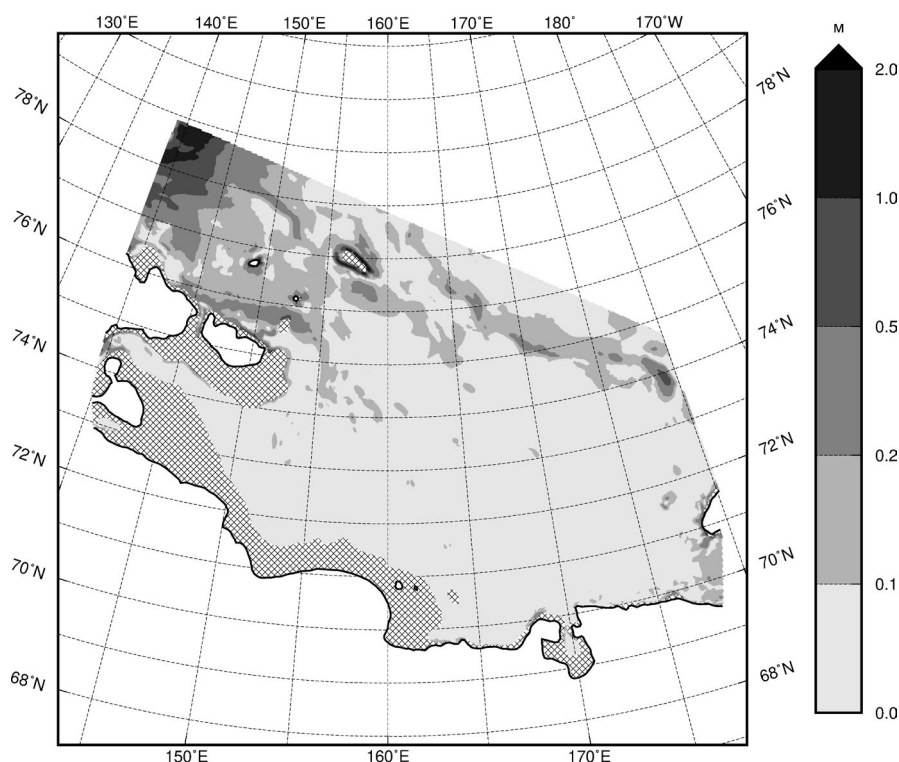


Рис. 1. Поле амплитуд внутреннего прилива M_2 на глубине пикноклина, равной 12.5 м, в Восточно-Сибирском море. Штриховкой выделены под области, в которых глубины меньше глубины пикноклина.

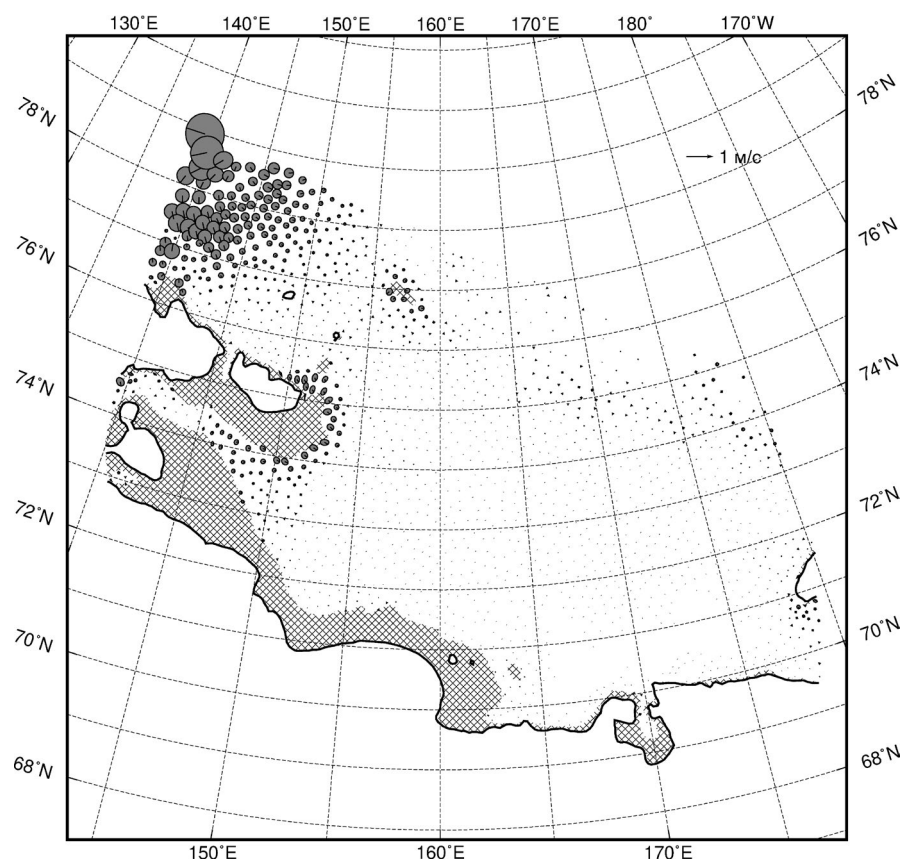


Рис. 2. Поле эллипсов бароклинной приливной скорости на глубине пикноклина в Восточно-Сибирском море. Заштрихованы эллипсы с направлением вращения вектора скорости по часовой стрелке. Остальные пояснения см. на рис. 1.

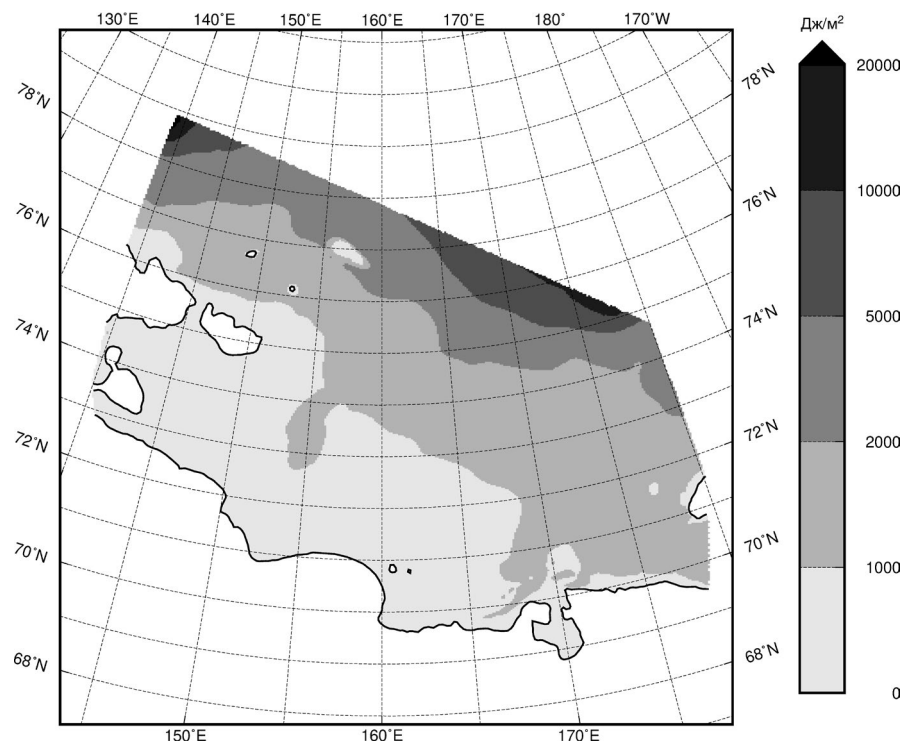


Рис. 3. Поле средней (за приливный цикл) интегральной по глубине плотности бароклинной приливной энергии.

На рис. 4 приводится поле среднего (за приливный цикл) интегрального по глубине адвективного переноса бароклинной приливной энергии. Оно характеризуется сочетанием упорядоченного переноса и отдельных «круговоротов», наиболее четко выраженных в окрестностях островов, но встречающихся также и в открытом море. Максимальные значения переменной составляют более 10^2 Вт/м, минимальные — 10^{-2} – 10^{-1} Вт/м в окрестности континента. Среднее значение (за приливный цикл и по площади моря) адвективного переноса равно 11 Вт/м.

Близкая ситуация в смысле структуры поля отмечается и для среднего (за приливный цикл) интегрального по глубине горизонтального волнового потока бароклинной приливной энергии (рис. 5). Как и для адвективного переноса, для горизонтального волнового потока характерно сочетание упорядоченного переноса и отдельных «круговоротов» в окрестностях о. Новая Сибирь и о-вов Большой и Малый Ляховский. Максимальное значение переменной обнаруживается в окрестности северо-западной и северо-восточной частей открытой границы моря, где оно превышает 10^3 Вт/м, минимальное — в окрестности континента, где оно меньше 10 Вт/м. Среднее (за приливный цикл и по площади моря) значение горизонтального волнового потока составляет 269 Вт/м.

В отличие от полей адвективного переноса и горизонтального волнового потока бароклинной приливной энергии, поле взаимного преобразования различных форм приливной энергии (рис. 6) обладает пятнистой структурой, в которой значения переменной изменяются преимущественно в пределах ± 0.02 Вт/м². В северной части моря они увеличиваются до 0.1 Вт/м² и выше, но не превышают 0.5 Вт/м². Здесь положительные значения соответствуют переходу баротропной приливной энергии в бароклинную, отрицательные — в обратном направлении. Малость ее среднего (за приливный цикл и по площади моря) значения, равного 1.65×10^{-3} Вт/м², по сравнению с локальными значениями объясняется компенсацией знакопеременных (по площади моря) значений. Отличие средней скорости взаимного преобразования приливной энергии от нуля связано с использованием неравномерной сетки и, следовательно, невозможностью предотвратить появление разных вычислительных фазовых скоростей распространения сигнала на сетке с разным разрешением [Каллен, 1982].

Для поля средней (за приливный цикл) скорости диссипации бароклинной приливной энергии за счет придонного трения (рис. 7) свойственна полосчатая структура. Максимумы скорости диссипации близки к 10^{-2} Вт/м². Они приходятся на северо-за-

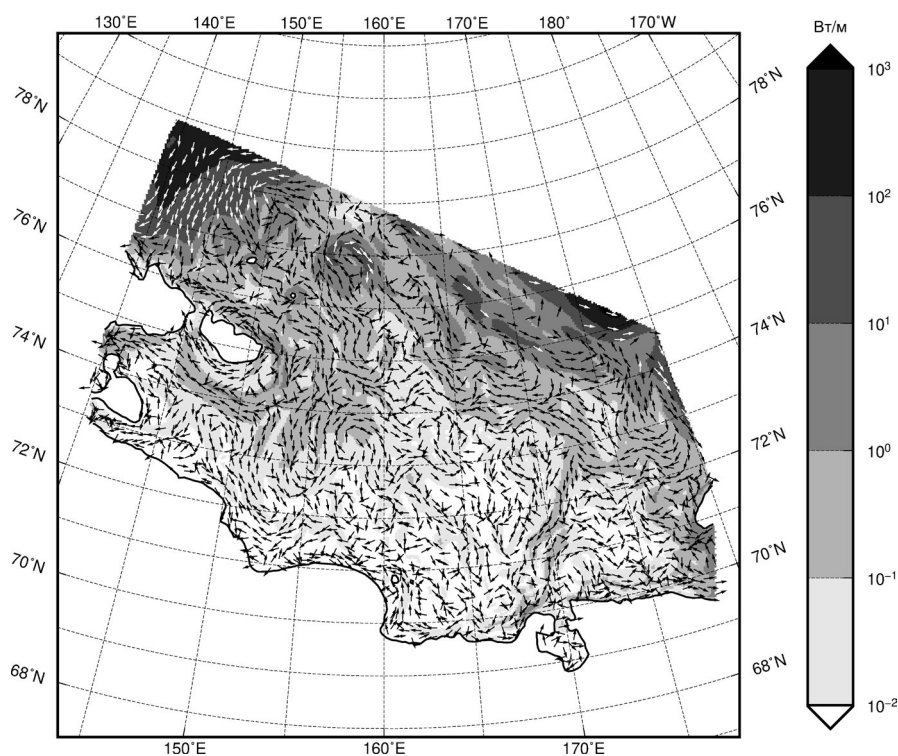


Рис. 4. Поле среднего (за приливный цикл) интегрального по глубине адвективного переноса бароклинной приливной энергии.

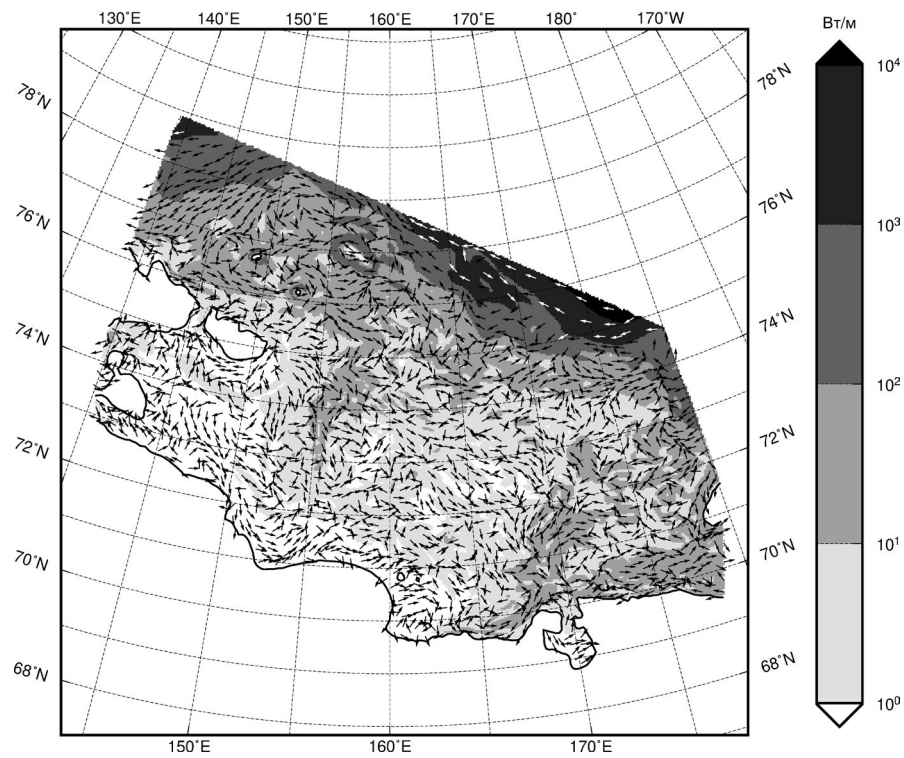


Рис. 5. Поле среднего (за приливный цикл) интегрального по глубине горизонтального волнового потока бароклинной приливной энергии.

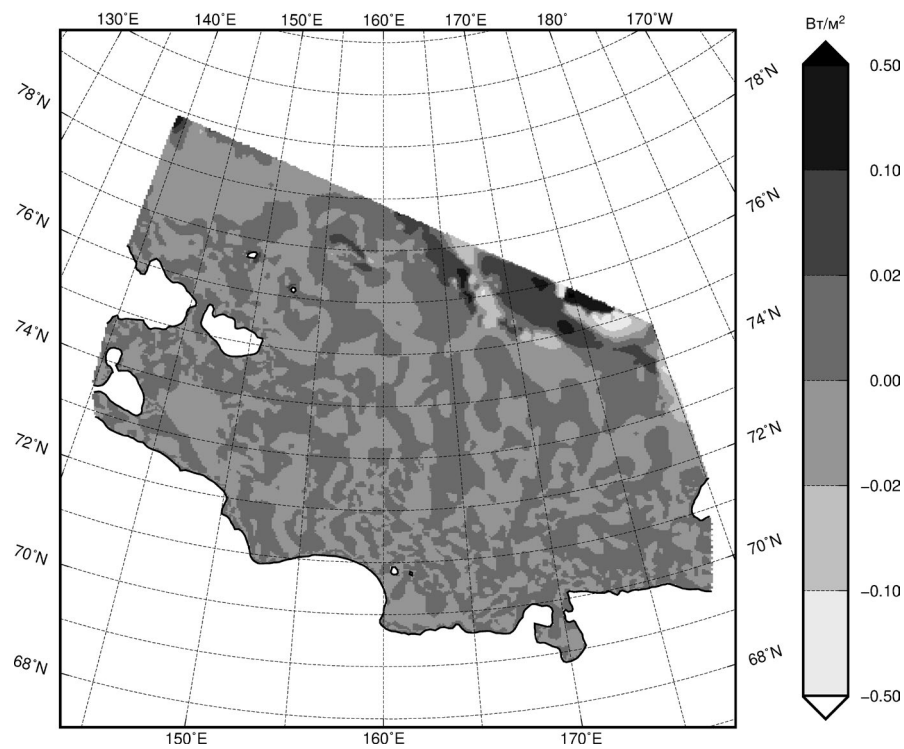


Рис. 6. Поле средней (за приливный цикл) интегральной по глубине скорости взаимного преобразования различных форм приливной энергии.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подведем теперь итоги проделанной работы. В рамках трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 были получены поля динамических и энергетических характеристик внутреннего прилива M_2 в безледном Восточно-Сибирском море. С этой целью вертикальный профиль частоты плавучести, определяющий характер стратификации, находился по данным цифрового атласа Арктики, и затем он приписывался всем ближайшим к свободной поверхности моря расчетным точкам сеточной области. Тем самым стратификация полагалась горизонтально-однородной. Результаты моделирования выявили, что основной особенностью поля амплитуд внутреннего прилива является существование обширной области, примыкающей к северной открытой границе моря, в которой амплитуды внутреннего прилива на глубине пикноклина варьируют от 0.1 до 1 м и выше. Максимальные значения амплитуд детектируются в северо-западной части моря, минимальные — в южной, где они близки к нулю. Поле эллипсов бароклинной приливной скорости на глубине пикноклина в общем напоминает поле амплитуд. Оно содержит эллипсы только в северной части моря и исключает их в южной. Высокие значения скорости, достигающие десятков см/с, обнаруживаются в окрестности о. Новая Сибирь и у западного побережья о. Врангеля. Средние (по площади моря) значения амплитуд, равно как и максимальной и минимальной скорости, оказались равными соответственно 9.2 см, 2.8 и 2.6 см/с. Получены также оценки средних (за приливный цикл и по площади моря) интегральных по глубине значений составляющих бюджета бароклинной приливной энергии. Оценка средней плотности бароклинной приливной энергии оказалась равной 1.7×10^3 Дж/м², адвективного переноса — 11 Вт/м, горизонтального волнового потока — 269 Вт/м, скорости взаимного преобразования различных форм приливной энергии — 1.65×10^{-3} Вт/м² и скорости диссипации бароклинной приливной энергии за счет придонного трения — 1.1×10^{-3} Вт/м². Сравнивая эти оценки в Восточно-Сибирском море с аналогичными в море Лаптевых, убеждаемся, что первые из них в общем меньше, чем вторые.

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FMWE-2024-0028).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Заславский Г.М., Сагдеев Р.З. Введение в нелинейную физику: От маятника до турбулентности и хаоса. М.: Наука, 1988. 368 с.

Каган Б.А., Тимофеев А.А. Динамика и энергетика поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Белом море // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 550–566.

Каган Б.А., Тимофеев А.А. Определение диссипации бароклинной приливной энергии и связанного с ней коэффициента диапикнической диффузии как первый шаг оценивания роли приливных эффектов в формировании климатических характеристик моря Лаптевых // Фунд. Прикл. Гидрофизика. 2020. Т. 13. № 4. С. 39–49. doi: 10.7868/S2073667320040048

Каган Б.А., Тимофеев А.А. Высокорастворимое моделирование полусуточных внутренних приливных волн в безледный период в море Лаптевых: их динамика и энергетика // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 5. С. 586–597. doi: 10.31857/S0002351520050041

Каган Б.А., Тимофеев А.А. Высокорастворимое моделирование поверхностного полусуточного прилива M_2 в Восточно-Сибирском море: его динамика и энергетика // Фунд. Прикл. Гидрофизика. 2023. Т. 16. № 2. С. 64–72. doi: 10.59887/2073-6673.2023.16(2)-5

Каллен М.Дж.П. Метод конечных элементов. В кн. «Численные методы, используемые в атмосферных моделях»/ Пер. с англ. под ред. В.П. Садокова. Л.: Гидрометеиздат. 1982. С. 215–244.

Кузьмин А.В., Козлов И.Е. Характеристики короткопериодных внутренних волн в море Лаптевых и прилегающих районах Карского и Восточно-Сибирского морей по данным спутниковых радиолокационных наблюдений в летне-осенний период 2019 года // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2022. № 3. С. 16–27. doi: 10.22449/2413-5577-2022-3-16-27

Поляков И.В., Дмитриев Н.Е. Прилив M_2 в Северном Ледовитом океане. Структура баротропного прилива // Метеорология и гидрология. 1994. № 1. С. 56–68.

Прошутинский А.Ю. Полусуточные приливы Северного Ледовитого океана по результатам моделирования // Труды ААНИИ. 1993. Вып. 429. С. 29–44.

Holloway P. E., Chatwin P. G., Craig P. Internal tide observations from the Australian North West Shelf in summer 1995 // J. Phys. Oceanogr. 2001. V. 31. No. 5. P. 1182–1199. doi: 10.1175/1520-0485(2001)031<1182:ITOFTA>2.0.CO;2

Hsu M.-K., Liu A. K., Liu C. A study of internal waves in the China Seas and Yellow Sea using SAR // Cont. Shelf Res. 2000. V. 20. No. 4. P. 389–410. doi: 10.1016/S0278-4343(99)00078-3

Ip J. T. C., Lynch D. R. QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements: Nonlinear prognostic time-stepping model.

- Report Number NML-95-1, Thayer School of Engineering, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire, 1995, 46 p. http://www-nml.dartmouth.edu/Publications/internal_reports/NML-95-1/95-1/Q3_3.ps
- Jayne S.R., St. Laurent L.C. Parameterizing tidal dissipation over rough topography// *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. No. 5. P. 811–814. doi: 10.1029/2000GL012044
- Kowalik Z., Proshutinsky A.Yu. The Arctic Ocean tides. In: *The Polar Oceans and their role in shaping the global environment. Geophysical Monograph Series*, V. 85, Eds. O.M. Johannessen et al., AGU, Washington, D.C. 1994, P. 137–158. doi: 10.1029/GM085p013
- Kozlov I.E., Zubkova E.V., Kudryavtsev V.N. Internal solitary waves in the Laptev Sea: First results of spaceborne SAR observations// *IEEE Geoscience. Remote Sensing Lett.* 2017. V. 14. No. 11. P. 2047–2051. doi: 10.1109/LGRS.2017.2749681
- Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems// *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982. V. 20. No. 4. P. 851–875. doi: 10.1029/RG020i004p00851
- Padman L., Erofeeva S. A barotropic reverse tidal model for the Arctic Ocean// *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02303, doi: 10.1029/2003GL019003
- Pingree R.D., New A.L. Structure, seasonal development and sunglint spatial coherence of the internal tide on the Celtic and Armorican shelves and in the Bay of Biscay// *Deep Sea Res.* 1995. V. 42. No. 2. P. 245–284. doi: 10.1016/0967-0637(94)00041-P
- Rainville L., Pinkel R. Propagation of the low-modes internal waves through the ocean// *J. Phys. Oceanogr.* 2006. V. 36. No. 6. P. 1220–1236. doi: 10.1175/JPO2889.1
- Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations// *Month. Weather Rev.* 1963. V. 91. No. 3. P. 99–164. doi: 10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2
- Environmental Working Group Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Version 1. *Oceanography Atlas for the summer period* / Ed. by Tanis E., Timokhov L. Boulder, Colorado USA. NSIDC. 1997. doi: 10.7265/N5H12ZX4
- Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K., Sabinin K. Nonlinear internal waves forced by tides near the critical latitude// *Deep Sea Res.* 2003. V. 50. No. 3. P. 317–338. doi: 10.1016/S0967-0637(03)00018-9

THE HIGH-RESOLVING MODELLING OF THE M_2 INTERNAL TIDE IN THE ICE-FREE EAST-SIBERIAN SEA: DYNAMICS AND ENERGETICS

B. A. Kagan*, A. A. Timofeev**

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nahimovsky pr., 36, 117997, Moscow, Russia

*e-mail: kagan.ba@spb.ocean.ru

**e-mail: timofeev.aa@spb.ocean.ru

Using the high-resolving version of the 3D finite-element hydrostatic model QUODDY-4, the fields of the dynamic characteristics (amplitudes of tidal elevations and ellipses of the baroclinic tidal velocities) at the pycnocline depth and the average (over a tidal cycle) depth-integrated components of the baroclinic tidal energy budget in the ice-free East-Siberian Sea have been presented. To the latter of them belong the density, the advective transport and the horizontal wave flux of baroclinic tidal energy, the mutual conversion rate of tidal energy and the dissipation rate of baroclinic tidal energy due to bottom friction. In the average (over a tidal cycle and the sea area) their values were equal to $1.7 \times 10^3 \text{ J/m}^2$, 11 and 269 W/m and 1.65×10^{-3} and $1.1 \times 10^{-3} \text{ W/m}^2$, respectively. These values are in general smaller than their analogs in the Laptev Sea.

Keywords: ITW amplitudes, baroclinic velocity, baroclinic tidal energy budget, modeling, East-Siberian Sea

УДК 551.466.3

ИЗМЕРЕНИЯ НАПРАВЛЕННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН У ОСТРОВА САХАЛИН ДОННЫМИ СТАНЦИЯМИ

© 2024 г. А. В. Кокорина^{a, *}, А. В. Слюняев^{a, b, c}, А. И. Зайцев^{a, d}, Р. В. Леоненков^d

^aИнститут прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН

ул. Ульянова, 46, г. Нижний Новгород, 603950, Россия

^bНациональный исследовательский университет «Высшая школа экономики»

ул. Большая Печерская, 25/12, г. Нижний Новгород, 603950, Россия

^cТихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

ул. Балтийская, 43, г. Владивосток, 690041, Россия

^dСпециальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН

ул. А.М. Горького, 25, г. Южно-Сахалинск, 693023, Россия

*e-mail: a.kokorina@ipfran.ru

Поступила в редакцию 19.04.2024 г.

После доработки 27.07.2024 г.

Принята к публикации 02.09.2024 г.

Выполнены натурные измерения морского волнения у берегов о-ва Сахалин с помощью антенны из трех датчиков донного давления. Проанализирована устойчивость статистических характеристик, определяемых независимыми приборами в составе антенны. Распределение вероятностей высот волн качественно соответствует распределению Глуховского, но демонстрирует меньшую вероятность возникновения высоких волн. Восстановлены пространственно-временные спектры волн. Показано, что угловое распределение спектральной плотности волн за двое суток измерений хорошо описывается теоретическим распределением, а его ширина варьируется в диапазоне 50–90 градусов; доминирующим является движение волн с северо-востока. Предложен независимый способ определения локальной глубины места измерения по данным с антенны.

Ключевые слова: поверхностные морские волны, натурные измерения, придонное давление, обработка данных, спектры направленных волн, угловое распределение спектральной плотности

DOI: 10.31857/S0002351524060049 EDN: HUZRTX

1. ВВЕДЕНИЕ

Важность вопросов адекватного описания ветрового волнения, включающего динамические и вероятностные аспекты, оценки максимально возможных волн и частоты их повторяемости, понимание законов зарождения, развития, распространения ветровых волн, не вызывает сомнения. Уже существующие модели постоянно развиваются с учетом лучшего физического понимания, совершенствования математического и вычислительного аппарата; проходят проверку с привлечением новых лабораторных и натурных данных.

Специальным конструкторским бюро САМИ ДВО РАН последние примерно 15 лет ведутся инструментальные измерения морских волн у побережья о-ва Сахалин посредством регистрации

вариаций донного давления. Измерительные кампании осуществлялись с установкой одного или нескольких автономных датчиков на срок до 6 мес. Результаты обработки измерений за разные годы приводились в публикациях [Зайцев и др., 2011; Кузнецов и др., 2014; Didenkulova and Zaitsev, 2019; Кокорина и др., 2022; Слюняев и др., 2023a]. Основное внимание уделялось диапазонам характеристик регистрируемых волн (периоды, высоты), экстремальным волнам (частота возникновения, максимальные усиления, форма), вероятностным распределениям волн, в т.ч. аномально высоким волнам («волны-убийцы»). В частности, в недавней работе [Слюняев и др., 2023a] данные измерений были преобразованы к безразмерным характеристикам для лучшего соотношения с действующими физическими механизмами. При этом была пока-

зана большая вариативность физических условий измерений всего в одной точке регистрации волн (связанная, в том числе, с изменением периодов волн), адекватность распределения Глуховского для описания распределения вероятностей высот нелинейных волн для значительной части измерений.

Получаемые данные натурных регистраций представляют большой интерес в плане верификации картины экстремальных волн, получаемой по результатам прямого численного моделирования (например, [Слюняев и Кокорина, 2020]). Численное моделирование эволюции нерегулярных волн в рамках динамических уравнений гидродинамики (Монте-Карло моделирование) применяют как более аккуратную, но трудоемкую альтернативу расчету кинетических уравнений (см. обзор [Слюняев и др., 2023b]). Последние используют ряд приближений (в первую очередь, — предположения о случайности и некоррелированности волн, медленности нелинейной эволюции), что делает невозможным описание быстро развивающихся нелинейных процессов, с которыми чаще всего связывают явление «волн-убийц». Для описания волновых условий используют параметрические частотные спектры $S(\omega)$: например, спектр Пирсона–Московица или JONSWAP [Massel, 1996; Holthuijsen, 2007; Лопатухин, 2012]. Поскольку исходные уравнения гидродинамики разрешены относительно временных производных, то наиболее естественным является решение начальной задачи. Тогда для задания начальных условий частотный спектр должен быть преобразован в спектр волновых векторов $S(\mathbf{k})$. При этом обычно предполагают факторизацию спектра направленных волн вида $S(\mathbf{k}) = S(k)D(\theta)$, где $k = |\mathbf{k}|$ — модуль волнового вектора и θ — соответствующий ему угол в горизонтальной плоскости, для некоторой модельной функции распределения направлений $D(\theta)$. Такие расчеты выполняются нами для условий большой и конечной глубины [Слюняев и Кокорина, 2020; Слюняев, 2023], они также активно проводятся другими исследовательскими группами, например [Xiao et al., 2013; Ducroz et al., 2016; Kirezci et al., 2021; Wang et al., 2021; Chalikov, 2023].

Информация об угловых спектрах волн важна как для интерпретации данных измерений в одной пространственной точке (в частности, выделения волновых систем, которые смешиваются в частотном спектре), так и для оценки динамических и вероятностных свойств ветрового волнения. Известно, что условия обрушений скрещенных волн значительно отличаются от таковых для однонаправленных волн [Babanin, 2011]; картина нелиней-

ных волновых взаимодействий сильно зависит от углового распределения, включая зависимость условий модуляционной неустойчивости волн, развитие которой приводит к экстремизации волнения [Onorato et al., 2009].

Специально для получения данных об угловых распределениях ветровых волн в октябре 2022 г. в заливе Мордвинова была установлена антенна из трех синхронизированных датчиков донного давления. Использование систем разнесенных струнных волнографов является стандартным способом измерения направленных волн на поверхности воды (например, [Давидан и др., 1978; Young, 1994; Donelan et al., 1996]). Распределенные системы донных станций давления также применялись для отслеживания распространения волн, напр. [Squire et al., 2021]. При использовании регистраторов придонного давления информацию о направленном спектре волн обычно получают посредством дополнительных измерений (например, полей течений), см. в [Montoya and Dally, 2016]. Измерение угловых спектров волн на основании лишь данных вариаций давления у дна проводилось у атлантического берега Северной Каролины (США, Currituck Spit) в течение ок. 23 лет [Long and Oltman-Shay, 1991; Long, 1994]. Система состояла из 9 приборов, размещенных на одной линии общей длиной более 200 м вдоль 8-метровой изобаты, и десятого датчика, смещенного на 5 метров в сторону моря. Приборы располагались на разных удалениях друг от друга, оптимальных для применения метода наибольшего правдоподобия для восстановления углового спектра (Iterative Maximum Likelihood Estimator Method). Питание приборов осуществлялось по кабелю. По всей видимости, в российских акваториях для регистрации направленных волн ветрового диапазона антенны из донных датчиков давления ранее не использовались.

В настоящей работе проводится обработка результатов регистрации придонного давления антенной из трех датчиков в течение одного месяца. Эти данные использованы как для определения возможностей такой схемы измерения, включая кросс-валидацию инструментальных данных с разных датчиков, так и для реконструкции пространственных спектров направленных волн, включая оценку характерных ширин угловых спектров и профилей их распределений, востребованных в задачах прямого численного моделирования нерегулярных морских волн. Также проанализированы вероятностные свойства измеренных волн в условиях интенсивного и слабого волнения. Обсуждается, что наличие одновременной информации о

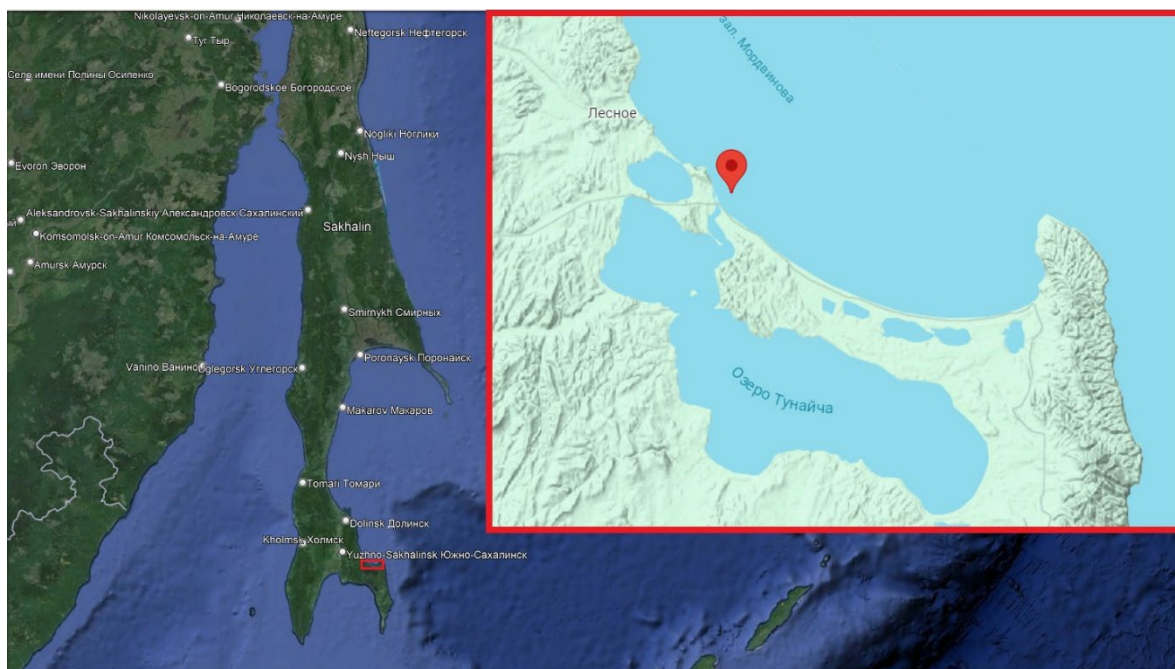


Рис. 1. Место проведения измерений ($46^{\circ}51'50.26''\text{C}$ $143^{\circ}10'30''\text{B}$).

пространственном и частотном спектрах может быть использовано для независимой оценки глубины места измерений.

2. УСЛОВИЯ НАТУРНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Антенна из трех жестко закрепленных на металлической раме энергонезависимых датчиков давления была установлена на дно в заливе Мордвинова Охотского моря у восточного берега южной части о-ва Сахалин (рис. 1) 19 октября и поднята 24 ноября 2022 г. Залив открыт для захода волн с востока из Охотского моря. От Тихого океана район отделен грядой Курильских островов. Морское дно опускается до 100-м отметки при удалении от берега на расстояние более 20 км. Антенна располагалась недалеко от протоки Красноармейская, соединяющей озеро лагунного типа Тунайча с морем. По данным предшествующих измерительных кампаний соленость воды в месте постановки находится в пределах 32–33 ПЕС и меняется незначительно.

Антенна представляет собой равносторонний треугольник с длиной стороны $\Delta l = 1.5$ м, в вершинах которого находятся независимые датчики (см. схему на рис. 2) на основе термокомпенсированных тензопреобразователей избыточного давления «Микротензор» Д 0.25-Т с разрешающей способностью 0.01% в диапазоне давлений от 0 до 0.25 МПа. Калибровка датчиков проводилась до и после экспери-

мента; перед погружением они были синхронизированы. Антенна была установлена горизонтально на глубине около 11.5 м. Оценка разницы фактических глубин датчиков по полученным данным составила около 1%. Сторона с датчиками А и В вытянута с юга на север, датчик С ориентирован на восток. Исходные данные измерений, использованные для анализа, составляют примерно 800 часов непрерывных записей давления $P(t)$ с частотой 8 Гц, с 20 октября по 23 ноября.

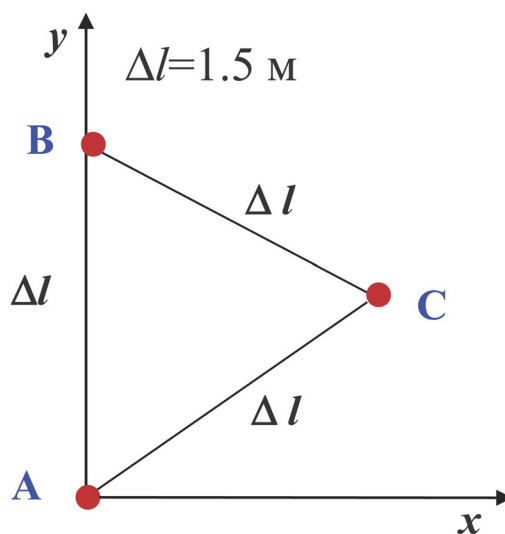


Рис. 2. Схема антенны из трех датчиков. Ось Ox направлена на восток, ось Oy — на север.

Полное давление, измеряемое донными датчиками, складывается из гидродинамического давления и давления атмосферного столба, $P(t) = P_{\text{hyd}}(t) + P_{\text{atm}}(t)$. Вариации гидродинамического давления обусловлены прохождением волн разных длин и высот. Составляющая атмосферного давления P_{atm} берется постоянной на момент погружения антенны. К исходным данным $P(t)$ применялся фильтр низких частот, отсеивающий все вариации с периодами более 10 мин, с которыми связываются интенсивные изменения атмосферного давления, приливные, нагонные явления и т.п. Запись с датчика А после фильтрации показана на рис. 3. Следуя стандартной процедуре, длинные записи с датчиков разбивались на непересекающиеся интервалы по 20 мин, которые предполагаются статистически однородными. Для каждой из 20-минутных выборок определялась глубина места h через гидростатическую формулу для среднего, определенного для рассматриваемого временного интервала по исходному нефильтрованному ряду: $h = \langle P_{\text{hyd}} \rangle / (\rho g)$, где $\rho = 1023 \text{ кг/м}^3$ и $g = 9.81 \text{ м/с}^2$ – плотность воды и ускорение свободного падения соответственно. Отсутствие учета возможных долговременных вариаций атмосферного давления приводит к погрешности оценки глубины. Для реалистичного перепада давления в 175 мм. рт. ст. эквивалентная высота столба воды составляет до внушительных 2.4 м. Однако, в интервал дат измерений разброс значений атмосферного давления составил всего 19 мм рт. ст. [WeatherArchive.ru], что обеспечивает погрешность оценки глубины не более 26 см. Усредненная по всему времени измерений глубина составила 11.5 м, которую будем считать условной глубиной точки установки антенны. Вариации глубин h в измеренных данных относительно этого среднего значения достигают 2 м. Соответствующий диапазон значений параметра безразмерной глубины kh (здесь

k – волновое число, определенное для каждой 20-минутной выборки по характерному периоду волн в соответствии с дисперсионным соотношением, как обсуждается ниже в разделе 3) оказывается довольно широким – от 0.5 до 1.7. Потому обсуждаемые измерения, проведенные в одной точке, фактически соответствуют условиям от мелкой до относительно глубокой воды.

В настоящей работе для пересчета фильтрованных данных давления $P_{\text{hyd, filt}}(t)/(\rho g)$ в смещение морской поверхности над точкой измерений $\eta(t)$ используется гидростатическая теория, аналогично предшествующим работам [Зайцев и др., 2011; Кузнецов и др., 2014; Кокорина и др., 2022; Слюняев и др., 2023a]: $\eta(t) = P_{\text{hyd, filt}}(t)/(\rho g)$. Для ее применимости требуется выполнение условий мелкой воды и линейности волн, что для обсуждаемых измерений происходит далеко не всегда. Эффектами отклонения от гидростатической теории в настоящей работе пренебрегается. По этой причине с большей долей строгости можно считать, что проводимое ниже исследование касается записей донного давления.

3. ОБЩАЯ КАРТИНА ХАРАКТЕРИСТИК ИЗМЕРЕННОГО ВОЛНЕНИЯ

Как описано выше, инструментальный ряд данных был разбит на последовательность 20-минутных сегментов записей смещения поверхности с нулевым средним, $\langle \eta \rangle = 0$. Для каждого из интервалов определялись осредненные значения характеристик: среднеквадратическое отклонение σ и связанная с ним значительная высота $H_s = 4\sigma$, четвертый центральный статистический момент для смещения поверхности $m_4 = \langle \eta^4 \rangle / \sigma^4 - 3$ (эксцесс); средний период волн по пересечению нулевого уровня T_z и др. Эволюция перечисленных величин

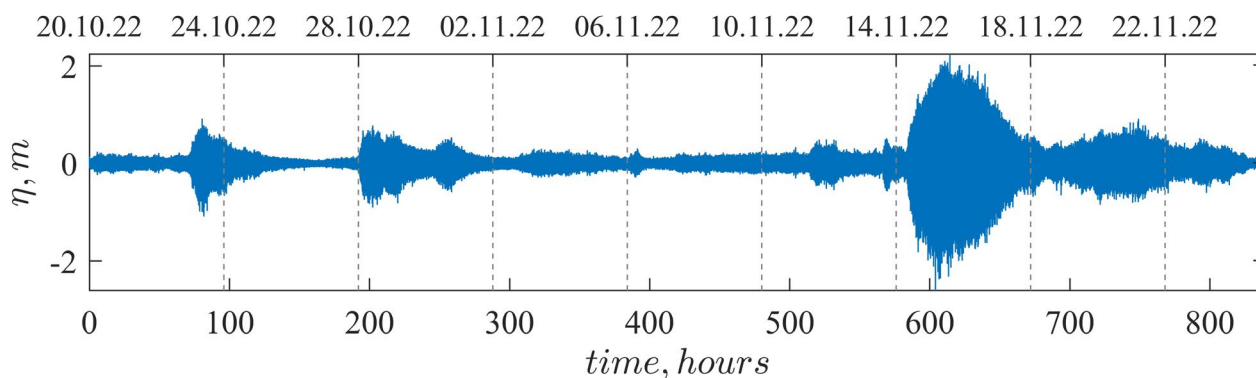


Рис. 3. Запись смещения поверхности после фильтрации длинных волн. Здесь и далее метки сверху соответствуют началам сут; снизу – время относительно условного момента начала измерений в часах.

за время измерений приведена на рис. 4. Поскольку измерения велись сразу тремя датчиками, расположенными на небольшом расстоянии друг от друга (по сравнению с длиной волны), то использованы значения, усредненные по трем датчикам (черная линия); зелеными светлыми символами на рис. 4 представлены значения соответствующего параметра для каждого из трех датчиков.

Значительная высота (рис. 4а, черная линия) за весь период измерений в среднем составила порядка 20 см (см. диаграмму частоты реализации условий в правой части рисунка). Можно выделить три интервала регистрации интенсивного волнения, начала которых примерно соответствуют временам $t = 80$ ч, 200 ч, 600 ч от условного момента старта измерений в полночь 20 октября (см. шкалу сверху рисунка). Согласно метеоданным по г. Южно-Сахалинску [WeatherArchive.ru], они соответствуют усилению ветра до 3 м/с 22–23 октября, до 4 м/с 28–29 октября и до 7 м/с 13 ноября (то есть, за 2–3 суток до наблюдаемого максимума значительной высоты). Для первых двух случаев характерно быстрое вырастание H_s до величины примерно 1 м и далее его медленное спадание до фонового значения. Последний эпизод сравнительно затяжной, значительная высота волн достигла 3 м, а максимальная высота по оценке реконструкции смещения поверхности составила $H = 4.3$ м. Согласно картам погоды приземного анализа Японского метеорологического агентства [Japan Meteorological Agency], 12–14 ноября южнее острова с запада на восток проходил циклон со скоростью ветра до 35 узлов (65 км/ч).

Значения четвертого статистического момента m_4 в последовательности 20-минутных выборок построены на рис. 4а красными значками для всех трех датчиков в тех же осях, что и значительная высота H_s , но являются безразмерными величинами. В большинстве случаев величины эксцесса близки к нулю, соответствующему случайному гауссовому процессу, но распределены вокруг этого значения довольно широко, см. диаграмму в правой части рисунка. Нередки значения $m_4 = 1$ и более, что должно соответствовать повышенной вероятности высоких волн по сравнению с нормальной статистикой. Среднее значение m_4 немногим менее нуля. Четко видно, что в период шторма значения m_4 смещаются ниже нуля, то есть вероятность возникновения больших по сравнению с H_s волн существенно понижается. В приведенных данных большие значения эксцесса реализуются в условиях волнения с малой значительной высотой.

Периоды волн T_z определялись двумя методами: по пересечению временным рядом нулевого уровня вверх или вниз (*up zero-crossing* и *down zero-crossing*). Оба метода дали очень близкие оценки периодов волн, поэтому на рис. 4б приведены результаты только одного из них (по пересечению вверх). Судя по рисунку, начальные моменты всех трех временных интервалов регистрации интенсивного волнения соответствуют условиям относительно коротких волн с периодами менее 6 с, которые затем становились длиннее. В целом, характерные периоды волн изменялись в диапазоне 6–14 с, в том числе резко, приводя к существенным изменениям параметра локальной безразмерной глубины от $kh = 0.5$ до $kh = 1.7$, как показано на рис. 4в (напомним, что оценка долгопериодных изменений глубины h составляет лишь примерно 20%). Здесь волновое число k рассчитано через дисперсионное соотношение для волн на глубине h , обращая теоретическую формулу (ω) k для циклической частоты $\omega = 2\pi/T_z$:

$$\omega = \sqrt{gk \tanh(kh)}. \quad (1)$$

Штормовые волны, записанные в середине ноября, соответствовали условиям мелкой воды $kh \approx 0.6$, как и большая часть зарегистрированных волн, см. диаграмму в правой части рис. 4в. На диаграмме второй пик наиболее вероятных условий соответствует параметру безразмерной глубины $kh \approx 1.2$. Условия относительно глубокой воды $kh > 1.4$ реализовывались кратковременно.

На рис. 4г, д построены две оценки нелинейности волн: первая определена как отношение половины значительной высоты к глубине $H_s/(2h)$, вторая – оценка средней крутизны волн $kH_s/2$. «Мелководная» нелинейность волн во время шторма достигает значения $H_s/(2h) = 0.12$, максимальная крутизна чуть менее $kH_s/2 = 0.1$. Эти оценки соответствуют условиям задолго до порога опрокидывания регулярных волн [Holthuijsen, 2007]. Построенные распределения качественно похожи на данные для H_s (рис. 4а), но последовательность на рис. 4д демонстрирует в том числе периоды регистрации крутых волн, слабо выделяющиеся на рис. 4а, г. Кроме того, на рис. 4д можно отметить более сильный перекос данных для штормового интервала: пик регистрации наиболее крутых волн находится ранее пика наиболее интенсивных волн (по параметру H_s или отношению амплитуды волн к глубине $H_s/(2h)$).

В наших работах [Кокорина и др., 2022, Слюняев и др., 2023а] на основе анализа данных изме-

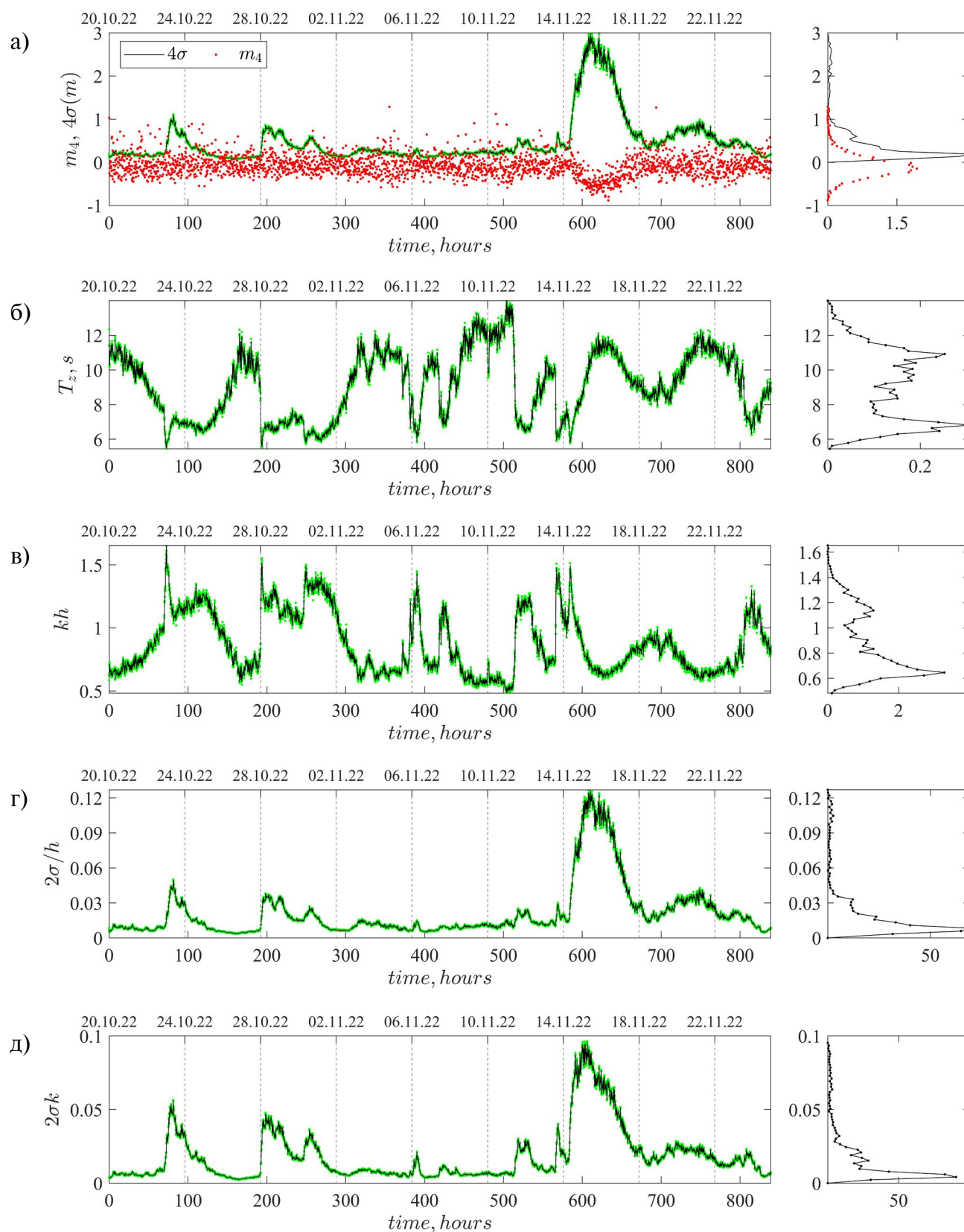


Рис. 4. Изменение параметров волнения во времени: значительная высота 4σ и эксцесс m_4 (а), период T_z (б), параметр безразмерной глубины kh (в), параметр мелководной нелинейности $2\sigma/k$ (г), крутизна $2\sigma k$ (д). Зелеными точками построены значения с разных датчиков, черная линия — результат усреднения по датчикам. На диаграммах справа построены плотности распределений вероятностей соответствующих величин.

рений волн у о-ва Сахалин за несколько лет было показано, что распределения вероятностей высот интенсивных волн ($H > H_s$) хорошо описываются теоретическим распределением Глуховского

$$P_G(H) = \exp \left[- \frac{\pi}{4 \left(1 + \frac{n}{\sqrt{2\pi}} \right)} \left(\frac{H}{\bar{H}} \right)^{\frac{2}{1-n}} \right], \quad n = \frac{\bar{H}}{h}, \quad (2)$$

учитывающим эффект конечной глубины через параметр нелинейности n ; при большей степени нелинейности доля высоких волн уменьшается. В формуле (2) величина $\bar{H} = \sqrt{2\pi}\sigma$ — средняя высота волн. В пределе большой глубины $n \rightarrow 0$ зависимость (2) трансформируется в распределение Рэля. Поведение эксцесса на рис. 4а согласуется с такими выводами: максимальное значение нелинейности приходится на период шторма, в это же время эксцесс испытывает заметное уменьшение.

На рис. 5 построены распределения вероятностей превышения высот волн H по измерениям с антенны и теоретические распределения Рэля и Глуховского. Метод определения высоты волны (пересечение нулевого уровня вниз или вверх) в данном случае не влияет на результат. Для построения теоретических зависимостей использовалось определение значительной высоты как среднего от трети максимально высоких волн в выборке, $H_{1/3}$, аналогично работе [Слюняев и др., 2023а]; в пределе волн с гауссовой статистикой с узким спектром $H_{1/3} \approx 4.004\sigma$ и $\bar{H} = \sqrt{2\pi}H_{1/3}/4$ [Massel, 1996]. На рис. 5а вероятностное распределение построено для всего периода измерений. Высоты нормировались на локальные значения $H_{1/3}$ в каждой 20-ти минутной выборке; параметр нелинейности n в распределения Глуховского (2) был рассчитан через усредненные значения локальной значительной высоты и локальной глубины. В отличие от результата анализа более длительных измерений в [Кокорина и др., 2022; Слюняев и др., 2023а], экспериментальная кривая по данным с антенны не совпадает с распределением Глуховского, располагаясь в области $H/H_{1/3} > 1$ существенно ниже теоретического распределения. Для $H/H_{1/3} < 1$ экспериментальная кривая находится выше теоретической, что отмечалось и в [Кокорина и др., 2022].

На рис. 5б приведены распределения вероятностей, построенные по данным из трех выборок, составленных по условию на величину значительной высоты: менее 0.5 м, от 0.5 м до 1 м и более 1 м. Экспериментальные распределения для двух выборок невысоких волн практически совпали, в то время

как распределение для $H_{1/3} \geq 1$ м (фактически — для штормовых волн в середине ноября) демонстрирует существенное отличие: для него вероятность высоких по сравнению с $H_{1/3}$ волн значительно уменьшается, а вероятность волн небольшой высоты (порядка $0.5 H_{1/3}$) вырастает. Уменьшение вероятности возникновения высоких волн во время зарегистрированного шторма согласуется с поведением эксцесса на рис. 4а. Такое изменение распределения вероятностей для нелинейных волн на небольшой глубине качественно соответствует обсуждавшемуся выше распределению Глуховского. На рис. 5б заливкой разного цвета построены распределения Глуховского (2) для тех же трех диапазонов $H_{1/3}$. Видно, что в области больших по сравнению с $H_{1/3}$ волн экспериментальные данные находятся существенно ниже теоретического предсказания, как и в случае распределения для всего периода измерений на рис. 5а. Использование селекции данных измерений по признаку величины нелинейного параметра $H_{1/3}/(2h)$ дало схожий результат. Таким образом, для данных с антенны количественного совпадения с распределением Глуховского не обнаружено.

4. СОПОСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ С ТРЕХ ДАТЧИКОВ АНТЕННЫ

Поскольку расстояние между датчиками мало по сравнению с характерной длиной волны (для максимального значения безразмерной глубины $kh = 1.7$ и средней оценки глубины места $h = 11.5$ м длина волны более 40 м), то для статистических оценок можно считать, что они записывают одну и ту же последовательность волн. Три эквивалентные записи можно использовать для оценки точности измерений и устойчивости результата усреднения данных с каждого из приборов. Разброс значений ключевых параметров по результатам с разных датчиков в составе антенны можно видеть на рис. 4 — по степени отклонения зеленых символов от среднего по датчикам значения, построенного черной линией.

Разброс среднеквадратичных смещений σ по данным с трех приборов относительно их среднего значения приведен на рис. 6а. Каждая точка на графике отражает относительное отклонение значения для одного из приборов (разными цветами) от среднего в 20-минутной выборке. Видно систематическое расхождение значений на ~2% первые примерно 10 сут измерений, которое далее становится менее регулярным и к концу месяца измерений кажется полностью хаотичным в пределах до 10%, с наибольшими отклонениями, соответствующими датчику В.

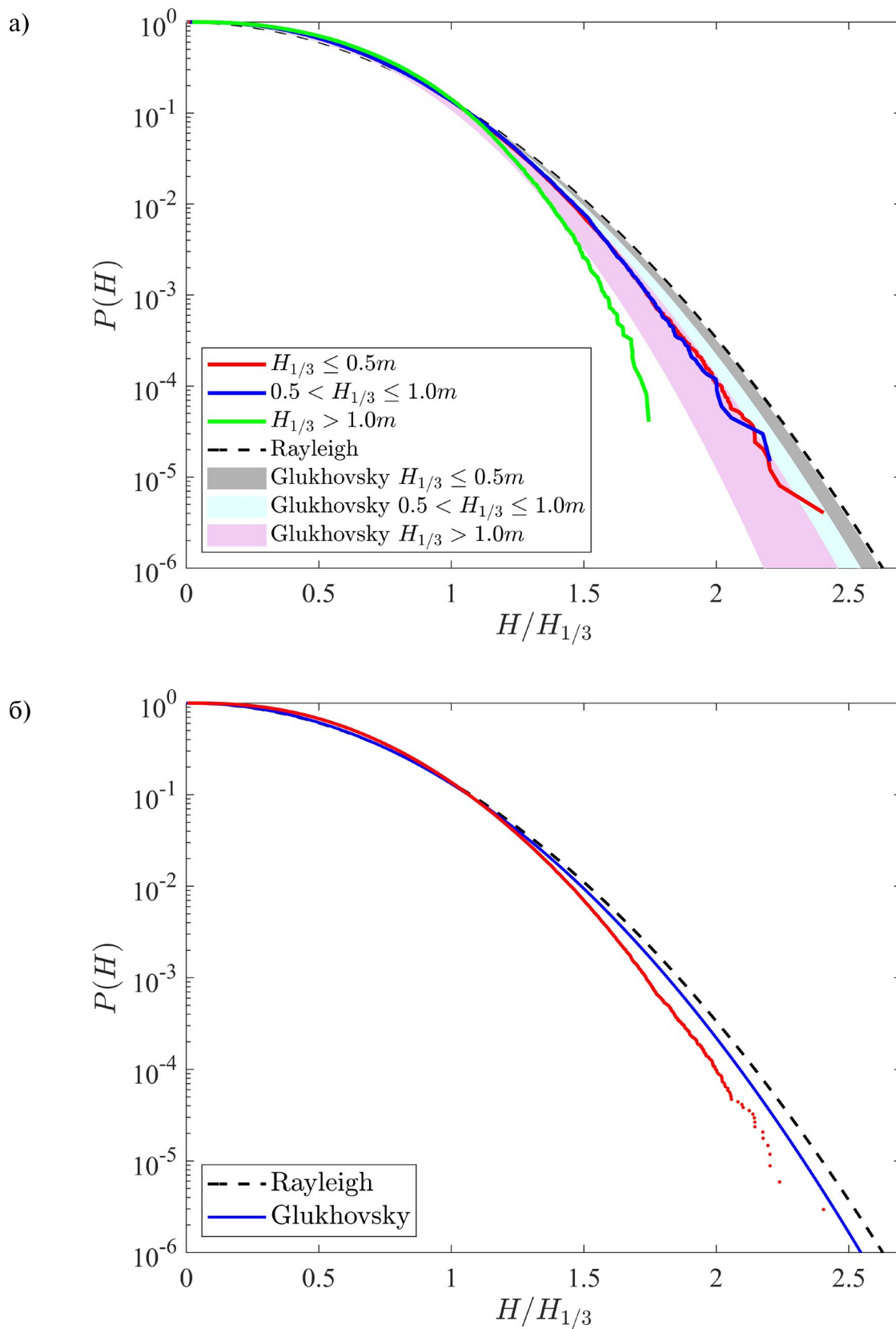


Рис. 5. Распределение вероятностей превышения высот волн H по всем данным измерений (а) и для трех диапазонов $H_{1/3}$ (жирные линии) (б). Распределения Глуховского (2) на панели (б) построены заливкой для соответствующих диапазонов $H_{1/3}$. Пунктирной линией построено теоретическое распределение Рэлея.

Можно предположить, что среди рассматриваемых вероятностных характеристик наиболее чувствительным к появлению экстремальных волн должен быть высокий статистический момент — эксцесс. Разброс величин эксцесса m_4 в 20-минутных выборках построен на рис. 6б. Видно, что в первые дни вариативность минимальна и может быть оценена величиной 2–3%. Разброс растет со временем, через 500 часов измерений достигая немногим более 10%. Отметим, что приход волн очень большой высоты в штормовой период 600–650 ч не приводит к сколько-нибудь заметному локальному усилению разброса значений m_4 .

Экспериментальные распределения вероятностей на рис. 5, построенные для трех разных датчиков, практически совпадают.

Для реконструкции направления распространения волн и их пространственного спектра важна синхронизация измеряющих приборов. Фактическая синхронность измерений была проверена с помощью отслеживания поведения во времени максимума корреляционной функции $R_{mn}(\tau)$

$$R_{mn}(\tau) = \frac{\int_0^T h_m(t) h_n(t-\tau) dt}{\sqrt{\int_0^T h_m^2(t) dt \int_0^T h_n^2(t) dt}} \quad (3)$$

для пары рядов данных $\eta_m(t)$ и $\eta_n(t)$ с датчиков m и n . Здесь интегрирование по интервалам в 20 мин выполнялось посредством суммирования соответствующих дискретных значений; задержки τ выбирались с той же дискретностью.

Пример поведения корреляционной функции в области вблизи ее максимума для датчиков А и В в первые три дня показан на рис. 7, где цвет соответствует значениям $R(\tau)$. Видны значительные (порядка секунды) моментальные сдвиги максимумов корреляционной функции, начинающиеся после 48 часов измерений, которые оказались проблемой технического характера (пропуск моментов измерений). Сопоставление данных, полученных с датчиков А и С, не выявило подобных ошибок синхронизации, из чего можно сделать вывод, что проблемным оказался только прибор В. В дальнейшем рассинхронизация датчика В нарастает и имеет менее регулярный характер, что ведет к невозможности использования данных с антенны для построения пространственных спектров волн. Потому для этой цели использованы измерения только за первые двое сут. Очевидно, что накопление относительного сдвига временных рядов с разных датчиков вносит вклад в различие оценок волновых характеристик по данным с трех приборов и может объяснять рост разброса значений, наблюдающийся на рис. 6.

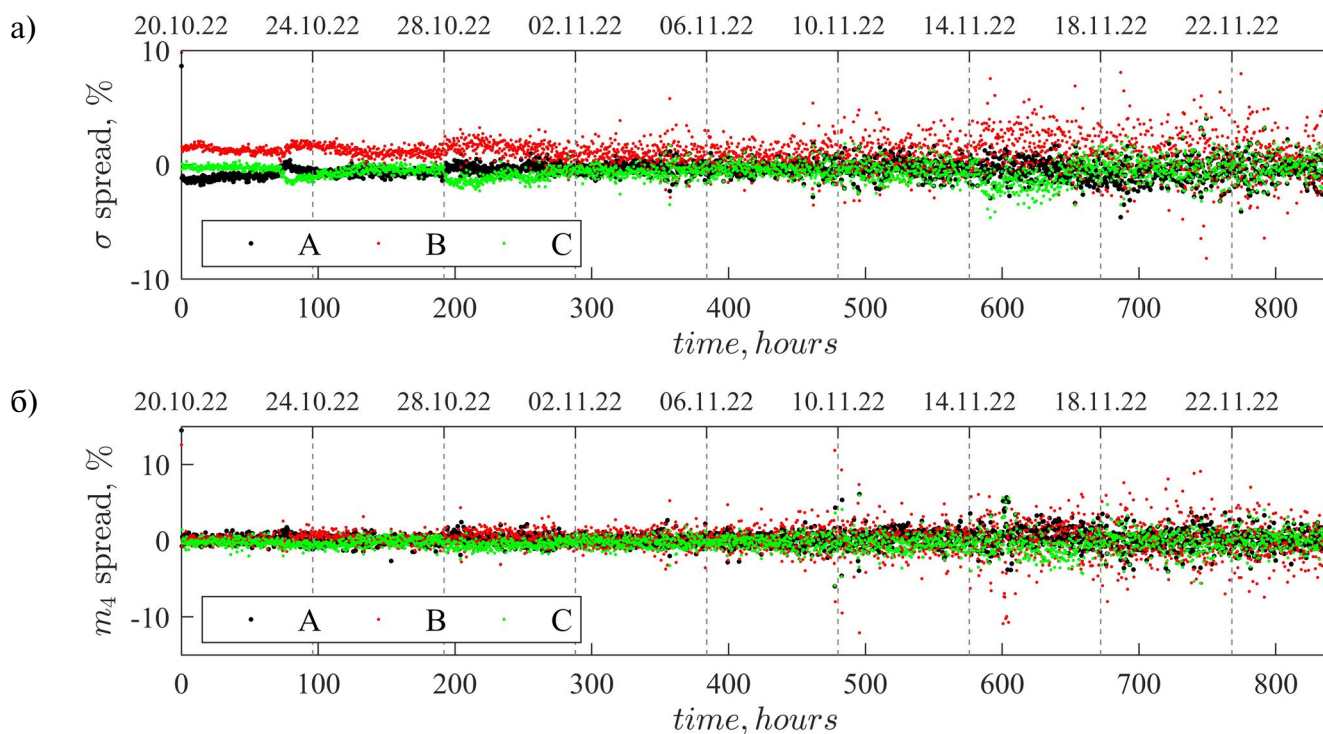


Рис. 6. Разброс значений среднеквадратического отклонения (а) и эксцесса m_4 (б) по измерениям с трех датчиков относительно среднего по датчикам.

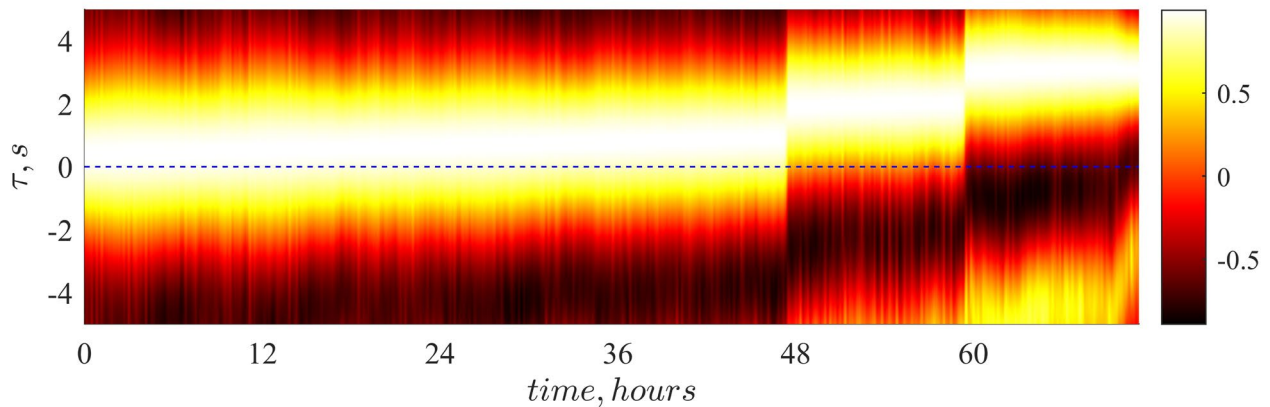


Рис. 7. Эволюция корреляционной функции (3) для данных с датчиков А и В по 20-минутным интервалам в первые три дня измерений. Время измерений отложено по горизонтальной оси, по вертикальной оси – временная отстройка τ .

5. МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ СПЕКТРОВ НАПРАВЛЕННЫХ ВОЛН

Для определения длин волн и направления их движения в настоящей работе используется информация о задержках моментов прохода волны через датчики антенны, следуя известному подходу на основе представления в виде ряда Фурье (иногда называемому Fourier Directional Method, [Young, 1994; Donelan et al., 1996]). Нами использована минимальная конфигурация антенны в виде равностороннего треугольника (рис. 2) с длиной стороны Δl . Метод предполагает, что все три датчика одновременно регистрируют разные фазы волны смещения, что позволяет восстанавливать информацию о поверхностных волнах не короче чем Δl (волновое число не более $k = 4.2$ рад/м). Для глубины $h = 11.5 \pm 2$ м это соответствует частотной области не выше 1 Гц.

Смещение поверхности может быть представлено в виде суммы гармонических волн по набору частот ω и волновых векторов $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$

$$\eta(t, \mathbf{x}) = \sum_j A_j(\omega_j, \mathbf{k}_j) \exp(i\omega_j t - i\mathbf{k}_j \mathbf{x}), \quad (4)$$

где вектор $\mathbf{x} = (x, y)$ располагается в горизонтальной плоскости. Каждой частоте ω_j (которые дискретны в силу конечности временного ряда) ставится в соответствие единственный набор значений спектральной амплитуды A_j и волнового числа $\mathbf{k}_j$, определенного по задержке прихода волны в разные точки измерений.

Для любой пары точек измерений (x_m, y_m) и (x_n, y_n) разность фаз волновой поверхности $\Delta\varphi_{m-n}$ в произвольный момент времени t может быть записана в форме

$$\Delta\varphi_{m-n} = \varphi_m(x_m, y_m) - \varphi_n(x_n, y_n), \quad (5)$$

где $\varphi_m = \omega t - k_x x_m - k_y y_m$, $\varphi_n = \omega t - k_x x_n - k_y y_n$

(здесь и далее опускаем нижний индекс j). Эта величина полагается равной разности комплексных фаз преобразований Фурье для сигналов $\eta_m(t)$ и $\eta_n(t)$ на данной частоте ω : $\Delta\varphi_{m-n} = \arg(F_m(\omega)) - \arg(F_n(\omega))$. Для однозначности определения разности фазы $\Delta\varphi_{m-n}$ требуется выполнение упомянутого выше условия, что на разные датчики должна приходиться одна и та же волна (тогда разность фаз (5) на датчиках не превышает 2π). Компоненты волнового вектора (k_x, k_y) для каждой ω находятся из решения системы двух алгебраических уравнений вида (5) с постоянными коэффициентами при неизвестных, задаваемыми координатами датчиков, и неоднородной частью, определяемой разностью фаз. В нашем случае использовались пары датчиков антенны А и В, а также А и С, тогда система уравнений в матричной форме принимает вид:

$$M \begin{pmatrix} k_x \\ k_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta\varphi_{B-A} \\ \Delta\varphi_{C-A} \end{pmatrix}, \quad M = \begin{pmatrix} x_B - x_A & y_B - y_A \\ x_C - x_A & y_C - y_A \end{pmatrix}, \quad (6)$$

а решение может быть записано с использованием обратной матрицы M :

$$\begin{pmatrix} k_x \\ k_y \end{pmatrix} = M^{-1} \begin{pmatrix} \Delta\varphi_{B-A} \\ \Delta\varphi_{C-A} \end{pmatrix}. \quad (7)$$

Для конфигурации антенны, приведенной на рис. 2, матрица M имеет вид

$$M = \Delta l \begin{pmatrix} 0 & 1 \\ \cos \frac{\pi}{6} & \sin \frac{\pi}{6} \end{pmatrix}. \quad (8)$$

Полагается, что ось Ox направлена на восток, а ось Oy — на север (рис. 2). Для найденного таким образом волнового вектора определяется также длина $k = |\mathbf{k}|$ и направление, задаваемое углом θ по отношению к оси Ox .

Для построения пространственных спектров использовались выборки данных длиной 512 с (количество точек в Фурье пространстве $N = 2^{12}$) в 3-часовых интервалах с перекрытием 50%. В результате, каждой дискретной частоте (разрешение по частоте $1/512 \text{ с} \approx 2 \cdot 10^{-3} \text{ Гц}$) соответствует массив спектральных амплитуд с определенными проекциями волнового вектора, модулем волнового вектора и углом, которые накапливаются по дискретным интервалам значений (процедура биннинга). Таким образом строились спектры волновых чисел $S(k)$, спектры направленных волн $S(k_x, k_y)$, угловые спектры $S(\theta)$ и пространственно-временные спектры $S(k, \omega)$, которые рассматриваются далее. Все эти функции имеют смысл спектральных плотностей энергии.

6. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СПЕКТРЫ ВОЛН ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗМЕРЕНИЙ

Примеры спектров $S(k, \omega)$, $S(k_x, k_y)$ и $S(k)$, построенные по трехчасовому отрезку данных, показаны на рис. 8. На распределении пространственно-временного спектра (рис. 8а) линией построена теоретическая кривая дисперсионной зависимости для линейных волн (1) для усредненной глубины $h = 11.5 \text{ м}$. Спектральная энергия инструментальных данных на рис. 8а расположена значительно ниже теоретической кривой и имеет почти линейный характер зависимости от волнового числа. Пространственный спектр направленных волн $S(k_x, k_y)$ (рис. 8б) вытянут вдоль одного направления (на северо-запад) с небольшим разбросом по направлениям. Спектр волновых чисел (рис. 8в) сосредоточен в области нереалистично коротких волн $k = 0.15 \dots 0.3 \text{ рад/м}$ (длины волн 20–40 м).

Естественной причиной сильного изменения дисперсионной зависимости может быть действие течения. Для случая однородного фонового течения U выражение (1) модифицируется к виду

$$\omega = \sqrt{gk \tanh(kh) + \mathbf{k}U}, \quad (9)$$

так что частота волн, распространяющихся под малым углом к течению, может значительно изменяться в результате эффекта Доплера. Недочет фонового течения при реконструкции пространственного спектра может приводить к неверной оценке

длины доминирующей волны и уменьшению разброса направлений волн. Однако для существенного влияния на дисперсионное соотношение для волн с характерной скоростью $(gh)^{1/2} \approx 10 \text{ м/с}$ требуется нереалистично сильное для места измерений течение.

Другой причиной несоответствия реконструированного дисперсионного соотношения теоретическому может быть несинхронность измерений, когда запись на датчиках происходит с временной задержкой. Отличить естественный эффект течения от технической проблемы измерений без дополнительных данных не представляется возможным. Как было описано в разделе 4, в результате анализа поведения корреляционных функций было обнаружено накопление рассинхронизации записей данных из-за технической проблемы датчика В, потому для построения пространственных спектров использован интервал времени лишь в течение первых двух суток измерений. В то же время, наблюдаемое положение максимума корреляционной функции на рис. 7 уже в первые 48 ч выходит за пределы ожидаемого. При оценке скорости распространения длинных волн 10 м/с расстояние между двумя датчиками антенны волна проходит за 0.14 с при дискретности временных последовательностей данных 0.125 с. На рис. 7 хорошо видно, что к концу вторых суток измерений максимум корреляционной функции смещается от нуля (показан на рисунке пунктирной линией) на чрезмерно большую величину порядка 1 с. По этой причине при построении пространственных спектров, обсуждаемых ниже, для записи с датчика В была введена корректировка начала отсчета времени и постоянная поправка к частоте опроса датчика. Поправочные константы выбирались из принципа наилучшего соответствия пространственно-временного спектра $S(k, \omega)$ теоретической зависимости (1) в начальный и конечный моменты используемой 48-часовой записи. Данные с датчика В для скорректированной частоты прибора были пересчитаны для частоты 8 Гц с использованием кубической сплайн-интерполяции.

Пространственно-временные спектры волн, построенные по скорректированным данным, приведены на рис. 9 для четырех 3-часовых интервалов в первые двое суток измерений. Распределение спектральной энергии особенно хорошо соответствует теоретической дисперсионной зависимости в первые сутки (рис. 9а,б). В конце вторых суток наблюдается существенно отклонение от теоретического распределения, которое не удастся заметно уменьшить при использовании другого выбора смещения

отсчета времени для датчика В. Возможно, некоторую роль в отклонении данных от теоретической кривой для дисперсионного соотношения сыграли и течения, которые не измерялись независимо.

Отметим, что в результате корректировки временного ряда с датчика В одновременно с лучшим совпадением измерений с дисперсионной зависимостью (1) наблюдается большая относительная ширина угловых спектров $S(\theta)$, которые обсуждаются вместе с картиной пространственных спектров направленных волн в следующем разделе.

Кроме областей энергии с временными и пространственными масштабами, соответствующими приходящим с моря ветровым волнам, на рис. 9 выделяются низкочастотные области, содержащие заметную часть энергии (особенно на рис. 9а,б). Увеличение в данных обработки доли энергии, приходящейся на волновые движения больших масштабов, может объясняться нарушением условий

применимости гидростатической теории. В рамках линейной теории с учетом дисперсии характерный масштаб затухания волны с глубиной соответствует ее длине, потому в записи донного давления длинные волны оказываются эффективно усиленными по сравнению с короткими. Проявлений связанных нелинейных волновых компонент, не подчиняющихся дисперсионному соотношению, на пространственно-временных спектрах нами не обнаружено, что вполне ожидаемо, учитывая малую нелинейность волн в первые двое суток измерений и близость условий к мелководному пределу.

Диаграммы на рис. 10 приводят эволюцию частотного спектра волн, а также спектра волновых чисел (для скорректированных данных) в первые двое суток измерений. Цветом построены спектральные амплитуды в линейном масштабе. На частотно-временном спектре (рис. 10а) можно отметить участки с относительно интенсивными

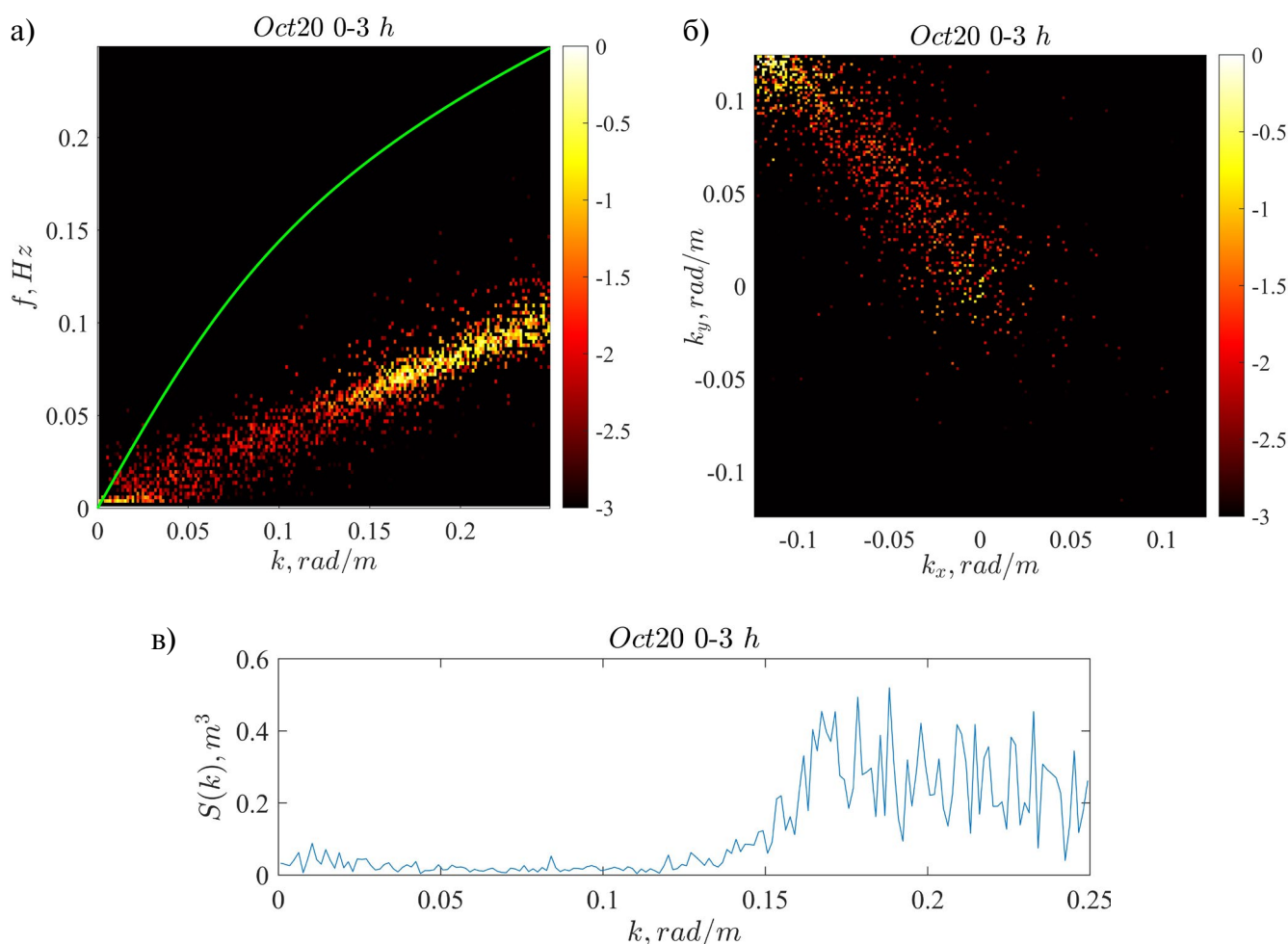


Рис. 8. Спектры волн по данным инструментальных измерений, рассчитанные по 3-часовому интервалу 20 октября 2022 г.: а) $S(k, \omega)$; линией построена теоретическая дисперсионная зависимость (1); б) $S(k_x, k_y)$; в) $S(k)$. На панелях (а) и (б) цветом построены десятичные логарифмы нормированных величин: $\log_{10}(S / \max(S))$.

пиками, соответствующими периодам волн ок. 10 с (на временах 5 ч, 14 ч, 28 ч). Также присутствуют интервалы времен, характеризующиеся несколько более низкими частотами. Видно уменьшение ширины частотного спектра к концу вторых суток. Картина эволюции спектра волновых чисел $S(k)$ (рис. 10б) в целом согласуется с эволюцией частотного спектра, но выглядит менее четко. Заметен медленный сдвиг пика спектра в область коротких волн, но в силу произведенной коррекции записи на датчике В этот эффект может быть артефактом обработки.

7. УГЛОВЫЕ СПЕКТРЫ ИЗМЕРЕННЫХ ВОЛН

По результатам обработки данных первых двух суток измерений были построены угловые распределения спектральной плотности $S(\theta)$, которые оказались с выраженным пиком, соответствующим доминирующему направлению движения волн, см. примеры на рис. 11 (синяя линия). По этим распределениям было определено направление распространения волн как функция времени, а также характерная ширина распределений $S(\theta)$. Экспери-

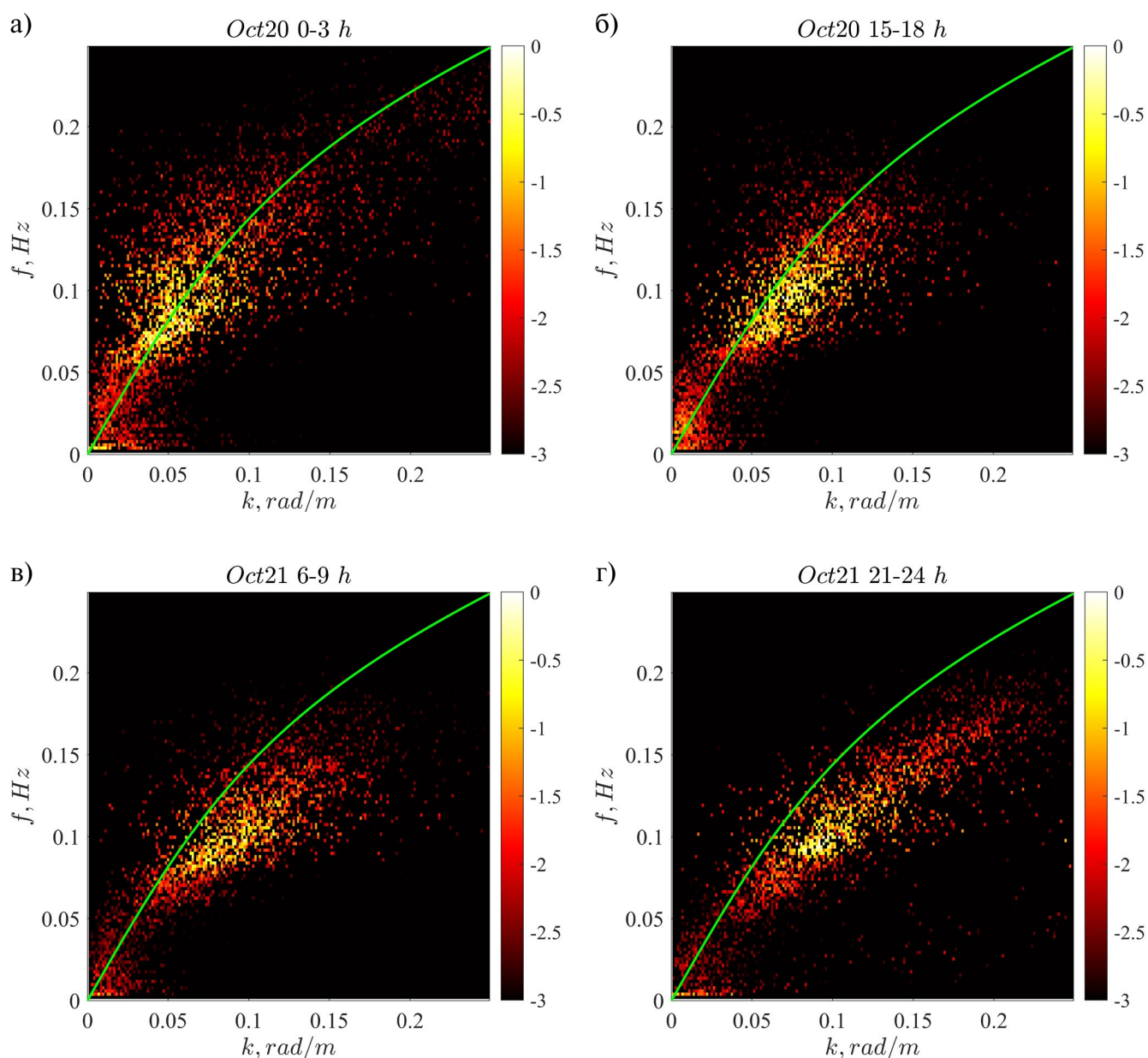


Рис. 9. Пространственно-временные спектры $S(k, \omega)$ по скорректированным данным для четырех 3-часовых интервалов времен в первые двое суток измерений. Цветом построены десятичные логарифмы нормированных величин, $\log_{10}(S / \max(S))$; линией построена теоретическая дисперсионная зависимость (1).

ментальные распределения $S(\theta)$ сопоставлялись с теоретической параметризацией $\cos^2$:

$$D(\chi) = \begin{cases} \frac{2}{\Delta\theta_{\cos^2}} \cos^2\left(\frac{\pi\chi}{\Delta\theta_{\cos^2}}\right), & |\chi| \leq \frac{\Delta\theta_{\cos^2}}{2} \\ 0, & |\chi| > \frac{\Delta\theta_{\cos^2}}{2} \end{cases}. \quad (10)$$

Функция угла $D(\chi)$ описывает распределение направлений распространения волн относительно доминирующего направления. Для экспериментальных данных направление распространения волн θ_{mean} определялось как «центр масс» периодической функции $S(\theta)$, а характерная ширина углового спектра $\Delta\theta_{\cos^2}$ определялась по формуле

$$\Delta\theta_{\cos^2} = \frac{3}{2} \frac{\left(\int_{-\pi}^{\pi} S(\theta) d\theta \right)^2}{\int_{-\pi}^{\pi} S^2(\theta) d\theta}, \quad (11)$$

которая следует непосредственно из (10). Изменение во времени экспериментальных значений величин θ_{mean} и $\Delta\theta_{\cos^2}$ приведено на рис. 12а и рис. 12б соответственно. Эти величины использованы для

сопоставления экспериментальных данных с теоретическим распределением (10) на рис. 11 (красная линия).

Как следует из рис. 12а, за рассматриваемые 48 часов доминирующее направление распространения волн оставалось практически неизменным (на юго-запад, что согласуется с расположением береговой линии в месте измерений, см. рис. 1). Ширина углового спектра демонстрирует большую изменчивость (рис. 12б). За двое суток наблюдений она в целом убывает, но при этом присутствуют значительные осцилляции в интервале значений углов от 50° до 90° . Существенное сужение разброса по направлениям распространения волн наблюдается во временные интервалы формирования более интенсивных пиков в частотно-временном спектре на рис. 10а. Выбор примеров распределений $S(\theta)$ на рис. 11 отражает весь диапазон характерных ширин угловых спектров (определенные по формуле (11) значения $\Delta\theta_{\cos^2}$ указаны на панелях рисунка). Видно, что во всех случаях параметризация (10) выглядит хорошо соответствующей натурным данным.

Больше информации о распределении волновой энергии дают спектры направленных волн, которые построены на рис. 13. На всех примерах распределений $S(k, \theta)$ наблюдалась одна волновая система с доминирующим направлением и периодом.

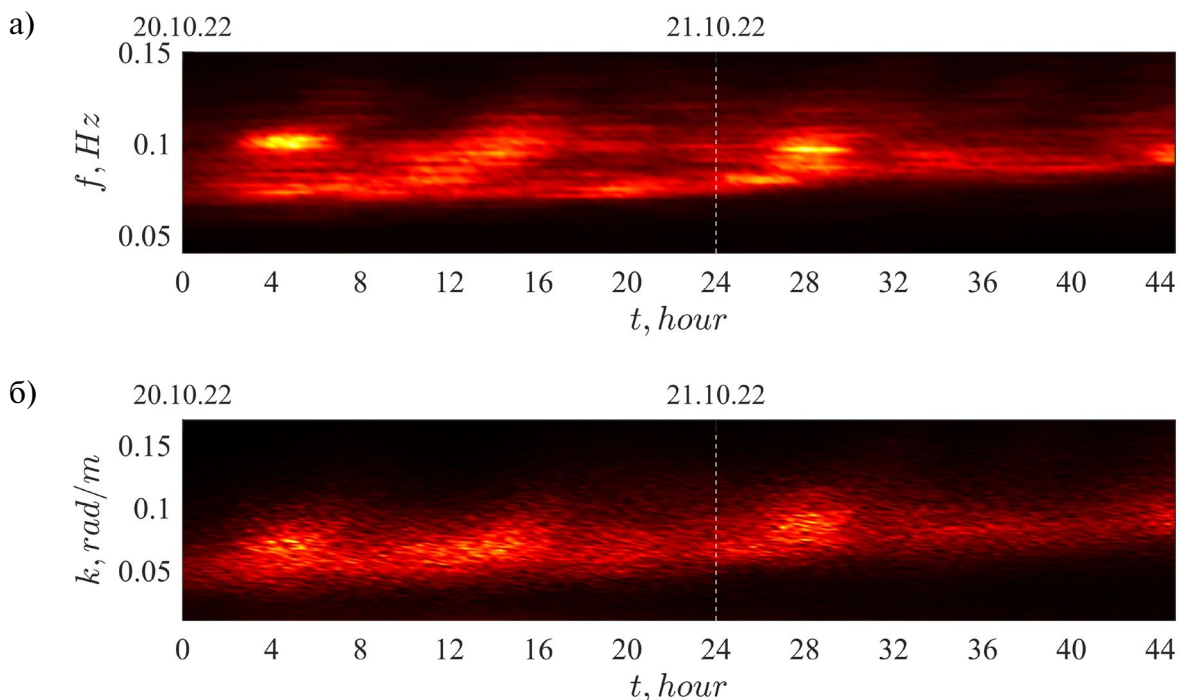


Рис. 10. Эволюция спектров измеренных волн по частотам (а) и волновым числам (б) в первые двое суток измерений (цветом построены спектральные амплитуды в линейном масштабе).

Выраженные энергетические пятна в области очень длинных волн (как на рис. 13а) могут быть связаны с нарушением гидростатического приближения, как обсуждалось в разделе 6.

8. НЕЗАВИСИМАЯ ОЦЕНКА ЛОКАЛЬНОЙ ГЛУБИНЫ ТОЧКИ ИЗМЕРЕНИЯ ПО ДАННЫМ ЧАСТОТНОГО И ПРОСТРАНСТВЕННОГО СПЕКТРОВ

Имея оценки ширин частотного и пространственного спектров волн, можно попытаться оценить локальную глубину точки измерения. Действительно, дисперсионное соотношение (1) связывает частотный спектр и спектр волновых чисел, и эта связь зависит от безразмерного параметра kh . Определяя относительные ширины частотного спектра и спектра волновых чисел через абсолютные величины как $\delta_\omega = \Delta\omega/\omega$ и $\delta_k = \Delta k/k$, моментально следует аналитическая формула на отношение ширин:

$$\frac{\delta_\omega}{\delta_k} = \frac{\Delta\omega}{\Delta k} \frac{k}{\omega} \approx \frac{c_{gr}}{c_{ph}} = \frac{1}{2} + \frac{kh}{\sinh(2kh)}. \quad (12)$$

Здесь c_{ph} и c_{gr} — характерные фазовая и групповая скорости, соответственно, определяемые с помощью (1). Для справедливости соотношения (12) требуется относительная узость спектров. Величина δ_ω/δ_k как функция kh монотонно убывает от 1 в пределе мелкой воды до 0.5 в глубоководном пределе. Эта зависимость плавная в интервале $0 < kh < 3$, и в этом интервале безразмерных глубин может быть использована для определения kh по данному отношению δ_ω/δ_k после обращения связи (12), см. рис. 14.

Для оценки относительных ширин спектров $S(s)$ со спектральной переменной s используем формулы на основе среднеквадратического отклонения, δ_s :

$$\delta_s = \frac{1}{\bar{s}} \sqrt{\frac{\int (s - \bar{s})^2 S(s) ds}{\int S(s) ds}}, \quad \bar{s} = \frac{\int s S(s) ds}{\int S(s) ds}. \quad (13)$$

Здесь $\bar{s}$ — среднее значение спектральной переменной.

Относительные ширины спектров для 3-часовых выборок данных в первые двое суток измерений построены символами на рис. 15а. Видно, что они довольно хорошо ложатся на прямую $\delta_\omega = 0.73 \delta_k$ (показана сплошной зеленой линией), соответствующую безразмерной глубине $kh = 1.16$. Судя по рис. 4в, в первые двое сут измерений параметр kh , определенный по исходным данным, постепенно рос от 0.6 до 0.8. Для сопоставления на рис. 15а построены пунктирными линиями пределы глубокой (сверху) и мелкой (снизу) воды.

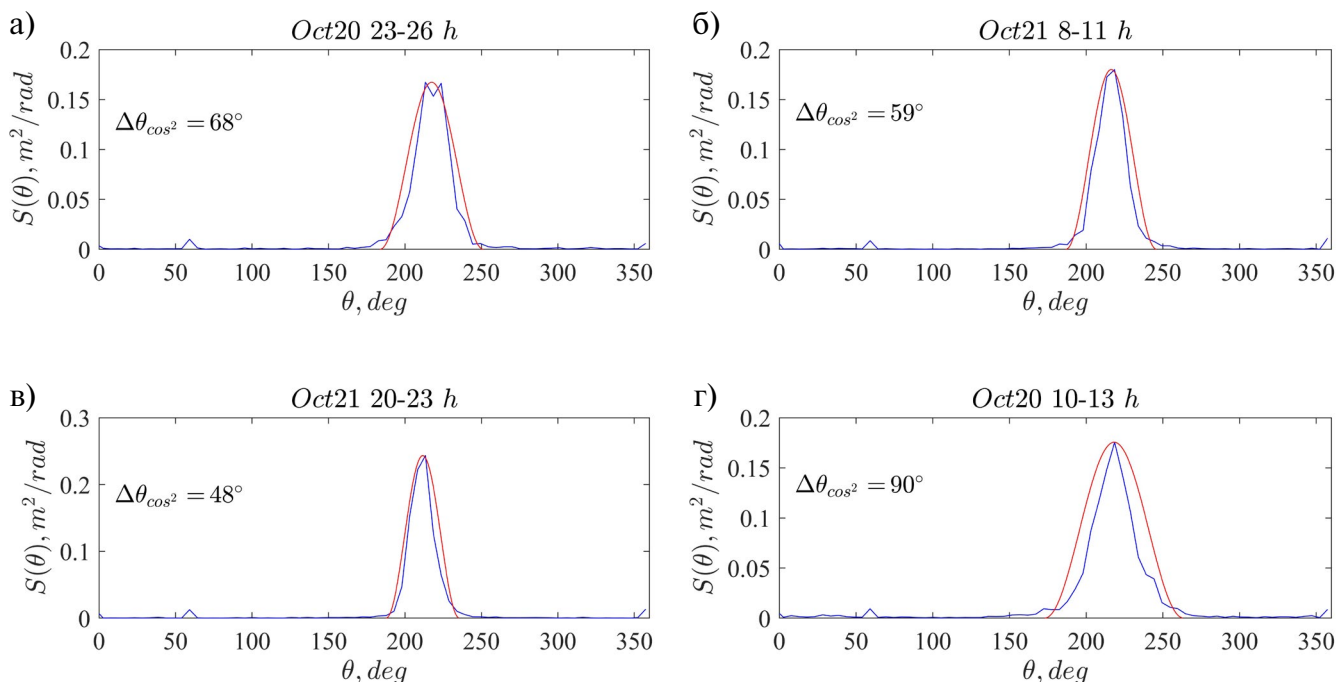


Рис. 11. Угловые распределения спектра волн по данным измерений (синяя линия) и параметризация (10) (красная линия). Значения характерных ширин $\Delta\theta_{\cos^2}$ указаны на панелях.

Оценка абсолютного значения глубины $h_{sp} = kh / \bar{k}$ для определенных вышеописанным способом значений kh и $\bar{k}$ построена символами на рис. 15б как функция времени. Там же черной линией построена глубина h , определенная через среднее смещение в 20-минутных выборках. Ре-

зультат оценки можно назвать удовлетворительным только во вторые сутки. В это время ширина спектра как по частоте, так и по волновым числам (а также по углам, см. рис. 12б) оказывается уже, что благоприятно для выполнения соотношения (12).

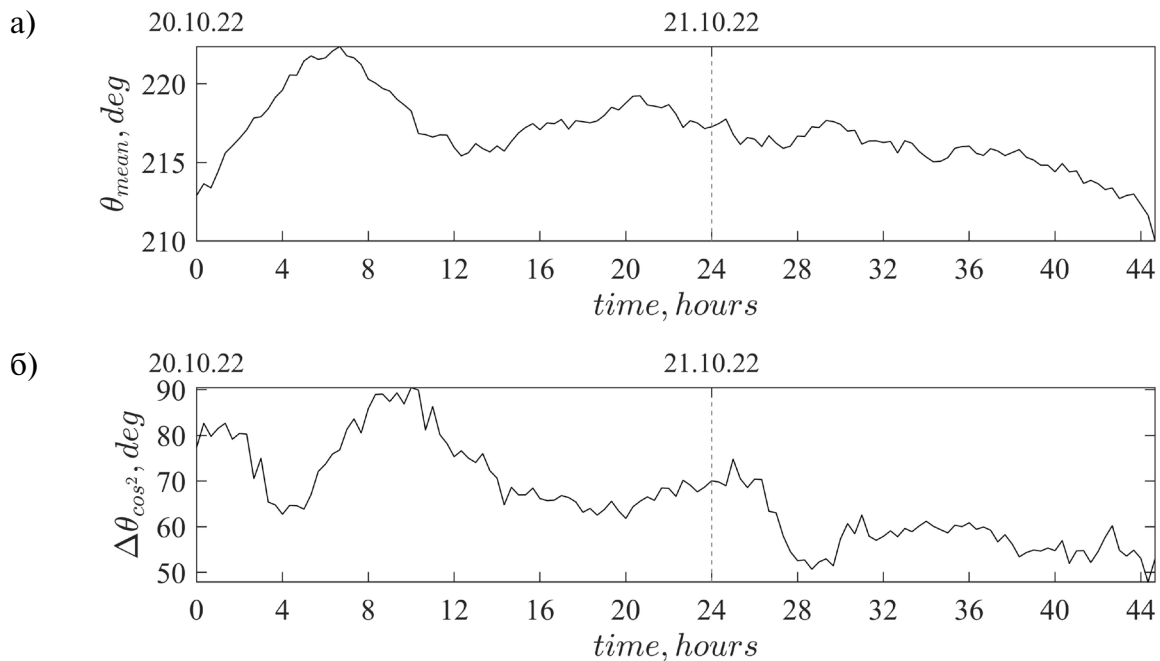


Рис. 12. Доминирующее направление волн (а) и характерная ширина углового спектра $\Delta\theta_{\cos^2}$ (б) в течение двух суток измерений.

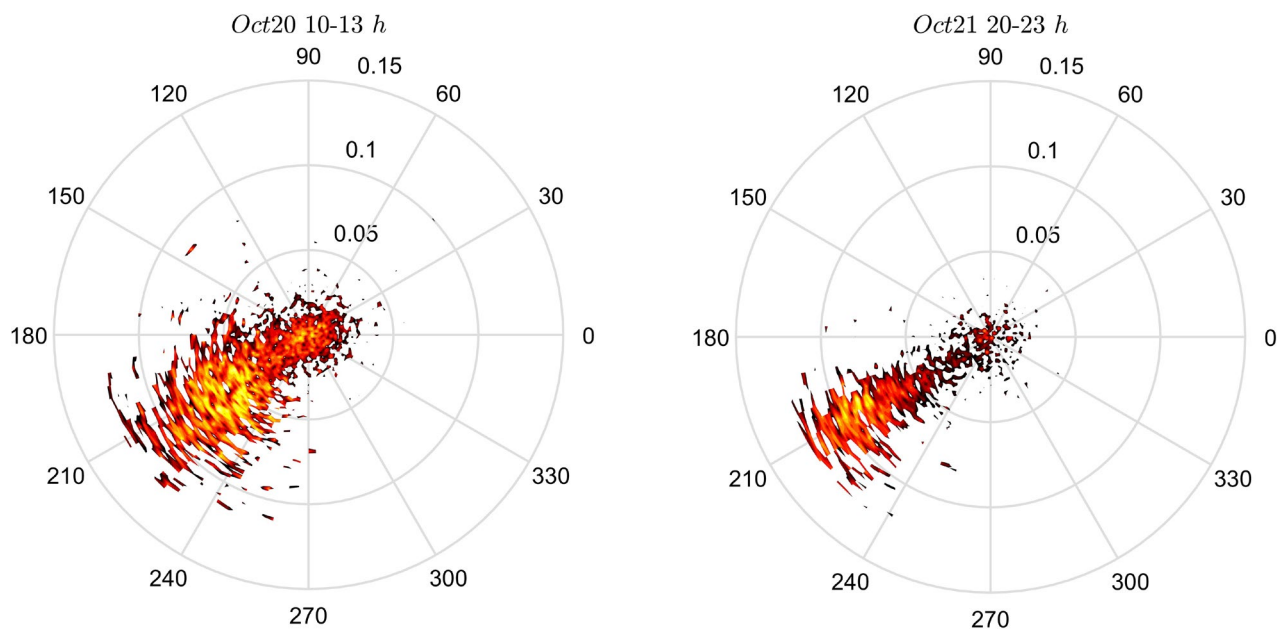


Рис. 13. Примеры спектров направленных волн $S(k, \theta)$ для измерений в первые двое сут.

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе выполнено исследование режимов ветрового волнения в заливе Мордвинова Охотского моря у берега о-ва Сахалин на основе данных измерений вариаций донного давления на глубине ок. 11.5 м антенной из трех датчиков. Массив данных соответствует месяцу непрерывных измерений с частотой 8 Гц. Для реконструкции смещения поверхности использована гидростатическая теория. Большую часть времени измерений значительная высота волн была порядка 20 см; наблюдался один эпизод штормового волнения со значительной высотой до 3 м. Отмечено, что во время шторма уменьшается вероятность возникновения высоких (по сравнению со значительной высотой) волн, что следует как из поведения четвертого статистического момента (экссесса), так и из построенных распределений вероятностей высот волн. Последние качественно согласуются с теоретическим распределением Глуховского, но демонстрируют существенное количественное расхождение. Этот вывод отличается от результата обработки более длительных измерений одиночными датчиками такой же конструкции в этом же районе в 2012–2015 гг. [Кокорина и др., 2022; Слюняев и др., 2023], где для данных в безлёдный период было показано отличное количественное совпадение с распределением Глуховского в области волн большой высоты.

Разброс значений второго и четвертого статистических моментов, определенных по данным с разных датчиков в составе антенны, в начальный период измерений оценивается величиной 2–3%. Далее разброс растет, что может быть связано с ро-

стом задержки записи данных одним из датчиков. Для снижения негативного эффекта рассинхронизации измерений пространственные спектры строились только по данным за первые двое суток измерений с корректировкой временного ряда, полученного с этого датчика.

Временные последовательности данных с распределенной антенны использованы для реконструкции пространственного спектра направленных волн и связанных с ним характеристик, включая пространственно-временные спектры и угловые спектры. По-видимому, в плане схемы измерений такого рода исследования ветровых поверхностных волн донными станциями проводятся впервые. В течение двух суток измерений синхронизированной антенной наблюдались распределения угловых спектров, очень близкие к популярной параметризации $\cos^2$ (которая используется, в частности, в наших численных расчетах больших ансамблей нелинейных нерегулярных волн [Слюняев и Кокорина, 2020]) с характерной шириной от 50° до 90° .

Соотношение между ширинами спектра частот и волновых чисел предложено использовать для оценки локальной глубины точки измерения, что теоретически должно позволять определять параметр безразмерной глубины kh в диапазоне значений $0 < kh < 3$. Этот метод применен к данным натурных измерений. Восстановленное таким образом значение глубины оказалось непостоянным и может значительно (до 2 раз) отличаться от действительного. Однако большая ошибка может быть следствием недостаточно хорошей синхронизации датчиков и малой интенсивности волн. Для заклю-

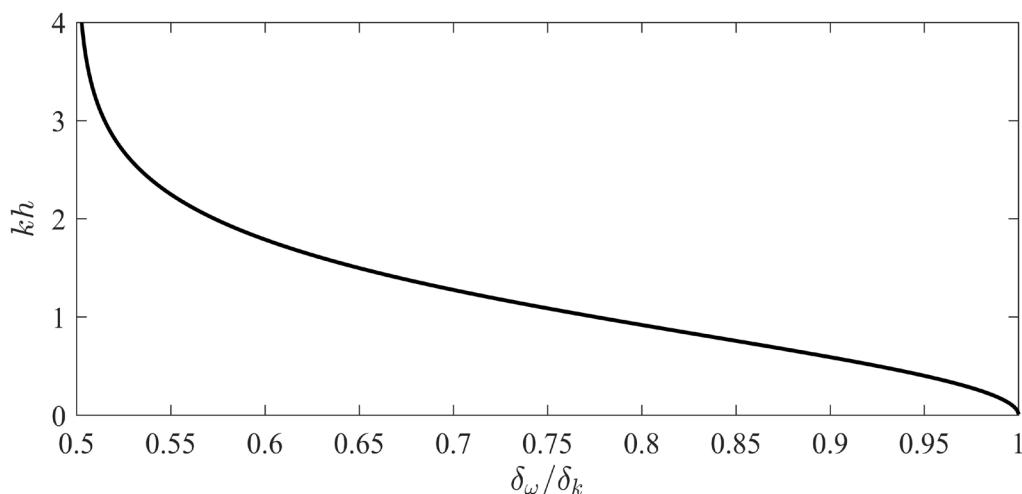


Рис. 14. Зависимость kh от $\delta\omega/\delta_k$ согласно соотношению (12).

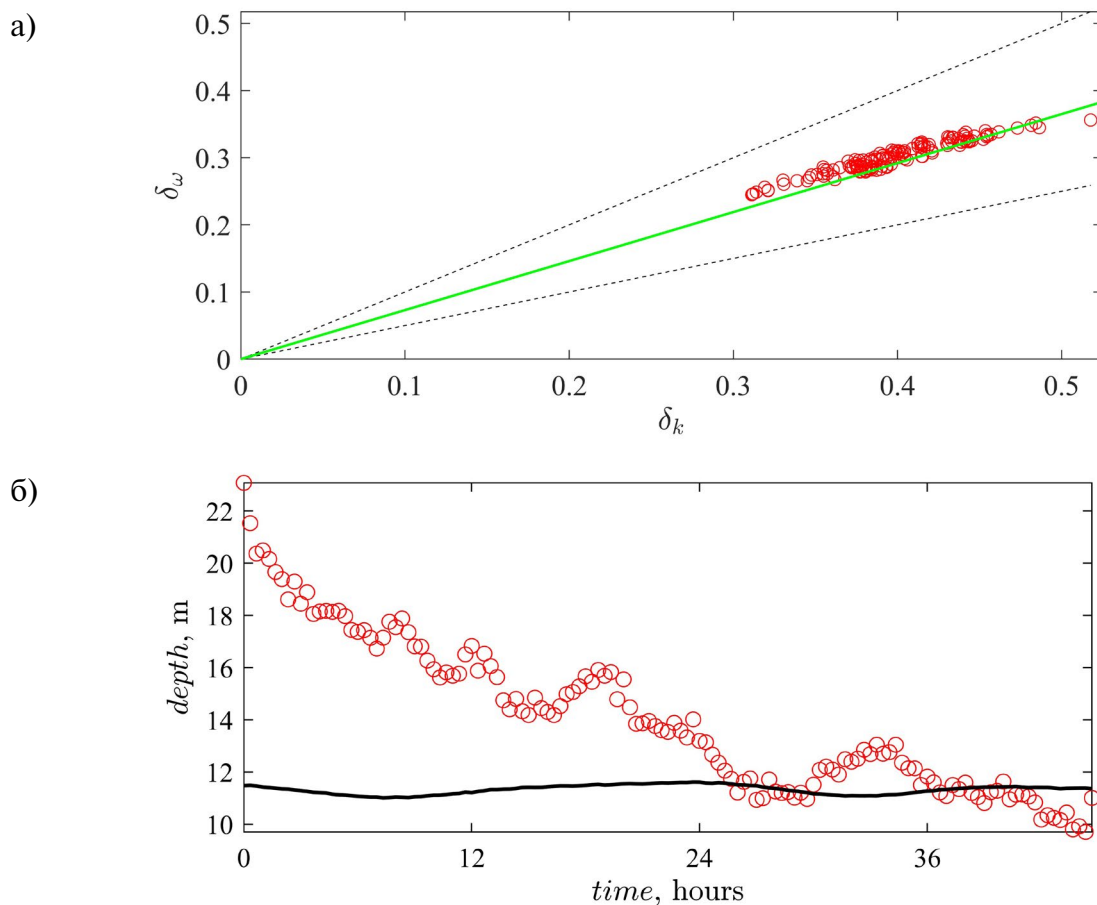


Рис. 15. (а): Соотношение относительных ширин частотного спектра и спектра волновых чисел по данным измерений (значки). Пунктирные линии соответствуют условиям $\delta_\omega = \delta_k$ (выше) и $\delta_\omega = 1/2 \delta_k$ (ниже). Сплошная линия: $\delta_\omega = 0.73 \delta_k$. (б): Оценка глубины в точке измерения $h_{\text{сп}}$ по формуле (12) (символы) и оценка глубины h через среднее в 20-минутных интервалах записи (сплошная линия).

чения о точности восстановления глубины в точке измерений таким методом требуется дополнительное исследование.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование поддержано проектом Российского научного фонда № 22-17-00153. Авторы благодарят А. В. Ермошкина за предоставленный код построения пространственного спектра волн по данным измерений в трех точках пространства и Д. П. Ковалева за помощь в нахождении погодных карт.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 256 с.
- Зайцев А.И., Малащенко А.Е., Пелиновский Е.Н. Аномально большие волны вблизи южного побережья

о. Сахалин // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2011. Т. 4. С. 35–42.

Кокорина А.В., Слюняев А.В., Зайцев А.И., Диденкулова Е.Г., Москвитин А.А., Диденкулова И.И., Пелиновский Е.Н. Анализ данных долговременных измерений волн у о-ва Сахалин // *Экологические системы и приборы*. 2022. № 12, С. 45–54.

Кузнецов К.И., Зайцев А.И., Костенко И.С., Куркин А.А., Пелиновский Е.Н. Наблюдения волн-убийц в прибрежной зоне о. Сахалин // *Экологические системы и приборы*. 2014. № 2. С. 33–39.

Лопатухин Л.И. Ветровое волнение: Учеб. пособие. 2-е изд., доп. СПб.: ВВМ, 2012. 165 с.

Слюняев А.В. Вклады компонент волн на поверхности глубокой воды в распределения вероятностей аномально высоких волн по результатам прямого численного моделирования уравнений Эйлера // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2023. Т. 59. № 6. 793–814.

- Слюняев А.В., Кокорина А.В. Численное моделирование «волн-убийц» на морской поверхности в рамках потенциальных уравнений Эйлера. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана // 2020. Т. 56. № 2. С. 210–223.
- Слюняев А.В., Кокорина А.В., Зайцев А.И., Диденкулова Е.Г., Москвитин А.А., Диденкулов О.И., Пелиновский Е.Н. Зависимость вероятностных распределений высот волн от физических параметров по результатам измерений у о-ва Сахалин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023а. Т. 16. № 3. С. 18–29.
- Слюняев А.В., Пелиновский Д.Е., Пелиновский Е.Н. Морские волны-убийцы: наблюдения, физика и математика // Успехи физических наук. 2023b. Т. 193. № 2. С. 155–181.
- Babanin A. Breaking and dissipation of ocean surface waves. Cambridge Univ. Press. 2011. 463 p.
- Chalikov D. Statistical Properties of 3-D Waves Simulated with 2-D Phase-Resolving Model // Phys. Wave Phen. 2023. V. 31. P. 114–122.
- Donelan M.A., Drennan W.M., and Magnusson A.K. Non-stationary analysis of the directional properties of propagating waves // Journal of Physical Oceanography. 1996. V. 26. P. 1901–1914.
- Ducrozet G., Bonnefoy F., Le Touzé D., Ferrant P. HOS-ocean: open-source solver for nonlinear waves in open ocean based on High-Order Spectral Method // Comput. Phys. Commun. 2016. V. 203. P. 245–254.
- Japan Meteorological Agency: <https://www.jma.go.jp/>
- Holthuijsen L.H. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge Univ. Press, 2007. 367 p.
- Kirezci C., Babanin A.V., Chalikov D. Probabilistic assessment of rogue wave occurrence in directional wave fields // Ocean Dynamics. 2021. V. 71. P. 1141–1166.
- Long C.E. and Oltman-Shay J.M. Directional characteristics of waves in shallow water // Engineer Waterways Experiment Station. 1991. Vol. 91. No. 1.
- Long C.E. Storm Evolution of Directional Seas in Shallow Water. Vicksburg, Mississippi // Coastal Engineering Research Center, Technical Report CERC-94-2. 1994.
- Massel S.R. Ocean surface waves: their physics and prediction. Singapore: World Scientific Publ, 1996. 491 p.
- Montoya L.H., Dally W.R. Analysis of a 10-Year Record of Nearshore Directional Wave Spectra and Implications to Littoral Processes Research and Engineering Practice // J. of Coastal Research. 2016. V. 32. P. 1162–1173.
- Onorato M., Waseda T., Toffoli A., Cavaleri L., Gramstad O., Janssen P.A., Kinoshita T., Monbaliu J., Mori N., Osborne A.R., Serio M., Stansberg C.T., Tamura H., Trulsen K. Statistical properties of directional ocean waves: the role of the modulational instability in the formation of extreme events // Phys. Rev. Lett. 2009. V. 102. Art. 114502.
- Squire V.A., Kovalev D.P., Kovalev P.D. Aspects of surface wave propagation with and without sea ice on the south-eastern shelf of Sakhalin Island // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2021. V. 251. P. 107227.
- Wang J., Ma Q., Yan S. and Liang B. Modeling Crossing Random Seas by Fully Non-Linear Numerical Simulations // Front. Phys. 2021. 9:593394
- WeatherArchive.ru: <https://weatherarchive.ru/Temperature/Yuzhno-Sakhalinsk/October-2022>
- <https://weatherarchive.ru/Temperature/Yuzhno-Sakhalinsk/November-2022>
- Xiao W., Liu Y., Wu G., Yue D.K.P. Rogue wave occurrence and dynamics by direct simulations of nonlinear wave-field evolution // J. Fluid Mech. 2013. V. 720. P. 357–392.
- Young I.R. On measurement of directional wave spectra // Ocean Res. 1994. V.16. P. 283.

MEASUREMENTS OF DIRECTIONAL SEA SURFACE WAVES NEAR SAKHALIN ISLAND BY ARRAY OF BOTTOM STATION

A. V. Kokorina^{1, *}, A. V. Slunyaev^{1, 2, 3}, A. I. Zaitsev^{1, 4}, R. V. Leonenkov⁴

¹*Federal Research Center Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences
46 Ul'yanov Street, Nizhny Novgorod, 603950, Russia*

²*National Research University "Higher School of Economics"*

25/12 Bolshaya Pecherskaya street, Nizhny Novgorod, 603155, Russia

³*Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences*

43 Baltiyskaya Street, Vladivostok, 690041, Russia

⁴*Special Research Bureau for Automation of Marine Researches, Far East Branch, Russian Academy of Sciences*

25 Gorky Street, Yuzhno-Sakhalinsk, 693023, Russia

**e-mail: a.kokorina@ipfran.ru*

Field measurements of sea waves are carried out off the coast of Sakhalin Island using an antenna of three bottom pressure sensors. The stability of statistical characteristics estimated by different devices in the antenna is analyzed. The probability distribution of wave heights qualitatively corresponds to the Glukhovsky distribution, but demonstrate a lower probability of high wave occurrence. The space-time spectra of waves are reconstructed. It is shown that the angular distribution of the spectral density of waves over two days of measurements is well described by the theoretical cosine squared distribution, and its width varies in the range of 50-90 degrees. The dominant direction of wave propagation is from the northeast. An independent method is proposed for estimating the local water depth using data from the antenna.

Keywords: sea surface waves, field measurements, bottom pressure, data processing, directional wave spectra, angular distribution of spectral density

УДК 551.501.86

СПУТНИКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЗОВОГО СОСТАВА АТМОСФЕРЫ

© 2024 г. Ю. М. Тимофеев^a, Г. М. Неробелов^{a, b, c, *}

^aСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034, Россия

^bСПб ФИЦ РАН – Научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН,
ул. Корпусная, 18, Санкт-Петербург, 187110, Россия

^cРоссийский государственный гидрометеорологический университет,
Малоохтинский проспект, 98, Санкт-Петербург, 195196, Россия

*e-mail: akulishe95@mail.ru

Поступила в редакцию 02.03.2023 г.

После доработки 14.05.2024 г.

Принята к публикации 10.07.2024 г.

Газовый состав атмосферы Земли в значительной степени определяет многочисленные погодные и климатические процессы и явления. Важность изучения состава атмосферы стимулировала создание за последние десятилетия глобальных и региональных систем наблюдений за содержанием водяного пара, озона и его разрушителей, углекислого газа и других парниковых газов, и десятков газов-загрязнителей. Существенную роль в глобальном мониторинге газового состава атмосферы играют спутниковые системы наблюдений, позволяющие получать регулярные, глобальные и региональные высококачественные (по точности и пространственному разрешению) данные о ее газовом составе. Обзор посвящен анализу современных дистанционных спутниковых пассивных методов определения газового состава атмосферы и основных результатов, полученных к настоящему времени. Дана современная классификация пассивных и активных спутниковых методов, физико-математические основы пассивных методов, приведены основные характеристики используемых орбит космических носителей и типы геометрии спутниковых наблюдений.

Анализируются преимущества и недостатки различных спутниковых пассивных методов, использующих измерения характеристик прозрачности атмосферы (затменный метод), собственного излучения Земли, а также отраженного и рассеянного солнечного излучения при различной геометрии спутниковых измерений в широкой спектральной области от УФ до радиоволн. Приведены краткая история создания специальной современной спутниковой аппаратуры, а также их характеристики – информативность, высотные диапазоны измерений, погрешности и вертикальное разрешение. Представлены многочисленные результаты глобального и регионального мониторинга газового состава атмосферы и примеры их использования в различных задачах физики атмосферы и климатологии.

Ключевые слова: газовый состав атмосферы, спутниковые пассивные методы, рассеянное и отраженное солнечное излучение, собственное излучение Земли и атмосферы

DOI: 10.31857/S0002351524060056 EDN: HUYRKI

1. ВВЕДЕНИЕ

Газовый состав атмосферы Земли в значительной степени определяет многочисленные погодные и климатические процессы и явления [WMO, 2018; IPCC, 2013; IPCC, 2023]. Например, водяной пар является важнейшим парниковым газом для нашей планеты и существенно повышает ее среднюю температуру. Озон ответственен за радиационный и термический режим стратосферы, ультрафиолето-

вую (УФ) освещенность поверхности и экологическое состояние нижней тропосферы. Углекислый газ является важнейшим антропогенным парниковым газом. Его непрерывный рост в последние десятилетия существенно меняет радиационный режим нашей планеты и приводит к увеличению температуры нижней тропосферы. Многие другие газы участвуют в формировании радиационного баланса планеты, состояния озоносферы, измене-

ний климата Земли и экологии окружающей среды. Десятки токсичных газов существенно влияют на экологию атмосферы [WMO, 2006; WHO, 2024; BMO, 2010]. Поэтому наблюдения, например, в рамках GAW (Global Atmospheric Watch) сосредоточены на трех классах газов:

(1) озон (общее содержание (ОС) и вертикальные профили озона) с акцентом на стратосферу и верхнюю тропосферу; озоноразрушающие газы);

(2) парниковые газы (CO_2 , $\delta^{14}\text{C}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ в CO_2 , O_2/N_2 , CH_4 , $\delta^{13}\text{C}$ и δD в CH_4 , N_2O и галогенированные соединения, например SF_6);

(3) активные газы (приземный и тропосферный озон, CO , летучие органические соединения, NO_x , SO_2 , H_2 и NH_3) [WMO, 2023a].

Целесообразно объединить все эти газы в категорию климатически и экологически важных газов. Они часто измеряются одними и теми же приборами, хотя к ним предъявляются различные требования по пространственному и временному разрешению, высотным областям и погрешностям измерений. Рост средней температуры Земли, особенно интенсивный в высоких широтах, формирование озоновых дыр в Антарктике и в Арктике, уменьшение температуры в средней атмосфере, различия в оценках временных трендов содержания озона в стратосфере и другие факторы свидетельствуют о значимости исследований влияния этих газов на климат и экологию нашей планеты [WMO, 2018; BMO, 2010; IPCC, 2013; IPCC, 2023; WHO, 2024].

Важность изучения состава атмосферы стимулировала создание за последние десятилетия глобальных и региональных систем наблюдений за содержанием водяного пара, озона и его разрушителей, углекислого и других парниковых газов, и десятков газов-загрязнителей. Системы наблюдений состоят из наземных, самолетных, аэростатных и судовых измерений, а также дистанционных, прежде всего спутниковых, измерений. Эти системы позволяют контролировать содержание газов, влияющих на климат и экологию, с различными пространственным и временным разрешением и погрешностями, проводить научные и прикладные исследования, а также контролировать оперативную обстановку, например, с загрязнениями атмосферы в мегаполисах и промышленных районах [WHO, 2024; BMO, 2010; WMO, 2006; WMO, 2018; WMO, 2023a; Кароль и др., 1983].

Важную роль в глобальном мониторинге газового состава атмосферы играют спутниковые

системы наблюдений, позволяющие получать регулярные, глобальные и высококачественные (по точности и пространственному разрешению) данные о состоянии атмосферы, в том числе о ее газовом составе [WMO, 2006; WMO, 2023a; Кароль и др., 1983; Кондратьев и Тимофеев, 1970; Кондратьев и Тимофеев, 1978; Малкевич, 1973; Houghton et al., 1984; Timofeyev and Vasiliev, 2008; Cracknell and Varotsos, 2012; Hassler et al., 2014; Тимофеев, 2016].

2. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЙ

По характеру взаимодействия измерительных средств с исследуемым газом в атмосфере методы измерений можно разделить на следующие три группы [Кароль и др., 1983]:

1. Отбор проб воздуха или отдельных, содержащихся в нем, газов из определенных частей атмосферы с их последующей обработкой, анализом и измерением, обычно в лабораторных условиях;
2. Контактные измерения, которые отличаются от отбора проб тем, что измерительный прибор взаимодействует с воздухом или его определенным объемом сразу на месте и во время осуществления измерений;
3. Дистанционные измерения, основанные преимущественно на измерениях прямого, рассеянного, отраженного солнечного и собственного электромагнитного излучения (ЭМИ) и восстановления информации о характеристиках атмосферы и поверхности земли.

Дистанционные методы измерений интенсивно используются в наземных, самолетных, аэростатных, судовых, а также в космических схемах измерений. В последних схемах приборы помещаются на полярные, геостационарные и высокоэллиптические спутники и международные космические станции [BMO, 2010; Тимофеев, 2016; WMO, 2023; Асмус и др., 2021].

Как было сказано, дистанционные методы измерений параметров атмосфер планет и их поверхностей в большинстве случаев основаны на измерениях ЭМИ разного происхождения и в различных диапазонах спектра. Существуют также дистанционные акустические измерения, но они не так популярны в силу относительной ограниченности информативности.

Классификация дистанционных методов измерений параметров атмосферы и поверхности основана на следующих принципах:

1. Происхождение излучения — естественное или искусственное (пассивные и активные методы, соответственно).
2. Тип носителя и положение измерительной аппаратуры — наземные, самолетные, аэростатные, спутниковые и др.
3. Область спектра — ультрафиолетовый (УФ), видимый (ВИД), инфракрасный (ИК), микроволновый (МКВ) диапазоны и другое радиоизлучение.
4. Основной механизм взаимодействия излучения со средой — методы поглощения (ослабления), рассеяния, отражения, излучения, рефракции и др.
5. Геометрия измерений — например, у спутниковых измерений это — надирные, касательные, лимбовые.
6. Исследуемая область атмосферы — тропосфера, стратосфера, мезосфера и др.
7. Тип спутниковых носителей — например, полярные и геостационарные спутники и орбиты.
8. Исследуемый параметр атмосферы и поверхности.
9. Инструментальная основа метода измерений — дифракционные спектрометры, фотометры, Фурье-спектрометры и др.

На рис. 1 представлен пример классификации современных дистанционных методов измерений, основанный на природе используемого источника излучения (пассивные и активные методы) и основных процессах генерации и взаимодействия излучения со средой.

В пассивных методах используется излучение от естественных источников (например, прямое сол-

нечное излучение), а в активных — излучение от искусственных источников (например, лазерное излучение).

Пассивные методы измерений включают: (1) метод прозрачности (МП, иногда называемый методом поглощения) или затменный метод для спутниковой геометрии измерений; (2) методы собственного атмосферного излучения (АИ); и (3) методы отраженного и рассеянного солнечного излучения (ОРСИ).

Методы собственного атмосферного излучения часто подразделяются на методы теплового излучения (ТИ), ИК неравновесного излучения и свечения атмосферы. Метод ОРСИ часто подразделяют на методы отражения и рассеяния. В первом случае — при исследовании характеристик поверхности, во втором — атмосферы. Отметим также четвертый пассивный метод рефракции, который основан на регистрации углов преломления солнечного или звездного излучения и позволяет определять профили температуры и давления. Его реализация в радиодиапазоне позволяет получать также информацию о содержании водяного пара. Однако, он относительно малоинформативен по отношению к газовому составу атмосферы и в данном обзоре не затрагивается.

Активные методы подразделяются на прожекторные, лидарные, радиолокационные и рефрактометрические, а также на их комбинации, например, радиоакустический метод. Мы не рассматриваем эти методы в данном обзоре, т.к. они пока не дают заметного объема информации о газовом составе атмосферы с помощью именно космических носителей.

На рис. 2 приведены примеры геометрий (затменные, надирные и лимбовые) пассивных и активных спутниковых измерений параметров атмосферы и поверхности. В затменных методах используется излучение от источника естественного происхождения (прежде всего Солнца) во время его захода и восхода за горизонт планеты. При надирной геометрии измерений поле зрения прибора обращено на поверхность планеты, а в лимбовой — на её горизонт. Каждая геометрия измерений имеет преимущества и недостатки, которые будут обсуждаться далее. Можно лишь отметить, что затменная и лимбовая геометрии измерений, как правило, имеют относительно высокое вертикальное (1–5 км) и достаточно грубое горизонтальное разрешение (200–300 км). Надирные пассивные измерения, в целом, характеризуются довольно грубым вертикальным разрешением (5–15 км) и высоким горизонтальным разрешением (до десятков метров).

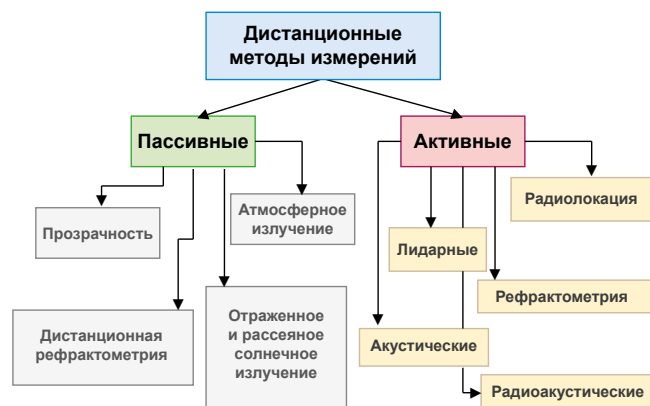


Рис. 1. Классификация дистанционных методов измерений.

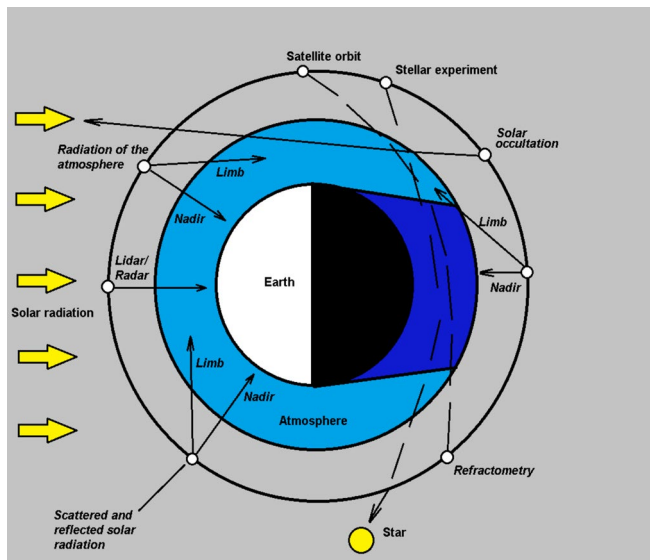


Рис. 2 Примеры дистанционных спутниковых методов измерений и их геометрии.

3. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДИСТАНЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Физико-математические модели дистанционных измерений основаны на уравнениях переноса излучения, являющихся основой решения прямых и обратных задач атмосферной оптики. Эти уравнения содержат характеристики излучения (чаще всего — интенсивность излучения) и параметры (функции), описывающие взаимодействие излучения со средой атмосфера-поверхность. К параметрам относятся коэффициенты ослабления, поглощения, рассеяния, отражения, преломления, индикатрисы рассеяния и др. [Тимофеев и Васильев, 2003]. В свою очередь, параметры, описывающие взаимодействие излучения со средой, зависят от состояния атмосферы, которое ученые стремятся измерить.

В качестве примера рассмотрим дистанционный метод определения содержания поглощающего газа по измерениям солнечного излучения, ослабленного атмосферой. Воспользуемся простейшей формой уравнения переноса монохроматического излучения — законом Бера–Бугера–Ламберта (1). Это уравнение описывает ослабление, например, солнечного излучения I_0 в слое $(0 - z)$ [Тимофеев и Васильев, 2003]:

$$I(z) = I_0 \exp \left(- \sec q \int_0^z a(z') dz' \right), \quad (1)$$

где $I(z)$ — измеренное ослабленное солнечное излучение; $a(z')$ — коэффициент ослабления, в общем случае состоящий из коэффициентов рассеяния и поглощения; q — зенитный угол Солнца.

Элементарное решение обратной задачи теории переноса ЭМИ, которое заключается в определении оптической толщи, например, всей атмосферы $(0 - \infty)$, можно записать в форме (2):

$$t_0 = \int_0^\infty a(z) dz. \quad (2)$$

Дальнейшая детализация процессов взаимодействия излучения со средой, например, выделение молекулярного поглощения атмосферного газа, которое описано коэффициентом поглощения k_m , из суммарной оптической толщи, приводит к выражению:

$$t_m = k_m U^* S f(v, v') U, \quad (3)$$

где S — интенсивность линии поглощения; $f(v, v')$ — форма контура линии поглощения, измерения в которой дают возможность определения содержания поглощающего газа U . Однако, из-за зависимости коэффициентов молекулярного поглощения от давления и температуры атмосферы необходимо использовать измерения этих параметров в качестве дополнительной информации, или решать комплексную обратную задачу по определению содержания газа, температуры и давления в атмосфере. Таким образом, использование зависимости оптических характеристик взаимодействия излучения со средой от параметров атмосферы позволяет реализовать дистанционные измерения параметров атмосферы.

Аналогичным образом можно описать физико-математические основы других пассивных методов, например, методов рассеяния и собственного излучения атмосферы. Для этого используются интегральная или интегро-дифференциальная форма уравнения переноса ЭМИ в атмосфере и соотношения, описывающие зависимости атмосферных оптических характеристик (коэффициенты излучения, рассеяния, индикатрисы рассеяния и т.д.) от физических характеристик атмосферы и поверхности (температуры, содержания газов и т.д.), для формулировки обратных задач относительно параметров атмосферы и поверхности.

Так, интегральную форму уравнения переноса теплового излучения для интенсивности восходящего излучения на высоте z можно записать с учетом ослабления и собственного излучения в форме (4) из [Тимофеев и Васильев, 2003]:

$$I_n^\uparrow(z) = I_{n,0} P_n(0, z) + \int_0^z B_n[T(z')] \frac{dP_n(z', z)}{dz'} dz', \quad (4)$$

где $P_n(z', z)$ — функция пропускания слоя атмосферы ($z - z'$), B_n — функция Планка излучения абсолютно черного тела; $T(z)$ — вертикальный профиль температуры воздуха. Информация о газовом составе атмосферы содержится в функциях пропускания $P_n(z', z)$ и в соотношениях, описывающих метод ОРСИ.

4. ПАССИВНЫЕ СПУТНИКОВЫЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ ГАЗОВОГО СОСТАВА

Опишем кратко пассивные спутниковые дистанционные методы, позволяющие в настоящее время получать основную информацию о газовом составе атмосферы. С математической точки зрения все дистанционные методы (за исключением определения общего содержания газов) относятся к некорректным по Адамару обратным задачам атмосферной оптики. В частности, как это видно, например, из формулы (4), — к нелинейным интегральным уравнениям Фредгольма первого рода [Тимофеев, 2016]. Эти уравнения корректны по А. Н. Тихонову, и за последние десятилетия предложены регуляризационные численные методы их решений (см., например, [Rodgers, 2000]). Важной особенностью этих методов является использование при решении не только данных измерений (например, спектров излучения), но и априорной информации об искомом решении. Так, при численной реализации дистанционных методов задается, например, среднее состояние атмосферы (средний профиль содержания исследуемого газа) и свойства искомой функции — ограниченность, положительность, принадлежность к эмпирическому статистическому ансамблю и т.д. Зависимость решения от априорной информации может быть очень сильная при малой информативности самих измерений излучения. Математические особенности реализации дистанционных измерений атмосферных параметров подробно изложены в работах [Тимофеев, 2016; Rodgers, 2000; WMO, 2023b, c].

4.1. Метод прозрачности (МП), затменный метод

Метод основан на регистрации величин ослабления солнечного, лунного, звездного и другого излучения в различных областях спектра (от гамма-излучения до радиоволн) и при разной геометрии измерений (наземная, самолетная, аэростатная, спутниковая) за счет молекулярного поглощения атмосферных газов для определения их содержания. Высокая информативность метода обусловлена наличием большого количества по-

лос поглощения десятков газов, а также высоким отношением сигнал/шум при измерениях солнечного излучения. Методу характерна простая модель переноса излучения; высокая точность измерений солнечного излучения и, как следствие, содержания газов, широкая высотная область и высокое вертикальное разрешение (при применении касательной спутниковой геометрии). Важное преимущество метода заключается в использовании относительных измерений излучений.

Из недостатков метода можно выделить малое количество измерений (~30 измерений в сутки) по излучению восходящего и заходящего за горизонт планеты Солнца, ограничение высотного диапазона измерений, связанное с наличием облачности, влияние нестационарного состояния атмосферы при измерениях по восходящему и заходящему Солнцу (например, содержания NO_2 в стратосфере, содержания озона в мезосфере), что отрицательно сказывается на точности, а также значительное горизонтальное усреднение содержания исследуемого газа (200–300 км). Отметим, что использование излучения звезд на порядок повышает число спутниковых измерений в сутки и позволяет исследовать атмосферу в ночное время. Однако, при этом отношение сигнал/шум на порядки ниже, чем при применении Солнца в качестве источника излучения.

4.2. Метод атмосферного излучения (АИ)

Метод АИ часто подразделяется на три метода:

1. Метод теплового излучения (ТИ).
2. Метод ИК неравновесного излучения атмосферы.
3. Метод свечения атмосферы.

Наиболее активно в последние десятилетия используется метод АИ, который обладает высокой информативностью (большое количество излучающих газов при измерениях с высоким спектральным разрешением и охлаждении приемников). Кроме того, данный метод возможно использовать в отсутствии солнечного излучения (например, в период полярной ночи). Недостатком метода является сильная зависимость информативности (относительно газового состава атмосферы) от температурной вертикальной неоднородности атмосферы [Кондратьев и Тимофеев, 1978; Timofeyev and Vasiliev, 2008; Houghton et al., 1984]. Отметим, что спутниковые методы, основанные на измерениях собственного излучения атмосферы, используют надирную и лимбовую геометрии.

4.3. Методы отраженного и рассеянного солнечного излучения (ОРСИ)

Метод основан на измерениях отраженного и рассеянного солнечного излучения (ОРСИ) [Малкевич, 1973; Cracknell and Varotsos, 2012] в диапазонах длин волн от УФ до ближнего ИК (БИК). В отличие от метода ТИ, ОРСИ используется в дневное время или при сумерках. Это связано с зависимостью метода от наличия прямого солнечного излучения. Измерения рассеянного солнечного излучения в полосах поглощения газов позволяют определять общее содержание и элементы вертикальной структуры их содержания. Метод ОРСИ в спутниковых измерениях используется с лимбовой, надирной или другими близкими геометриями.

Все представленные выше дистанционные методы измерений позволяют получать информацию о газовом составе атмосферы. Однако, важнейшие характеристики данных дистанционных методов, такие, как погрешности, высотные диапазоны измерений, пространственный и временной охват измерениями, пространственное и временное разрешение, стоимость и др. сильно различаются. Именно поэтому, а также из-за требований к измерениям газового состава атмосферы в научных и прикладных задачах, существующие системы глобального мониторинга состоят из совокупности различных методов, приборов и геометрий измерений.

В табл. 1 приведены основные характеристики пассивных дистанционных методов измерений.

Из табл. 1 следует, что в МП используется излучение в очень широкой области – от гамма-излучения до МКВ диапазона. Метод имеет достаточно высокое вертикальное разрешение, но грубое горизонтальное (если не используется томографический подход). В методах АИ используются измерения ЭМИ в областях от УФ до МКВ. Метод ОРСИ (солнечного излучения) распространяется на обла-

сти от УФ до ближней ИК. Современные надирные методы имеют, как правило, высокое горизонтальное разрешение, но низкое – вертикальное.

5. СПУТНИКОВЫЕ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ГАЗОВОГО СОСТАВА АТМОСФЕРЫ

Измерения газового состава атмосферы из космоса осуществляются с использованием нескольких типов орбит и геометрий наблюдений. В настоящее время имеются три важнейшие орбитальные системы спутниковых измерений – полярная, геостационарная и высокоэллиптическая [Асмус и др., 2021]. На рис. 3 приведена для примера действующая и создаваемая группировка российских космических аппаратов (в соответствии с Федеральной космической программой России на 2016–2025 гг.), состоящая из трех указанных выше типов орбит.

На этом рисунке приведены также примеры многочисленных российских спутников, используемых для решения научных и прикладных задач в областях метеорологии и экологии (например системы Электро-Л, Метеор-М, Ресурс-П, Арктика-М и др.). Из них можно выделить полярные спутники, которые позволяют осуществлять периодический глобальный мониторинг характеристик газового состава атмосферы с определенной частотой; геостационарные спутники с временным разрешением 15–30 мин. в тропиках и средних широтах и высокоэллиптические спутники с временным разрешением ~30 мин. в полярных районах [Асмус и др., 2021]. Существенную роль в информативности спутниковых дистанционных методов играют такие параметры космических носителей, как высоты над поверхностью, углы наклоны, типы орбит, полосы обзора и др.

Другими важными факторами, которые обуславливают информативность спутниковых ме-

Таблица 1. Основные характеристики пассивных спутниковых методов измерений газового состава атмосферы.

Метод	Геометрия измерений	Источник ЭМИ	Спектральная область	Вертикальное/ горизонтальное разрешение, км
Прозрачности (МП), затменный	Лимбовая, касательная	Солнце, Луна, звезды, галактики	От гамма-излучения до дальнего ИК	1–3/200–300
Атмосферного излучения (АИ)	Надирная, лимбовая	Тепловое и ИК неравновесное, свечения атмосферы	БИК–МКВ	5–10/5–50 2–5/200–300
Отраженного и рассеянного солнечного излучения (ОРСИ)	Надирная, лимбовая	Солнце	УФ–ВИД– БИК	5–15/2–30 2–4/200–300

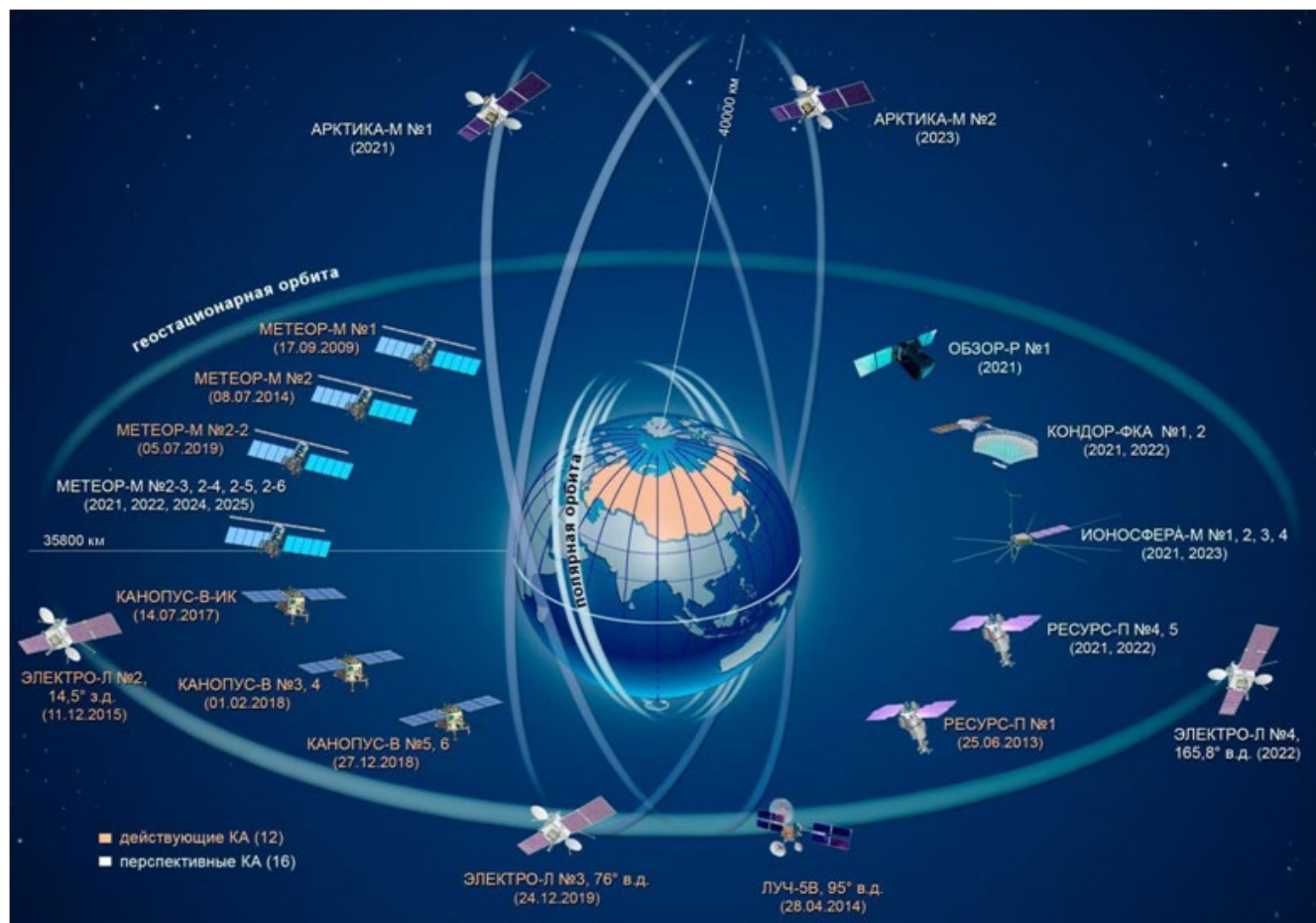


Рис. 3. Действующая и создаваемая в интересах Росгидромета группировка российских космических аппаратов.

тодов определения газового состава атмосферы, являются используемые спектральные области измерений, характеристики применяемой аппаратуры и дистанционных методов. К этим характеристикам относятся спектральное разрешение, случайные и систематические погрешности и угловое разрешение измерений, качество используемой априорной информации, точность задания характеристик молекулярного поглощения, в частности интенсивностей, полуширин спектральных линий и их зависимостей от давления и температуры, контуров линий поглощения и др.

В следующем разделе мы рассмотрим основные характеристики трех пассивных спутниковых методов и приборов, активно использовавшихся для получения информации о газовом составе атмосферы в последние два-три десятилетия, и с помощью которых был получен основной объем данных наблюдений. Активные спутниковые методы (в частности, лидарный метод) интенсивно применяются в настоящее время для мониторинга характеристики облаков и аэрозолей. Использование их для мони-

торинга газового состава атмосферы планируется в самые ближайшие годы.

6. АППАРАТУРА ДЛЯ СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА ГАЗОВОГО СОСТАВА АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ И ЕЕ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

Первыми метеорологическими спутниками, исследовавшими газовый состав атмосферы и измерявшими тепловое излучение, содержащее информацию об облаках и водяном паре, были американские спутники серии TIROS. Спутники TIROS 2, 3 и 4 (запущенные в 1960, 1961 и 1962 годах) использовали сканирующие радиометры, чувствительные к содержанию водяного пара в спектральном интервале 6.0–6.5 мкм [Hanel and Wark, 1961]. Первые советские наблюдения общего содержания озона (ОСО) с помощью спектрофотометра, измеряющего отраженное и рассеянное земной поверхностью УФ излучение Солнца, были осуществлены на КА «Космос-121» [Березин и др., 1972; Хргиан и др., 1973].

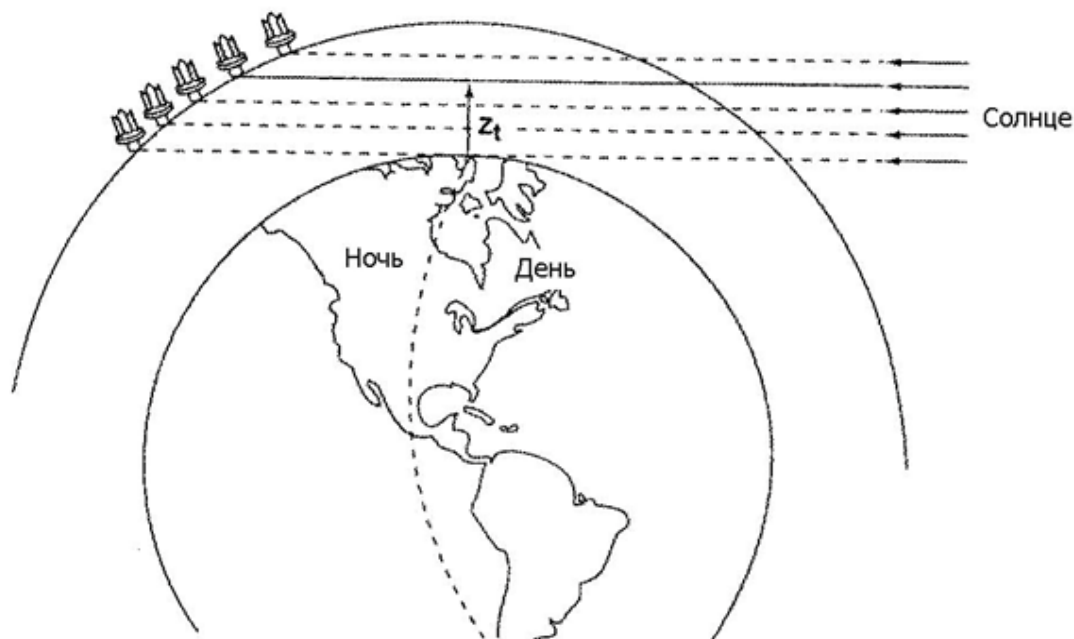


Рис. 4. Схема затменных спутниковых экспериментов с использованием излучения Солнца.

6.1. Методы прозрачности

Метод прозрачности уже длительное время используется для изучения газового и аэрозольного состава в наземных, аэростатных, самолетных и спутниковых измерениях [Тимофеев, 2016; WMO, 2023b, c; Rodgers, 2000]. В середине 80-х годов в СССР проводились спутниковые измерения содержания озона и аэрозолей методом прозрачности, а также с помощью измерений сумеречного лимба Земли [Гречко и др., 1988; Grechko et al., 1991; Elansky et al., 1991; Elansky et al. 1991a]. Схема таких измерений представлена на рис. 4. Прибор измеряет ослабленное солнечное излучение, которое проходит через разные слои атмосферы, характеризующиеся прицельной высотой z_t . При измерениях на трассах, не проходящих через атмосферу, он измеряет также и прямое, не ослабленное атмосферой, солнечное излучение (на схеме не представлено). Отношение между измеренным ослабленным и не ослабленным солнечным излучением является функцией пропускания атмосферы на касательных трассах и зависит от двух переменных — прицельной высоты и длины волны ЭМИ. Измерения солнечного излучения осуществляются при его восходе и заходе за планету, и поэтому этот метод также называют затменным.

Эпизодические затменные спутниковые эксперименты проводились на орбитальной станции «Салют», по данным измерений восстанавливались

вертикальные профили содержания водяного пара [Кондратьев и др., 1976, 1978]. Первые регулярные спутниковые измерения вертикальных профилей содержания O_3 и NO_2 этим методом были выполнены с помощью прибора SAGE I (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) в 1979–1981 гг. [Chu and McCormick, 1979; McCormick et al., 1989]. Комплексные исследования газового состава стратосферы были проведены в 1983 г. прибором GRILLE-1 [Muller et al., 1985]. В этих измерениях были определены вертикальные профили содержания H_2O , CO_2 , CO , NO , NO_2 , N_2O , CH_4 .

В 1984 г. начались исследования усовершенствованным прибором SAGE II, которые продолжались до 2003 г. С 2002 г. примерно 3 года усовершенствованный прибор SAGE III функционировал на спутнике «Метеор-3М». Позднее прибор SAGE III с 2017 г. работал на Международной космической станции (МКС) [McCormick et al., 1991]. Одной из особенностей SAGE III была возможность измерений с помощью отраженного от Луны солнечного излучения. Спутниковые приборы SAGE постоянно совершенствовались и в общей сложности участвуют в мониторинге озоносферы уже более 40 лет. В Приложении приведена табл. П1 с примерами затменных спутниковых экспериментов по излучению Солнца и звезд, проводимых с 1979 г.

Приборы UVISI (Ultraviolet and Visible Imagers and Spectrographic Imagers) на спутнике MSX

(Midcourse Space Experiment) [Yee et al., 2002] и GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars) на спутнике Envisat (Environmental Satellite) [Kyrola et al., 2004] измеряли излучение звезд, что позволило увеличить число измерений в сутки более чем на порядок по сравнению с солнечными экспериментами и изучать ночную озоносферу. В период функционирования прибора UVISI (Ultraviolet and Visible Imagers and Spectrographic Imagers) (1996–2004 гг.), с помощью которого измерялось ЭМИ в области 114–897 нм, удалось восстановить профили содержания O_2 , K_3 , NO_2 и температуры воздуха. Высотный диапазон измерений прибора GOMOS (Global Ozone monitoring by Occultation of Stars) составлял 10–100 км при вертикальном разрешении 2–4 км. Спектрометр GOMOS измерял излучение от ~180 звезд в следующих областях спектра: 248–690, 755–774 и 926–954 нм. Это позволяло получать в определенные периоды функционирования аппаратуры за сутки ~400 измерений (280 измерений в сутки после июля 2007 г.) с глобальным покрытием, в том числе и в условиях полярной ночи. В общей сложности с начала измерений за 10 лет (в апреле 2012 г. была потеряна связь со спутником Envisat) прибор GOMOS осуществил 866000 затменных измерений. Измерения излучения звезд в УФ и ВИД областях спектра позволили определить вертикальные профили O_3 , NO_2 , NO_3 , H_2O , O_2 , характеристики натриевого слоя, турбулентности, гравитационных волн, стратосферного аэрозоля и полупрозрачных облаков различного типа.

Прибор ATMOS (Atmospheric Trace MOlecule Spectroscopy experiment), представлявший собой Фурье-интерферометр, открыл «новую эру» в методе прозрачности и в исследованиях газового состава атмосферы [Farmer, 1987]. Измерения проводились в 1985, 1992, 1993 и 1994 гг. на шаттлах и продолжались в течение 10 дней. Прибор ATMOS измерял спектры прямого солнечного излучения с высоким спектральным разрешением (0.01 см^{-1}) в широкой спектральной области ($600\text{--}4800\text{ см}^{-1}$). Важной особенностью прибора являлось малое время измерений (~2 сек), что давало возможность реализации достаточно высокого вертикального разрешения (1–2 км) при затменных наблюдениях [Farmer, 1987]. Проведенные эксперименты позволили определить вертикальные профили концентраций более 30 малых газовых составляющих атмосферы, в том числе ряда их изотопических разновидностей. На рис. 5 представлены измеренные прибором ATMOS газы, высоты их измерений и погрешности определения содержания [Gunson et al., 1996].

Отметим российские затменные эксперименты с аппаратурой «Озон-Мир», созданной в Санкт-Петербургском государственном университете (СПбГУ). С ее помощью измерялось солнечное излучение в УФ, ВИД и БИК областях спектра на научном модуле «Природа» станции «Мир» в 1996–1997 гг. [Поберовский и др., 1999; Поляков и др., 1999]. Спектральные особенности прибора позволяли осуществлять независимую высотную привязку данных с помощью анализа измерений в полосах поглощения кислорода и получить информацию о содержании озона до высот 70–80 км.

На рис. 6 приведен пример сопоставлений измеренных вертикальных профилей содержания озона приборами «Озон-Мир» на орбитальной станции «МИР» и HALOE (Halogen Occultation Experiment) на борту спутника UARS (Upper Atmosphere Research Satellite, NASA), демонстрирующий высокое качество спутниковых измерений [Поберовский и др., 1999; Поляков и др., 1999].

Как продолжение исследований газового состава с помощью интерферометра ATMOS можно рассматривать эксперименты с интерферометром ACE (Atmospheric Chemistry Experiment) на канадском спутнике SCISAT (Science Satellite), запущенном 12 августа 2003 г. [Bernath et al., 2005, 2021] и действующего до сих пор (более 20 лет). Прибор ACE измеряет спектры солнечного излучения в области $2.2\text{--}13.3\text{ мкм}$ ($750\text{--}4400\text{ см}^{-1}$) с разрешением 0.02 см^{-1} . Высотный диапазон измерений составляет ~6–100 км в зависимости от газа. Данные измерений позволяют получать информацию о вертикальных профилях температуры, давления, отношения смеси многих газов, оптических и микрофизических характеристиках аэрозолей и облаков. Из измерений прибора ACE была получена информация о содержании следующих газов: H_2O , O_3 , N_2O , CO , CH_4 , NO , NO_2 , HNO_3 , HF , HCl , N_2O_5 , $ClONO_2$, CFC-12 (CCl_2F_2), CFC-11 (CCl_3F), COF_2 , HCFC-22 ($CHClF_2$), HDO , SF_6 , OCS , HCN , CF_4 , CH_3Cl , C_2H_2 , C_2H_6 , N_2 , CO_2 , H_2CO , H_2O_2 , O_2 , HO_2NO_2 , $HCOOH$, CH_3OH , $COCl_2$, CCl_4 , $COClF$, HCFC-142b (ClF_2C-CH_3), CFC-113 ($Cl_2FC-CClF_2$), HCFC-141b (Cl_2FC-CH_3), а также ряда изотопов.

Погрешности метода прозрачности (как и других дистанционных методов определения газового состава атмосферы) зависят от многих факторов — в существенной степени от величины поглощения исследуемого газа, высоты в атмосфере, точности измерений солнечных спектров, качества априорной информации (прежде всего точности задания спектроскопических параметров — интенсивностей,

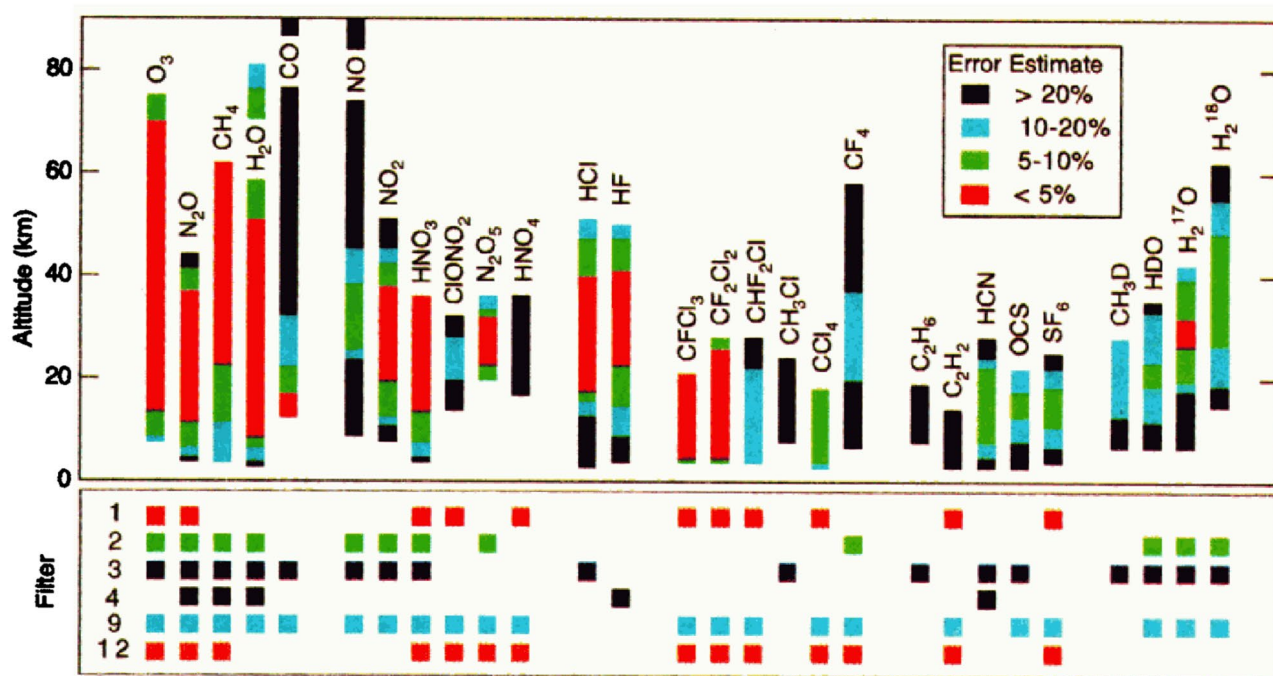


Рис. 5. Газы, измеренные в затененных экспериментах с помощью прибора ATMOS, погрешности и высоты измерений [Gunson et al., 1996].

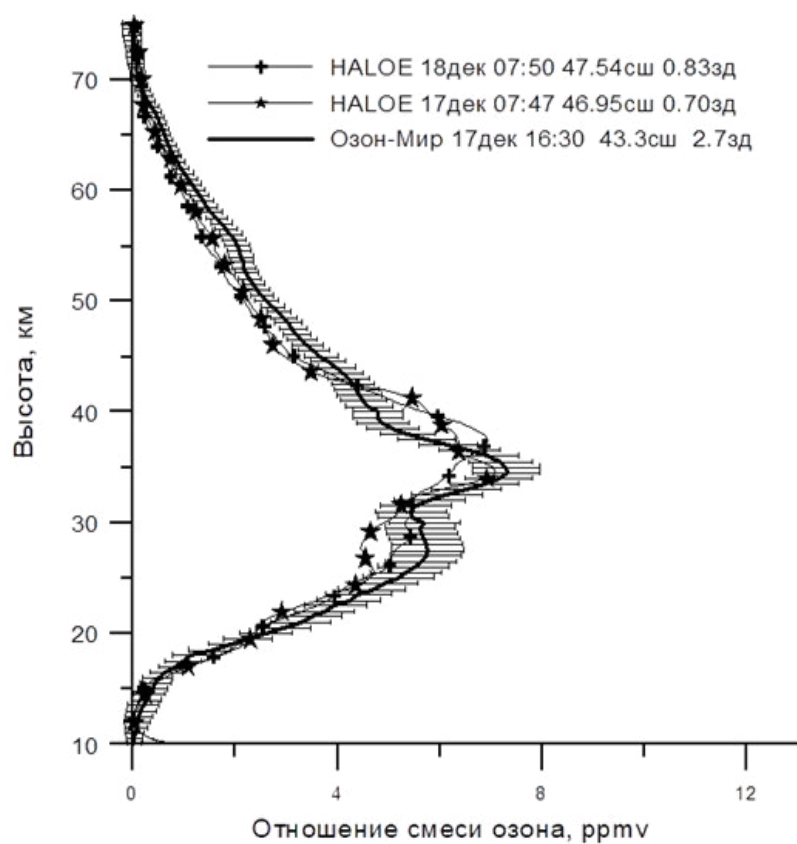


Рис. 6. Пример сопоставлений вертикальных профилей содержания озона на основе измерений спутниковыми приборами «Озон-Мир» и HALOE.

полуширин спектральных линий и т.д.). Погрешности варьируются от единиц до 10–50% и более. В табл. 2 приведены примеры оценки погрешностей определения содержания газов с помощью спутникового прибора ACE-FTS [Bernath et al., 2021].

В качестве примера, характеризующего высокую информативность измерений прибора ACE, приведем табл. 3 с оценками долговременных линейных трендов (2004–2020 гг.) содержаний для 44 молекул атмосферных газов, измеренных ACE-FTS в единицах %/год и ppt/год для версии данных прибора ACE 4.1 [Bernath et al., 2021]. В скобках приведено стандартное отклонение трендов.

Космические приборы SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography) работали в космосе с использованием трех геометрий наблюдений – надирных, лимбовых и затменных [Noel et al., 2002]. В затменных экспериментах с этим прибором как Солнце, так и Луна (отраженное солнечное излучение от Луны) выступали в качестве источников. В результате использования различных мод наблюдений прибор SCIAMACHY позволил получить информацию о содержании O₃, NO₂, H₂O, CO₂, CH₄, N₂O BrO, CO, O₂, O₂, NO, SO₂, H₂CO, ClO и OClO в стратосфере и тропосфере.

Интересно отметить, что источниками в затменных экспериментах могут быть не только Солнце и звезды, но и жесткое рентгеновское излучение космических объектов. Например, в [Yu et al., 2022] излучение Крабовидной туманности используется для исследования термосферы Земли.

6.2. Метод теплового излучения (надир)

Методы теплового излучения реализуются при двух типах геометрии измерений – в надирных и лимбовых направлениях, – и они начали активно развиваться в 70-х годах 20-го века. Исследования газового состава атмосферы, в частности содержания водяного пара и озона, стартовали с первых спутниковых надирных измерений спектров уходящего теплового излучения Фурье-спектрометром IRIS (InfraRed Interferometer Spectrometer) на спутнике Nimbus-3 в апреле 1969 г. [Hanel and Conrath, 1969]. Подобные же измерения на спутниках «Метеор» в 1977 и 1979 гг. (Фурье-спектрометр SI-1 [Kemper et al., 1980]) позволили определять содержание водяного пара и озона [Головки и др., 1979; Досов и др., 1979]. В последние годы с помощью современных методик интерпретации эти же измерения использовались для определения содержания CO₂ в 1977–1979 гг. [Тимофеев и др., 2020].

Таблица 2. Измеряемые газы, высоты их измерений и суммарные погрешности определения с помощью прибора ACE-FTS.

Газы	Высотный диапазон (км)	Погрешность (%)
O ₃	10–50	5
N ₂ O	10–50	5
CH ₄	10–50	5
HNO ₃	15–40	16
H ₂ O	10–50	5
HCl	15–50	5
HF	15–50	5
NO	15–100	5
NO ₂	15–50	5
ClNO ₃	15–40	20
CO	15–100	5
CCl ₃ F	10–30	10
CCl ₂ F ₂	10–30	10
N ₂ O ₅	20–40	20

Современные приборы (примерно с 2000 г.), применяемые в надирных исследованиях, обладают относительно высоким спектральным разрешением (как правило выше ~1 см⁻¹), широкой спектральной областью измерений и наличием большого числа используемых спектральных интервалов в средней ИК области для дистанционного зондирования атмосферы. Так, прибор AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) был запущен в мае 2002 г. на спутнике Aqua [Goldberg et al., 2003] и измеряет собственное излучение Земли в спектральной области 3.7–15.4 мкм в 2378 спектральных каналах с высоким спектральным разрешением ($\lambda/\Delta\lambda = 1200$). Горизонтальное разрешение прибора в надире составляет ~13.5 км. Абсолютные погрешности измерений в терминах яркостной температуры оценивались в ~0.14–0.35 К. Измерения AIRS позволяют определять вертикальные профили температуры, влажности, содержание O₃, CO, CH₄, CO₂, SO₂ и ряда других газов.

Прибор TES (The Tropospheric Emissions Spectrometer), запущенный в июле 2004 г, почти 14 лет

Таблица 3. Долговременные глобальные тренды (2004–2020 гг.) содержаний 44 атмосферных газов [Bernath et al., 2021].

Молекула	Тренд, %/год (погрешность)	Тренд, ppt/год (погрешность)	Молекула	Тренд, %/год (погрешность)	Тренд, ppt/год (погрешность)
COClF	–0.85 (15)	–0.377 (59)	HCN	–0.14 (30)	–0.35 (70)
H ₂ O	0.250 (30)	13.3(1.5) × 10 ³	HCOOH	–0.70 (28)	–0.32 (11)
H ₂ O ₂	0.23 (24)	0.47 (48)	HF	0.868 (45)	17.52 (79)
HCFC-22	1.723 (56)	4.079 (94)	HFC-134a	6.86 (22)	5.708 (70)
HCFC-141b	0.59 (22)	0.169 (55)	HNO ₃	0.61 (20)	50 (13)
HCFC-142b	1.06 (17)	0.168 (21)	HO ₂ NO ₂	0.24 (10)	0.54 (23)
HCl	–0.297 (30)	–7.70 (72)	N ₂	0.0038 (25)	30(28) × 10 ⁶
N ₂ O	0.2852 (93)	938 (29)	PAN	–13.3 (5.4)	–6.06 (58)
N ₂ O ₃	0.22 (17)	2.3 (1.7)	CFC-11	–0.531 (25)	–1.225 (51)
NO	0.13 (16)	10 (12)	COF ₂	0.35 (11)	1.00 (28)
NO ₂	0.01 (11)	0.4 (5.2)	ClONO ₂	–0.55 (10)	–4.59 (77)
O ₂	0.0059 (60)	13(13) × 10 ⁶	CO ₂	0.5484 (52)	2206(19) × 10 ³
O ₃	0.095 (54)	7.2(4.0) × 10 ³	C ₂ H ₆	1.34 (31)	8.9 (1.6)
OCS	–1.44 (15)	–6.40 (47)	H ₂ CO	0.19 (19)	0.18 (17)
(CH ₃) ₂ CO	2.31 (37)	8.14 (94)	C ₂ H ₂	–1.12 (38)	–0.81 (23)
CCl ₄	–1.231 (75)	–0.992 (50)	CF ₄	1.057 (20)	0.870 (13)
CFC-12	–0.608 (18)	–3.156 (83)	CFC-113	–1.387 (33)	–1.005 (19)
CH ₃ Cl	0.168 (40)	1.03 (24)	CH ₃ CN	–0.23 (16)	–0.62 (40)
CH ₃ OH	–0.07 (19)	–0.4 (1.1)	CH ₄	0.346 (17)	6.26(29) × 10 ³
CHF ₃	3.450 (83)	0.840 (13)	ClO	0.35 (43)	0.82 (94)
CO	–0.47 (16)	–0.34(11) × 10 ³	COCl ₂	–0.63 (17)	–0.072 (18)
SF ₆	3.829 (27)	0.3272 (23)	SO ₂	–0.68 (46)	–0.059 (36)

измерял собственное ИК излучение атмосферы в надирных и лимбовых направлениях в спектральной области 650–3050 см^{–1} (15.4–3.3 мкм) с очень высоким спектральным разрешением – 0.025 (лимб) и 0.1 см^{–1} (надир) [Beer et al., 2001; EOS, 2020]. Этот прибор предназначался прежде всего для измерений содержания газов-загрязнителей. Он позволил определять содержание большого числа газов (O₃, H₂O, CO, CO₂, CH₄, HDO, NH₃, HNO₃, HCOOH, CH₃OH, PAN, OCS и HCN) [EOS, 2020]. При надирных наблюдениях он имеет относительно высокое горизонтальное разрешение 5.3 × 8.3 км², а при лимбовых – высокое вертикальное (2.3 км). Системы прибора позволяют также исследовать отдельные районы земного шара с высокой плотностью

измерений, например в районах сильных газовых загрязнений.

Первый прибор IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) [Clerbaux et al., 2009; Blumstein et al., 2004; Van Damme et al., 2014; Garcia et al., 2016] был запущен в октябре 2006 г., второй – в сентябре 2012 г., третий – в ноябре 2018 г. Эти приборы характеризуются высокой точностью и горизонтальным разрешением (~12 км) в широкой спектральной области 645–2675 см^{–1} со спектральным разрешением ~0.5 см^{–1}. Погрешности измерений уходящего излучения в терминах яркостной температуры составляют 0.2–0.35 К. Характеристики последующих версий прибора постоянно ухудшались (в частности, его спектральное разрешение).

Приборы IASI используются для определения содержания более 20 климатически и экологически важных газов, в частности — O_3 , CH_4 , CO_2 , CO , HNO_3 , NH_3 . Рис. 7 наглядно характеризует высокую информативность прибора относительно содержания атмосферных газов [Clerbaux et al., 2009; Van Damme et al., 2014]. На нем приведен пример спектра уходящего теплового излучения, измеренный IASI, и положение полос поглощения газов, содержание которых определяются по его данным. Ряд газов определялся в оперативном режиме (H_2O , O_3 , CO , N_2O , CO_2 , CH_4).

В качестве примера измерений IASI приведем временной ход ОС аммиака для Северного и Южного полушарий (рис. 8), демонстрирующий существенные пространственные и временные вариации содержания этого газа.

Прибор CrIS (Cross-track Infrared Sounder) на спутнике Suomi National Polar-orbiting Partnership Satellite (S-NPP) был запущен в космос в октябре 2011 г. Он используется также на спутниках NOAA-20, NOAA-21, и на JPSS-3, -4 [Han et al., 2013; Smith and Barnett, 2020]. Прибор представляет собой Фурье-спектрометр, который измеряет уходящее тепловое ИК излучение в спектральных областях 650–1095, 1210–1750 и 2155–2550 cm^{-1} со спектральным разрешением 0.625, 1.25 и 2.5 cm^{-1} . Общее число каналов составляет 1305. Оценки случайных погрешностей измерений прибора дают

цифру ~ 0.1 К яркостной температуры излучения. CrIS обеспечивает хороший пространственный охват территорий за счет полосы обзора шириной 2200 км и измерений 3×3 точек диаметром 14 км в надире. Измеряемые газы включают H_2O , O_3 , CH_4 , CO_2 , CO , HNO_3 , N_2O , SO_2 .

В июле 2014 г. был выведен на орбиту российский метеорологический спутник «Метеор-М» № 2, на борту которого функционировал ИК Фурье-спектрометр ИКФС-2, предназначенный, прежде всего, для температурно-влажностного зондирования атмосферы [Golovin et al., 2018; Zavelevich et al., 2018; Timofeyev et al., 2019]. Рабочий спектральный диапазон измерений уходящего теплового излучения ИКФС-2 составляет 5–15 μm (660–2000 cm^{-1}) при спектральном разрешении 0.4 cm^{-1} . Точность измерений уходящего теплового излучения (0.1–0.3 мВт/(м² ср cm^{-1})), позволяет с высокой точностью восстанавливать вертикальные профили температуры. Прибор также дает возможность с высокой точностью определять общее содержание озона (в среднем $\sim 3\%$ за исключением полярных регионов) [Polyakov et al., 2023].

В качестве примера результатов измерений ИКФС-2 приведем рис. 9, где даны временные вариации среднемесячных ОС озона в зимний и весенний периоды при наличии значительных аномалий (озоновых дыр в 2020 г.) [Polyakov et al., 2023].

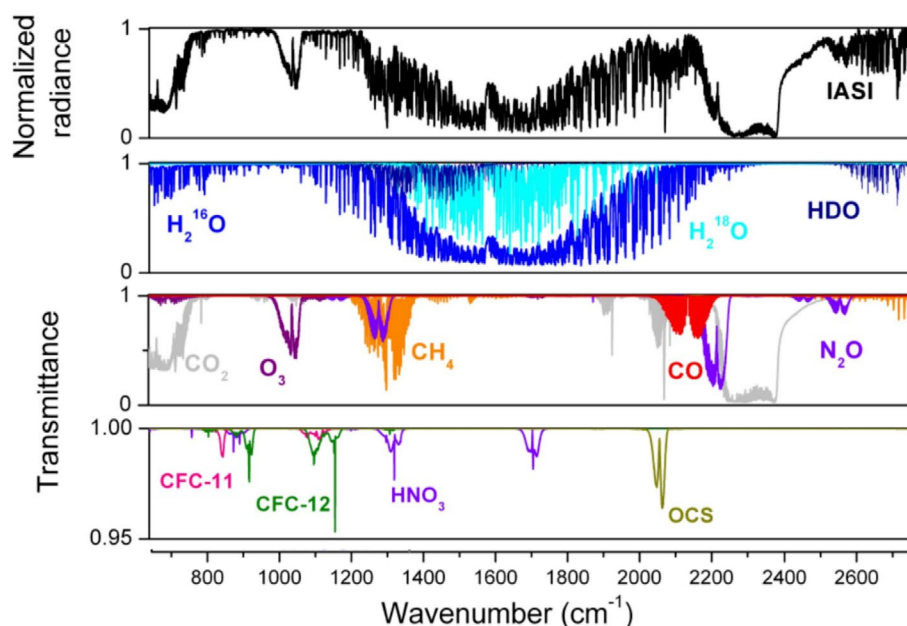


Рис. 7. Спектр уходящего излучения (верхний рис.), измеренный прибором IASI, и положение полос поглощения различных газов на шкале волновых чисел, определенное с помощью приведенных функций пропускания атмосферы [Clerbaux et al., 2009].

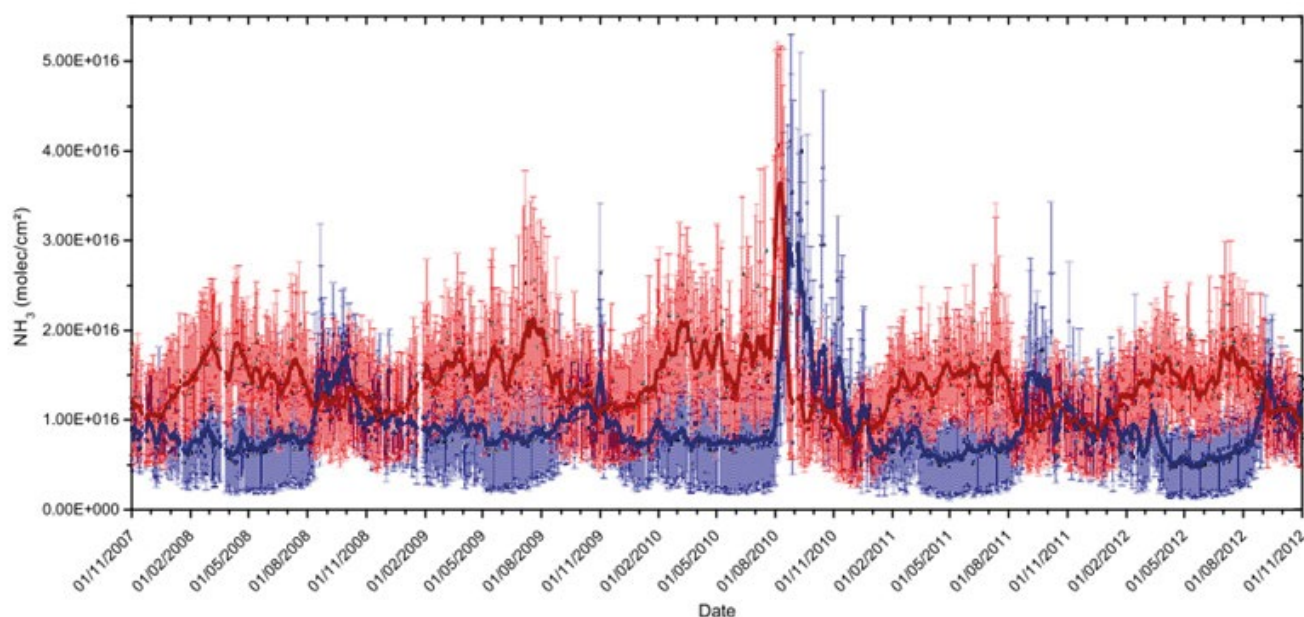


Рис. 8. Временные ряды дневных общих содержаний NH_3 над сушей для Северного (красный) и Южного (синий) полушарий; столбики характеризуют погрешности дистанционных измерений; темно-красная и темно-синяя линии — средние значения за 11 дней [Van Damme et al., 2014].

Спутниковые Фурье-спектрометры в ИК области спектра, подобные рассмотренным выше, были запущены и в других странах, например в Китае и Японии. Прибор HIRAS (Hyperspectral Infrared Atmospheric Sounder) был запущен на китайском полярном спутнике FY-3D в ноябре 2017 г. [Wu et al., 2020]. Прибор измеряет уходящее тепловое излучение в трех спектральных областях — $(650\text{--}1135)\text{ см}^{-1}$, $(1210\text{--}1750)\text{ см}^{-1}$ и $(2155\text{--}2550)\text{ см}^{-1}$ — со спектральным и пространственным разрешениями 0.625 см^{-1} и $\sim 16\text{ км}$, соответственно.

На японском спутнике GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite) [Kuze et al., 2009], с 23 января 2009 г. начал функционировать прибор для измерений общего содержания важнейших парниковых газов — CO_2 и CH_4 . Позднее был запущен спутник GOSAT-2 (29.10.2018) с аппаратурой TANSO-FTS-2 (the Thermal And Near infrared Sensor for carbon Observation Fourier-Transform Spectrometer-2) и прибором мониторинга облачности и аэрозоля — TANSO-CAI-2 (Cloud and Aerosol Imager-2). Приборы на спутнике GOSAT-2 измеряют уходящее излучение Земли в широкой спектральной области — отраженное и рассеянное солнечное излучение в БИК области спектра от 0.76 мкм и тепловое излучение в диапазоне $5.5\text{--}14.3\text{ мкм}$ со спектральным разрешением $\sim 0.2\text{ см}^{-1}$. Кроме важнейших парниковых газов (CO_2 и CH_4) это позволяет также измерять содержание CO [Suto et al., 2021].

Для измерений газового состава используются также надирные приборы, измеряющие тепловое ИК излучение не только на полярных, но и на геостационарных и высокоэллиптических спутниках (приборы GOES-8 Sounder, МСУ-ГС и т.д.). Они позволяют восстанавливать ОСО с высоким пространственным и временным разрешением над обширными территориями. Так, с апреля 1994 г. с помощью прибора SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) осуществляются оценки атмосферных параметров и, в том числе ОСО, по измерениям теплового излучения в 8 спектральных каналах (например, в полосе поглощения озона 9.6 мкм). Погрешности измерений уходящего излучения в ИК области составляют $0.2\text{--}0.5\text{ К}$, пространственное разрешение прибора — $3 \times 3\text{ км}^2$, временное — 15 мин. Точность измерений ОСО ($5\text{--}7\%$) [Li et al., 2001] дает возможность получать уникальную информацию о мезомасштабных вариациях ОСО (пространственное разрешение $\sim 10\text{ км}$) в тропических и средних широтах.

Подобный многоканальный радиометр МСУ-ГС (Многозональное Сканирующее Устройство Гидрометеорологического Обеспечения) функционирует на российском геостационарном метеорологическом спутнике «Электро-Л» № 1. и высокоэллиптическом спутнике «Арктика-М1». Измерения в 3-х ИК каналах уходящего теплового излучения ($8.2\text{--}9.2$, $9.2\text{--}10.2$, $10.2\text{--}11.2\text{ мкм}$) с пространственным

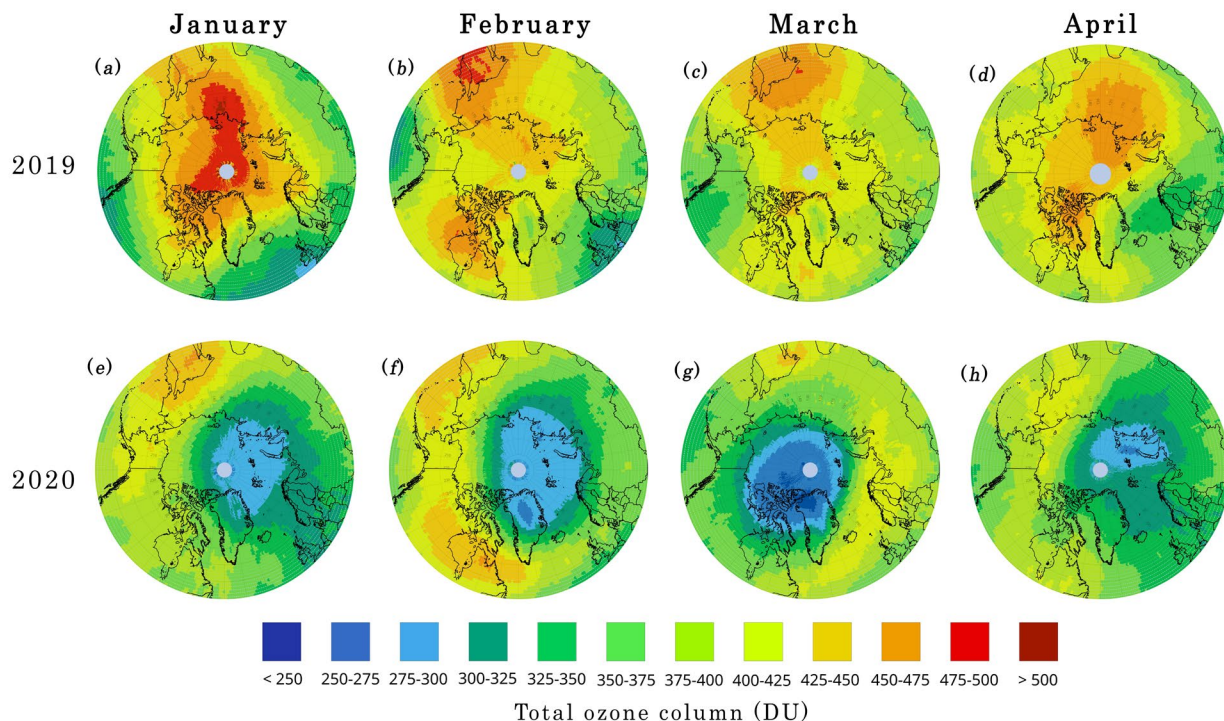


Рис. 9. Сравнения среднемесячных карт ОСО по данным ИКФС-2 в январе (а), феврале (б), марте (с) и апреле (д) 2019 г. и январе (е), феврале (ф), марте (г) и апреле (h) 2020 г. в широтном поясе 50–90 градусов Северного полушария.

разрешением 4 км в надире позволяют оценивать ОСО [Поляков и Тимофеев, 2010].

В последние годы на геостационарных спутниках начали использовать приборы высокого спектрального разрешения. Так, прибор GIIRS (Geostationary Interferometric Infrared Sounder) был запущен на китайском геостационарном спутнике FengYun-4A (FY-4A) в декабре 2016 г. [Yang et al., 2017]. Второй прибор GIIRS начал функционировать в 2021 г. [63]. Фурье-спектрометр высокого спектрального разрешения GIIRS, измеряющий уходящее тепловое излучение в спектральных областях 680–1130 см^{-1} и 1650–2250 см^{-1} с разрешением 0.625 см^{-1} и горизонтальным разрешением ~12 км в надире предназначен для исследования содержания ряда климатически важных атмосферных газов. Так, в статье [Zeng et al., 2023] приведены характеристики приборов тепловой области спектра, установленных на спутниках и позволяющих измерять содержания климатически важных газов, и примеры определения ОС СО. В табл. П2 Приложения приведены примеры сравнений характеристик надирных ИК приборов, измеряющих климатически важные газы с различным пространственным разрешением.

Погрешности измерений атмосферных газов рассмотренными спутниковыми приборами силь-

но варьируются для разных газов, зависят от их вклада в уходящее излучение и характеристик приборов, высот в атмосфере и составляют от 2–3% до 50% и более. Конкретные оценки погрешностей приведены в оригинальных статьях.

6.3. Метод теплового излучения (лимб)

Лимбовые спутниковые измерения собственного излучения в направлении на горизонт планеты характеризуются высокой чувствительностью к газовому составу атмосферы в силу отсутствия вклада поверхности планеты и большими трассами формирования излучения. Лимбовые измерения начались с запуском спектрометров среднего спектрального разрешения (многоканальных радиометров) в 1975 и 1978 гг. на спутниках Nimbus-6 и 7 – приборов LRIR (Limb Radiance Infrared Radiometer) и LIMS (Limb Infrared Monitor of the Stratosphere) [Gille and Russell III, 1984]. Прибор LIMS измерял вертикальные профили содержания O_3 , H_2O , HNO_3 и NO_2 в стратосфере. Последующие лимбовые измерения осуществлялись приборами SAMS (Stratospheric Aerosol Measurement Sounder), ISAMS (Improved Stratospheric and Mesospheric Sounder) и CLAES (Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer) со спутника НАСА (Национальное управление по аэронав-

тике и исследованию космического пространства, NASA (National Aeronautics and Space Administration)), UARS (Upper Atmosphere Research Satellite).

В 1994 и 1997 гг. были проведены две серии уникальных космических экспериментов с аппаратурой CRISTA (CRyogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere) для комплексного изучения параметров средней атмосферы [Offermann et al., 1999; Grossmann et al., 2002]. Приборы регистрировали спектры собственного (теплого и неравновесного) ИК излучения горизонта Земли в области 4–71 мкм со спектральным разрешением $\lambda/\Delta\lambda \sim 300$ –600. Измерения осуществлялись в диапазоне прицельных высот 15–150 км с горизонтальным разрешением ~ 300 км и вертикальным – 2–3 км. Оптические элементы и приемники излучения охлаждались жидким гелием до температуры ниже 15 К, что позволяло свести случайные погрешности измерений излучения до 0.005–0.006 мВт ($\text{м}^2 \text{ ср } \text{см}^{-1}$). Измерения позволили определить вертикальные профили температуры и давления, а также содержания O_3 , CO_2 , CO , N_2O , CH_4 , CFC11 и HNO_3 [Grossmann et al., 2004; Kuell et al., 2004]. Отметим, что для верхней атмосферы в большинстве случаев дистанционные методы относятся к классу обратных задач ИК неравновесного излучения, в которых не используется предположение о выполнении ЛТР (локального термодинамического равновесия). В качестве примеров результатов измерений приведем рис. 10 с восстановленными вертикальными профилями отношения смеси CO_2 , полученные в экспериментах CRISTA-1 и CRISTA-2 для нескольких дней измерений [Косцов и Тимофеев, 2003].

Лимбовый прибор SABER (Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry) был запущен на спутнике НАСА TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics Dynamics) в декабре 2001 г. С его помощью исследовались процессы, определяющие энергетику, химию, динамику мезосферы и нижней термосферы. Для измерений использовался 10-канальный ИК-радиометр среднего разрешения в спектральной области 1–17 мкм. Измерения осуществлялись в полосах излучения CO_2 , O_3 , H_2O , NO , NO_2 , CO , OH , O_2 . Угловая апертура прибора соответствовала вертикальному разрешению в ~ 2 км. С помощью измерений радиометра SABER были реализованы все три дистанционных метода, использующих собственное атмосферное излучение – тепловое, ИК неравновесное и свечение атмосферы [Esplin et al., 1994; Braun et al., 2006]. Измерения прибора SABER сыграли важную роль в исследованиях процессов в средней атмосфере. Они позволили

получить вертикальные профили кинетической температуры, давления, геопотенциальной высоты, отношений смеси O_3 , CO_2 , H_2O , $[\text{O}]$ и $[\text{H}]$, объемные скорости эмиссии излучения в полосах 5.3 мкм NO , 2.1 мкм OH , 1.6 мкм OH и 1.27 мкм $\text{O}_2(1\Delta)$, скорости охлаждения и нагрева для многих полос поглощения CO_2 , O_3 и O_2 , а также скорости химического нагрева для 7 важных реакций. Для примера приведем рис. 11, иллюстрирующий временные изменения отношения смеси CO_2 по данным SABER за 13-летний период на разных высотах (80, 90 и 100 км) по сравнению с данными измерений у поверхности Земли для Мауна-Лоа [Yue et al., 2015].

Лимбовый прибор MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) – Фурье-спектрометр, запущенный в космос в июле 2002 г., измерял ИК излучение горизонта Земли в спектральной области 685–2410 см^{-1} с высоким спектральным разрешением 0.025 см^{-1} до марта 2004 г. и 0.0625 см^{-1} позднее [Fischer and Oelhaf, 1996; Fischer et al., 2008]. Абсолютные погрешности измерений NESR (Noise Equivalent Spectral Radiance) составляли от 3 до 50 нВт/($\text{см}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{см}^{-1}$) в зависимости от спектральной области и интервала. Высокие спектральное разрешение и точность измерений прибора позволили определять содержания многих газов – C_2H_2 , C_2H_6 , CFC's (CCl_4 , CF_4 , F11 , F12 , F22), CH_4 , ClONO_2 , CO , COF_2 , H_2O , HNO_3 , HNO_4 , HOCl , N_2O , N_2O_5 , NO , NO_2 , O_3 , OCS , SF_6 в стратосфере и мезосфере. Для иллюстрации высокой информативности прибора MIPAS приведем рис. 12, где указано положение полос поглощения газов в измеряемом спектре уходящего излучения горизонта Земли [Fischer et al., 2008].

Для мониторинга газового состава атмосферы широко используется МКВ область спектра, где расположены вращательные линии поглощения многих газов, в экспериментах с лимбовой геометрией. Для надирной геометрии измерений интенсивности газов малы для уверенной регистрации, но достаточны при длинных касательных трассах.

Так, лимбовый прибор SMR (Submillimeter wave Radiometer) был запущен в 2001 г. и измерял тепловое МКВ излучение горизонта планеты (в спектральных областях 486–504 и 541–581 ГГц, а также в линии 118 ГГц O_2) для восстановления содержания O_3 , H_2O , CO , NO , ClO , N_2O и HNO_3 . Вертикальное сканирование горизонта осуществлялось в диапазоне высот 7–110 км [Grieco et al., 2020].

Прибор MLS (The Microwave Limb Sounder) функционировал на двух спутниках – UARS (1991 г.) и AURA (2004 г.) – и измерял тепловое МКВ излу-

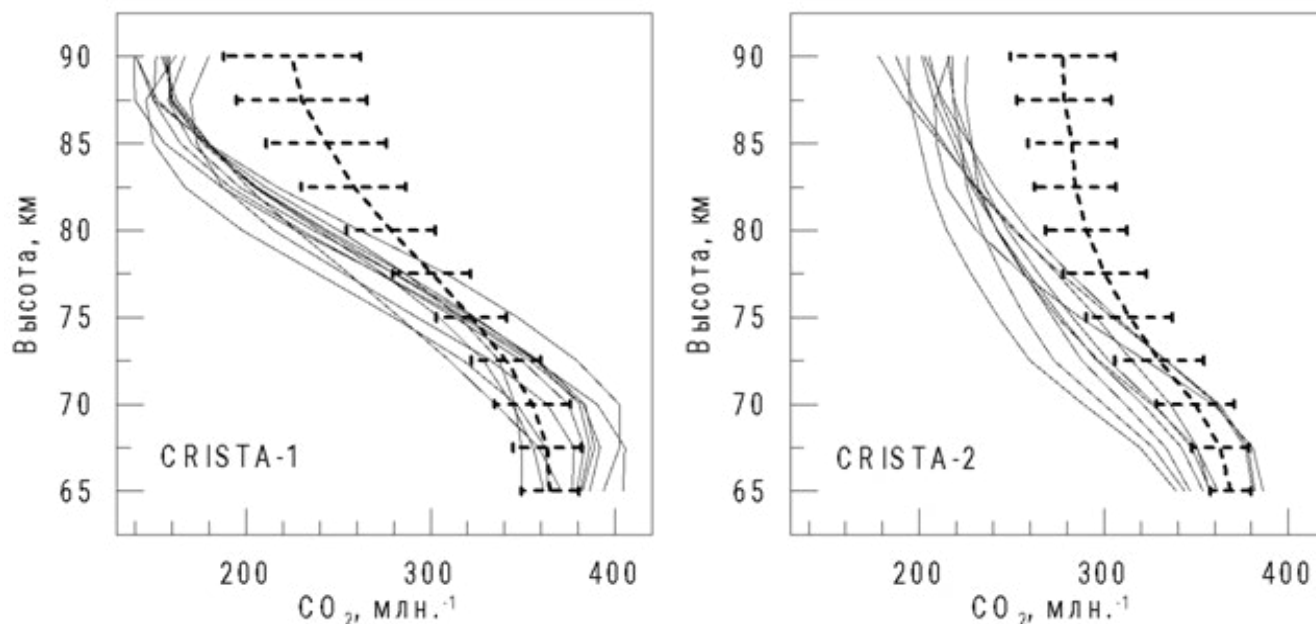


Рис. 10. Профили отношения смеси CO_2 , полученные в экспериментах CRISTA-1 и CRISTA-2 для нескольких дней измерений; пунктир — средние профили, отрезками показана величина стандартного отклонения [Косцов и Тимофеев, 2003].

чение горизонта планеты [Waters et al., 2004, 2006]. Измерения осуществлялись в спектральной области 118–2500 ГГц с вертикальным разрешением 1.5–3 км, во вращательных линиях газов и позволяли определять вертикальные профили содержания BrO , CH_3Cl , CH_3CN , CH_3OH , ClO , CO , H_2O , HCl , HCN , HNO_3 , HO_2 , HOCl , N_2O , O_3 , OH , SO_2 на высотах от ~10 до 50–70 км. На рис. 13 приведены высоты измерений содержаний газов с помощью прибора MLS [Waters et al., 2006].

Отметим также субмиллиметровый спектрометр SMILES (Superconducting Submillimeter-Wave Limb-Emission Sounder), работавший на МКС и измерявший профили содержания озона с октября 2009 по апрель 2010 г. [Kikuchi et al., 2010] в диапазоне высот от 16 до 85 км в дневное и до 96 км в ночное время.

На рис. 14 представлены результаты сопоставлений измерений вертикальных профилей содержания озона в верхней атмосфере (слой 30–100 км) описанными выше приборами — MIPAS, SABER, MLS, ACE и SMILES [López-Puertas et al., 2023]. На нем приведены среднегодовые глобальные разности (в процентах относительно измерений MIPAS) для дневных и ночных условий. На большей части рассмотренных высот их величины составляют 5–10% за исключением слоя вблизи 80 км, где они достигают 20–50%, что связано с минимумом концентраций O_3 на этих высотах.

В табл. ПЗ Приложения приведены примеры лимбовых приборов для измерений атмосферного излучения и их основные характеристики.

6.4. Метод отраженного и рассеянного солнечного излучения (надир)

Регулярные надирные спутниковые измерения ОЗО начаты в США в 1978 г. с помощью серий приборов TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) и SBUV (Solar Backscattered Ultraviolet spectral radiometer) [McPeters et al., 1993; Miller et al., 2002]. В европейских странах измерения ОЗО начались в апреле 1995 г. с использованием прибора GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) [Burrows et al., 1999] на спутнике ERS-2 (European Remote Sensing Satellite) и активно продолжались последующие годы. Приборы GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) представляли собой 4-х каналные спектрометры среднего спектрального разрешения (0.2–0.4 нм) в УФ, ВИД и БИК областях спектра. Горизонтальное разрешение прибора варьировалось с $40 \times 40 \text{ км}^2$ до $320 \times 40 \text{ км}^2$. Номинальный размер наземного пикселя составляет $80 \times 40 \text{ км}^2$ с глобальным охватом почти за один день (полоса обзора 1920 км). Следующий прибор GOME-2 был запущен в 2012 г. на платформе МЕТОР-В (Meteorological operational satellite) [Chan et al., 2023]. Приборы GOME измеряют ОЗО, ОС и тропосферное содержание NO_2 , ОС– H_2O , BrO , HCHO и SO_2 .

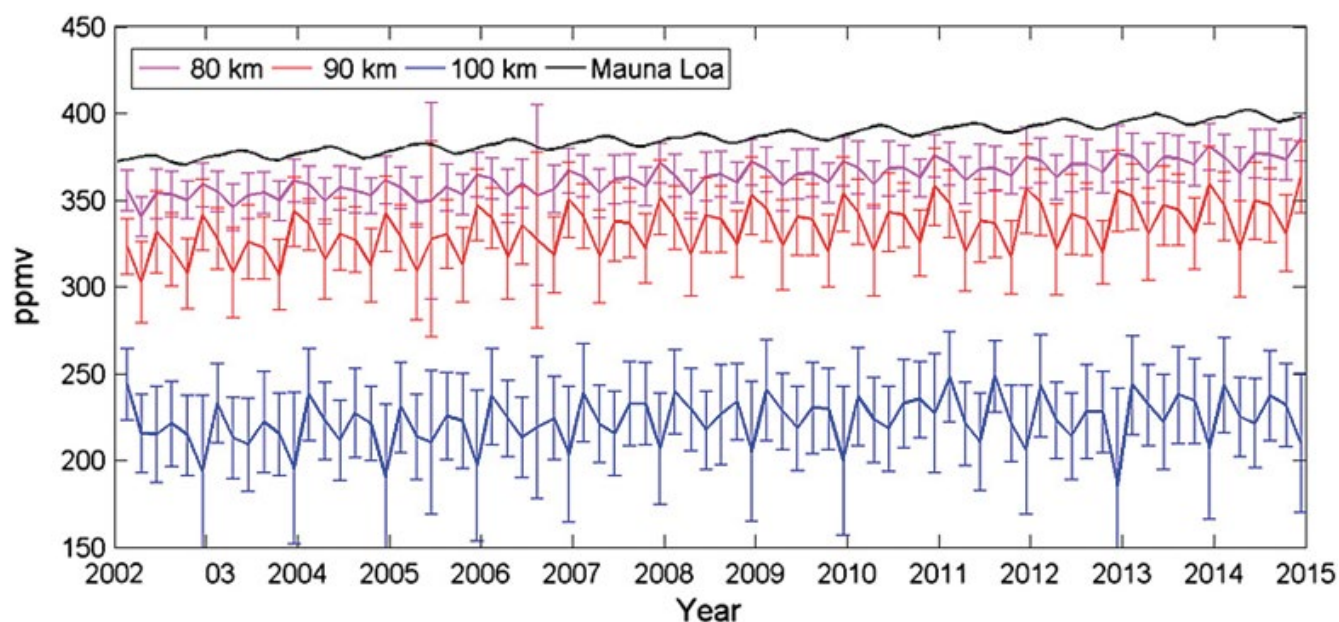


Рис. 11. Временные изменения отношения смеси CO_2 на высотах 80, 90 и 100 км. Временной ряд, выделенный черным цветом, — измеренная концентрация углекислого газа у поверхности Земли (Mauna Loa) [Yue et al., 2015].

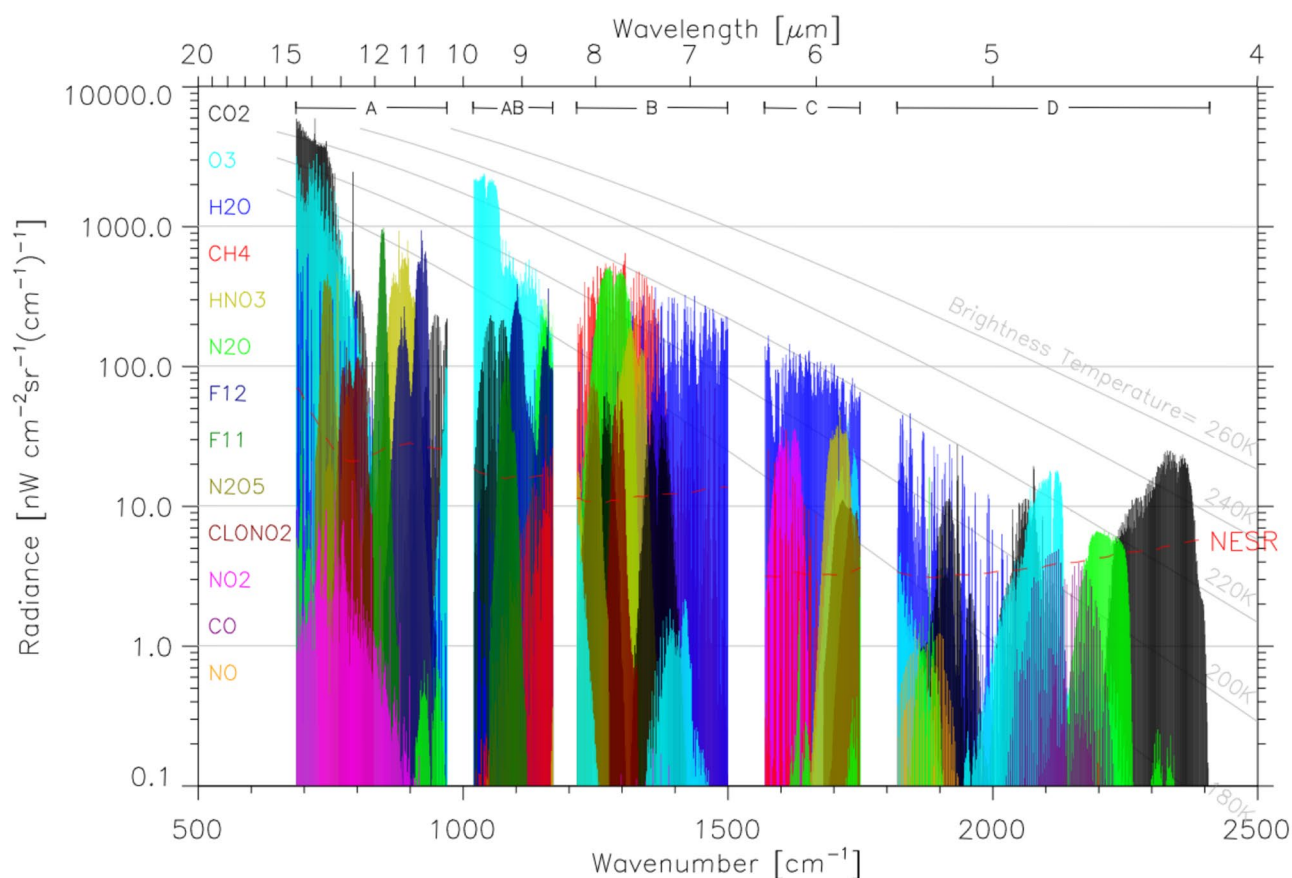


Рис. 12. Уходящее ИК излучение горизонта Земли, измеряемое прибором MIPAS. Цвет полос излучения различных газов, использованных для определения их содержания, указан у вертикальной шкалы [Fischer et al., 2008].

Прибор SCIAMACHY, о котором мы уже упоминали в затменных экспериментах по Солнцу и Луне, активно использовался более 10 лет в методе ОРСИ с надирной геометрией измерений с 2002 г. Его спектральная область измерений составляла 240–1700 нм, а также ряд интервалов в диапазоне 2.0–2.4 мкм со спектральным разрешением от 0.2 до 1.5 нм [Bovensmann et al., 1999].

На рис. 15 проведено сравнение спектральных областей измерений уходящего отраженного и рассеянного солнечного излучения, а также измеряемых газов двумя спутниковыми приборами — GOME (спутник ERS-2) и SCIAMACHY (спутник ENVISAT-1 (Environmental Satellite)).

Аппаратура для измерений содержания озона и других газов OMI (Ozone Monitoring Instrument) была запущена на борту спутника НАСА Aura в июле 2004 г. и предназначена для мониторинга озона на основе измерений в диапазоне длин волн от 270 до 500 нм со спектральным разрешением около 0.5 нм [Levelt et al., 2018]. OMI характеризуется большей шириной полосы обзора (2600 км), что позволяет проводить измерения ОСО с ежедневным глобальным охватом. Номинальный размер пикселя OMI $13 \times 24 \text{ км}^2$ в надири. Данные OMI об ОСО также используются для сопоставления и валидации с измерениями приборами GOME, SCIAMACHY и GOME-2. В таких сопоставлениях, а также при по-

строении алгоритмов интерпретации спутниковых измерений с помощью искусственных нейронных сетей (ИНС) данные OMI часто рассматриваются как вторичной эталон.

Прибор TROPOMI (Tropospheric Monitoring Instrument), функционирующий на спутнике Sentinel 5 Precursor (S5P) Mission с 2017 г., измеряет отраженное и рассеянное солнечное излучение в широкой спектральной области от УФ до БИК и состоит из 4-х видео спектрометров, работающих в диапазоне 270–2385 нм с разрешением 0.2–0.5 нм. Горизонтальное разрешение прибора составляло $7.5 \times 3.5 \text{ км}^2$ (с 6 августа 2019 г. — $5.5 \times 3.5 \text{ км}^2$). Большая полоса обзора (2600 км) позволяет получать глобальные измерения на дневной стороне планеты ежедневно [Van Geffen et al., 2021].

Прибор EMI (Environment Monitoring Instrument), запущенный в мае 2018 г. на спутнике GaoFen-5, представляет собой видео-спектрометр, работающий в спектральном диапазоне 240–710 нм и позволяющий определять содержание O_2 , NO_2 и других газов по измерениям отраженного и рассеянного солнечного излучения [Zhang et al., 2020]. Прибор EMI-2, запущенный в сентябре 2021 г., обладает более высоким горизонтальным разрешением ($13 \times 7 \text{ км}^2$). Первые результаты мониторинга атмосферы этими приборами обсуждаются в работах [Zhao et al., 2020; Yang et al., 2021]

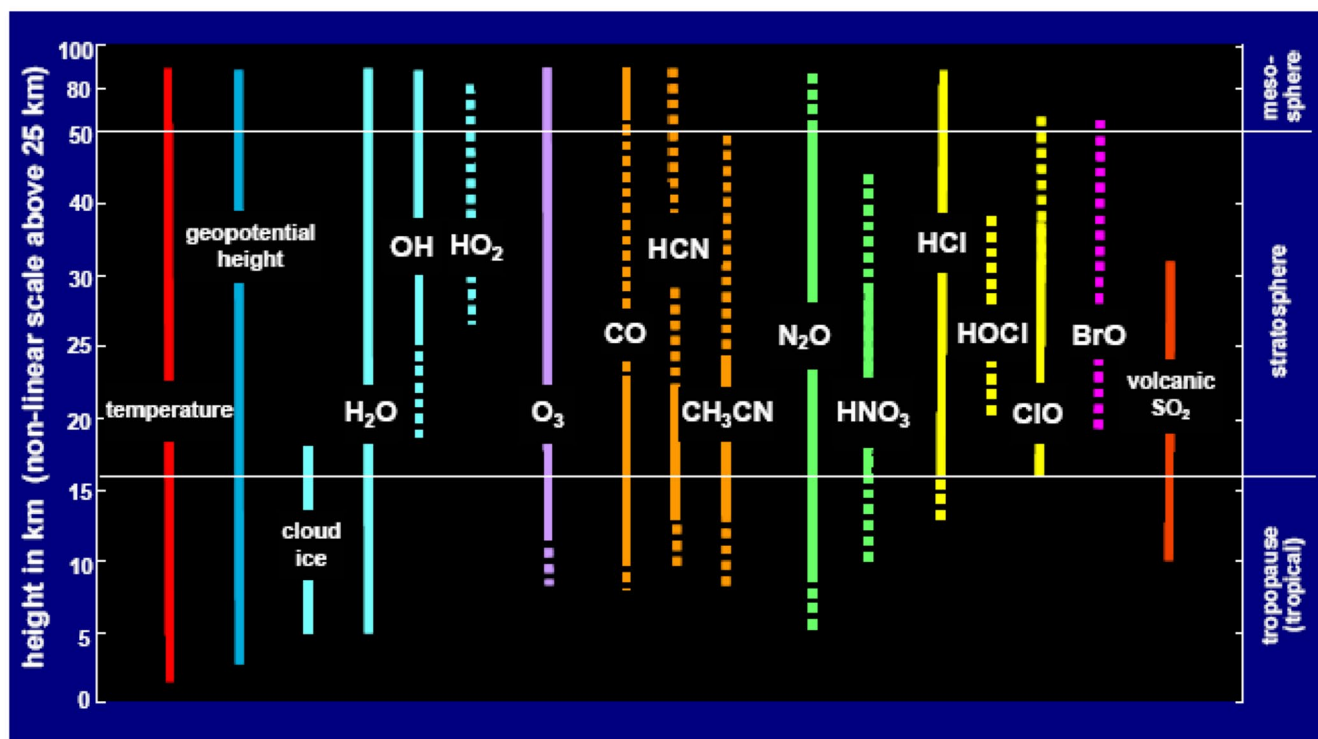


Рис 13. Высоты измерений газового состава атмосферы прибором MLS [Waters et al., 2006].

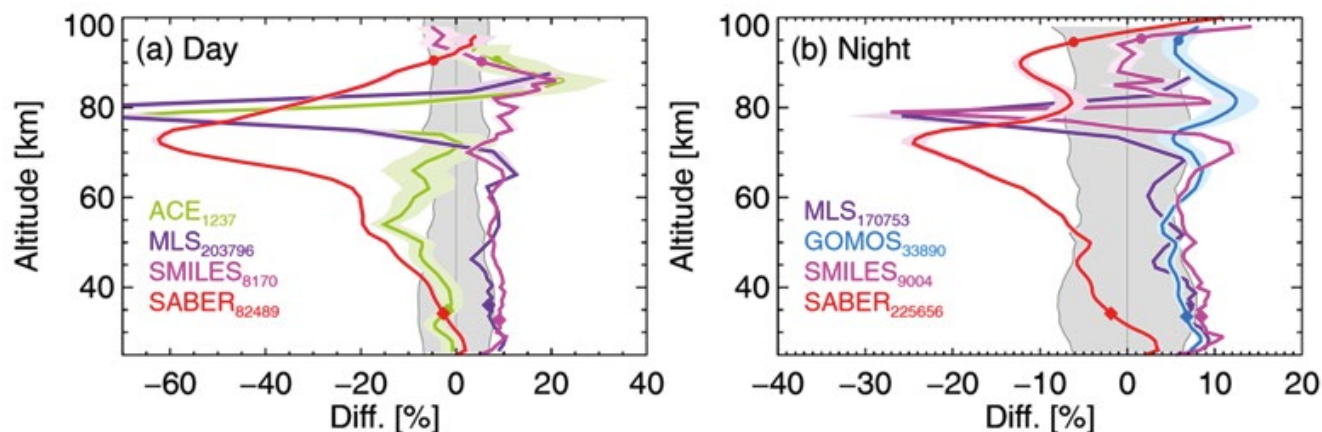


Рис. 14. Среднегодовые глобальные (для всех широт и сезонов) разности в содержании озона относительно измерений MIPAS для дневных и ночных условий, полученные по данным приборов ACE-FTS (зеленый цвет), MLS (фиолетовый), SMILES (пурпурный), SABER (красный) и GOMOS (светло-голубой) [López-Puertas et al., 2023].

Отметим также использование надирных наблюдений для определения ОС NO_2 по данным измерений прибора ГСА (Гиперспектральная аппаратура) [Postylyakov et al., 2017; Mukhartova et al., 2021]. Этот прибор функционировал на российских спутниках Ресурс-Р (2013–2016 гг.) и измерял отраженное и рассеянное солнечное излучение в спектральной области 400–1000 нм. Недостатком этого прибора в задаче мониторинга NO_2 является относительно низкое спектральное разрешение – 3–4 нм. Максимальное горизонтальное разрешение при этом составляет 120 м. Усреднение по времени

и пространству сигналов позволило получить полезную информацию об интенсивных источниках NO_2 .

Исследования газового состава все более активно осуществляются с помощью приборов, установленных на геостационарных спутниках. Так, в работе [Baek et al., 2023] приведены конкретные примеры мониторинга атмосферы прибором GEMS (Geostationary Environment Monitoring Spectrometer), представляющим собою УФ-ВИД гипер-спектрометр. Сравнение данных измерений ОСО инструментами GEMS, TROPOMI и OMPS выявило их высокую корреляцию (0.99) и низкие значения

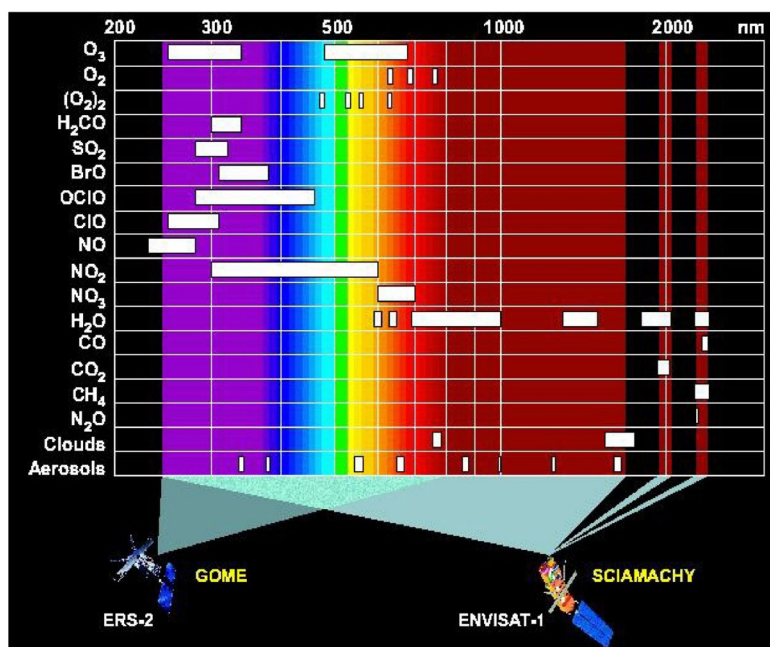


Рис. 15. Спектральные области измерений солнечного излучения и газы, восстанавливаемые по данным спутниковых приборов GOME и SCIAMACHY.

18 марта 2020 г.

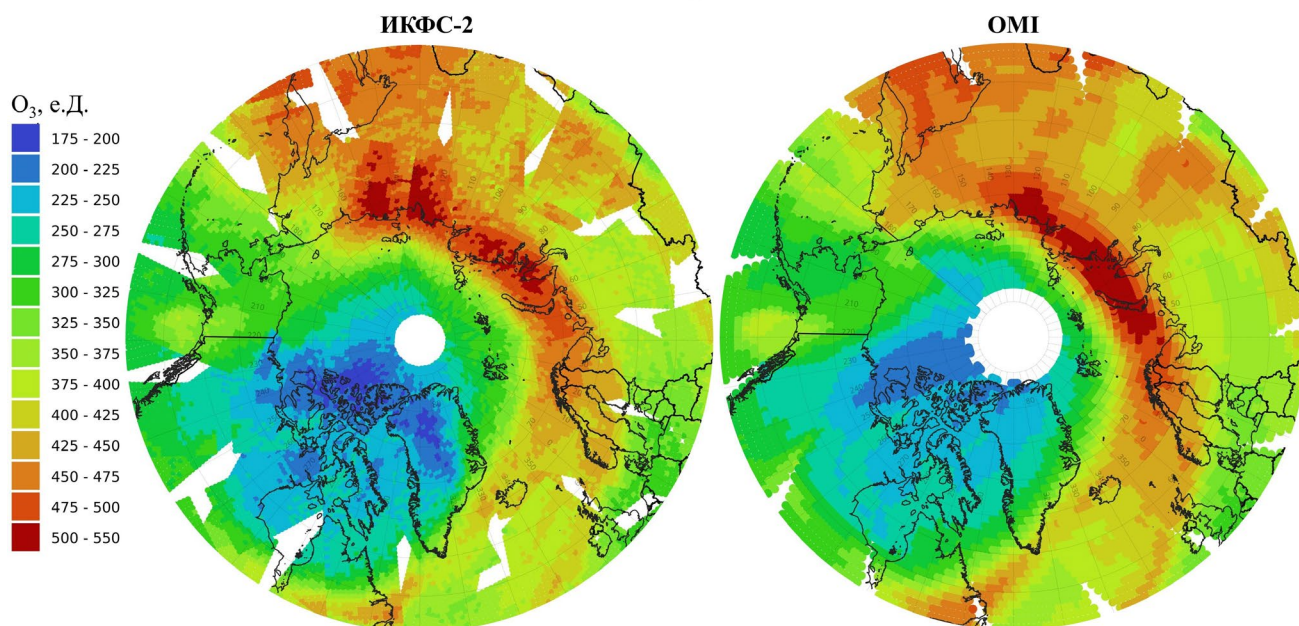


Рис. 16. Сравнение измерений ОСО двумя спутниковыми методами — ТИ (ИКФС-2) и ОРСИ (ОМІ), 18 марта 2020 г. в области озонных аномалий [Тимофеев и др., 2021].

среднеквадратических разностей. Однако, обнаружены также систематические разности в -2.38% и -2.17% соответственно, со стандартными отклонениями 1.33% и 1.57% .

На рис. 16 приведен пример сопоставлений спутниковых определений ОСО двумя различными приборами с помощью двух пассивных методов — метода ТИ (ИКФС-2) и ОРСИ (ОМІ), демонстрирующий высокую степень согласия измерений аномальных содержаний озона (озонной дыры в Северном полушарии) [Тимофеев и др., 2021].

Приборы, измеряющие рассеянное солнечное излучение, как правило, более информативны по отношению к газовому составу атмосферы по сравнению с приборами, реализующими методы теплового излучения. Однако эти преимущества в существенной степени определяются конкретными характеристиками аппаратуры. В частности, в методах теплового излучения важную роль при решении обратной задачи восстановления параметров атмосферы по данным дистанционных измерений играет качество используемой информации о вертикальном профиле ее температуры. С другой стороны, важным преимуществом методов ТИ является возможность измерений в ночное время и, в частности, в период полярных ночей. Для иллюстрации этой особенности на рис. 17 приведено сравнение ОСО по данным российского

прибора ИКФС-2 (метод ТИ) и инструмента ОМІ (метод ОРСИ) в периоды полярных ночей в северном полушарии [Тимофеев и др., 2021]. Рисунок наглядно демонстрирует преимущества метода ТИ (ИКФС-2) в пространственном охвате наблюдений ОСО по сравнению с методом ОРСИ (ОМІ) в сентябре–декабре 2019 г. в период полярной ночи. Белые области на изображениях по данным ОМІ демонстрируют невозможность измерений ОСО методом ОРСИ. В частности, в период декабрь–январь данные наблюдений ОМІ отсутствуют от полюса до $\sim 60^\circ$ с.ш., что соответствует площади более $30 \cdot 10^6$ км².

В последнее десятилетие существенно возрос интерес и необходимость в спутниковых измерениях антропогенных эмиссий парниковых газов [Uspensky, 2023]. В связи с этим в январе 2009 г. был запущен на спутнике GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite) прибор TANSO-FTS (Thermal And Nearinfrared Sensor for carbon Observation — Fourier Transform Spectrometer) [Noël et al., 2021]. Прибор измеряет отраженное и рассеянное солнечное излучение в полосах поглощения CO₂ и CH₄ (1.6, 2.0 и 2.3 мкм) и собственное тепловое ИК излучение системы атмосфера-поверхность. Измерения проводятся в широкой спектральной области и позволяют определять общие содержания

CO_2 , CH_4 и CO , а также элементы их вертикальной структуры.

На рис. 18 приведены глобальные карто-схемы спутниковых измерений ОС CO_2 в отдельные месяцы 2009–2010 гг. с помощью прибора TANSO-FTS спутника GOSAT [Watanabe et al., 2015; Noël et al., 2021]. Рисунок демонстрирует пространственные и временные вариации содержания CO_2 . Максимальные средние отношения смеси XCO_2 в атмосфере наблюдаются в Северном полушарии в конце зимы и начале весны.

Измерения спектров отраженного и рассеянного солнечного излучения в трех спектральных БИК областях с помощью аппаратуры ОСО-2 (Orbiting Carbon Observatory) для определения общего содержания CO_2 начались в сентябре 2014 г. [Crisp et al., 2017]. Аналогичный прибор ОСО-3 на МКС начал функционировать в 2019 г. Измерения спектров осуществляются с высоким спектральным разрешением ($\lambda/\Delta\lambda > 17000$) в полосах поглощения кислорода 0.76 мкм и CO_2 при 1.61 и 2.06 мкм. Измерения в полосе кислорода используются для калибровки измерений ОС CO_2 . Высокое горизонтальное разрешение измерений ($\sim 1.29 \times 2.25$ км) позволяет обнаруживать и изучать локальные источники CO_2 . Приборы измеряют из-

лучение в надирном и направлении солнечных бликов (для увеличения сигнала) над выбранной ограниченной территорией площадью 15×20 км² (ОСО-2) и 80×80 км² (ОСО-3). На рис. 19 приведена иллюстрация трех типов геометрии наблюдений приборов ОСО-2 [JPL, 2018].

Важное значение при спутниковых измерениях ОС CO_2 и определении антропогенных эмиссий CO_2 имеют погрешности измерений. Это связано с относительно малыми антропогенными эмиссиями CO_2 (например, с территорий мегаполисов 1–5 ppm) и необходимостью решения последовательно двух обратных задач — атмосферной оптики и атмосферного переноса [Тимофеев и др., 2022]. Если в начале спутниковых наблюдений ОС CO_2 погрешности измерений прибора ОСО-2 составляли ~1% (~4 ppm), то совершенствование методики интерпретации (разработана 11-я версия) и критериев фильтрации данных позволили существенно повысить качество восстановления ОС CO_2 по данным измерений ОСО-2 — до 0.8–0.9 ppm и менее [Taylor et al., 2023].

Китайский опыт мониторинга ОС CO_2 с помощью дифракционного спектрометра ACGS (Atmospheric Carbon Dioxide Grating Spectrometer) высокого спектрального разрешения на спутнике

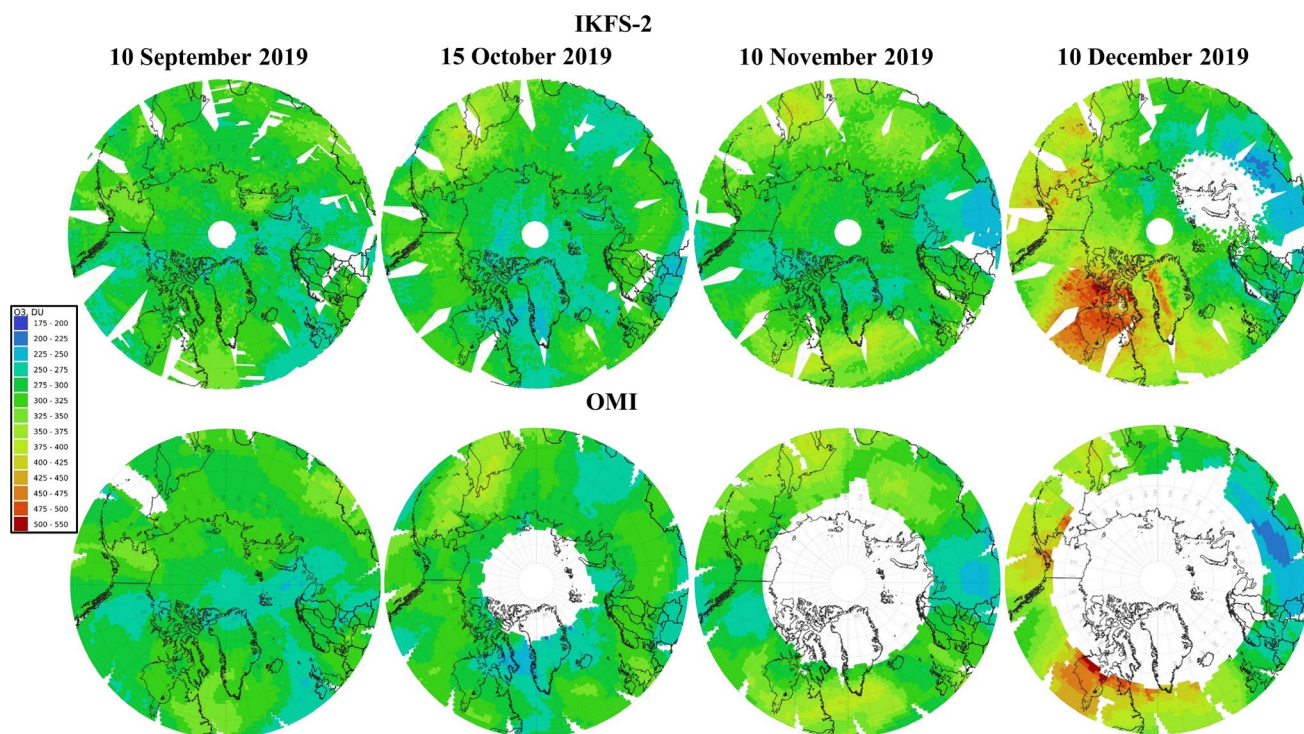


Рис. 17. Сравнения результатов мониторинга ОСО приборами ИКФС-2 и ОМІ в полярных районах Северного полушария в течение периода сентябрь–декабрь 2019 г. [Тимофеев и др., 2021].

TanSat описан в работах [Yang et al., 2020; Boesch et al., 2021]. Прибор ACGS измеряет солнечное излучение в спектральных интервалах полосы поглощения кислорода (758–778 нм, спектральное разрешение ~ 0.04 нм), в полосах поглощения CO_2 – в слабой (1594–1624 нм, разрешение ~ 0.125 нм) и сильной (2042–2082 нм, разрешение ~ 0.16 нм). Горизонтальное разрешение измерений прибора составляет 2×2 км². Примеры определения содержания CO_2 этим инструментом и валидации результатов приведены в работе [Boesch et al., 2021]. В ней показано, что прибор позволяет определять отношения смеси XCO_2 со систематическими разностями при сравнении с наземными измерениями (Фурье-спектрометром фирмы Bruker) в 2.62 ppm и стандартным отклонением 1.41 ppm, которые уменьшаются после калибровки до 1.11 и 1.35 ppm, соответственно.

Примеры измерений ОС CO_2 прибором ACGS, наглядно демонстрирующие сезонные и пространственные вариации его содержания в 2017–2018 гг., приведены на рис. 20 [Boesch et al., 2021].

В 2020 г., когда был запущен первый спутник новой спутниковой системы контроля качества воздуха (Air Quality Satellite Constellation), началась новая эра мониторинга климатически важных газов, в том числе и качества воздуха [ТЕМРО, 2023]. Группировка состоит из трех спутников, которые находятся на геостационарной орбите (GEO). Первым прибором этой программы контроля, за-

пущенным в 2020 г., стал южнокорейский геостационарный спектрометр для мониторинга окружающей среды GEMS (Geostationary Environment Monitoring Spectrometer), который осуществляет мониторинг состава атмосферы над Азией. Следующий прибор группировки ТЕМРО (Tropospheric Emissions: Monitoring of Pollution) был успешно запущен НАСА 7 апреля 2023 г. Он осуществляет мониторинг состава атмосферы над Северной Америкой. Третий прибор – Copernicus Sentinel-4, – будет функционировать на спутнике Meteosat третьего поколения MTG (Meteosat Third Generation), и вести наблюдение над территориями Европы и Северной Африки. Каждая из этих миссий будет обеспечивать ежечасные наблюдения за основными параметрами качества воздуха в светлое время суток. При этом используется спутниковый метод ОРСИ в УФ и видимой областях спектра с высоким спектральным разрешением 0.12–0.6 нм и горизонтальным разрешением от 2 до 8 км. Спектральные области измерений позволяют определять общие содержания O_3 , NO_2 , SO_2 , CH_2O , $\text{C}_2\text{H}_2\text{O}_2$, а также характеристики аэрозолей и облаков. На рис. 21 представлены области мониторинга состава тропосферы указанными тремя геостационарными спутниками [ТЕМРО, 2023].

В табл. П4 Приложения приведены примеры надирных спутниковых приборов для измерений газового состава атмосферы с помощью метода ОРСИ.

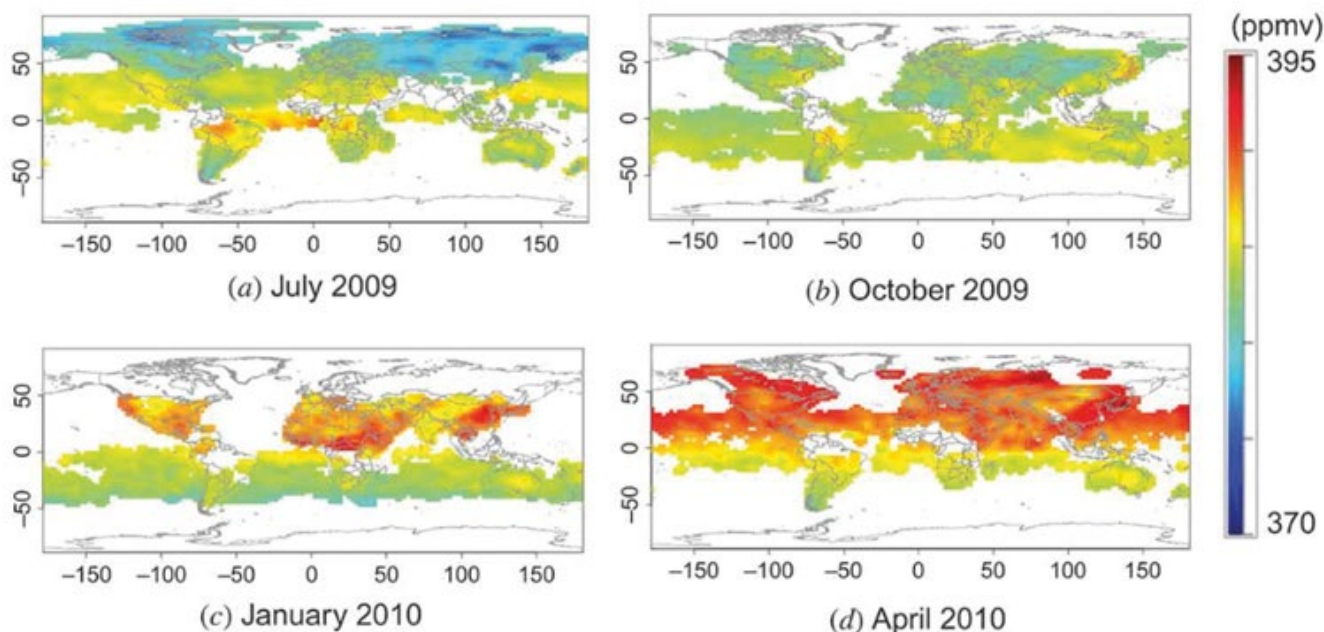


Рис. 18. Пример глобальной карты спутниковых измерений ОС CO_2 (прибор TANSO-FTS на спутнике GOSAT) [Watanabe et al., 2015; Noël et al., 2021].

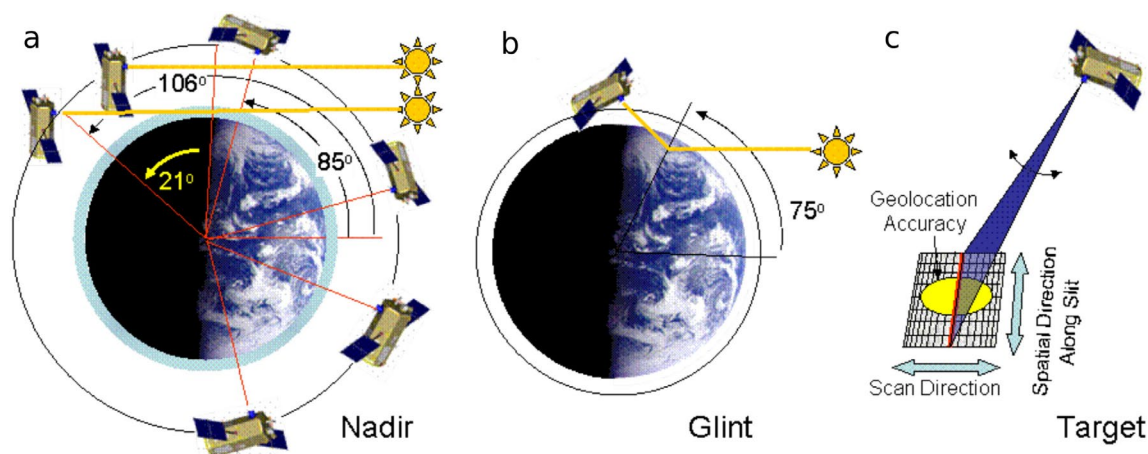


Рис. 19. Три геометрии наблюдений приборов OCO-2 и OCO-3: (a) — надирные наблюдения на освещенной Солнцем территории с зенитным углом меньше 85 градусов; (b) — зеркальные (бликовые) наблюдения при солнечных зенитных углах менее 75 градусов; (c) — целевые наблюдения, сканирование по ограниченной территории [JPL, 2018].

6.5. Методы рассеяния (лимб)

Лимбовая геометрия наблюдений (измерения интенсивности рассеянного солнечного излучения горизонта) осуществлялась еще космонавтами на обитаемых космических станциях. Регулярные лимбовые спутниковые измерения излучения горизонта и определения газового состава начались с запуском аппаратуры CLAES (Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer) [Roche et al., 1993] и ISAMS (Improved Stratospheric and Mesospheric Sounder) [Taylor et al., 1987; Ballard et al., 1995]. CLAES с 1993 г. измерял содержание O_3 , H_2O , CH_4 , N_2O , NO , NO_2 , N_2O_5 , HNO_3 , $ClONO_2$, HCl , $CFC11$, $CFC12$. Другой спутниковый прибор ISAMS — многоканальный радиометр — измерял содержание CO , H_2O , N_2O , CO_2 , HNO_3 , O_3 , NO , NO_2 , CH_4 , N_2O_5 . К лимбовым приборам частично относятся уже рассматривавшиеся приборы SABER и SCIAMACHY, с помощью которых выполнялись измерения рассеянного солнечного излучения горизонта планеты и разных типов атмосферных свечений в УФ, ВИД и БИК областях спектра. Прибор SCIAMACHY позволял получать информацию о многих атмосферных газах, в частности O_3 , NO_2 , H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O , BrO , CO , NO , SO_2 , CH_2O , $OCIO$, ClO . При этом в лимбовой геометрии мониторинг осуществляется в широкой высотной области — от тропосферы до термосферы. Прибор OSIRIS (Optical Spectrograph and InfraRed Imager System) функционировал на спутнике Odin, запущенном в феврале 2001 г. [Benze et al., 2018]. Лимбовые измерения рассеянного солнечного излучения (спектральная область 274–810 нм) регистрировались с вертикальным разрешением приблизительно 2 км на высотах от 10 км

до 100 км. Этот инструмент используется эпизодически для исследований газового состава атмосферы и кристаллических облаков, в частности — для определения профилей озона в диапазоне широт от $80^\circ S$ до $80^\circ N$. При стратосферно-мезосферных исследованиях измерения осуществляются на высотах 7–107 км.

Прибор OMPS (Ozone Mapping and Profiler Suite), был запущен в космос в октябре 2011 г. на спутнике Suomi NPP и использует две геометрии измерений — надирную и лимбовую. Как лимбовый инструмент (Limb Profiler или LP) OMPS предназначен для определения вертикального профиля содержания озона с высоким вертикальным разрешением (1–3 км) на высотах от верхней тропосферы до мезосферы [Flynn et al., 2006]. Измерения рассеянного солнечного излучения горизонта планеты осуществляются в спектральной области 290–1000 нм с переменным спектральным разрешением (1–25 нм). Горизонтальное разрешение лимбовых измерений составляет ~250 км. Сравнение вертикальных профилей содержания озона по данным спутниковых приборов OMPS и MLS показало их согласие в пределах 5–10%. Основные характеристики рассмотренных лимбовых спутниковых приборов приведены в табл. П5 приложения.

В последние годы активно развиваются синергетические (комплексные) методы измерений газового состава атмосферы, использующие одновременно разные дистанционные методы, излучение различного происхождения, разнообразные спектральные области, что позволяет повышать точность измерений и вертикальное разрешение методов мониторинга (см., например, [Mettig et al., 2022]).

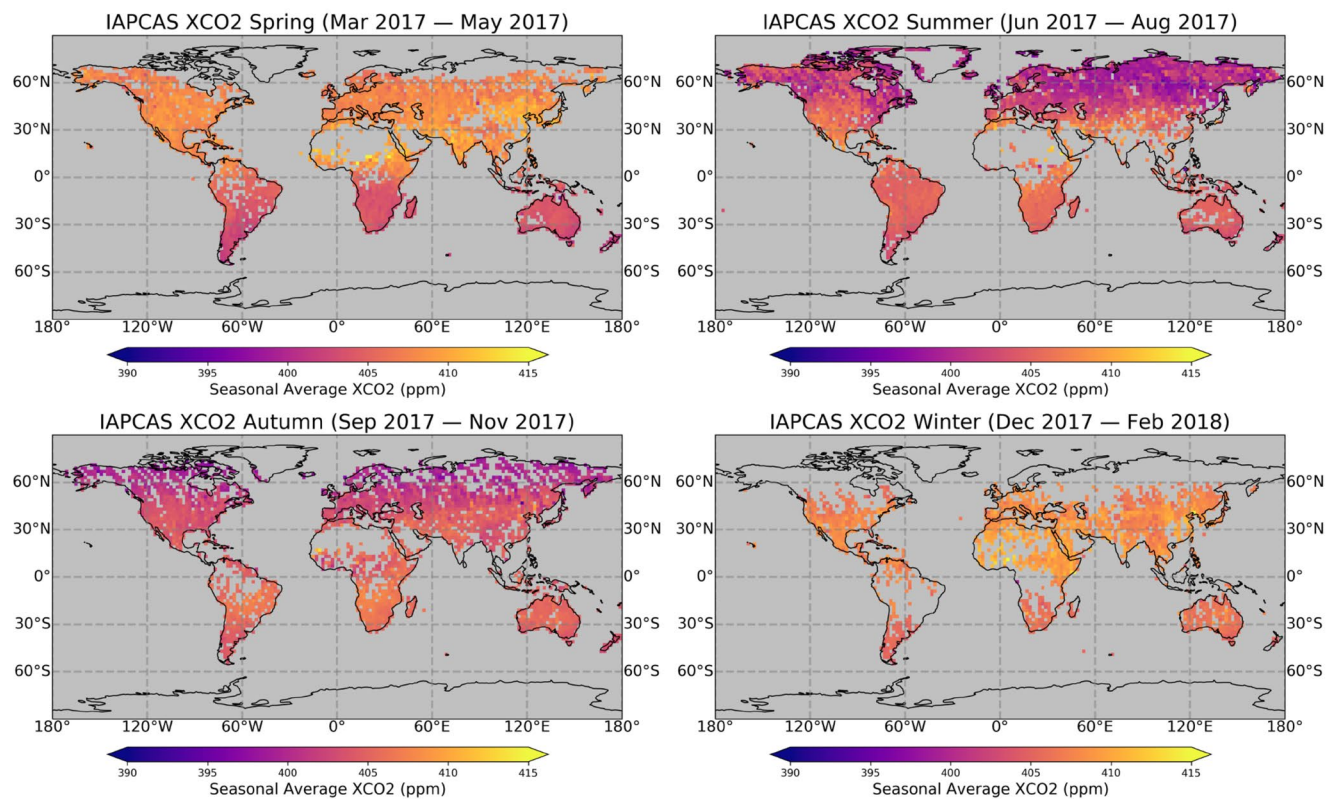


Рис. 20. Сезонные карты средних величин отношения смеси XCO₂ для периода 2017–2018 гг. по данным прибора ACGS [Boesch et al., 2021].

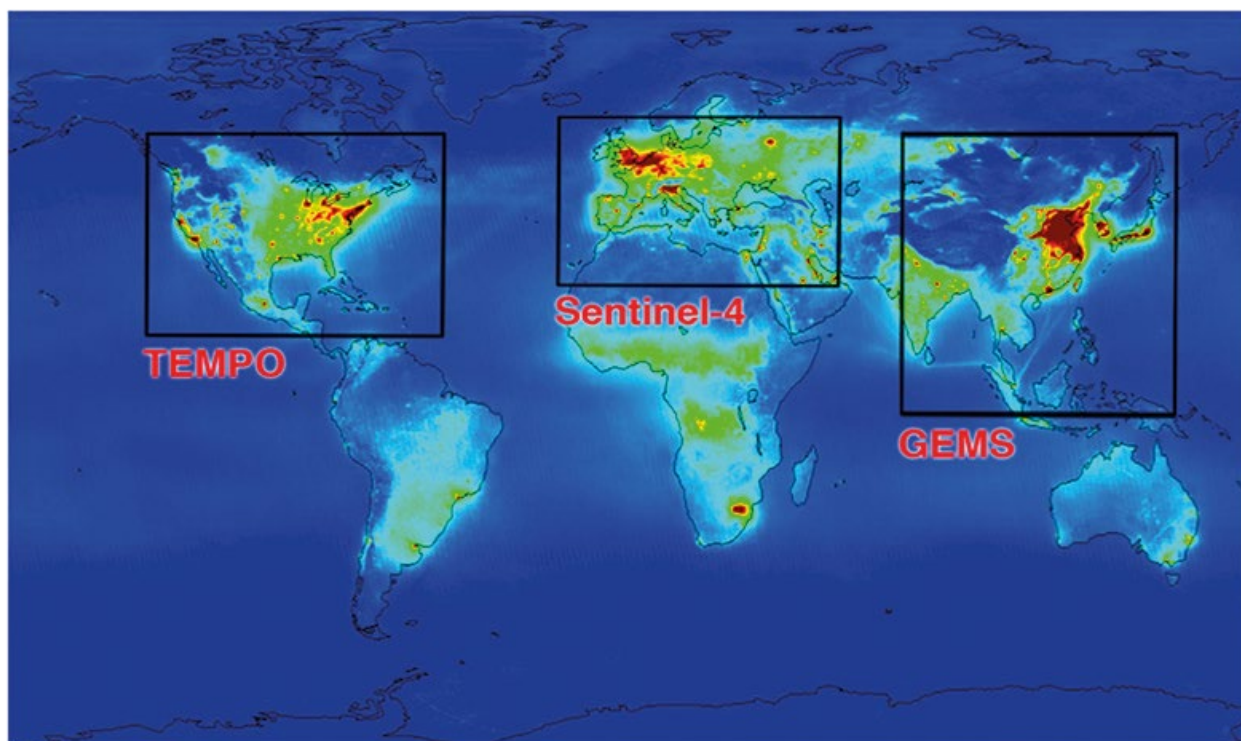


Рис. 21. Области мониторинга газового состава тропосферы в проекте спутниковой системы контроля качества воздуха (Air Quality Satellite Constellation) [TEMPO, 2023].

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многочисленные естественные процессы и явления в атмосфере Земли, а также усиливающееся антропогенное влияние на систему атмосфера-поверхность делает необходимым все более тщательный мониторинг газового состава атмосферы. Результаты этого мониторинга позволяют совершенствовать численные модели атмосферы и осуществлять прогнозы изменений климата Земли, ее озоносферы и экологического состояния окружающей среды в ближайшие десятилетия. Значительную роль в мониторинге климатически и экологически важных газов играют дистанционные пассивные спутниковые методы, которые последние десятилетия активно используются для получения информации о пространственно-временных вариациях содержания атмосферных газов.

Для мониторинга климатически и экологически важных газов используются:

- космические носители разного типа (полярные, геостационарные, высокоэллиптические спутники и космические станции),
- измерения ЭМИ различного физического происхождения (излучения солнечное (рассеянное и отраженное) и звездное, собственное атмосферное — тепловое, неравновесное и свечения атмосферы),
- измерения ЭМИ в широкой спектральной области от УФ до радиоволн,
- различные геометрии измерений (затенную, надирную и лимбовую),
- оптическую аппаратуру различного типа, спектрального, горизонтального и вертикального разрешения.

Современные спутниковые дистанционные методы мониторинга газового состава атмосферы используют прежде всего пассивные методы — методы прозрачности (МП), атмосферного излучения (АИ) и отраженного и рассеянного солнечного излучения (ОРСИ), — имеющие свои преимущества и недостатки. Объем полученной спутниковой информации и результаты ее использования огромен, и его можно охарактеризовать с помощью количества публикаций, имеющих отношение, например, к только одному спутниковому прибору ОМІ. За период с 2005 по 2022 гг. по тематике измерений прибором ОМІ опубликовано 2877 статей.

Спутниковый мониторинг газового состава атмосферы используется в исследованиях атмосферных процессов и явлений, их описаний и параметризации, при изучении их пространственно-

временных вариаций, в том числе аномалий, в оценках естественных и антропогенных источников и стоков газов, долговременных трендов, валидации численных моделей атмосферы и их усовершенствовании, в прогнозах состояния атмосферы, а также при формировании баз данных о газовом составе атмосферы. Глобальная и региональные системы мониторинга постоянно совершенствуются и решают новые важные задачи (например, региональные и локальные спутниковые оценки антропогенных эмиссий климатически и экологически важных газов), повышается их пространственный охват, временное и пространственное разрешение, список исследуемых компонентов и качество измерений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке государственного контракта № 13.2251.21.0005 Министерства науки и высшего образования РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Асмус В.В., Милехин О.Е., Крамарева Л.С., Хайлов М.Н., Ширшаков А.Е., Шумаков И.А. Первая в мире высокоэллиптическая гидрометеорологическая космическая система «Арктика-М» // Метеорология и гидрология. 2021. Т. 12. С. 11–26.
- Березин В.М., Еланский Н.Ф. Распределение общего содержания озона в атмосфере по наблюдениям с ИСЗ // Изв. АН СССР. ФАО. 1972. Т. 8. № 5. С. 526–532.
- ВМО, 2010: Руководство по Глобальной системе наблюдений: ВМО-№ 488. Женева, Швейцария, 2010, 251 с.
- Головкин В.А., Куракин В.С., Пахомов Л.А. Одновременное определение температуры, относительного геопотенциала, удельной влажности, общего содержания озона в атмосфере и температуры поверхности океана статистическим методом интерпретации излучения, измеряемого спектрометром-интерферометром // Дистанционное зондирование атмосферы со спутника «Метеор». Л.: Гидрометеиздат, 1979. С. 79–95.
- Головкин В.А., Куракин В.С., Пахомов Л.А. Одновременное определение температуры, относительного геопотенциала, удельной влажности, общего содержания озона в атмосфере и температуры поверхности океана статистическим методом интерпретации излучения, измеряемого спектрометром-интерферометром // Дистанционное зондирование атмосферы со спутника «Метеор». Л.: Гидрометеиздат, 1979. С. 79–95.

- Гречко Г.М., Гурвич А.С., Еланский Н.Ф., Кан В., Плоткин М.Е., Ситнов С.А. Фотографические наблюдения вертикального распределения озона в стратосфере с орбитальной станции «Салют» // ДАН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 306–309.
- Досов В.Н., Пахомов Л.А., Прохоров А.П. Определение общего содержания озона по уходящему тепловому излучению в полосе 9,6 мкм // Дистанционное зондирование атмосферы со спутника «Метеор». Л.: Гидрометеоиздат. 1979. С. 113–119.
- Кароль И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М. Газовые примеси в атмосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 192 с.
- Кондратьев К.Я., Бузников А.А., Гречко Г.М., Губарев А.А., Покровский А.Г. Измерение отношения смеси атмосферного водяного пара в стратосфере и мезосфере с помощью спектральной аппаратуры, установленной на орбитальной станции «Салют-4» // Доклады АН СССР. 1976. Т. 226. № 3. С. 563–565.
- Кондратьев К.Я., Бузников А.А., Гречко Г.М., Губарев А.А., Покровский А.Г. Измерение отношения смеси атмосферного водяного пара в стратосфере и мезосфере с помощью спектральной аппаратуры, установленной на орбитальной станции «Салют-4» // Доклады АН СССР. 1976. Т. 226. № 3. С. 563–565.
- Кондратьев К.Я., Бузников А.А., Покровский А.Г. Определение малых газовых компонент стратосферы и мезосферы методом затменного зондирования // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1978. Т. 14. С. 1235–1248.
- Кондратьев К.Я., Бузников А.А., Покровский А.Г. Определение малых газовых компонент стратосферы и мезосферы методом затменного зондирования // Изв. АН СССР. ФАО. 1978. Т. 14. С. 1235–1248.
- Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 280 с.
- Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Термическое зондирование атмосферы со спутников. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 410 с.
- Косцов В.С., Тимофеев Ю.М. Содержание углекислого газа в мезосфере по результатам интерпретации данных эксперимента CRISTA-1 // Изв. РАН. ФАО. 2003. Т. 39. № 3. С. 369–380.
- Малкевич М.С. Оптические исследования атмосферы со спутников. М.: Наука, 1973. 304 с.
- Поберовский А.В., Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Ковалев А.Е., Прохоров В.М., Хрусталева А.З., Панченко В.А., Мансуров И.И., Волков О.Н. Определение вертикальных профилей содержания озона методом затменного зондирования с ДОС «МИР». 1. Описание прибора и методики обработки данных. Примеры результатов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35. № 3. С. 312–321.
- Поляков А., Тимофеев Ю.М. Усовершенствованная методика определения общего содержания озона с помощью аппаратуры SEVIRI на геостационарных спутниках METEOSAT // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 5. С. 42–45.
- Поляков А.В., Поберовский А.В., Тимофеев Ю.М. Определение вертикальных профилей содержания озона методом затменного зондирования с ДОС «МИР». 2. Валидация измерений вертикальных профилей содержания озона. Примеры результатов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35. № 3. С. 322–328.
- Тимофеев Ю.М. Исследования атмосферы Земли методом прозрачности. СПб.: Наука. 2016. 367 с.
- Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука. 2003. 474 с.
- Тимофеев Ю.М., Неробелов Г.М., Поберовский А.В. Экспериментальные оценки интегральных антропогенных эмиссий CO₂ города Санкт-Петербурга // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2022. Т. 58. № 3. С. 1–10. doi:10.31857/S0002351522030105
- Тимофеев Ю.М., Неробелов Г.М., Поляков А.В., Виролайн Я.А. Спутниковый мониторинг озоносферы // Метеорология и гидрология. 2021. № 12. С. 71–79. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2021-12-71-79>
- Тимофеев Ю.М., Поляков А.В., Виролайн Я.А., Делер В., Эртель Д., Шпенкух Д. Первые спутниковые измерения содержания углекислого газа в земной атмосфере (1977 и 1979 гг., спутник «МЕТЕОР», прибор SI-1) // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 4. С. 458–461. <https://doi.org/10.31857/S0002351520040094>
- Хргуан А.Х., Еланский Н.Ф., Березин В.М., Иозенас В.А., Краснопольский В.А. Некоторые результаты наблюдения озона со спутника 17–18 июня 1966 г // Метеорология и гидрология. 1973. № 4. С. 3–12.
- Baek K., Kim J.H., Bak J., Haffner D.P., Kang M., Hong H. Evaluation of total ozone measurements from Geostationary Environmental Monitoring Spectrometer (GEMS) // Atmos. Meas. Tech. 2023. V. 16. P. 5461–5478. <https://doi.org/10.5194/amt-16-5461-2023>
- Ballard J. and coauthors. Calibration of the Improved Stratospheric and Mesospheric Sounder. Part I: Introduction, spectral, and radiometric calibration // J. Atmos. Oceanic Technol. 1996. V. 13. P. 810–831.
- Beer R., Glavich T., Rider D.M. Tropospheric emission spectrometer for the Earth Observing System's Aura satellite // Appl. Opt. 2001. V. 40. P. 2356–367.
- Benze S., Gumbel J., Randall C., Karlsson B., Hultgren K., Lumpe J., Baumgarten G. Making limb and nadir measurements comparable: A common volume study of

- PMC brightness observed by Odin OSIRIS and AIM CIPS // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2018. V. 167. P. 66–73. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.11.007>
- Bernath P.F., Crouse J., Hughes R.C., Boone C.D. The Atmospheric Chemistry Experiment Fourier transform spectrometer (ACE-FTS) version 4.1 retrievals: Trends and seasonal distributions // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* 2021. V. 259. 107409.
- Bernath P.F., McElroy C.T., Abrams M.C., Boone C.D., Butler M., Camy-Peyret C., Carleer M., Clerbaux C., Coheur P.-F., Colin R., DeCola P., De Maziere M., Drummond J.R., Dufour D., Evans W.F.J., Fast H., Fussen D., Gilbert K., Jennings D.E., Llewellyn E.J., Lowe R.P., Mahieu E., McConnell J.C., McHugh M., McLeod S.D., Midwinter C., Nassar R., Nichitui F., Nowlan C., Rinsland C.P., Rochon Y.J., Rowlands N., Semeniuk K., Simon P., Skelton R., Sloan J.J., Soucy M.-A., Strong K., Tremblay P., Turnbull D., Walker K.A., Walkty I., Wardle D.A., Wehrle V., Zander R., Zou J. Atmospheric Chemistry Experiment (ACE): mission overview // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. № 15. L15S01. <https://doi.org/10.1029/2005GL022386>.
- McPeters R.D., Krueger A.J., Bhartia P.K., Herman J.R., Oaks A., Ahmad Z., Cebula R.P., Schlesinger B.M., Swissler T., Taylor S.L., Torres O., Wellemeyer S.G. Nimbus-7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) data products user's guide. NASA Reference publication 1323. 1993. N94–2435. 93 p. 19940019882.pdf
- Blumstein D., Chalona G., Carliera T., Buila C., Héberta Ph., Maciaszeka T., Poncea G., Phulpina T., Tournierb B., Siméonic D., Astrucci P., Clausse A., Kayald G., Jegoue R. IASI instrument: Technical overview and measured performances // *Proc. SPIE 5543, Infrared Spaceborne Remote Sensing XII*, (4 November 2004); <https://doi.org/10.1117/12.560907>.
- Boesch H., Liu Y., Tamminen J., Yang D., Palmer P.I., Lindqvist H., Cai Z., Che K., Di Noia A., Feng L., Hakkarainen J., Ialongo I., Kalaitzi N., Karppinen T., Kivi R., Kivimäki E., Parker R.J., Preval S., Wang J., Webb A.J., Yao L., Chen H. Monitoring Greenhouse Gases from Space // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. № 14. 2700. <https://doi.org/10.3390/rs13142700>
- Bovensmann H., Burrows J., Buchwitz M., Frerick J., Noel S., Rozanov V., Chance K., Goede A. SCIAMACHY: Mission Objectives and Measurement Modes // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56. P. 127–150.
- Braun S.B., Jensen M., Jensen S., Hansen G., Zollinger L., Esplin R., Miller J.B. Sounding of the atmosphere using broadband emission radiometry (SABER): sensor design, performance, and lessons learned // *Proc. SPIE Infrared Spaceborne Remote Sensing XIV*. 2006. V. 6297. 62970U. <https://doi.org/10.1117/12.684137>
- Burrows J., Weber M., Buchwitz M., Rozanov V., Ladstätter-Weissenmayer A., Richter A., de Beek R., Hoogen R., Bramstadt K., Eichmann K.-U., Eisinger M., Perner D. The Global Ozone Monitoring Experiment (GOME): mission concept and first scientific results // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56. P. 151–175.
- Chan K.L., Valks P., Heue K.-P., Lutz R., Hedel P., Loyola D., Pinardi G., Van Roozendaal M., Hendrick F., Wagner T., Kumar V., Bais A., Piters A., Irie H., Takashima H., Kanaya Y., Choi Y., Park K., Chong J., Cede A., Frieß U., Richter A., Ma J., Benavent N., Holla R., Postylyakov O., Cárdenas C.R., Wenig M. Global Ozone Monitoring Experiment-2 (GOME-2) Daily and Monthly Level 3 Products of Atmospheric Trace Gas Columns // *Earth Syst. Sci. Data*. 2023. V. 15. P. 1831–1870. <https://doi.org/10.5194/essd-2022-315>
- Chu W.P., McCormick M.P. Inversion of stratospheric aerosol and gaseous constituents from spacecraft solar extinction data in the 0.38–1.0 mm wavelength region // *Appl. Opt.* 1979. V. 18. P. 1404–1414.
- Clerbaux C., Boynard A., Clarisse L., George M., Hadji-Lazaro J., Herbin H., Hurtmans D., Pommier M., Razavi A., Turquety S., Wespes C., Coheur P.-F. Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 6041–6054, <https://doi.org/10.5194/acp-9-6041-2009>.
- Cracknell A.P., Varotsos C.A. Remote Sensing and Atmospheric Ozone: Human Activities versus Natural Variability. Berlin, Heidelberg: Springer Science & Business Media, 2012. 662 p.
- Crisp D., Pollock H.R., Rosenberg R., Chapsky L., Lee R.A.M., Oyafuso F.A., Frankenberg C., O'Dell C.W., Bruegge C.J., Doran G.B., Eldering A., Fisher B.M., Fu D., Gunson M.R., Mandrake L., Osterman G.B., Schwandner F.M., Sun K., Taylor T.E., Wennberg P.O., Wunchet D. The on-orbit performance of the Orbiting Carbon Observatory-2 (OCO-2) instrument and its radiometrically calibrated products // *Atmos. Meas. Tech.* 2017. V. 10. P. 59–81. <https://doi.org/10.5194/amt-10-59-2017>.
- Elansky N.F., Grechko G.M., Plotkin M.E., Postylyakov O.V. The ozone and aerosol fine structure experiment: observing the fine structure of ozone and aerosol distribution in the atmosphere from the "Salyut-7" orbiter: 3. Experimental Results // *J. Geoph. Res.* 1991. V. 96. № D10. P. 18661–18670.
- Elansky N.F., Plotkin M.E., Postylyakov O.V., Ukhinov S.A. The ozone and aerosol fine structure experiment: observing the fine structure of ozone and aerosol distribution in the atmosphere from the "Salyut-7" orbiter. 2. Formation of the Earth's twilight limb coloration

- and radiance: Numeric calculations // *J. Geoph. Res.* 1991a. V. 96. № D10. P. 18653–18660.
- EOS, 2020: Level 2 (L2) Data User's Guide Version 8.0 – Tropospheric Emission Spectrometer (TES) [Herman R. and Kulawik S. (eds.)]. Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology Pasadena, California. 2020. 78 p.
- Esplin R., Batty C., Jensen M., McLain D., Stauder J., Jensen S., Stump C., Robinson D., Dodgen J. Sounding of the Atmosphere Using Broadband Emission Radiometer (SABER): System Overview // *Proc. SPIE* 2268, *Infrared Spaceborne Remote Sensing II*, (14 September 1994), <https://doi.org/10.1117/12.185831>
- Farmer C.B. High resolution infrared spectroscopy of the sun and Earth's atmosphere from space. *Mikrochim Acta*. 1987. V. 93. P. 89–214.
- Fischer H., Birk M., Blom C., Carli B., Carlott M., von Clarmann T., Delbouille L., Dudhia A., Ehrt D., Endemann M., Flaud J.M., Gessner R., Kleinert A., Koopman R., Langen J., Lopez-Puertas M., Mosner P., Nett H., Oelhaf H., Perron G., Remedios J., Ridolfi M., Stiller G., Zander R. MIPAS: an instrument for atmospheric and climate research // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8. № 8. P. 2151–2188, <https://doi.org/10.5194/acp-8-2151-2008>
- Fischer H., Oelhaf H. Remote sensing of vertical profiles of atmospheric trace constituents with MIPAS limb-emission spectra // *Appl. Opt.* 1996. V. 35. № 16. P. 2787–2796 <https://doi.org/10.1364/AO.35.002787>
- Flynn L.E., Seftor C.J., Larsen J.C., Xu P. The Ozone Mapping and Profiler Suite // *Earth Science Satellite Remote Sensing. Volume 1: Science and instruments* [Qu J., Gao W., Kafatos M., Murphy R.E., Salomonson V.V. (eds.)], Tsinghua University Press, Beijing and Springer, Berlin Heidelberg New York, 2006. P. 279–296, <https://doi.org/10.1007/978-3-540-37293-6>
- Garcia O.E., Sepúlveda E., Schneider M., Hase F., August T., Blumenstock T., Kühl S., Munro R., Gómez-Peláez A.J., Hultberg T., Redondas A., Barthlott S., Wiegeler A., González Y., Sanromá E. Consistency and quality assessment of the Metop-A/IASI and Metop-B/IASI operational trace gas products (O_3 , CO , N_2O , CH_4 , and CO_2) in the subtropical North Atlantic // *Atmos. Meas. Tech.* 2016. V. 9. № 5. P. 2315–2333. <https://doi.org/10.5194/amt-9-2315-2016>
- Gille J.C., Russell III J.M. The limb infrared monitor of the stratosphere: experiment description, performance, and results // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 5125–5140.
- Goldberg M.D., Qu Y., McMillin L.M., Wolf W., Zhou L., Divakarila M. AIRS near-real-time products and algorithms in support of numerical weather prediction // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*. 2003. V. 41. P. 379–389.
- Golovin Yu.M., Zavelevich F.S., Kozlov D.A., Kozlov I.A., Monakhov D.O., Nikulin A.G., Uspensky A.B., Rublev A.N., Kukharsky A.V. The IKFS-2 Infrared Fourier-Transform Spectrometer Operating Onboard the Meteor-M No. 2 Satellite // *Izv. Atmos. Oceanic Phys.* 2018. V. 54. P. 1381–1390. <https://doi.org/10.1134/S0001433818090153>
- Grechko G.M., Elansky N.F., Plotkin M.E., Postlyakov O.V. The ozone and aerosol fine structure experiment: observing the fine structure of ozone and aerosol distribution in the atmosphere from the "Salyut-7" orbiter. 1. Introduction and the occultation experiment // *J. Geoph. Res.* 1991. V. 96. № D10. P. 18647–18653 <https://doi.org/10.1029/91JD01395>
- Grieco F., Pérot K., Murtagh D., Eriksson P., Forkman P., Rydberg B., Funke B., Walker K.A., Pumphrey H.C. Recovery and validation of Odin/SMR long-term measurements of mesospheric carbon monoxide // *Atmos. Meas. Tech.* 2020. V. 13. № 9. P. 5013–5031, <https://doi.org/10.5194/amt-13-5013-2020>
- Grossmann K.U., Goussev O., Oberheide J. A Review of new Results from CRISTA // *Proc. SPIE. Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere IX*. 2004. V. 5571. <https://doi.org/10.1117/12.563902>
- Grossmann K.U., Offerman D., Gusev O., Oberheide J., Riese M., Spang R. The CRISTA 2 mission // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D23, P. 8173–8185. <https://doi.org/10.1029/2001JD000667>
- Gunson M.R., Abbas M.M., Abrams M.C., Allen M., Brown L.R., Brown T.L., Chang A.Y., Goldman A., Irion F.W., Lowes L.L., Mahieu E., Manney G.L., Michelsen H.A., Newchurch M.J., Rinsland C.P., Salawitch R.J., Stiller G.P., Toon G.C., Yung Y.L., Zander R. The Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy (ATMOS) experiment: Deployment on the ATLAS Space Shuttle missions // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. P. 2333–2336.
- Han Y., Revercomb H., Cromp M., Gu D., Johnson D., Mooney D., Scott D., Strow L., Bingham G., Borg L., Chen Y., DeSloer D., Esplin M., Hagan D., Jin X., Knuteson R., Motteler H., Predina J., Suwinski L., Taylor J., Tobin D., Tremblay D., Wang C., Wang Lih., Wang Lik., Zavyalov V. Suomi NPP CrIS Measurements, Sensor Data Record Algorithm, Calibration and Validation Activities, and Record Data Quality // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2013. V. 118. P. 12,734–12,748. <https://doi.org/10.1002/2013JD020344>
- Hanel R., Conrath B. Interferometer Experiment on Nimbus 3: Preliminary Results // *Science*. 1969. V. 165. № 3899. P. 1258–1260. <https://doi.org/10.1126/science.165.3899.1258>
- Hanel R.A., Wark D.Q. Tiros II Radiation Experiment and its Physical Significance // *J. Opt. Soc. Am.* 1961. V. 51. № 12. P. 1394–1399.

- Hassler B., Petropavlovskikh I., Staehelin J., August T. et al. Past changes in the vertical distribution of ozone – Part 1: Measurement techniques, uncertainties and availability // *Atmos. Meas. Tech.* 2014. V. 7. P. 1395–1427.
- Houghton J.T., Taylor F.W., Rodgers C.D. Remote Sounding of Atmospheres. N-Y.: Cambridge University Press, 1984. 343 c.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.
- IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. Geneva, Switzerland, 184 p.
- JPL, 2018: Orbiting Carbon Observatory–2 (OCO-2). Data Product User's Guide, Operational L1 and L2 Data Versions 8 and Lite File Version 9. 2018. Jet Propulsion Laboratory California, Institute of Technology Pasadena, California. 96 p. R9_OCO2_DUG_Ver1_RevJ (nasa.gov)
- Kempe V., Oertel D., Schuster R., Becker-Ross H., Jahn H. Absolute IR-spectra from the measurement of Fourier-spectrometers aboard Meteor 25 and 28 // *Acta Astronautica*. 1980. V. 7. № 12. P. 1403–1416.
- Kikuchi K.-I., Nishibori T., Ochiai S., Ozeki H., Irimajiri Y., Kasai Y., Koike M., Manabe T., Mizukoshi K., Murayama Y., Nagahama T., Sano T., Sato R., Seta M., Takahashi C., Takayanagi M., Masuko H., Inatani J., Suzuki M., Shiotani M. // Overview and early results of the Superconducting Submillimeter-Wave Limb Emission Sounder (SMILES) // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. D23306, <https://doi.org/10.1029/2010JD014379>
- Kuell V., Olschewski F., Jarisch M., Offermann D., Grossmann K.U. Trace gas variability in the stratosphere // *Adv. Space Res.* 2004. V. 34. P. 1722–1730. www.elsevier.com/locate/asr
- Kuze A., Suto H., Nakajima M., Hamazaki T. Thermal and near infrared sensor for carbon observation Fourier-transform spectrometer on the Greenhouse Gases Observing Satellite for greenhouse gases monitoring // *Appl. Opt.* 2009. V. 48. P. 6716–6733.
- Kyrola E., Tamminen J., Leppelmeier G.W., Sofieva V., Hassinen S., Bertaux J.-L., Hauchecorne A., Dalaudier F., Cot C., Korabely O., d'Andon O.F., Barrot G., Mangin A., Theodore B., Guirlet M., Etanchaud F., Snoij P., Koopman R., Saavedra L., Fraisse R., Fussen D., Vanhelle-mont F. GOMOS on Envisat: An overview // *Adv. Space Res.* 2004. V. 33. P. 1020–1028.
- Levelt P.F., Joiner J., Tamminen J., Veefkind J.P., Bhartia P.K., Stein Zweers D.C., Duncan B.N., Streets D.G., Eskes H., van der A R., McLinden C., Fioletov V., Carn S., de Laat J., DeLand M., Marchenko S., McPeters R., Ziemke J., Fu D., Liu X., Pickering K., Apituley A., González Abad G., Arola A., Boersma F., Miller Ch.C., Chance K., de Graaf M., Hakkarainen J., Hassinen S., Ialongo I., Kleipool Q., Krotkov N., Li C., Lamsal L., Newman P., Nowlan C., Suleiman R., Tilstra L.G., Torres O., Wang H., Wargan K. The Ozone Monitoring Instrument: overview of 14 years in space // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 5699–5745. <https://doi.org/10.5194/acp-18-5699-2018>
- Li J., Schmidt C.C., Nelson III J.P., Schmit T.J., Menzel W.P. Estimation of total atmospheric ozone from GOES sounder radiances with high temporal resolution. *J. Atmos. Oceanic. Technol.* 2001. V. 18. P. 157–168.
- López-Puertas M., García-Comas M., Funke B., von Clarmann T., Glatthor N., Grabowski U., Kellmann S., Kiefer M., Laeng A., Linden A., Stiller G.P. MIPAS ozone retrieval version 8: middle-atmosphere measurements // *Atmos. Meas. Tech.* 2023. V. 16. № 22. P. 5609–5645, <https://doi.org/10.5194/amt-16-5609-2023>
- McCormick M.P., Chu W.P., Zawodny J.M., Mauldin III L.E., McMaster L.R. Stratospheric aerosol and gas experiment III: aerosol and trace gas measurements for the Earth Observing System // *Proc. SPIE*. 1991. Remote Sensing of Atmospheric Chemistry. V. 1491. <https://doi.org/10.1117/12.46655>
- McCormick M.P., Zawodny J.M., Veiga R.E., Larsen J.C., Wang P.H. An overview of SAGE I and II ozone measurements // *Planetary and Space Science*. 1989. V. 37. № 12. P. 1567–1586.
- Mettig N., Weber M., Rozanov A., Burrows J.P., Veefkind P., Thompson A.M., Stauffer R.M., Leblanc T., Ancellet G., Newchurch M.J., Kuang S., Kivi R., Tully M.B., Van Maderen R., Piders A., Kois B., Stübi R., Skrivankova P. Combined UV and IR ozone profile retrieval from TROPOMI and CrIS measurements // *Atmos. Meas. Tech.* 2022. V. 15. P. 2955–2978. <https://doi.org/10.5194/amt-15-2955-2022>
- Miller A.J., Nagatani R.M., Flynn L.E., Kondragunta S., Beach E., Stolarski R., McPeters R.D., Bhartia P.K., De-Land M.T., Jackman C.H., Wuebbles D.J., Patten K.O., Cebula R.P. A cohesive total ozone data set from the SBUV(2) satellite system // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D23. P. 4701–4709. <https://doi.org/10.1029/2001JD00085>
- Mukhartova Y.V., Postilyakov O.V., Davydova M.A., Zakharova S.A. High-detailed tropospheric transport of NOx

- from ground sources: comparison of model data and satellite imagery // *Proc. SPIE – Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XXVI*. 2021. V. 11859. 1185906. <https://doi.org/10.1117/12.2600283>
- Muller C, Lippens C., Vercheval J., Ackerman M., Laurent J., Lemaitre M.P., Besson J., Girard A. Experience (spectrometre a grille) a bord de la premiere charge utile de SPACELAB // *J. Optics (Paris)*. 1985. V. 16. № 4. P. 155–168.
- Noël S., Reuter M., Buchwitz M., Borchardt J., Hilker M., Bovensmann H., Burrows J.P., Di Noia A., Suto H., Yoshida Y., Buschmann M., Deutscher N.M., Feist D.G., Griffith D.W.T., Hase F., Kivi R., Morino I., Notholt J., Ohyama H., Petri C., Podolske J.R., Pollard D.F., Sha M.K., Shiomi K., Sussmann R., Té Y., Velazco V.A., Warneke T. XCO₂ retrieval for GOSAT and GOSAT-2 based on the FOCAL algorithm // *Atmos. Meas. Tech.* 2021. V. 14. P. 3837–3869. <https://doi.org/10.5194/amt-14-3837-2021>
- Noel S., Bovensmann H., Wuttke M.W., Burrows J.P., Gottwald M., Krieg E., Goede A.P.H., Muller C. Nadir, limb, and occultation measurements with SCIAMACHY // *Adv. Space Res.* 2002. V. 29. № 11. P. 1819–1824.
- Offermann D., Grossmann K.-U., Barthol P., Knieling P., Riese M., Trant R. Cryogenic infrared spectrometer and telescopes for the atmosphere (CRISTA) experiment and middle atmosphere variability // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № D13. P. 16311–16325. <https://doi.org/10.1029/1998JD100047>
- Polyakov A., Virolainen Y., Neroblov G., Kozlov D., Timofeyev Y. Six Years of IKFS-2 Global Ozone Total Column Measurements // *Remote Sens.* 2023. V. 15. 2481. <https://doi.org/10.3390/rs15092481>.
- Postlyakov O.V., Borovski A.N., Makarenkov A.A. First experiment on retrieval of tropospheric NO₂ over polluted areas with 2.4-км spatial resolution basing on satellite spectral measurements // *Proc. SPIE – XXIII International Symposium, Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics*. 2017. V. 10466. 104662Y. <https://doi.org/10.1117/12.2285794>
- Roche A.E., Kumer J.B., Mergenthaler J.L., Ely G.A., Uplinger W.G., Potter J.F., James T.C., Sterritt L.W. The cryogenic limb array etalon spectrometer (CLAES) on UARS: Experiment description and performance // *J. Geophys. Res.: Atmospheres*. 1993. V. 98. № D6. P. 10763–10775. <https://doi.org/10.1029/93jd00800>
- Rodgers C.D. *Inverse Methods for Atmospheric Sounding. Theory and Practice*. New York: World Scientific Publishing, 2000. 238 p.
- Smith N., Barnett C.D. CLIMCAPS Observing Capability for Temperature, Moisture, and Trace Gases from AIRS/AMSU and CrIS/ATMS // *Atmos. Meas. Tech.* 2020. V. 13. № 8. P. 4437–4459. <https://doi.org/10.5194/amt-13-4437-2020>
- Suto H., Kataoka F., Kikuchi N., Knuteson R.O., Butz A., Haun M., Buijs H., Shiomi K., Imai H., Kuze A. Thermal and near-infrared sensor for carbon observation Fourier transform spectrometer-2 (TANSO-FTS-2) on the Greenhouse Gases Observing Satellite-2 (GOSAT-2) during its first year on orbit // *Atmos. Meas. Techn.* 2021. V. 14. P. 2013–2039. <https://doi.org/10.5194/amt-14-2013-2021>
- Taylor F.W., Scaddan R.J., Callard L. Improved Stratospheric and Mesospheric Sounder // *Proc. SPIE – Optical Systems for Space Applications*. 1987. V.0810. <https://doi.org/10.1117/12.941525>
- Taylor T.E., O'Dell C.W., Baker D., Bruegge C., Chang A., Chapsky L., Chatterjee A., Cheng C., Chevallier F., Crisp D., Dang L., Drouin B., Eldering A., Feng L., Fisher B., Fu D., Gunson M., Haemmerle V., Keller G.R., Kiel M., Kuai L., Kurosu T., Lambert A., Laughner J., Lee R., Liu J., Mandrake L., Marchetti Y., McGarragh G., Merrelli A., Nelson R.R., Osterman G., Oyafuso F., Palmer P.I., Payne V.H., Rosenberg R., Somkuti P., Spiers G., To C., Weir B., Wennberg P.O., Yu S., Zong J. Evaluating the consistency between OCO-2 and OCO-3 XCO₂ estimates derived from the NASA ACOS version 10 retrieval algorithm // *Atmos. Meas. Tech.* 2023. V. 16. P. 3173–3209. <https://doi.org/10.5194/amt-16-3173-2023>
- TEMPO, 2023: A Global Constellation of Satellites Aimed at Measuring Air Quality. https://tempo.si.edu/blog/2023_Feb_14.html
- Timofeyev Y.M., Uspensky A.B., Zavelevich F.S., Polyakov A., Virolainen Y., Rublev A., Kukharsky A., Kiseleva J.V., Kozlov D., Kozlov I.A., Nikulin A., Pyatkin V., Rusin E. Hyperspectral Infrared Atmospheric Sounder IKFS-2 on “Meteor-M” No. 2-Four Years in Orbit // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* 2019. V. 238. 106579, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2019.106579>.
- Timofeyev Yu.M., Vasiliev A.V. *Theoretical Fundamentals of Atmospheric Optics*. UK: Cambridge International Science Publishing Ltd., 2008. 496 p.
- Uspensky A.B. Atmospheric Greenhouse Gas Distributions: Satellite-Based Measurements // *Izv. Atmosf. Ocean. Phys.* 2023. V. 59. № 2. P. S232–S241. <https://doi.org/10.1134/S0001433823140141>
- Van Damme M., Clarisse L., Heald C.L., Hurtmans D., Ngadi Y., Clerbaux C., Dolman A.J., Erisman J.W., Coheur P.F. Global distributions, time series and error characterization and trends of atmospheric ammonia (NH₃) from IASI satellite observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14. № 6. P. 2905–2922. www.atmos-chem-phys.net/14/2905/2014/

- Van Geffen J., Eskes H.J., Boermsa K.F., Veefkind J.P. TROPOMI ATBD of the Total and Tropospheric NO₂ Data Products. 2021. Available online: <https://sentinel.esa.int/documents/247904/2476257/sentinel-5p-tropomi-atbd-no2-data-products> (accessed on 9 June 2024).
- Watanabe H., Hayashi K., Saeki T., Maksyutov S., Nasuno I., Shimono Y., Hirose Y., Takaichi K., Kanekon S., Ajiro M., Matsumoto Yukio, and Yokota Tatsuya. Global mapping of greenhouse gases retrieved from GOSAT Level 2 products by using a kriging method // *International Journal of Remote Sensing*. 2015. 36. 6. P. 1509–1528. <https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1011792>
- Waters J.W., Froidevaux L., Harwood R.S., Jarnot R.F., Pickett H.M., Read W.G., Siegel P.H., Cofield R.E., Filipiak M.J., Flower D.A., Holden J.R., Lau G.K., Livesey N.J., Manney G.L., Pumphrey H.C., Santee M.L., Wu D.L., Cuddy D.T., Lay R.R., Loo M.S., Perun V.S., Schwartz M.J., Stek P.C., Thurstans R.P., Boyles M.A., Chandra K.M., Chavez M.C., Chen G.-S., Chudasama B.V., Dodge R., Fuller R.A., Girard M.A., Jiang J.H., Jiang Y., Knosp B.W., LaBelle R.C., Lam J.C., Lee K.A., Miller D., Oswald J.E., Patel N.C., Pukala D.M., Quintero O., Scaff D.M., Van Snyder W., Tope M.C., Wagner P.A., Walch M.J. The Earth Observing System Microwave Limb Sounder (EOS MLS) on the Aura Satellite // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2006. V. 44. № 5. P. 1075–1092. <https://ieeexplore.ieee.org/document/1624589>
- Waters J.W., Froidevaux L., Jarnot R.F., Read W.G., Pickett H.M., Harwood R.S., Cofield R.E., Filipiak M.J., Flower D.A., Livesey N.J., Manney G.L., Pumphrey H.C., Santee M.L., Siegel P.H., Wu D.L. An Overview of the EOS MLS Experiment. Version 2.0: 2 September 2004 // JPL D-15745 / CL# 04-2323 EOS MLS DRL 601 (part 1) ATBD-MLS-01 Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology Pasadena, California 91109-8099 JPL D-14421 (nasa.gov)
- WHO, 2024: Air Pollution Available online at: <http://www.who.int/airpollution/en/> (accessed on 10 May 2024).
- WMO, 2006: An Overview of the 2005 Antarctic Ozone Hole: Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 49 (WMO/TD-No. 1312) [prepared by G.O. Braathen]. Geneva, Switzerland, 2006. 76 p.
- WMO, 2018: Scientific Assessment of Ozone Depletion 2018: Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 58. Geneva, Switzerland, 588 p.
- WMO, 2023a: Guide to Instruments and Methods of Observation. Volume I – Measurement of Meteorological Variables, WMO-No. 8. Geneva, Switzerland, 574 p.
- WMO, 2023b: Guide to Instruments and Methods of Observation. Volume III – Observing Systems, WMO-No. 8. Geneva, Switzerland, 428 p.
- WMO, 2023c: Guide to Instruments and Methods of Observation. Volume IV – Space-based Observation, WMO-No. 8. Geneva, Switzerland, 195 p. <https://library.wmo.int/idurl/4/68662>
- Wu C., Qi C., Hu X., Gu M., Yang T., Xu H., Lee L., Yang Z., Zhang P. FY-3D HIRAS Radiometric Calibration and Accuracy Assessment // *IEEE Trans. Geosci. Remote. Sens.* 2020. V. 58. P. 3965–3976.
- Yang D., Luo Y., Zeng Y., Si F., Xi L., Zhou H., Liu W. Tropospheric NO₂ Pollution Monitoring with the GF-5 Satellite Environmental Trace Gases Monitoring Instrument over the North China Plain during Winter 2018–2019 // *Atmosphere*. 2021. V. 12. 398. <https://doi.org/10.3390/atmos12030398>
- Yang J., Zhang Z., Wei C., Lu F., Guo Q. Introducing the new generation of Chinese geostationary weather satellites, Fengyun-4 // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2017. V. 98. P. 1637–1658. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0065.1>
- Yang Z., Bi Y.-M., Wang Q., Liu C.-B., Gu S.-Y., Zheng Y., Lin C., Yin Z., Tian L. Inflight Performance of the TanSat Atmospheric Carbon Dioxide Grating Spectrometer // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2020. V. 58. № 7. P. 4691–4703. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.2966113>
- Yee J.-H., Vervack Jr. R.J., DeMajistre R., Morgan F., Carbary J.F., Romick G.J., Morrison D., Lloyd S.A., DeCola P.L., Paxton L.J., Anderson D.E., Kumar C., Meng C.I. Atmospheric remote sensing using a combined extinctive and refractive stellar occultation technique 1. Overview and proof-of-concept observations. *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D14. P. 4213.
- Yu D., Li H., Li B., Ge M., Tuo Y., Li X., Xue W., Liu Y., Wang A., Zhu Y., Luo B. Measurement of the vertical atmospheric density profile from the X-ray Earth occultation of the Crab Nebula with Insight-HXMT // *Atmos. Meas. Tech.* 2022. V. 15. P. 3141–3159. <https://doi.org/10.5194/amt-15-3141-2022>
- Yue J., Russell III J., Jian Y., Rezac L., Garcia R., López-Puertas M., Mlyneczek M.G. Increasing carbon dioxide concentration in the upper atmosphere observed by SABER // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. № 17. P. 7194–7199. <https://doi.org/10.1002/2015GL064696>
- Zavelevich F., Kozlov D., Kozlov I., Cherkashin I., Uspensky A., Kiseleva Yu., Golomolzin V., Filei A. IKFS-2 Radiometric Calibration Stability in Different Spectral Bands // *GSICS Quarterly*. 2018. V. 12. № 1. P. 4–6.
- Zeng Z.-Ch., Lee L., Qi Ch. Diurnal carbon monoxide observed from a geostationary infrared hyperspectral sounder: first result from GHIRS on board FengYun-4B // *Atmosph. Meas. Techn.* 2023. V. 16. № 12. P. 3059–3083. <https://doi.org/10.5194/amt-16-3059-2023>

Zhang Ch., Liu Ch., Chan K.L., Hu Q., Liu H., Li B., Xing Ch., Tan W., Zhou H., Si F., Liu J.

First observation of tropospheric nitrogen dioxide from the Environmental Trace Gases Monitoring Instrument onboard the GaoFen-5 satellite // Light Sci Appl. 2020. V. 9. 66.

<https://doi.org/10.1038/s41377-020-0306-z>

Zhao M., Si F., Wang Y., Zhou H., Wang S., Jiang Y., Liu W.

First Year On-Orbit Calibration of the Chinese Environmental Trace Gas Monitoring Instrument On-board GaoFen-5 // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2020. V. 58. № 12. 8531–8540.

<https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.2988573>

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица П1. Примеры затменных спутниковых приборов в методе прозрачности; НВ – настоящее время.

Прибор	Название	Область спектра, каналы измерений	Измеряемые газы	Период измерений	Примечания
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment	385, 450, 600, 1000 нм	Профили O ₃ , NO ₂ ,	1979–1981	Первые глобальные исследования озоносферы
ATMOS	Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy	600–4700 см ⁻¹	Профили более 30 газов	1985, 1992, 1993, 1994, ~10 дней	Измерения с разрешением Ду ~ 0.01 см ⁻¹
SAGE III	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment III	280–1040 нм	Профили O ₃ , NO ₂ , H ₂ O	2002–2005, 2017–НВ	Измерения Солнца и Луны
GOMOS	Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars	250–952 нм	O ₂ , O ₃ , NO ₂ , температура,	2002–2011	Измерения по звездам
ACE	Atmospheric Chemistry Experiment	750–4400 см ⁻¹	Профили 44 газов и 21 их изотопов	2003–НВ	Спектральное разрешение 0.02 см ⁻¹

Таблица П2. Примеры надирных ИК приборов тепловой области спектра; НВ – настоящее время.

Прибор	Название	Спектральные область/ разрешение	Газы	Период измерений	Горизонтальное разрешение, км
IASI	Atmospheric Infrared Sounder	645–2760 см ⁻¹ / 0.5 см ⁻¹	Более 20 газов	2006 – НВ	12–39
CrIS	Cross-track infrared sounder	650–1095, 1210– 1750, 2155–2550 см ⁻¹ / 0.625–2.5 см ⁻¹	H ₂ O, O ₃ , CO ₂ , CO, CH ₄ , HNO ₃ , N ₂ O, SO ₂	2011 – НВ	14–50
ИКФС-2	ИК Фурье-спектрометр-2	660–2000 см ⁻¹ / 0.4 см ⁻¹	H ₂ O, CO ₂ , O ₃	2014 – 2022	~35
SEVERI	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager	12 каналов	H ₂ O, O ₃	2014 – НВ	~4
МСУ-ГС	Многозональное сканирующее устройство гидрометеорологического обеспечения	7 ИК каналов	O ₃	2019 – НВ	~4
GIIRS GIIRS-2	Geostationary Interferometric Infrared Sounder	680– 1130, 1650– 2250 см ⁻¹ / 0.625 см ⁻¹	CO ₂ , HNO ₃ и другие газы	2016 – НВ 2021 – НВ	~12

Таблица П3. Примеры приборов для спутниковых лимбовых измерений собственного атмосферного излучения; НВ – настоящее время.

Прибор	Название	Спектральная область	Газы	Период измерений	Высотный диапазон, км
CRISTA	CRyogenic Infrared Spectrometers and Telescopes	4–71 мкм	O ₃ , N ₂ O, CH ₄ , CFC11, HNO ₃	1994, 1997	15–150
SABER	The Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry	10 каналов, 1.27–16.9 мкм	O ₃ , N ₂ O, NO, NO ₂ , CO, CO ₂ , O ₂ , OH	2002–2012	10 – 180
MIPAS	Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding	14.6 4.15 мкм 685–2410 см ⁻¹	Более 30 газов	2002–2012	6–70
MLS	The Microwave Limb Sounder	118 – 2500 ГГц	~20 газов	2004 – НВ	0.001 – 300 мб

Таблица П4. Примеры надирных спутниковых приборов для измерений газового состава атмосферы (метод ОРСИ); НВ – настоящее время.

Прибор	Название	Спектральная область, нм	Измеряемые газы	Период измерений	Горизонтальное разрешение, км
GOME-2	Global Ozone Monitoring Experiment	240–790	O ₃ , NO ₂ , H ₂ O, HCHO, SO ₂	2006 – НВ	40 × 80
OMI	Ozone Monitoring Instrument	270–500	O ₃ , NO ₂ , SO ₂ , BrO, OCIO, CHOCNO, HCHO	2004 – НВ	13 × 24, 28 × 150 36 × 48
TROPOMI	Tropospheric Monitoring Instrument	270–775, 2305–2385	O ₃ , HCHO, NO ₂ , SO ₂ , CO	2017 – НВ	3.5 × 7
GOSAT GOSAT-2	Greenhouse gases Observing Satellite	Области 1.6, 2.0, 2.3 мкм	CO ₂ , CH ₄ , CO	2009 – НВ 2018 – НВ	~10
OCO-2 OCO-3	Orbiting Carbon Observatory	Области 0.76, 1.61 и 2.06 мкм	CO ₂	2014 – НВ 2019 – НВ	OCO-2 – 1.29 × 2.25 OCO-3 – 1.6 × 2.2
EMI (CNSA)	Environment Monitoring Instrument	240–710	O ₃ , BrO, ClO, H ₂ O, HCHO, NO, NO ₂ , SO ₂	2018 – НВ	13 × 48 EMI-1 13 × 24 EMI-2

Таблица П5. Примеры спутниковых лимбовых приборов и их характеристики; НВ – настоящее время.

Прибор	Название	Спектральная область, нм	Измеряемые газы	Период измерений	Вертикальное разрешение, км
SCIAMACHY	SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CartographY	240–2380	O ₃ , NO ₂ , H ₂ O, CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O, BrO, CO, NO, SO ₂ , H ₂ CO, OCIO	2002–2012	1–15 в зависимости от геометрии измерений
OSIRIS	Optical Spectrograph and InfraRed Imager System	275–810	O ₃ , BrO	2001 – НВ	~2
OMPS	Ozone Mapping and Profiler Suite	303–380, 297–420	O ₃	2011 – НВ	1–3

SATELLITE INVESTIGATION OF ATMOSPHERIC GAS COMPOSITION

Yu. M. Timofeyev¹, G. M. Neroblov^{1, 2, 3, *}

¹*Saint-Petersburg State University, 199034, University Embankment, 7/9, Saint-Petersburg, Russia*

²*SPC RAS - Scientific Research Centre for Ecological Safety of the Russian Academy of Sciences,
187110, Korpusnaya st., 18, Saint-Petersburg, Russia*

³*Russian State Hydrometeorological University, 195196, Malookhtinskiy Prospekt, 98, Saint-Petersburg, Russia*

**e-mail: akulishe95@mail.ru*

The gas composition of the Earth's atmosphere largely determines numerous weather and climate processes and phenomena. The importance of studying the composition of the atmosphere has stimulated the creation in recent decades of global and regional observation systems for water vapor, ozone and the substances depleting it, carbon dioxide and other greenhouse gases, and dozens of pollutant gases. A significant role in the global monitoring of the gas composition of the atmosphere is played by satellite observation systems, which make it possible to obtain regular, global and regional high-quality (in terms of accuracy and spatial resolution) data on its gas composition. The review is devoted to the analysis of modern remote satellite passive methods for determining the gas composition of the atmosphere and the main results obtained to date. A modern classification of passive and active satellite methods, the physical and mathematical foundations of passive methods, the main characteristics of the used orbits of space carriers and the types of geometry of satellite observations are given.

The advantages and disadvantages of various satellite passive methods using measurements of atmospheric transparency characteristics (eclipse method), Earth's own radiation, as well as reflected and scattered solar radiation are analyzed for various satellite measurement geometries in a wide spectral region from UV to radio waves. A brief history of the creation of special modern satellite equipment is given, as well as their characteristics — information content, altitude measurement ranges, errors and vertical resolution. Numerous results of global and regional monitoring of the atmospheric gas composition and examples of their use in various problems of atmospheric physics and climatology are presented.

Keywords: atmospheric gas composition, satellite passive methods, scattered and reflected solar radiation, Earth thermal radiation

УДК 504.064.37, 551.510.534

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА ИЗ СПЕКТРАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ИКФС-2 В 2015–2022 гг.

© 2024 г. А. В. Поляков^{a, *}, Е. П. Крюковских^{a, **}, Я. А. Виролайнен^{a, ***},
Г. М. Неробелов^{a, b, c, ****}, Д. А. Козлов^{d, *****}, Ю. М. Тимофеев^{a, *****}

^aСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., д. 7–9, Санкт-Петербург, 199034, Россия

^bСПб ФИЦ РАН – НИЦ экологической безопасности РАН,
14-я линия В.О., д. 39, г. Санкт-Петербург, 199178, Россия

^cРоссийский государственный гидрометеорологический университет,
Малоохтинский проспект, дом 98, Санкт-Петербург, 195196, Россия

^dИсследовательский центр имени М.В. Келдыша, Онежская ул., д. 8, Москва, 125438, Россия

e-mail: ^{*}a.v.polyakov@spbu.ru, ^{**}kriukovskikh1967@mail.ru, ^{***}yana.virolainen@spbu.ru,
^{****}akulishe95@mail.ru, ^{*****}dakozlov@kerc.msk.ru, ^{*****}y.timofeev@spbu.ru

Поступила в редакцию 28.05.2024 г.

После доработки 14.08.2024 г.

Принята к публикации 02.09.2024 г.

Представлены результаты определения общего содержания озона (ОСО) из спектров уходящего теплового инфракрасного излучения, измеренных прибором ИКФС-2 с борта космического аппарата «Метеор-М» № 2 за 8 лет измерений. Разработанная ранее методика для интерпретации спектральных измерений, выполненнх в 2015–2020 гг. с шириной полосы сканирования (ШПС) 1000 км, применена к измерениям 2021–2022 гг. с ШПС 1500 км. Показано, что наблюдаемый при этом рост разностей между данными ИКФС-2 и результатами независимых измерений вызван не расширением статистики изменчивости ОСО, а увеличением диапазона изменения угла сканирования. После доработки методики для измерений с ШПС 1500 км сравнение с независимыми данными показало, что среднеквадратичные отклонения разностей с результатами наземных и спутниковых измерений за все 8 лет не превосходят 3% и не увеличились по сравнению с первыми 6 годами измерений. Для анализа результатов в полярных областях полученные из спектров ИКФС-2 значения ОСО сравниваются с данными озонзондирования, которое выполняется непрерывно в течение всего года, включая полярную ночь. Показано хорошее качественное согласие данных ИКФС-2 и озонзондирования, включая зимне-весенние периоды экстремального уменьшения ОСО в высоких широтах обоих полушарий. Среднеквадратичные отклонения разностей данных ИКФС-2 и величин ОСО по данным озонзондирования составили для разных станций от 5.3 до 11% (17–33 е. Д.), или в среднем по всем станциям 7.9%, что согласуется с неопределенностью оценок интегрального содержания озона в вертикальном столбе по данным озонзондирования.

Ключевые слова: дистанционное зондирование атмосферы, атмосферный озон, ИКФС-2, общее содержание озона

DOI: 10.31857/S0002351524060065 EDN: HUYKHN

1. ВВЕДЕНИЕ

Озон является одним из важнейших газов в составе земной атмосферы. Несмотря на его невысокие концентрации в атмосфере, озон в стратосфере жизненно важен для биосферы, т. к. он защищает растительный и животный мир (в том числе, человека) от губительного ультрафиолетового (УФ) излучения Солнца [WMO, 2022]. Вместе с тем озон,

находящийся в приземном слое атмосферы, входит в список 5 важнейших загрязняющих веществ атмосферы, влияющих на здоровье населения. Кроме того, на верхней границе тропосферы озон вносит существенный вклад в парниковый эффект: от 7 до 22% [WHO, 2021].

Атмосферный озон привлек внимание человечества в связи с обнаружением в 1980-х гг. значитель-

ного уменьшения его стратосферного содержания, вплоть до возникновения «озоновых дыр», вызванного антропогенными факторами [WMO, 2022], что привело к развитию различных систем наблюдения за изменениями атмосферного озона. Хотя содержание в атмосфере разрушающих озон газов после принятия ряда международных соглашений по их ограничению и запрету уменьшается, они по-прежнему присутствуют в атмосфере, причем, в последние годы, наблюдаются вариации скорости их уменьшения, вызванные как естественными, так и антропогенными причинами [WMO, 2022]. Ожидаемое восстановление толщины озонового слоя к значениям до 1980 г. постепенно отодвигается к концу XXI в., при этом в связи с ростом эмиссий парниковых газов, перспективы изменения общего содержания озона (ОСО) в глобальном масштабе до сих пор не ясны [WMO 2022, 2023]. Таким образом, мониторинг озона остается актуальной задачей, особенно в полярных областях, где, с одной стороны, наблюдается существенно различная в разные годы изменчивость сезонного уменьшения содержания озона, а с другой стороны, в период полярной ночи и при низком Солнце затруднено использование наиболее широко применяемых методов наблюдения за озоном, основанных на измерениях солнечного излучения.

Для мониторинга атмосферного содержания озона используются различные методы, как контактные, так и дистанционные. Контактные методы отличаются более высокой точностью и наилучшим временным разрешением (напр., [Андреев и др., 2023]), в то время как методы дистанционные и, особенно, спутниковые, обеспечивают глобальный пространственный охват и непрерывность измерений. Примеры спутниковых озонметрических инструментов — приборы Tropospheric Monitoring Instrument (TROPOMI) на борту спутника Sentinel5P [Veefkind et al., 2012], Ozone Monitoring Instrument (OMI) на спутнике Aura [McPeters et al., 2008, 2015]). Дистанционные методы помимо спутников также широко применяются на наземных наблюдательных станциях. Распространенные наземные дистанционные методы используют излучение Солнца в УФ, видимом и инфракрасном (ИК) диапазонах спектра. Методы измерения прошедшего через атмосферу прямого и рассеянного солнечного излучения приборами Добсона и Брюера, российским озонметром М-124, ИК Фурье-спектрометрами широко используются для валидации спутниковых методов, как при запуске новых приборов, так и на всем протяжении их работы, в частности для определения дрейфа во временных рядах данных.

Спутниковые методы мониторинга озона можно разделить на три основных типа: 1) основанные на отраженном и рассеянном солнечном излучении (примеры — OMI, TROPOMI); 2) лимбовые методы: прозрачности, использующие излучение Солнца — Atmospheric Chemistry Experiment — Fourier Transform Spectrometer (ACE-FTS) [Bernath et al., 2017] или других естественных источников излучения (например, звезды: Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars (GOMOS) [Bertaux et al., 1991]), а также собственного излучения атмосферы в микроволновой Microwave Limb Sounder (MLS) [Lee et al., 2005]) или ИК — Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS) [Glatthor et al., 2006] областях спектра; и, наконец, 3) надирные методы, использующие тепловое ИК излучение атмосферы и поверхности Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) [Boynard et al., 2016], Инфракрасный Фурье-спектрометр (ИКФС-2) [Polyakov et al., 2023] и др.

При лимбовых измерениях информация о газовом составе атмосферы может быть получена за исключением нижних слоев (не выше 5–7 км), т. е. эти методы не позволяют получить информацию об общем содержании газов в вертикальном столбе. Кроме того, лимбовые измерения не позволяют получить данные с удовлетворительными горизонтальным разрешением и локализацией измерений. При этом получить информацию об ОСО с широким охватом в полярных областях в период полярной ночи и в близкое к нему время позволяют только методы, основанные на измерении уходящего теплового излучения атмосферы и поверхности, например, основанные на спектральных измерениях российского прибора ИКФС-2.

Ранее анализ измерений ОСО ИКФС-2 совместно с анализом данных реанализа ERA5 по температуре и потенциальной завихренности позволил подробно исследовать эволюцию полярного стратосферного вихря и озоновых мини-дыр в Северном полушарии в марте и апреле 2020 г. [Polyakov et al., 2021]. Измерения ОСО за 2015–2020 гг. [Polyakov et al., 2023] были использованы для анализа полей распределения озона в Арктике и Антарктике в зимне-весенний период разных лет.

В настоящей работе мы рассматриваем применение методики определения ОСО из спектров уходящего теплового ИК излучения, ранее использованной для обработки спектральных измерений прибором ИКФС-2 за период 2015–2020 гг., к периоду 2021–2022 гг. В итоге мы применяем усовершенствованную методику определения ОСО к измерениям ИКФС-2 в течение 8 лет, 2015–2022 гг.

2. МЕТОДИКА И ДАННЫЕ

2.1. Методика решения обратной задачи и ее исходные данные

Фурье-спектрометр ИКФС-2 предназначен для установки на российские метеорологические спутники серии «Метеор-М». Прибор выполняет измерения уходящего теплового излучения системы Земля-атмосфера в спектральной области 660–2000 см^{-1} со спектральным разрешением 0.7 см^{-1} в используемой нами области спектра 660–1210 см^{-1} . Погрешность спектральных измерений (Noise-Equivalent Spectral Radiance, NESR) оценивается в процессе измерений и не превосходит значений в диапазоне (0.15–0.45) $\text{мВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{см}^{-1})$ [Головин и др., 2013]. Измеренные спектры представлены на сайте НИЦ «Планета» (http://planet.rssi.ru/calval/public-ikfs?setlang=ru_RU). В период до декабря 2020 г. измерения выполнялись с шириной полосы сканирования (ШПС) 1000 км. Начиная с декабря 2020 г., ШПС была увеличена до 1500 км, что позволило полностью сканировать территорию Российской Федерации без пропусков за каждый день наблюдений. В настоящей работе рассматриваются спектральные данные, полученные за период с 2015 по конец 2022 гг.

Методика определения ОСО из спектров уходящего ИК излучения ранее представлена в работах [Гаркуша и др., 2017, Polyakov et al., 2021, 2023]. В ее основе лежит алгоритм решения обратной задачи для получения ОСО из спектров, измеренных Фурье-спектрометром ИКФС-2 на российском спутнике «Метеор-М» №2. Алгоритм основан на использовании метода искусственных нейронных сетей (ИНС), метода главных компонент (ГК) и данных измерений ОСО спутниковым прибором ОМІ. Погрешность определения ОСО составляет менее 3%; методика позволяет анализировать глобальное распределение ОСО, в том числе, и в период полярных ночей.

В алгоритме решения обратной задачи используется простейший вид ИНС — трехслойный перцептрон (см., например, [Уоссермен, 1992]), входными параметрами которого (предикторами) являются зенитный угол спутника при наблюдении из измеряемого пикселя, доля года (отношение номера дня года к продолжительности года), широта и ГК спектра ИКФС-2. Подробности алгоритма решения обратной задачи приведены в работах [Polyakov et al., 2021, 2023]. На основании оценок работы [Гаркуша и др., 2017] используются 25 ГК участка спектра 660–1210 см^{-1} , содержащего информацию о вертикальном распределении тем-

пературы, влажности и свойствах поверхности, а также 50 ГК участка спектра, содержащего только полосу поглощения озона, а именно, 980–1080 см^{-1} . Похожий подход ранее использовался и другими исследователями, например, в работах [Turquety, et al., 2004, Clerbaux et al., 2009] для прибора IASI. Основным отличием нашей работы является использование максимально широкого ансамбля данных для обучения. Для этого был создан набор пар спектральных измерений ИКФС-2 и данных об ОСО уровня 2, т.е. единичных измерений, полученных прибором ОМІ ([McPeters, et al., 2008, 2015]). Прибор выполняет измерения с борта спутника Aura с пространственным разрешением 13×24 км, сканируя поперек направления движения спутника полосу шириной 2500 км [McPeters, et al., 2008, 2015, Kuttippurath, et al., 2018]. Прибор ОМІ измеряет рассеянное солнечное излучение в диапазоне длин волн 270–500 нм со спектральным разрешением около 0.5 нм, при этом измеряется величина ОСО с погрешностью 1–2% [McPeters, et al., 2008, 2015]. Важно также, что измерения ОМІ обеспечивают глобальный охват поверхности Земли. Использование для обучения ИНС подробно валидированных данных позволило снять вопрос о калибровке получаемых по данным ИКФС-2 результатов. Данные прибора ОМІ, версия данных 3 получены из [OMI DATA]. Мы используем как оригинальную методику обработки спектральных данных ИКФС-2, разработанную для периода 2015–2020 гг., так и ее модификацию для лучшего соответствия периоду измерений после 2020 г.

2.2. Данные для валидации результатов применения алгоритма

Для валидации измерений ОСО ИКФС-2 были собраны независимые данные об ОСО из различных источников, включающих как наземные данные озонметрической сети, представленные на сайте WUODC [WMO/GAW, 2024], так и спутниковые данные (прибор TROPOMI). Кроме того, впервые данные ОСО ИКФС-2 сопоставлены с величинами ОСО, полученными по результатам озонзондирования.

Данные озонметрической сети представлены единичными измерениями приборами Добсона и Брюера. Спектрометр Добсона был разработан в 1924 году британским физиком и метеорологом Гордоном Добсоном. Спектрофотометр Добсона может использоваться для измерения как ОСО, так и профилей озона в атмосфере. Спектрометр сравнивает интенсивность солнечного излучения на двух различных длин волн, 305 и 325 нм, (в полосе поглоще-

ния озона и вне ее) и определяет их отношение, на основе которого вычисляется ОСО. Инструменты регулярно взаимно калибруются, что обеспечивает согласованность получаемых данных [Андреев и др., 2023]. Спектрофотометр Брюера компании Kipp&Zonen, основанный на сходных физических принципах, является в настоящее время единственным эталонным автоматизированным прибором, рекомендованным Всемирной метеорологической организацией (ВМО) для измерения общего содержания озона. Мы используем только измерения по прямому солнечному излучению, поскольку они являются наиболее точными. Согласно [Kerr, 2002], точность таких единичных измерений составляет 1–2%.

Данные озонзондирования получены с помощью специализированных датчиков, устанавливаемых как дополнительный блок на обычные метеорологические радиозонды и основанных на электрохимическом принципе. Эти данные обладают рядом существенных недостатков — в частности, озонзонды крайне редко поднимаются выше высот с уровнем давления 6 гПа, что затрудняет расчет ОСО, а абсолютная погрешность измерений достигает 10% при вертикальном разрешении 100–150 м [GAW, 2014]. Но, в отличие от измерений, основанных на солнечном излучении, данные озонзондирования поступают в течение всего года, включая период полярной ночи. Измерения выполняются с различной периодичностью на разных станциях, но в большинстве случаев еженедельно, по средам. Формат данных, поставляемых станциями озонзондирования, включает оценку ОСО, полученную путем интегрирования синтетического вертикального профиля, собранного из измерений озонзонда и дополненного сверху среднеклиматическими данными. Отмечается, что такие профили определяются с точностью до множителя, не превышающего 0.1 по абсолютной величине. При наличии синхронных оптических измерений ОСО приборами Добсона или Брюера они калибруются по последним [WMO, 2021]. Хотя такая калибровка не может быть выполнена в период полярной ночи, данные озонзондирования являются единственным источником информации об ОСО, основанным на физических принципах, отличных от используемых в нашем подходе, что принципиально важно при валидации.

Прибор TROPOMI начал измерения ОСО с борта спутника Sentinel 5 Precursor (S5P) [Veefkind, et al., 2012] с мая 2018 г., с пространственным разрешением 3.5×7 км [Garane et al., 2019], позднее, 3.5×5.5 км [TROPOMI DATA]. В работе [Garane

et al., 2019] были сопоставлены ОСО по данным TROPOMI с наземными измерениями приборами Брюера, Добсона и приборами, использующими методику DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy), при этом средние разности (CP) колебались от 0 до 1.5%, а стандартные отклонения разностей (COP) от 2.5 до 4.5%. Для сравнения с данными ОСО ИКФС-2 мы использовали результаты измерений TROPOMI уровня 2 [TROPOMI DATA], отфильтрованные по флагу качества (более 0.9). Использовались данные вида RPRO (reprocessed, окончательно переработанная версия данных) (до 26 августа 2022) и OFFL (offline, первая версия данных, полученная после получения спектральных измерений) после указанной даты, т.е. результаты наиболее качественной обработки данных, доступные на момент получения данных из интернета 05 марта 2024. В связи с особенностями орбит спутников «Метеор-М» № 2 и Sentinel 5P, мы использовали данные с временным рассогласованием до 6 ч. Меньшие рассогласования ограничивают доступность данных в тропических и средних широтах. Чтобы исключить ненадежные околонулевые и абсурдно большие значения ОСО, мы рассматривали для сравнения данные TROPOMI в диапазоне 100–650 е. Д. (единиц Добсона).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДИКИ К ПЕРИОДУ 2021–2022 ГГ.

На первом этапе нашего исследования мы применили методику, разработанную на основе данных 2015–2020 гг. для обработки спектров 2021–2022 гг. без каких-либо изменений. Полученные величины ОСО мы сопоставили с данными прибора TROPOMI и данными наземной озонметрической сети Woudc [WMO/GAW, 2024]. В табл. 1 мы привели средние и среднеквадратичные разности данных ИКФС-2 и данных, полученных из независимых источников, показав также результаты аналогичных сопоставлений для периодов 2015–2020 и 2015–2022 гг. Здесь и везде далее мы использовали следующие критерии согласованности пар данных: измерения ИКФС-2 и наземных приборов в пределах 1 часа по времени и в пределах 70 км по расстоянию от центра пикселя зондирования до наземного прибора; измерения ИКФС-2 и TROPOMI в пределах 6 часов по времени и в пределах 35 км по расстоянию центров пикселей друг от друга. Выбор параметров допустимого рассогласования и список из 21 станций, предоставивших данные отдельных измерений ОСО, с которыми и выполнялось сопоставление, обоснованы в работах [Polyakov et al., 2021,

Таблица 1. Результаты сравнения ОСО по данным ИКФС-2 с данными спутниковых (TROPOMI) и наземных (приборы Добсона, Брюера) измерений. Средние разности (СР) и стандартное отклонение разности измерений (СОР).

1	2	3	4		5	
№	Период обучения ИНС (ширина полосы сканирования)	Период сравнения (ширина полосы сканирования)	Спутниковые измерения		Наземные измерения	
			СР, %	СОР, %	СР, %	СОР, %
1	2015–2020 (1000)	2015–2020 (1000)	–2.14	2.71	–0.47	2.73
2		2015–2022 (1500)	–2.04	3.00	–0.22	2.83
3		2021–2022 (1500)	–1.91	3.29	0.14	2.94
4		2021–2022 (1000)	–2.61	2.88	0.89	2.52
5		2021–2022(1000–1500)	–0.57	3.60	–0.02	3.0
6	2015–2022 (1500)	2015–2022 (1500)	–2.22	2.73	–0.41	2.67
7		2021–2022 (1500)	–2.36	2.82	–0.80	2.35
8		2021–2022 (1000)	–2.52	2.77	0.21	2.28
9		2021–2022(1000–1500)	–2.05	2.88	–1.02	2.30
10		2015–2020 (1000)	–2.09	2.64	–0.40	2.71

2023]. Список и положение станций представлены в первых нескольких столбцах табл. 2. Как видно из табл. 2, озонметрические станции, результаты которых мы используем, расположены преимущественно в средних широтах Северного полушария на территории Европы и США. Тем не менее, две станции находятся севернее Северного полярного круга, четыре в тропическом поясе, две из них – в Южном полушарии. Последние три столбца табл. 2 будут проанализированы ниже.

Вернемся к табл. 1. Строка 1 табл. 1 фактически представляет собой повторение результатов, представленных в работе [Polyakov et al., 2023], но с использованием для сравнений обновленных и дополненных независимых данных. Отметим, что приведенные в строке 1 табл. 1 величины незначительно отличаются от результатов работы [Polyakov et al., 2023], в которой были получены величины СОР 2.9% для единичных наземных и 2.75% для спутниковых измерений. Изменения в наземных данных обусловлены их пополнением: данные от измерительных станций поступают на сайт WOUDC постепенно в течение нескольких лет после измерений. Обновление данных TROPOMI происходит за счет различия окончательной RPRO и предварительной OFFL версий обработки спектральных измерений прибора, данные версии RPRO.

Из строки 2 табл. 1 можно видеть, что при добавлении измерений за последние два года СР незначительно уменьшились, а СОР увеличились для обоих типов сравнений. Причинами увеличения

могут быть как а) расширение полосы сканирования, так и б) неадекватность статистики изменчивости озона за 6 лет ей же за период 2021–2022 гг. Из строк 3–5 видно, что сравнение всех данных за последние два года измерений приводит к росту СОР для наземных измерений до 2.94%, а для спутниковых до 3.29% (строка 3), в то время как сравнение за тот же период только с данными внутри полосы шириной 1000 км за эти два года (строка 4) даже уменьшает СОР для наземных измерений и незначительно увеличивает для спутниковых. Выделение измерений с ШПС между 1000 и 1500 км (строка 5) показывает существенный рост СОР: 3.0% для наземных данных и до 3.6% для спутниковых. Из этого можно заключить, что рост СОР вызван преимущественно расширением полосы сканирования.

Строки 6–10 табл. 1 показывают результаты сравнений, повторяющих строки 1–5, но для ИНС, обученной на всем объеме данных. Анализ этой части табл. 1 показывает, что «новая» ИНС позволяет для всего 8-летнего периода измерений получить рассогласования не хуже, чем для первых 6 лет, не ухудшая результатов за первые 6 лет относительно «старой» ИНС. Отметим при этом, что величины стандартных отклонений разностей остаются достаточно взаимно близкими для разных периодов измерений и ширины полосы сканирования.

Таким образом, анализ табл. 1 позволяет заключить, что изменчивость ОСО за первые 6 лет измерений представляет ансамбль данных, достаточно широкий и адекватный и для оценки ОСО из спектральных измерений в последующие 2 года.

Таблица 2. Различия между данными IKFS-2 и наземными ОСО (WOUDC) относительно наземных измерений; пространственное и временное несоответствие составляет 70 км и 1 ч; столбец «I» обозначает тип приборов (Б-Брюер, Д-Добсон). ИНС обучена на данных за 8 лет, статистика за 8 лет.

№	I	Название станции	Широта, градусы	Долгота, градусы	Высота, м	Число сравнений	СР, %	СОР, %
1	Б	Eureka	80.05	-86.42	9	162224	-0.4	2.5
2	Б	Resolute	74.70	-94.97	68	73496	-0.8	2.3
3	Б	Churchill	58.75	-94.07	26	15630	-1.5	2.5
4	Б	Obninsk	55.10	36.610	100	972	-0.1	3.0
5	Б	Edmonton	53.55	-114.11	752	20089	0.7	3.0
6	Б	Goose Bay	53.31	-60.36	26	17773	-0.2	2.2
7	Б	Lindenberg	52.21	14.12	127	12778	-1.5	2.8
8	Б	De Bilt	52.10	5.18	24	13801	-2.7	2.1
9	Д	Kyiv-Goloseyev	50.36	30.50	206	3780	-0.2	2.0
10	Б	Saturna Island	48.77	-123.13	202	17458	-0.1	2.2
11	Б	Aosta	45.74	7.36	570	1736	0.6	1.7
12	Б	Egbert	44.23	-79.78	264	12256	-1.4	2.0
13	Д	Lannemezan	44.13	0.37	590	118	2.0	1.8
14	Б	Toronto	43.78	-79.47	202	56548	-1.0	2.2
15	Б	Kislovodsk	43.73	42.66	2070	3768	1.6	2.4
16	Б	Thessaloniki	40.63	22.96	60	8121	-1.2	2.2
17	Д	Univ. of Tehran	35.73	51.38	1419	852	1.0	2.1
18	Б	Mauna Loa (HI)	19.54	-155.58	3397	32487	2.2	3.5
19	Б	Paramaribo	5.81	-55.21	16	11571	-0.4	2.1
20	Д	Natal	-5.84	-35.21	49	32	0.9	1.2
21	Д	Cachoeira-Paulista	-22.69	-46.20	574	24	-3.1	1.8
		Все станции				469158	-0.4	2.7

4. ОБСУЖДЕНИЕ — СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ ОТДЕЛЬНЫХ ОЗОНОМЕТРИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ И ДАННЫМИ ОЗОНОЗОНДИРОВАНИЯ

В последних трех колонках табл. 2 представлены результаты сравнения данных ИКФС-2 с данными наземных озонометрических станций за 8 лет. Как можно видеть, средние разности ОСО по спутниковым и наземным данным изменяются от -3.1 до 2.2%. Такая изменчивость может быть связана как с различной калибровкой наземной аппаратуры, так и с различным рельефом поверхности вблизи озонометрических станций. В частности, максимальная положительная разность (т. е. превышение данных ИКФС-2 над данными наземных измерений) соответствует измерениям на станции Mauna Loa (строка 18), расположенной на вершине горы на острове на высоте 3307 м. Данные этой станции сравниваются с измерениями ИКФС-2

с пространственным разрешением 35 км в надир, отобранными в круге радиусом 70 км, т. е. по большей части над поверхностью океана. Это различие достаточно для появления заметной систематической разности. Максимальная отрицательная разность -3.5% для станции Cachoeira-Paulista (строка 21) не является статистически достоверной, т.к. получена всего на основе 24 измерений. Вместе с тем следующая по абсолютной величине разность для станции De Bilt (строка 8) не может быть связана с топографией местности и, вероятно, объясняется калибровкой наземного прибора. Максимальное стандартное отклонение разности (последний столбец) также соответствует станции Mauna Loa (строка 18) и вызвано, по нашим предположениям, неоднородностью поверхности — частично гористая местность, частично — поверхность океана, следствием чего является различная толщина атмосферы и, соответственно, изменчивость ОСО.

Все прочие значения СОР не превосходят 3%. Учитывая наличие погрешности в данных наземных измерений, можно заключить, что погрешность измерений ИКФС-2 не превосходит 3% для измерений вблизи всех рассмотренных озонметрических станций.

Как отмечено выше, в период полярной ночи как измерения спутниковыми приборами ТРОМОИ, ОМІ и аналогичными, так и наземными приборами по солнечному излучению, невозможны. Помимо подобных ИКФС-2 ИК-зондировщиков единственным источником данных об ОСО в этот период в полярных областях являются данные озонзондирования. Проанализируем, как с этими данными соотносятся результаты расчетов ОСО по нашей методике. Мы использовали данные озонзондирования, гармонизированные рабочей группой HEGIFTOM в рамках проекта TOAR-II [база данных HEGIFTOM]. База данных этого проекта на момент нашего к ней обращения 20.02.2024 содержала данные о 57 станциях озонзондирования в разной степени подготовки (гармонизации). Фактически готовы к использованию были данные 40 станций.

Для сопоставления отбирались измерения ИКФС-2 в круге с центром с координатами станции озонзондирования и радиусом 70 км и расогласованием измерений по времени в пределах 1 часа. Из-за особенностей траектории спутника круг радиусом около 150 км вокруг Южного полюса недоступен для измерений даже для полосы сканирования 1500 км. Поэтому для сопоставлений с данными этой станции использовались данные ИКФС-2 в круге радиусом 200 км, но даже при этом сравнения возможны только начиная с декабря 2020.

Как уже упоминалось ранее, для расчета ОСО на станциях озонзондирования использовались профили, полученные с помощью озонзондов, дополненные среднеклиматическими данными [WMO, 2021]. Поскольку максимальная достигнутая зондом высота случайна и ограничена разрывом баллона, верхняя граница измеренного профиля (ВГП) изменяется в широком диапазоне уровней атмосферного давления, от единиц до нескольких сотен гПа. Очевидно, точность расчета ОСО улучшается с достижением максимальной ВГП (минимального давления). Поэтому мы использовали только те измерения, в которых ВГП была выше уровня с давлением 10 гПа. Данные станций поставляются в различных форматах. 10 станций из рассмотренных нами использует формат, в котором представлено интегральное содержание озона в вертикальном

столбе только до ВГП. Остальные станции предоставляют ОСО, рассчитанное на основе данных озонзонда, дополненных сверху среднеклиматическими данными. Мы использовали для сравнения оба типа данных, поскольку, несмотря на большую абсолютную величину СР, величины СОР для данных первого типа показывают удовлетворительное согласие с величинами ОСО по измерениям ИКФС-2. Поскольку количество данных таких станций невелико, их вклад в рост суммарной величины СР также оказался незначительным.

СОР данных ИКФС-2 и величин ОСО по данным озонзондирования составили для разных станций от 5.3 до 11% (17–33 е. Д.), осредненные по всем станциям величины СР и СОР составили 1.2 и 7.9%, что согласуется с неопределенностью полученного интегрального содержания озона в вертикальном столбе по данным озонзондирования.

Для качественного сопоставления в форме графического представления мы выбрали станции, которые предоставляют данные об ОСО и для которых как количество измерений за 2015–2022 гг., так и количество пар измерений озонзонд-ИКФС-2 превышают 100. Чтобы детальнее представить изменчивость озона, мы показываем не подобранные в пары значения результатов измерений, а осредненные в течение суток в круге с центром местоположения станции величины ОСО для ИКФС-2. Радиус этого круга для станции South Pole составляет 500 км, а для прочих станций — 70 км. Такая большая величина круга для станции South Pole выбрана, чтобы была возможность проанализировать измерения с ШПС 1000 км, которые из-за специфики орбиты спутника не могут быть получены ближе 400 км к Южному полюсу. Достаточно высокая однородность поверхности и атмосферы в этой области позволили использовать для сравнений фактически среднюю величину в кольце шириной 100 км с внутренним радиусом 400 км. Для данных озонзондирования показаны единичные измерения.

Такие качественные сопоставления были выполнены для станций, для которых а) были предоставлены данные об ОСО б) имелись измерения в достаточном количестве в период работы ИКФС-2 2015–2022 гг. Таких станций озонзондирования в базе данных HEGIFTOM нашлось 13, расположены они во всех широтных поясах. Сопоставления показали хорошее согласие результатов двух типов измерений, как по величине разброса значений, так и по самим величинам ОСО.

Для примера на рис. 1–3 показаны величины ОСО по данным радиозондирования и ИКФС-2 в

районе обоих полюсов и вблизи тропической зоны. Как говорилось выше, только часть озонозондов поднимается до уровня 10 гПа, что определяется, по-видимому, в первую очередь качеством баллона. Очевидно, что чем выше поднялся озонозонд, тем точнее на основе данных его измерений может быть рассчитано ОСО. Поэтому мы выделили данные, полученные при подъеме зонда выше уровня 10 гПа.

Рис. 1 показывает, что в области Южного полюса между данными ИКФС-2 и данными озонозондирования наблюдается хорошее качественное согласие: в период декабрь-июль наблюдаются высокие значения ОСО, которые также сопровождаются относительно большой (и взаимно близкой) величиной изменчивости данных как ИКФС-2, так и зондов. При этом случайные различия между ними велики, что обусловлено большой изменчивостью величин ОСО. Вместе с тем в период уменьшения ОСО с июля по ноябрь его изменчивость хотя и увеличивается, но носит систематический характер (спад и затем рост), и данные ИКФС-2 и зондов хорошо взаимно согласованы. Отметим особенность — менее значительное, чем в другие годы, уменьшение ОСО весной 2019 г., зарегистрированное обоими типами измерений. Таким образом, ОСО ИКФС-2 в области Южного полюса хорошо качественно согласуется с данными озонозондов.

Рис. 2 показывает аналогичные сопоставления для наблюдательной станции Eureka, расположенной на 80° с.ш. Здесь, видимо, по каким-то техническим причинам, в период полярной ночи резко

уменьшается количество зондов, достигших уровня 10 гПа. Вместе с тем в тот же период наблюдается рост случайной изменчивости ОСО по данным обоих типов измерений, но тенденция роста ОСО согласованно сохраняется в течение всей полярной ночи. Отметим, что экстремально высокие величины ОСО в марте ряда лет согласованно наблюдаются по данным обоих типов измерений. Последующее весенне-летнее уменьшение ОСО также наблюдается согласованно для обоих типов измерений. Закljučаем, что в высоких широтах Северного полушария также наблюдается хорошее качественное согласие двух типов измерений.

Рис. 3, на котором показано сопоставление для станции на острове Tenerife, также демонстрирует хорошее согласие как изменчивости величины ОСО, так и ее сезонного хода.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Использование ИНС, обученной на данных измерений в период 2015 — ноябрь 2020 с ШПС 1000 км, для получения ОСО из спектральных измерений ИКФС-2 в период декабрь 2020—2022 гг. с ШПС 1500 км показывает рост рассогласования от 2.7 до 3 и 3.3% при сопоставлениях с данными независимых наземных и спутниковых измерений, соответственно.
2. Указанный рост вызван в первую очередь расширением полосы сканирования, а не неадекватностью статистики изменчивости озона в 2015—2020 и 2021—2022 гг.

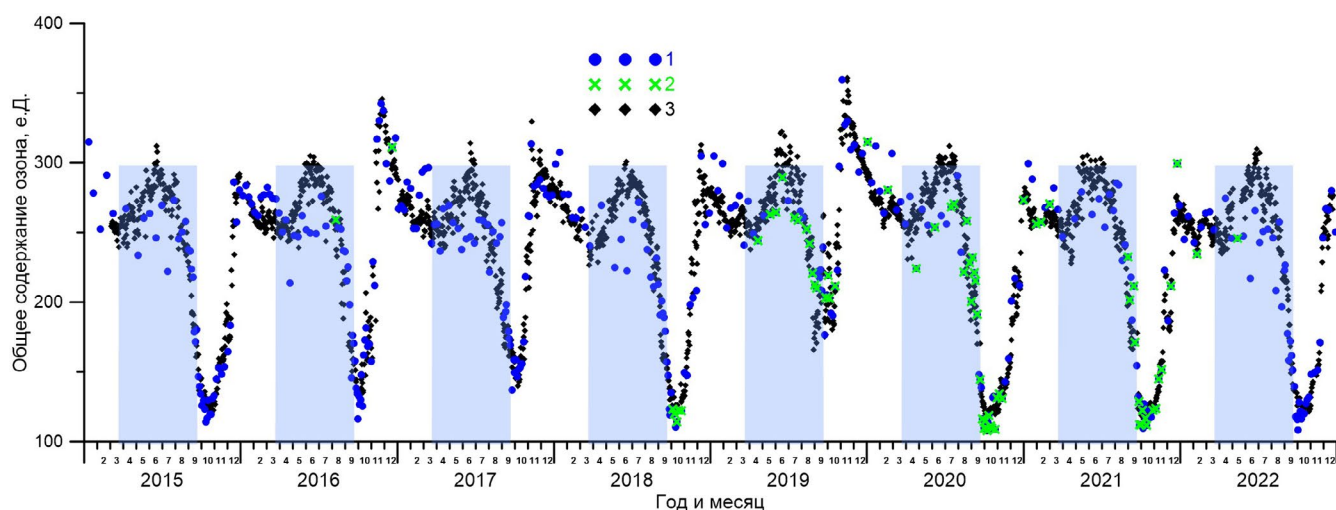


Рис. 1. ОСО по данным озонозондирования станции South Pole (Южный полюс) и среднесуточные ОСО ИКФС-2 в круге радиусом 500 км. Цветом выделены периоды полярной ночи. 1 — все озонозонды, 2 — озонозонды, достигшие уровня 10 гПа, 3 — ИКФС-2, среднесуточное в круге радиусом 500 км.

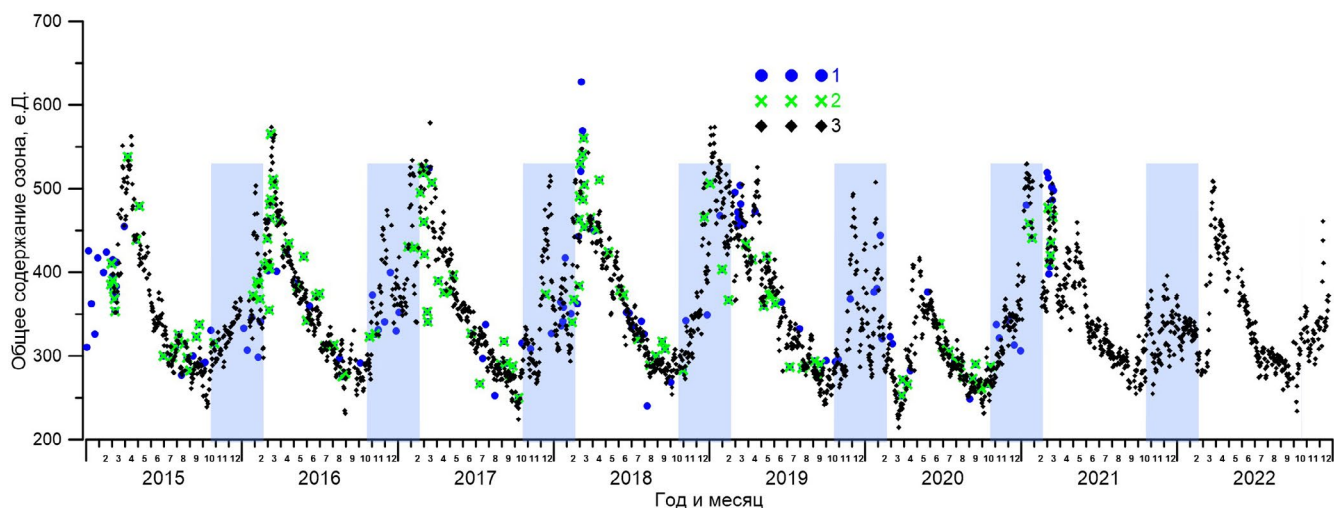


Рис. 2. ОСО по данным озонзондирования станции Eureka (80°с.ш.) и среднесуточные ОСО ИКФС-2 в круге радиусом 70 км. Цветом выделены периоды полярной ночи. 1-все озонозонды, 2 — озонозонды, достигшие уровня 10 гПа, 3 — ИКФС-2, среднесуточное в круге радиусом 70 км.

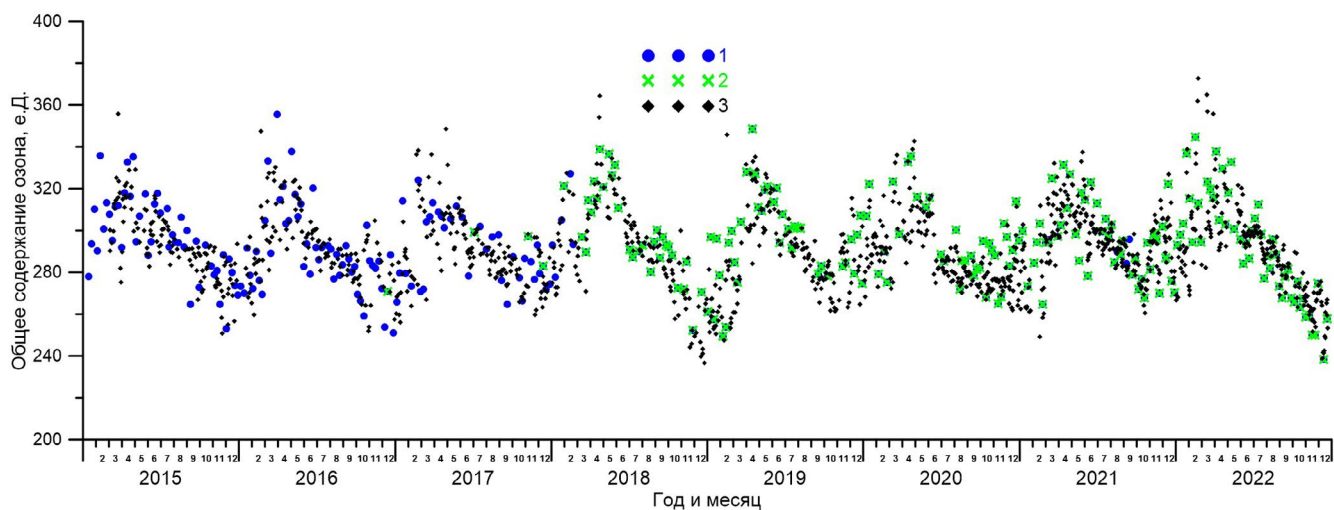


Рис. 3. ОСО по данным озонзондирования станции Tenerife (28°с.ш.) и среднесуточные ОСО ИКФС-2 в круге радиусом 70 км. 1 — все озонозонды, 2 — озонозонды, достигшие уровня 10 гПа, 3 — ИКФС-2, среднесуточное в круге радиусом 70 км.

- После переобучения ИНС рассогласование с данными независимых измерений как за последние 2 года, так и за весь период измерений ИКФС-2, не ухудшилось по сравнению с периодом 2015–дек. 2020, что дает оценку погрешности данных ИКФС-2 не превышающую 3%.
- Сопоставление изменчивости ОСО по данным ИКФС-2 с данными озонзондирования показало хорошее качественное согласие данных, полученных из двух независимых источников, в том числе, и в период полярной ночи.
- Количественное сравнение результатов ИКФС-2 с данными озонзондирования так же проде-

монстрировало их хорошее согласие: средние разности составили 1.2%, а стандартные отклонения разностей 7.9%, что соответствует погрешностям измерения ОСО по данным озонзондирования.

БЛАГОДАРНОСТИ:

Работа выполнена при поддержке СПбГУ, шифр проекта 116234986.

Благодарим Центр обслуживания данных и информации GES DISC за предоставление доступа к данным TROPOMI и OMI, НИЦ «Планета» за предоставление доступа к результатам спектральных

измерений ИКФС-2, рабочую группу HEGIFTOM в рамках проекта TOAR-II за предоставление доступа к гармонизированным данным озонзондовых измерений.

Для определения времени полярной ночи мы воспользовались онлайн калькулятором начала и конца дня <https://planetcalc.ru/300/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев В.В., Баженов О.Е., Белан Б.Д., Варгин П.Н., Груздев А.Н., Еланский Н.Ф., Жамсуева Г.С., Заяханов А.С., Котельников С.Н., Кузнецова И.Н., Куликов М.Ю., Невзоров А.В., Оболкин В.А., Постыляков О.В., Розанов Е.В., Скороход А.И., Соломатникова А.А., Степанов Е.В., Тимофеев Ю.М., Фейгин А.М., Ходжер Т.В. Российские исследования атмосферного озона и его предшественников в 2019–2022 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 7. С. 1034–1060. doi: 10.31857/S0002351523070027.
- База данных озонзондирования. [Электронный ресурс]. URL: <https://hegiftom.meteo.be/> (дата обращения 20.02.2024)
- База данных спутниковых измерений озона. [Электронный ресурс]. URL: <https://disc.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения 03.03.2024)
- Гаркуша А.С., Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Виролайнен Я.А. Определение общего содержания озона по данным измерений спутникового ИК Фурье-спектрометра // Изв. РАН. Физика Атмосферы и Океана. 2017. Т. 53. № 4. С. 493–501. doi: 10.7868/S0003351517040079
- Головин Ю.М., Завелевич Ф.С., Никулин А.Г., Козлов Д.А., Монахов Д.О., Козлов И.А., Архипов С.А., Целиков В.А., Романовский А.С. Бортовые инфракрасные Фурье-спектрометры для температурно-влажностного зондирования атмосферы Земли // Исследование Земли из космоса. 2013. № 6. С. 25. doi: 10.7868/S0205961413060018.
- Уоссермен Ф. Нейрокомпьютерная техника: Теория и практика. М.: Мир, 1992. 236.
- Bernath P.F. The Atmospheric Chemistry Experiment (ACE). J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf. 2017, V. 186. P. 3–16.
- Bertaux J.L., Mégie G., Widemann T., Chassefière E., Pellinen R., Kyrola E., Korpela S., Simon P. Monitoring of ozone trend by stellar occultations: the GOMOS instrument // Advances in Space Research. V. 11. № 3. 1991. P. 237–242. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(91\)90426-K](https://doi.org/10.1016/0273-1177(91)90426-K).
- Boynard A., Hurtmans D., Koukouli M.E., Goutail F., Bureau J., Safieddine S., Lerot C., Hadji-Lazaro J., Wespes C., Pommereau J.-P. Seven years of IASI ozone retrievals from FORLI: Validation with independent total column and vertical profile measurements // Atmos. Meas. Technol. 2016. 9. 4327–4353.
- Garane K., Koukouli M.-E., Verhoelst T., Lerot C., Heue K.-P., Fioletov V., Balis D., Bais A., Bazureau A., Dehn A. et al. TROPOMI/S5P total ozone column data: Global ground-based validation and consistency with other satellite missions // Atmos. Meas. Technol. 2019. V. 12. P. 5263–5287.
- GAW Report No. 201, Quality Assurance and Quality Control for Ozone Sonde Measurements in GAW. WMO. Geneva. 2014, 94 P. https://library.wmo.int/viewer/55131/download?file=gaw_201_en.pdf&type=pdf&navigator=1
- Glatthor N., von Clarmann T., Fischer H., Funke B., Gil-López S., Grabowski U., Höpfner M., Kellmann S., Linden A., López-Puertas M., Mengistu Tsidu G., Milz M., Steck T., Stiller G.P. and Wang D.-Y. Retrieval of stratospheric ozone profiles from MIPAS/ENVISAT limb emission spectra: a sensitivity study // Atmos. Chem. Phys. 2006. V. 6. № 10. 2767–2781. <https://doi.org/10.5194/acp-6-2767-2006>.
- Clerbaux C., Boynard A., Clarisse L., George M., Hadji-Lazaro J., Herbin H., Hurtmans D., Pommier M., Razavi A., Turquety S., Wespes C. and Coheur P.-F. Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder, Atmos. Chem. Phys. 2009. V. 9. 6041–6054. <https://doi.org/10.5194/acp-9-6041-2009>.
- Kerr J.B. New methodology for deriving total ozone and other atmospheric variables from Brewer spectrophotometer direct sun spectra // J. Geogr. Res. 2002. V. 107. ACH 22-1–ACH 22-17.
- Kuttippurath J., Kumar P., Nair P.J., Chakraborty A. Accuracy of Satellite Total Columnzone Measurements in Polar Vortex Conditions: Comparison with Ground-Based Observations in 1979–2013 // Remote Sens. Environ. 2018. V. 209. P. 648–659.
- Lee K.A., Lay R.R., Jarnot R.F., Cofield R.E., Pickett H.M., Stek P.C., Flower D.A. Flower EOS Aura MLS: first year post-launch engineering assessment // Proc. SPIE 5882, Earth Observing Systems X, 2005. 58821D. <https://doi.org/10.1117/12.620130>
- Levelt P.F., Joiner J., Tamminen J., Veefkind J.P., Bhartia P.K., Zeevers D.C.S., Duncan B.N., Streets D.G., Eskes H., van der A.R., et al. The Ozone Monitoring Instrument: Overview of 14 Years in Space. Atmos. Chem. Phys. 2018. 18. 5699–5745.
- McPeters R.D., Kroon M., Labow G., Brinksma E., Balis D., Petropavlovskikh I., Veefkind J.P., Bhartia P.K.,

- Levelt P.F. Validation of the Aura Ozone Monitoring Instrument Total Column Ozone Product. *J. Geophys. Res.* 2008, 113, D15S14.
- McPeters R.D., Frith S. and Labow G.J. OMI Total Column Ozone: Extending the Long-Term Data Record // *Atmospheric Measurement Techniques* 2015. V. 8 № 11. P. 4845–4850. doi:10.5194/amt-8-4845-2015.
- OMI DATA https://aura.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/Aura_OMI_Level2/OMTO3.003/ доступ: 25 Апреля 2023 г.
- Polyakov A., Virolainen Y., Nerobelov G., Timofeyev Y., Solomatnikova A. Total ozone measurements using IKFS-2 spectrometer aboard Meteor-M N2 satellite in 2019–2020 // *International Journal of Remote Sensing*. 2021. V. 42. № 22. P. 8709–8733. doi: 10.1080/01431161.2021.1985741
- Polyakov A., Virolainen Y., Nerobelov G., Kozlov D., Timofeyev Y. Six Years of IKFS-2 Global Ozone Total Column Measurements // *Remote Sens.* 2023. V. 15. № 9. 2481. <https://doi.org/10.3390/rs15092481>
- TOAR-II HEGIFTOM: Description of homogenized ozonesonde free-tropospheric ozone time series (<https://hegiftom.meteo.be/>)
- TROPOMI DATA Copernicus Sentinel data processed by ESA, German Aerospace Center (DLR) (2020), Sentinel-5P TROPOMI Total Ozone Column 1-Orbit L2 5.5km × 3.5km, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), доступ: 05 марта 2024, 10.5270/S5P-fqouvyz
- Veefkind J.P., Aben I., McMullan K., Förster H., De Vries J., Otter G., Claas J., Eskes H.J., De Haan J.F., Kleipool Q. et al. TROPOMI on the ESA Sentinel-5 Precursor: A GMES Mission for Global Observations of the Atmospheric Composition for Climate, Air Quality and Ozone Layer Applications // *Remote Sens. Environ.* 2012. V. 120. P. 70–83.
- WHO global air quality guidelines: particulate matter (PM_{2.5} and PM₁₀), ozone, nitrogen dioxide, sulfur dioxide and carbon monoxide. 2021. <https://www.who.int/publications/i/item/9789240034228>
- WMO/GAW Ozone Monitoring Community, World Meteorological Organization-Global Atmosphere Watch Program (WMO-GAW)/World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre (WOUDC) Total Ozone - Hourly Observations. Retrieved March 17, 2024, from <https://woudc.org>. A list of all contributors is available on the website. doi:10.14287/10000001
- WMO, Ozonesonde Measurements Principles and Best Operational Practices – GAW Report No. 268, 2021 <https://library.wmo.int/records/item/57720-ozonesonde-measurement-principles-and-best-operational-practices>
- WMO, Ozone Research and Monitoring – GAW Report No. 278, 2022 <https://library.wmo.int/viewer/58360/download?file=2022OzoneAssessment.pdf&type=pdf&navigator=1>
- WMO, State of the Global Climate 2023, 2023 <https://wmo.int/publication-series/state-of-global-climate-2023>

DETERMINATION OF TOTAL OZONE COLUMN FROM SPECTRAL MEASUREMENTS OF IKFS-2 DURING 2015–2022.

A. V. Polyakov^{1,*}, E. P. Kriukovskikh^{1,**}, Ya. M. Virolainen^{1,***}, G. M. Nerobelov^{1,2,3,****},
D. A. Kozlov^{4,*****}, Yu. M. Timofeyev^{1,*****}

¹*St Petersburg University, 7–9 Universitetskaya Embankment, St Petersburg, Russia, 199034*

²*SPC RAS – Scientific Research Centre for Ecological Safety of the Russian Academy of Sciences,
Korpusnaya 18, St Petersburg, Russia, 187110*

³*Russian State Hydrometeorological University, Maloohitinskii prospect 98, Saint-Petersburg, Russia, 195196*

⁴*Keldysh Research Center, 8, Onezhskaya Str., Moscow, 125438, Russia*

*e-mail: *a.v.polyakov@spbu.ru, **kriukovskikh1967@mail.ru, ***yana.virolainen@spbu.ru,
****akulishe95@mail.ru, *****dakozlov@kerc.msk.ru, *****y.timofeev@spbu.ru*

The results of determining the ozone total column (OTC) from the spectra of the outgoing thermal infrared radiation measured by the IKFS-2 instrument from the “Meteor-M” No. 2 spacecraft during 8 years of measurements are presented. The previously developed methodology for the interpretation of spectral measurements made in 2015–2020 with a scanning bandwidth (SBW) of 1000 km is applied to the measurements in 2021–2022 with SBW of 1500 km. It is shown that the observed increase in the differences between the IKFS-2 data and the results of independent measurements is caused not by the expansion of the OTC variability statistics, but by the increase in the range of scanning angle variation. After finalization of the methodology for the measurements with a 1500–km SBW, the comparison with independent data showed that the standard deviations of differences with the results of ground and satellite measurements for all 8 years do not exceed 3% and did not increase compared to the first 6 years of measurements. To analyze the results in the polar regions, the OTC values obtained from the IKFS-2 spectra are compared with the ozonesonde data, which are performed continuously throughout the year, including the polar night. A good qualitative agreement of the IKFS-2 data and ozone sounding data, including winter-spring periods of extreme OTC decrease at high latitudes of both hemispheres, is shown. The standard deviations of the differences between the IKFS-2 data and the OTC values from ozone sounding data were from 5.3 to 11 % (17–33 D.U.) for different stations, or on average for all stations 7.9 %, which is consistent with the uncertainty of the estimates of the integrated ozone content in the vertical column from ozonesonde data.

Keywords: remote sensing of the atmosphere, atmospheric ozone, IKFS-2, ozone total column

УДК 551.510.53:551.501.816

ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ АЭРОЗОЛЬНОГО СОДЕРЖАНИЯ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ЛИДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В г. ОБНИНСК

© 2024 г. В. А. Коршунов*

Научно-производственное объединение «Тайфун»,
ул. Победы, д. 4, г. Обнинск Калужской обл., 249038, Россия

*e-mail: korshunov@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 06.05.2024 г.

После доработки 14.08.2024 г.

Принята к публикации 02.09.2024 г.

Представлены результаты лидарных наблюдений аэрозоля средней атмосферы в интервале высот от 13 до 65 км над г. Обнинск (55.1° с.ш., 36.6° в.д.) с 2014 по 2023 г. Рассмотрены сезонные и межгодовые вариации аэрозоля в зависимости от высоты слоя. В нижнем слое 13–24 км основное влияние на межгодовые вариации аэрозоля оказывают вулканические извержения. В слое 24–40 км возрастает роль фотохимических процессов — в сезонном ходе аэрозоля образуется летний максимум, а межгодовые изменения происходят в фазе с уровнем солнечной активности. В интервале высот 45–65 км аэрозоль имеет метеорное происхождение. Сезонный ход меняется на обратный — образуется зимний максимум и летний минимум. Межгодовые изменения происходят в противофазе с солнечной активностью. Обсуждается роль различных факторов, влияющих на образование и трансформацию аэрозоля в слое 45–65 км.

Ключевые слова: стратосферный аэрозоль, лидар, вариации аэрозоля, солнечная активность, метеорный аэрозоль

DOI: 10.31857/S0002351524060071 EDN: HUTNLN

1. ВВЕДЕНИЕ

Исследование аэрозоля средней атмосферы представляет значительный интерес ввиду его влияния на климат, взаимодействия с озоновым слоем и воздействия на физико-химический состав атмосферы в результате гетерогенных реакций, протекающих на его поверхности. Происходящие в последнее время изменения климата затрагивают и среднюю атмосферу. В этой связи возрастает роль мониторинга средней атмосферы, в частности, ее аэрозольного содержания. В зависимости от высоты наблюдений для изучения аэрозоля используются различные контактные и дистанционные методы, в том числе лидарные. Достоинством лидарных методов является возможность получения длительных рядов наблюдений с хорошим пространственным разрешением [Zuev et al., 2017; Khaykin et al., 2017]. С 2011 г. в г. Обнинск (55.1° с.ш., 36.6° в.д.) проводятся измерения аэрозоля средней атмосферы с помощью разработанного в НПО «Тайфун» сетевого лидара АК-3 на

длинах волн 355 и 532 нм [Иванов и др., 2020]. С 2014 г. измерения носят регулярный характер. Разработанная комплексная методика обработки измерений, включающая модернизированный метод рэлеевского рассеяния [Коршунов и др., 2014], позволяет проводить измерения аэрозоля в широком диапазоне высот от 10 до 70 км.

Расширение диапазона зондирования на высоты более 30 км имеет особое значение, поскольку аэрозоль верхней стратосферы–нижней мезосферы (45–65 км) в настоящее время является наименее изученным [Plane et al., 2023]. Известны данные контактных измерений, полученные в ракетных пусках. Но они проводились эпизодически и относятся, в основном, к заряженным аэрозольным частицам, которые представляют только часть аэрозоля [Strelnikova et al., 2009; Plane et al., 2023]. Аэрозоль верхней стратосферы–нижней мезосферы исследовался в спутниковых измерениях SOFIE по поглощению затменным методом [Hervig et al., 2017]. Наблюдения отдельных аэрозольных слоев

на высотах верхней стратосферы были проведены одноволновым лидарным методом [Черемисин и др., 2012], но его возможности ограничены эпизодами появлением достаточно плотных слоев, которые можно с уверенностью выделить на фоне вариаций плотности атмосферы. В данной работе рассматриваются результаты регулярных лидарных наблюдений аэрозоля средней атмосферы с 2014 по 2023 гг. над г. Обнинск методом двухволнового зондирования. За это время проведены измерения в течение 826 ночей (по годам с 2014 г. — 112, 119, 112, 76, 95, 81, 42, 67, 59, 63). Обычно в течение ночи проводилось по одному часовому измерению в диапазонах высот 10–30 км и 30–70 км. В 2014–2016 гг. измерения на высотах 30–70 км проводились в течение всей ночи. Приводятся и анализируются сезонные и межгодовые вариации обратного рассеяния в отдельных высотных диапазонах от 13 до 65 км.

2. МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Методика обработки лидарных измерений подробно изложена в [Коршунов и др., 2014; Иванов и др., 2020]. Поэтому вкратце остановимся только на некоторых ее ключевых моментах. На высотах $h=10\text{--}30$ км величина аэрозольного обратного рассеяния определяется обычным для лидарного зондирования способом как разность полного и рэлеевского рассеяния. Коэффициент рэлеевского обратного рассеяния рассчитывается с использованием данных аэрологических измерений на ближайшей станции радиозондирования. В стандартных схемах обработки калибровка сигналов проводится на основе априорной информации. В данной методике для привязки сигналов обратного рассеяния используется величина отношения обратного рассеяния $R_{532}(h)$ на высоте $h=30\text{--}32$ км, полученная по результатам зондирования в вышележащем слое на основе методики, изложенной ниже. Применяемая итерационная схема решения лидарных уравнений с использованием микрофизической модели сернокислотного стратосферного аэрозоля позволяет учесть аэрозольное ослабление, что особенно важно в условиях повышенного аэрозольного наполнения стратосферы.

В основе методики аэрозольных измерений на высотах 30–70 км лежит анализ разности логарифмов сигналов $\Delta(h)$ на длинах волн 355 и 532 нм. В чисто рэлеевской атмосфере величина $\Delta(h)$ не зависит от высоты (с учетом коррекции на рэлеевское ослабление, которое на рассматриваемых высотах невелико). При наличии аэрозоля величина $\Delta(h)$ обычно уменьшается, что при определенных

априорных предположениях позволяет выделить вклад аэрозольной компоненты. Привязка $\Delta(h)$ к рэлеевскому уровню проводится по максимуму $\Delta(h)$ в диапазоне высот 30–50 км. Обычно точка привязки находится на высоте около 40 км, где относительное содержание аэрозоля минимально. Проверкой адекватности данной методики можно считать ее успешное применение для аэрозольной коррекции известного рэлеевского метода измерения температуры средней атмосферы на длине волны 532 нм [Коршунов и Зубачев, 2022].

Ниже представлены сезонные и межгодовые вариации величины отношения обратного рассеяния R_{532} в отдельных высотных слоях атмосферы. Отметим, что величина $R_{532}-1$ равна отношению обратного аэрозольного рассеяния к рэлеевскому. В данной работе она рассматривается как индикатор относительной величины аэрозольного содержания. Проводится сопоставление полученных результатов с известными литературными данными.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Межгодовой и сезонный ход аэрозольного обратного рассеяния на длине волны 532 нм в различных высотных слоях представлен на рис. 1. В левом столбце показано изменение среднегодовых значений параметра $R_{532}-1$, в правом — его сезонный ход в высотных диапазонах 13–18, 18–24, 24–30, 30–40, 45–55 и 55–65 км. Диапазон высот 18–24 примерно соответствует слою Юнге. Слой 13–18 км представляет нижнюю стратосферу. Вышележащие слои выбраны с учетом изменения характера сезонного хода и межгодовой зависимости с высотой. Погрешности измерений методом счета фотонов имеют две составляющие — статистическую (случайную) и методическую. При среднегодовом усреднении основной вклад дают методические погрешности. Последние согласно ранее проведенным оценкам составляют 0.002 для высот более 40 км [Коршунов и др., 2018] и 0.02 в диапазоне 10–30 км [Коршунов и Зубачев, 2016].

В слое 13–18 км с 2014 по 2018 г. временной ход $R_{532}-1$ носит квазистационарный характер. Эти годы относятся к минимуму вулканической активности. Пик 2019 г. связан с извержением среднеширотного вулкана Райкоке (Курильские о-ва) с первоначальным выбросом серы на высоту 13–15 км [Гребенников и др., 2020]. В тот же период в Томске [Черемисин и др., 2021] и Казахстане [Лукиянова, 2023] наблюдались стратосферные аэрозольные слои, источником которых,

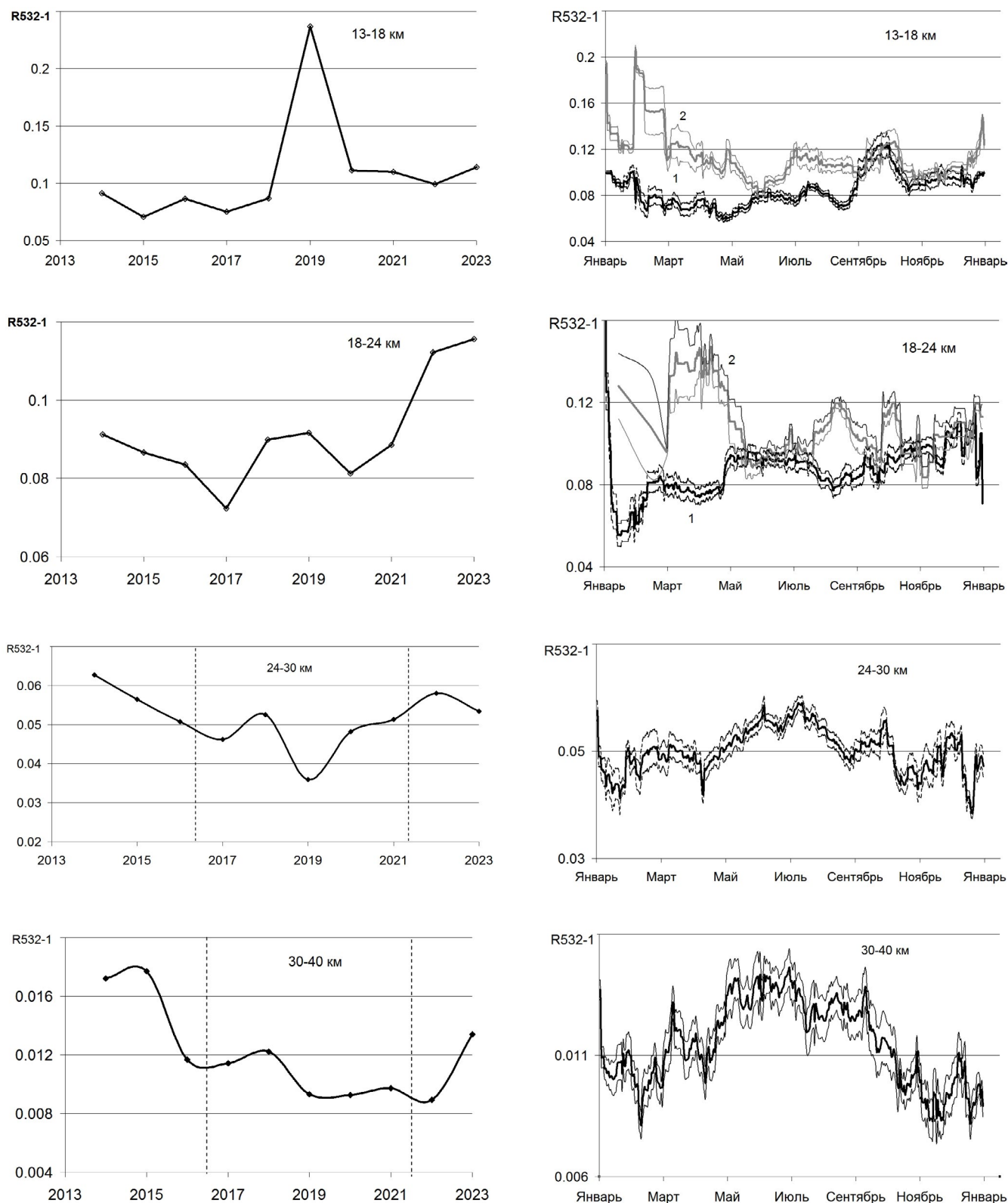


Рис. 1. Межгодовой (левый столбец) и сезонный (правый столбец) ход аэрозольного обратного рассеяния на длине волны 532 нм в различных высотных слоях. На графиках сезонного хода штриховыми линиями обозначено среднеквадратическое отклонение представленных значений. Кривые 1 и 2 для сезонного хода в слоях 13–18 км и 18–24 км относятся к разным временным периодам (см. пояснения по тексту). Штриховая линия на графике для высоты 55–65 км относится к данным измерений космического зонда WIND [Hervig et al., 2022]. Вертикальные штриховые линии в левом столбце отмечают период спада солнечной активности в 24 цикле.

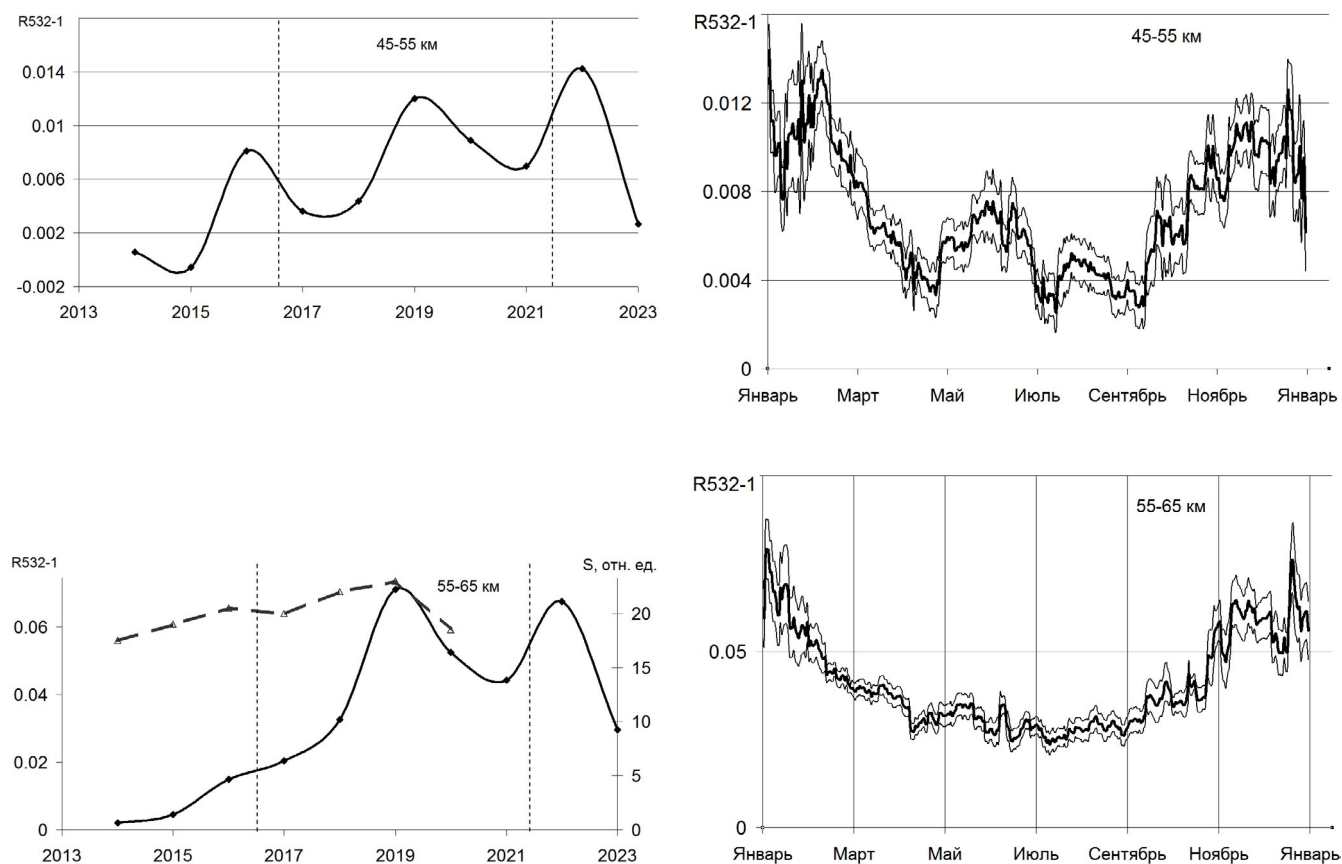


Рис. 1. Окончание

согласно [Черемисин и др., 2021], являются Сибирские природные пожары. В связи с этим в качестве дополнения к [Гребенников и др., 2020] необходимо отметить, что степень деполаризации аэрозольного обратного рассеяния в аэрозольных слоях, наблюдавшихся в Обнинске в 2019 г., была на уровне $< 5\%$, что характерно для сферического сернокислотного аэрозоля. В то же время в аэрозоле природных пожаров она бывает, как правило, повышенной до $10\text{--}20\%$ [Naarig et al., 2018; Nu et al., 2019] ввиду присутствия несферических частиц. Приведенные поляризационные характеристики дают дополнительное подтверждение вулканического происхождения аэрозоля, зарегистрированного над Обнинском.

Сезонный ход в слое $13\text{--}18$ км (рис. 1) показан отдельно для периодов $2014\text{--}2018$ гг. (кривая 1) и $2020\text{--}2023$ гг. (кривая 2). В $2014\text{--}2018$ гг. сезонные изменения имеют весьма незначительную амплитуду, выделяется только сентябрьский пик, связанный с аэрозолем природных пожаров. В $2020\text{--}2023$ гг. сезонный ход изменился — произошло увеличение обратного рассеяния в первой половине года. Для 2020 г. этот рост можно частично

связать с остаточным присутствием вулканического аэрозоля Райкоке. Дополнительным источником пиков в летний и осенний периоды в этом слое мог быть аэрозоль природных пожаров.

В слое $18\text{--}24$ км квазистационарное состояние наблюдалось с 2014 по 2021 г. Извержение вулкана Райкоке практически не оказало влияния на среднегодовое содержание аэрозоля в этом слое. Для сезонного хода в $2014\text{--}2020$ гг. (кривая 1) характерен короткий зимний максимум в декабре-январе месяцах. Начиная с марта и до конца года происходит постепенный рост аэрозольного содержания. Явно выраженный летний минимум, подобный наблюдавшемуся в [Маричев и др., 2020], отсутствует. Но при этом, как и в [Маричев и др., 2020], отмечается тенденция увеличения аэрозольного содержания к концу года.

Значительный рост R_{532-1} в слое $18\text{--}24$ км произошел в $2022\text{--}2023$ гг. Основное увеличение R_{532-1} в эти годы имеет место в зимне-весенний период (кривая 2), когда происходит интенсификация переноса аэрозоля из тропической зоны в результате активизации циркуляции Брюера-Добсона. Наи-

более вероятным объяснением роста R_{532} -1 является влияние выброса водяного пара в стратосферу и мезосферу южного полушария в результате мощного извержения подводного вулкана Хунга-Тонга в январе 2022 г. В последующий период происходило распространение аэрозольных и газовых продуктов извержения по всему земному шару. Влияние извержения Хунга-Тонга на аэрозольное наполнение стратосферы по измерениям на лидарной сети Росгидромета в 2022 г. рассматривалось в [Иванов и др., 2023]. Как видно из рис. 1, оно осталось заметным и в 2023 г. Отметим, что подъем R_{521} -1 в слое 13–18 км в 2022–2023 гг. в зимне-весенний период, по-видимому, также связан с этим аэрозолем.

При переходе к высотным слоям средней стратосферы 24–30 и 30–40 км характер межгодовых и сезонных вариаций меняется (рис. 1). В сезонных вариациях появляется характерный летний максимум, что указывает на влияние солнечной радиации при формировании аэрозоля в этих слоях. Межгодовые вариации происходят примерно в фазе с уровнем солнечной активности в 24-м солнечном цикле.

В слое 24–30 км, сезонный максимум, по-видимому, связан с фотохимическим разложением резервуарного газа карбонилсульфид OCS и образованием в результате цепочки процессов дополнительного сернокислотного аэрозоля [Stratosphere-troposphere processes, 2006]. В слое 30–40 км сульфатный сернокислотный аэрозоль испаряется вследствие повышения температуры. При этом профиль паров серной кислоты имеет максимум на высоте 35 км (характерные величины 104–105 cm^{-3} на 30 км, 106–107 на 30–35 км и 104–105 на 45 км) [Saunders et al., 2012]. Молекулы серной кислоты захватываются метеорными частицами, содержащими атомы Fe. В результате образуется сульфатно-метеорный аэрозоль. Для широты 55° с.ш. уровень 50%-го вклада сульфатно-метеорного аэрозоля в экстинкцию достигается на высоте около 37 км [English et al., 2011].

В интервалах высот 45–55 и 55–65 км (рис. 1) межгодовой и сезонный ход меняется на обратный по сравнению с интервалами 24–30 и 30–40 км. В сезонной зависимости наблюдается зимний максимум и летний минимум. Небольшой летний максимум сохраняется только в слое 45–55 км. Начиная со слоя 24–30 км, просматривается определенная связь межгодового хода обратного рассеяния с уровнем солнечной активности. Вертикальные штриховые линии на рис. 1 отмечают период снижения солнечной активности при пере-

ходе от 24-го к 25-му солнечному циклу. В слое 24–30 км изменения обратного рассеяния происходят в фазе с солнечной активностью с минимумом в 2019 г. Сходная зависимость проявляется и в слое 35–40 км. В верхних же слоях (45–55 и 55–65 км) изменения происходят, напротив, в проти-вофазе с солнечной активностью с запаздыванием примерно на один год.

Сезонный ход R_{532} -1 в слое 55–65 км, наблюдаемый в лидарных измерениях (рис. 1), близок к сезонному ходу аэрозоля так называемой «метеорной дымки», полученному по данным моделирования и спутниковых измерений SOFIE [Hervig et al., 2021]. Это указывает на возможность формирования наблюдаемого аэрозоля на основе вещества метеорной дымки. Однако согласно существующим представлениям аэрозоль метеорной дымки имеет нанометровые размеры и не может наблюдаться в рассеянии [Bardeen et al., 2008]. В [Коршунов и др., 2018] было показано, что при той же массовой концентрации, что и в моделях метеорной дымки, укрупнение частиц метеорной дымки до десятков нанометров объясняет наблюдаемое обратное рассеяние. Перечислим некоторые физические процессы, которые могут приводить к укрупнению аэрозоля в верхней стратосфере–нижней мезосфере. Одним из них является ионизация воздуха мезосферы в ходе солнечно-протонных событий и высыпаний релятивистских электронов на высотах 50–80 км. При ионизации происходит зарядка аэрозольных частиц за счет присоединения к ним электронов и аэроионов. В работе [Harrison and Carslaw, 2003] показано, что зарядка ускоряет коагуляцию разноименно заряженных частиц в диапазоне радиусов 10–100 нм. Под действием ионизации происходит также образование молекул NO_x и HO_x , время жизни которых на высотах 60–80 км достаточно велико [Кривоуцкий и др., 2021]. Частицы NO_x при взаимодействии с молекулами водяного пара образуют азотную кислоту HNO_3 . Лабораторные измерения [Frankland et al., 2015; James et al., 2017] указывают на возможность стока молекул HO_x и HNO_3 на частицы метеорного аэрозоля. Все указанные эффекты усиливаются в период максимума солнечной активности, что приводит к укрупнению аэрозольных частиц и их ускоренной седиментации. Увеличение размеров частиц приводит к росту обратного рассеяния, а уменьшение концентрации за счет ускоренной седиментации, наоборот, к его уменьшению. Согласно численным расчетам, проведенным в [Коршунов и др., 2018], совместное влияние этих двух факторов приводит к уменьшению обратного

рассеяния после превышения некоторого критического радиуса частиц ($\sim 0,07$ мкм). Расчеты в [Коршунов и др., 2018] проведены для простейшего случая сферического аэрозоля, но они показывают, что, в принципе, эффект уменьшения обратного рассеяния при ускорении коагуляции возможен. С этим, по-видимому, и связана наблюдаемая зависимость обратного рассеяния в противофазе с уровнем солнечной активности (рис.1).

Поступление метеорного вещества в виде метеорной дымки после абляции метеоров не является единственным источником аэрозоля средней атмосферы. В отдельные ночи в слое 55–65 км в наших измерениях наблюдались выбросы R_{532} -1, значительно превышающие среднегодовой уровень. Как правило, по времени они соотносятся с прохождением известных метеорных потоков Эта-Аквариды, Персеиды, Тауриды и Геминиды. Имея низкую начальную скорость, наиболее крупные метеороиды Геминид и Таурид проникают до высот 50–60 км [Rietmeijer, 2000], где они дезинтегрируют и наблюдаются в виде метеорных следов. В отдельные годы вклад аэрозоля метеорных потоков может быть заметным. Так на рис. 1 виден пик 2019 г. в слоях 45–55 и 55–65 км, когда совместный вклад потоков Эта-Аквариды и Тауриды в средний уровень R_{532} -1 составил около 20%. Но обычно доля аэрозоля метеорных потоков в формирование аэрозольного слоя в интервале высот 45–65 км не превышала 10%.

Определенный вклад в аэрозольное содержание верхней стратосферы–нижней мезосферы могут вносить и микрометеориты, поступающие в атмосферу Земли извне, либо образующиеся в результате дефрагментации более крупных метеорных тел. Согласно работам [Nesvorný et al., 2011; Carrillo-Sánchez et al., 2020], основным источником потока метеоров на Землю (до 70%) являются кометы семейства Юпитера. Большая часть из них имеет скорость менее 15 км/с и радиус менее 100 мкм. Согласно [Carrillo-Sánchez et al., 2020], данное семейство метеоров порождает много микрометеоритов. При дефрагментации микрометеоритов определенного состава, содержащих органические связующие компоненты, могут высвобождаться частицы субмикронных и микронных размеров [Genge, 2008]. Сферические частицы такого размера достаточно быстро седиментируют в средней атмосфере, однако скорость седиментации замедляется при образовании фрактальных структур. Кроме того, такие частицы могут левитировать в результате явления гравитифореза [Cheremisin, 2019], либо в отдельных

зонах повышенного вертикального ветра [Gryazin and Beresnev, 2011]. Каков реальный вклад рассматриваемой фракции аэрозоля в обратное рассеяние в верхней стратосфере–нижней мезосфере, в настоящее время остается неясным.

Наряду с причинами микрофизического характера на вариации аэрозоля в мезосфере могут влиять и внешние (астрономические) факторы. Согласно данным, приведенным в [Hervig et al., 2022], наблюдаются изменения потока метеорного вещества, приходящего в атмосферу Земли, связанные с 20-летним и 10-летним солнечными циклами. Причиной 20-летних вариаций является влияние магнитного поля Солнца на потоки частично заряженного метеорного вещества, приходящего на Землю. На рис. 1 для диапазона высот 55–65 км приведен график (штриховая кривая) изменения потока, построенный по данным измерений космического зонда WIND, приведенным в [Hervig et al., 2022]. Зонд WIND находится вблизи точки Лагранжа на расстоянии 1 млн. км по направлению к Солнцу и регистрирует аэрозольные частицы в диапазоне размеров от 0.1–11 мкм. В диапазон измерений WIND входят микрометеоры, сферулы и часть радиометеоров. Как следует из рис. 1, наблюдается качественное сходство в изменениях обратного рассеяния и потока метеорного вещества, что говорит об определенном влиянии этого фактора на аэрозольное содержание в слое атмосферы 55–65 км.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе лидарных наблюдений в г. Обнинск (55.1 с.ш., 36.6 в.д.) с 2014 по 2023 г. проведен анализ временной изменчивости высотного распределения аэрозоля средней атмосферы в диапазоне высот от 13 до 65 км. Рассмотрены сезонные и межгодовые вариации аэрозоля в зависимости от высоты слоя. Выделяется три высотных уровня с разной сезонной и межгодовой зависимостями. В нижнем слое 13–24 км основное влияние на содержание аэрозоля оказывают вулканические извержения и процессы тропосферно–стратосферного обмена. В частности, заметное влияние в рассматриваемый период оказало извержение вулкана Райкоке в 2019 г. и подводного вулкана Хунга–Тонга в 2022 г. В слое 24–40 км наблюдается летний максимум в сезонном ходе аэрозоля и межгодовые изменения в фазе с уровнем солнечной активности, что говорит о заметном влиянии солнечной радиации на процессы трансформации аэрозоля. В интервале высот 45–65 км межгодовой и сезонный ход меняется на обратный по

сравнению с нижележащим слоем — образуется зимний максимум и летний минимум. Аэрозоль в этом высотном диапазоне имеет метеорное происхождение. Межгодовые изменения происходят в противофазе с солнечной активностью. Наблюдающийся сезонный ход указывает на возможность образования оптически активного аэрозоля в результате укрупнения частиц так называемой метеорной дымки. Последняя формируется на высотах абляции радиометеоров 85–100 км и затем переносится в верхнюю стратосферу в холодный период года в высоких широтах. На этом этапе происходит рост аэрозоля за счет коагуляции и его взаимодействия с газовой фазой атмосферы. Усиление ионизации атмосферы в период повышенной солнечной активности может приводить к ускорению коагуляции и более активной седиментации аэрозоля. Этим, по-видимому, объясняется уменьшение его содержания на высотах 55–65 км в годы повышенной солнечной активности.

Длительные наблюдения аэрозоля на высотах верхней стратосферы–нижней мезосферы лидарным методом, представленные в данной работе, проведены впервые. Приведенные результаты показывают, что известные аэрозольные модели метеорной дымки требуют существенной доработки. Наличие аэрозоля необходимо учитывать и при дальнейшем развитии фотохимических моделей средней атмосферы.

Работа выполнена при поддержке Росгидромета — тема 6.1 «Развитие и модернизация технологий мониторинга геофизической обстановки над территорией Российской Федерации и Арктики».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гребенников В.С., Зубачев Д.С., Коришунов В.А., Сахибгареев Д.Г., Черных И.А. Наблюдения стратосферного аэрозоля на лидарных станциях Росгидромета после извержения вулкана Райкоке в июне 2019 года // *Оптика атмосферы и океана*. 2020. Т. 33. № 4. С. 272–276.
- Иванов В.Н., Зубачев Д.С., Коришунов В.А., Сахибгареев Д.Г. Сетевой лидар АК-3 для зондирования средней атмосферы: устройство, методы измерений, результаты // *Труды ГГО*. 2020. Вып. 598. С. 155–187.
- Иванов В.Н., Гребенников В.С., Коришунов В.А., Сахибгареев Д.Г. Наблюдения стратосферного аэрозоля на лидарных станциях Росгидромета в 2022 г. после извержения подводного вулкана Хунга-Тонга в январе 2022 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2023. Т. 36. № 05. С. 366–370. DOI: 10.15372/AOO20230505.
- Коришунов В.А., Зубачев Д.С., Мерзляков Е.Г., Jacobi Ch. Результаты определения аэрозольных характеристик средней атмосферы методом двухволнового лидарного зондирования и их сопоставление с измерениями метеорного радиоэхо // *Оптика атмосферы и океана*. 2014. Т. 27. № 10. С. 862–868.
- Коришунов В.А., Зубачев Д.С. Характеристики стратосферного аэрозоля по данным лидарных измерений над г. Обнинск в 2012–2015 гг. // *Оптика атмосферы и океана*. 2016. Т. 29. № 12. С. 1034–1042.
- Коришунов В.А., Мерзляков Е.Г., Юдаков А.А. Наблюдения метеорного аэрозоля в верхней стратосфере–нижней мезосфере методом двухволнового лидарного зондирования. // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 10. С. 805–814.
- Коришунов В.А., Зубачев Д.С. Увеличение аэрозольного обратного рассеяния в нижней мезосфере в 2019–2021 гг. и его влияние на измерения температуры рэлеевским методом // *Оптика атмосферы и океана*. 2022. Т. 35. № 1. С. 32–36. DOI: 10.15372/AOO20220105.
- Криволуцкий А.А., Вьюшкова Т.Ю., Банин М.В. Глобальная трехмерная численная фотохимическая модель CHARM. Москва. ГЕОС. 2021 — 135 с.
- Лукьянова Р.Ю. Стратосферный аэрозоль над регионом Казахстана по данным спутника Suomi NPP // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2023. Т. 20. № 2. С. 229–237.
- Маричев В.Н., Бочковский Д.А., Бычков В.В. Лидарные исследования динамики вертикально-временной структуры стратосферного аэрозоля над Томском в 2016–19 гг // *Вест-ник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки*. 2020. Т. 33. № 4. С. 224–230. DOI: 10.26117/2079-6641-2020-33-4-224-230.
- Черемисин А.А., Новиков П.В., Шнипов И.С., Бычков В.В., Шевцов Б.М. Лидарные наблюдения и механизм формирования структуры аэрозольных слоев в стратосфере и мезосфере над Камчаткой // *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2012. Т. 52. № 5. С. 690–700.
- Черемисин А.А., Маричев В.Н., Бочковский Д.А., Новиков П.В., Романченко И.И. Стратосферный аэрозоль сибирских лесных пожаров по данным лидарных наблюдений в Томске в августе 2019 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2021. Т. 34. № 11. С. 898–905. DOI: 10.15372/AOO20211110.
- Bardeen C.G., Toon O.B., Jensen E.J., Marsh D.R., Harvey V.L. Numerical simulations of the three-dimensional distribution of meteoric dust in the mesosphere and upper stratosphere // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. D17202, doi:10.1029/2007JD009515.

- Carrillo-Sánchez J.D., Gómez-Martín J.C., Bones D.L., Nesvorný D., Pokorný P., Benna M., Flynn G.J., Plane J.M.C. Cosmic dust fluxes in the atmospheres of Earth, Mars, and Venus // *Icarus*. 2020. V. 335. P. 113395.
- Cheremisin A.A. Photophoresis of aerosol particles with nonuniform gas-surface accommodation in the free molecular regime // *J. Aerosol Sci.* 2019. V. 136. P. 15–35.
- English J.M., Toon O.B., Mills M.J., Yu F. Microphysical simulations of new particle formation in the upper troposphere and lower stratosphere // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11. P. 9303–9322. doi:10.5194/acp-11-9303-2011.
- Frankland V.L., James A.D., Feng W., Plane J.M.C. The uptake of HNO_3 on meteoric smoke analogues // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2015. V. 127. P. 150–160.
- Genge M.J. Micrometeorites and their implications for meteors // *Earth Moon Planets*. 2008. V. 102(1–4). P. 525–535. doi:10.1007/s11038-007-9185-z.
- Gryazin V.I., Beresnev S.A. Influence of vertical wind on stratospheric aerosol transport // *Meteorol. Atmos. Phys.* 2011. P. 110:151–162. DOI 10.1007/s00703-010-011.
- Haarig M., Ansmann A., Baars H., Jimenez C., Veselovskii I., Engelmann R., Althausen D. De-polarization and lidar ratios at 355, 532, and 1064 nm and microphysical properties of aged tropospheric and stratospheric Canadian wildfire smoke // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18, P. 11847–11861. doi.org/10.5194/acp-18-11847-2018.
- Harrison R.G., Carslaw K.S. Ion-aerosol-cloud processes in the lower atmosphere // *Reviews of Geophysics*. 2003. V. 41, N. 3. P. 1012 2003. doi:10.1029/2002RG000114.
- Hervig M.E., Brooke J.S.A., Feng W., Bardeen C.G., Plane J.M.C. Constraints on meteoric smoke composition and meteoric influx using SOFIE observations with models // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2017. V. 122. P. 13, 495–13, 505. https://doi.org/10.1002/2017JD02765.
- Hervig M.E., Plane J.M.C., Siskind D.E., Feng W., Bardeen C.G., Bailey S.M. New global meteoric smoke observations from SOFIE: Insight regarding chemical composition, meteoric influx, and hemispheric asymmetry // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2021. V. 126. e2021JD035007. https://doi.org/10.1029/2021JD035007.
- Hervig M.E., Malaspina D., Sterken V., Wilson III L.B., Hunziker S., Bailey S.M. Decadal and annual variations in meteoric flux from Ulysses, Wind, and SOFIE observations // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2022. V. 127. e2022JA030749. https://doi.org/10.1029/2022JA030749.
- Hu Q., Goloub P., Veselovskii I., Bravo-Aranda J.-A., Popovici I.E., Podvin T., Haefelin M., Lopatin A., Dubovik O., Pietras C., Huang X., Torres B., Chen C. Long-range-transported Ca-nadian smoke plumes in the lower stratosphere over northern France // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19, P. 1173–1193. doi.org/10.5194/acp-19-1173-2019.
- James A.D., Moon D.R., Feng W., Lakey P.S.J., Frankland V.L., Heard D.E., Plane J.M.C. The uptake of HO_2 on meteoric smoke analogues // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2017. V. 122. P. 554–565. doi:10.1002/2016JD025882.
- Khaykin S.M., Godin-Beekmann S., Keckhut P., Hauchecorne A., Jumelet J., Vernier J.-P., Bourassa A., Degenstein D.A., Rieger L.A., Bingen C., Vanhellemont F., Robert C., DeLand M., P.K., Bhartia P.K. Variability and evolution of the midlatitude stratospheric aerosol budget from 22 years of ground-based lidar and satellite observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17, P. 1829–1845. www.atmos-chem-phys.net/17/1829/2017// doi:10.5194/acp-17-1829-2017.
- Nesvorný D., Janches D., Vokrouhlický D., Pokorný P., Bottke W.F., Jenniskens P. Dynamical model for the zodiacal cloud and sporadic meteors // *Astrophys. J.* 2011. V. 743. P. 129–144. doi.org/10.1088/0004-637X/743/2/129.
- Plane J.M.C., Gumbel J., Kalogerakis K.S., Marsh D.R., von Savigny C. Opinion: Recent developments and future directions in studying the chemistry of the mesosphere and lower thermosphere // *Egusphere*. Preprint depository. 2023. https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-680
- Rietmeijer F.J.M. Interrelationships among meteoric metals, meteors, interplanetary dust, micrometeorites, and meteorites // *Meteoritics and Planetary Science*. 2000. V. 35, Iss. 5. P. 1025–1041.
- Saunders R.W., Dhomse S., Tian W.S., Chipperfield M.P., Plane J.M.C. Interactions of meteoric smoke particles with sulphuric acid in the Earth's stratosphere // *Atmos. Chem. Phys.* – 2012. V. 12. P. 4387–4398. doi:10.5194/acp-12-4387-2012.
- Stratosphere-troposphere Processes and their Role in Climate (SPARC) (2006), Assessment of Stratospheric Aerosol Properties (ASAP), WCRP-124, WMO/TD No. 1295, SPARC Rep. 4, 348 pp.
- Strelnikova I., Rapp M., Strelnikov B., Baumgarten G., Bratili A., Svenes K., Hoppe U.-P., Friedrich M., Gumbel J., Williams B.P. Measurements of meteor smoke particles during the ECOMA-2006 campaign: 2. Results // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2009. V. 71. P. 486–496.
- Zuev V.V., Burlakov V.D., Nevzorov A.V., Pravdin V.L., Savlieva E.S., Gerasimov V.V. 30-year lidar observations of the stratospheric aerosol layer state over Tomsk (Western Siberia, Russia) // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. P. 3067–3081. www.atmos-chem-phys.net/17/3067/2017/ doi:10.5194/acp-17-3067-2017.

AEROSOL TIME VARIATIONS AT MIDDLE ATMOSPHERE OVER OBNINSK FROM DATA OF LIDAR MEASUREMENTS

V. A. Korshunov*

Research and Production Association “Typhoon”, Pobedy 4, Obninsk, Kaluga obl., 249038, Russia

**e-mail: korshunov@rpatyphoon.ru*

Results of lidar observations of middle atmosphere aerosol at 13–65 km altitude range over Obninsk city (55.1° N, 36.6° E) in 2014–2023 are presented. Season and yearly variations of aerosol are considered in dependence on layer altitude. Volcano eruptions mainly influence on yearly aerosol variations at lower 13–18 km layer. The role of photochemical processes increases at 24–30 km layer – summer maximum arises in season variations and yearly variations are observed in phase with the level of solar activity. At 45–65 km range aerosol origin is meteor one. Season variations change to inverse type – winter maximum and summer minimum arise. Yearly variations are observed in antiphase to the level of solar activity. The role of variety of factors influencing aerosol formation and conversion at 45–65 km layer is discussed.

Keywords: stratospheric aerosol, lidar, aerosol variations, solar activity, meteor aerosol

УДК 538.956+538.915

ПОИСКИ ЛЬДА 0 В ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ

© 2024 г. Г. С. Бордонский*, В. А. Казанцев, А. К. Козлов

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, ул. Недорезова, 16а, Чита, 672002, Россия

*e-mail: lgc255@mail.ru

Поступила в редакцию 12.10.2023 г.

После доработки 13.06.2024 г.

Принята к публикации 10.07.2024 г.

В последнее десятилетие было показано, что в большинстве случаев атмосферный лед состоит из смеси льдов Ih и Ic, он называется льдом с нарушением укладки или штабелированным льдом Isd (stacking disordered ice). Кроме того, стало известно о существовании еще одной кристаллической модификации льда, названной льдом 0. Лед 0 является переходной формой от глубоко переохлажденной воды ко льдам Ih и Ic, образующимся при температуре ниже -23°C (при низких давлениях). По этой причине возник вопрос о возможности образования в структуре льда Isd льда 0. Для выяснения вопроса были выполнены лабораторные эксперименты по получению слоев льда 0 на поверхности льда Ih, а также диэлектрические измерения материала атмосферного льда из выпавшего града. Полученные результаты подтвердили возможность образования льда 0 в структуре штабелированного льда Isd. Особым свойством такой структуры является появление контактных слоев с высокой электропроводностью, что существенно изменяет электрофизические характеристики ледяных частиц. Например, в частицах малых размеров возникают резонансы плазмонных колебаний, которые влияют на перенос электромагнитного излучения в облачных образованиях. Изучение электромагнитных свойств малых ледяных частиц, содержащих лед 0, и их особенностей в различных областях атмосферы позволит решать ряд важных задач. К ним можно отнести уточнение радиационного баланса земной поверхности, грозовые явления, перенос излучения в облачных образованиях и физико-химические процессы в аэрозолях и снежных покровах.

Ключевые слова: лед 0, экстинкция, лед Isd, ледяные частицы, плазмонный резонанс

DOI: 10.31857/S0002351524060089 **EDN:** HUQETH

1. ВВЕДЕНИЕ

В работах [Russo et al., 2014; Quigley et al., 2014; Slater et al., 2014] в 2014 г. сообщалось об обнаружении при компьютерном моделировании метастабильного льда 0, образующегося из глубоко переохлажденной воды при температурах ниже -23°C (для атмосферного давления). Считается, что лед 0 является переходной формой ко льдам Ih и Ic. Его элементарная ячейка состоит из 12 молекул воды с пространственной группой $P4_1/m$.

При теоретических предсказаниях новых модификаций льда возникает вопрос о их реальном существовании в природной среде, т.е. устойчивости структуры на время, достаточное для выполнения ее наблюдений. В лабораторном эксперименте в 2020 г. в [Бордонский и др., 2020а] было показано образование островковых пленок льда 0 на подложках из диэлектрических материалов. Важной особенностью льда 0 является его сегнетоэлектри-

ческое поведение, что и было использовано для обнаружения данной модификации льда при просвечивании образцов лазерным излучением. Ранее было известно, что на границе сегнетоэлектрика и диэлектрика возникает слой нанометровой толщины с высокой электропроводностью, близкой к металлической [Korobeynikov et al., 2005]. В среде с металлической проводимостью действительная часть диэлектрической проницаемости (ϵ') становится отрицательной, что имеет место на частотах электромагнитного поля ниже плазменной частоты (ω_p) [Борен и др., 1986]:

$$\omega_p = \sqrt{\frac{4\pi n e^2}{m}}, \quad (1)$$

где n — концентрация зарядов, e — заряд частицы плазмы, m — масса частицы.

Максимум рассеяния излучения на малых сферических частицах в атмосфере наблюдается вбли-

зи $\epsilon' = -2$, что соответствует особой частоте, называемой частотой Фрелиха [Борен и др., 1986]. По теории Друде–Лоренца ϵ' для металлов отрицательна от частот оптического диапазона до радиочастотного диапазона. В [Бордонский и др., 2020б] был рассмотрен вопрос о существовании льда 0 на земной поверхности, т.е. в среде обитания живых организмов, а также в холодных слоях атмосферы. Было высказано предположение о том, что лед 0 может образовываться в мезосфере, где температура понижается в летний период до значений -110°C и ниже. В частности, так называемые «серебристые» облака могут светиться из-за рассеяния солнечного излучения на пылевых частицах, покрытых льдом 0 [Bordonskiy et al., 2019].

Цель настоящей работы продолжить поиски льда 0 в земной атмосфере в составе недавно открытого льда с нарушением укладки — льда Isd. Для этого необходимо экспериментально показать, что лед 0 может образовываться при конденсации паров воды не только на диэлектрических материалах, но и на поверхности льда Ih. Это не является тривиальным процессом, так как водяные пары могут конденсироваться непосредственно превращаясь в лед Ih или Ic. Кроме того, необходимо было выяснить до каких температур мог существовать лед 0 в смеси со льдом Ih.

2. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ РАССМОТРЕНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЬДА 0 В СМЕСИ С ДРУГИМИ ПРИРОДНЫМИ ЛЬДАМИ

Определенной неожиданностью последнего десятилетия стало открытие того факта, что образующийся природный лед обладает сложной структурой. Ранее считалось, что при замерзании воды в обычных условиях в земных оболочках возникает гексагональный лед Ih (Котляков и др., 1984). Был также известен метастабильный кубический лед Ic, образующийся при конденсации паров воды при температуре около -120°C . При использовании более совершенных методов измерений и обработки данных рентгеновских, нейтронных и других методов было обнаружено, что в большинстве случаев образцы льда представляют собой смесь льдов Ih и Ic с беспорядочной укладкой. Его называли штабелированным (или льдом с нарушением укладки) — льдом Isd (stacking disordered ice) [Salzmann, 2019; Leoni, Russo, 2021].

В работе [Murray et al., 2014] было обращено внимание на обилие ледяных кристаллов, имеющих тройную вращательную симметрию, собранных в облаках, из осадков, алмазной пыли и других

ледяных объектов. Их размеры находятся в пределах 5–100 мкм, а температура среды, в которой их обнаружили, достигала -90°C (температура, при которой они возникли неизвестна). В настоящее время считается, что тройная симметрия вращения формы ледяных частиц определяется льдом Isd [Murray et al., 2014]. Эксперименты показали, что нарушение укладки быстро исчезает при температуре -10°C . При температуре -30°C нарушение укладки существует в течении нескольких часов. Оно, по-видимому, может долго сохраняться при температуре -80°C , т.е. в мезосфере. Возникает вопрос — возможно ли образование в штабелированном льде Isd не только льдов Ih, Ic, но и слоев из недавно открытого льда 0. Сложность регистрации льда 0 обычными методами связана с возможной его низкой концентрацией в образцах.

Следует отметить, что для возникновения метастабильной кристаллической структуры при некоторой температуре T_1 (которая ниже температуры фазового перехода в стабильную фазу T_0), исходная жидкость должна быть переохлаждена существенно ниже T_1 (сверхпереохлаждение, которое должно быть больше значения $[T_0 - T_1]$) [Харлак и др., 2010]. В случае льда 0 значение температуры сверхпереохлаждения должно быть около -46°C . Однако надо учитывать, что при температуре -45°C в переохлажденной воде реализуется состояние с повышенной флуктуацией ее энтропии и плотности (на линии Видома). Поэтому для образования льда 0 необходимо переохлаждение до $\sim -50...-120^\circ\text{C}$. Значение -120°C связано с представлением о том, что оно является границей стеклообразного состояния льда. Чисто практически, верхняя граница образования льда определяется тем, что при конденсации паров воды, происходит выделение теплоты фазового перехода. Поэтому представляется сложным получить лед 0 при температурах, выше $-50^\circ\text{C} ... -23^\circ\text{C}$ (за исключением случаев медленной конденсации паров и эффективного отвода выделяющейся теплоты).

3. ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ПОИСКУ ЛЬДА 0 В СТРУКТУРЕ ISD

Поставленный выше вопрос о возможности появления льда 0 в структуре льда Isd экспериментально решали с использованием методики его регистрации, представленной в [Бордонский и др., 2020а]. В этой методике использовали особые электрические свойства контактных слоев сегнетоэлектрических сред с диэлектриками. Эти слои имеют нанометровые толщины и обладают высокой электропроводностью по сравнению с объемами контактирующих материалов (выше на 6–7 порядков

величины). При этом при просвечивании образцов электромагнитным излучением наблюдается сильная экстинкция, определяемая появлением рассеяния и поглощения излучения. Она связана с возникновением так называемых поверхностных плазмонных колебаний в нанометровых слоях [Борен и др., 1986], уникальном явлении изучаемом в последние десятилетия в научном направлении — плазмонике [Новотный и др., 2009].

Усиление электромагнитного поля на проводящих нанометровых структурах позволяет определить мельчайшие изменения состояния среды. Аналогичное явление, например, проявляется в эффекте гигантского комбинационного рассеяния света, при котором усиление сигнала рассеяния от исследуемого материала, помещенного на специализированные металлические наноструктуры, может достигать 10^{12} [Новотный и др., 2009]. Поэтому, плазмонные эффекты, существенно усиливающие рассеяние и поглощение электромагнитного излучения, а также специальная процедура приготовления образцов могут обеспечить эффективное обнаружение льда 0 при весьма малых концентрациях в среде. Это было ранее продемонстрировано в работе [Бордонский и др., 2020].

А) *Эксперимент по поиску льда 0 в составе льда Ih.* Схема установки для исследования образования льда 0 при его конденсации на образец из льда Ih приведена на рис. 1. В ней для детектирования образования льда 0 использовали световое излучение на длинах волн 0.4–0.7 мкм, проходящее через образец льда Ih в виде тонкой пластинки.

Излучение в видимом диапазоне от галогеновой лампы создавали источником (1) см. рис. 1. Пучок излучения модулировали диском с прорезями (2). Излучение проходило через пластинку из льда (3), на которую конденсируются пары воды, и поступало на фотодиод, усилитель и синхронный детектор (5). Образец находится в камере (4), охлаждаемой парами азота. Холодные пары азота поступают из сосуда Дьюара (6), их подача регулируется током (I) резистора испарителя (8). Температура поверхности пластины измеряется термопарой «Т». Точность измерений температуры $\sim 1^\circ\text{C}$. Информация поступает в систему ее сбора. Измерения были выполнены в лаборатории при температуре 20°C и относительной влажности воздуха 15...20 %. Установка выдерживалась в данных условиях в течение нескольких дней.

Образец льда в виде пластинки, толщиной в несколько миллиметров, выпиливали из ледяного покрова ультрапресного озера. Как ожидалось, он

полностью должен состоять из льда Ih, так как длительное время находился при средней температуре $\sim -5^\circ\text{C}$.

После помещения образца в установку при температуре -5°C в камеру подавали пары азота и из нее вытеснялся воздух, включая водяные пары. При достижении температуры образца $\sim -90\ldots-100^\circ\text{C}$ подачу холодных паров прекращали и начинался процесс медленного монотонного нагревания образца за счет притока теплоты извне. Так как стенки камеры и ее периферийные детали выделяли адсорбированные молекулы воды, они, диффундируя в холодную центральную часть камеры, конденсировались на образец из льда Ih. Таким методом осаждали пленки льда 0 нанометровой толщины в работе [Бордонский и др., 2020a]. Результаты эксперимента представлены на рис. 2, где приведены графики пропускаемой мощности излучения в видимом диапазоне. Стрелки вблизи графиков указывают направление изменения температуры. Наклон верхнего графика и несовпадение начального и конечного значений проходящей мощности определяются температурным дрейфом параметров фотодиода, расположенного вблизи охлаждаемой камеры. Из графиков хорошо видно появление дополнительного затухания излучения, которое началось от значения температуры -80°C и вышло на насыщение вблизи -60°C . При последующем нагревании затухание стало резко

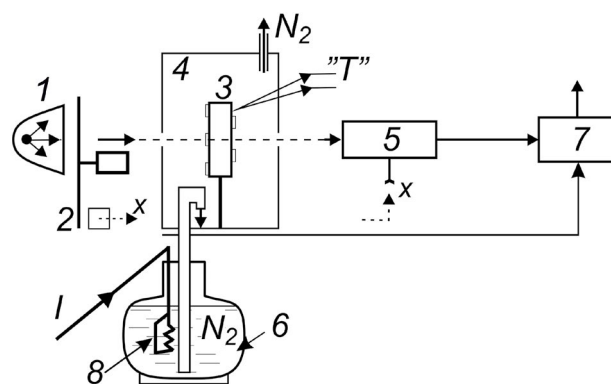


Рис. 1. Схема измерения прохождения излучения в видимом диапазоне через пластинку льда при конденсации на нее паров воды. 1 — галогеновая лампа, 2 — диск модулятора излучения, 3 — пластина из льда Ih, 4 — охлаждаемая камера из полиэтиленовой пленки, 5 — фотодиод с усилителем и синхронным детектором, 6 — сосуд Дьюара с жидким азотом (N_2), 7 — система сбора и накопления информации, «Т» — датчик температуры поверхности образца, I — ток нагревателя для подачи холодных паров азота в камеру, 8 — резистор испарителя.

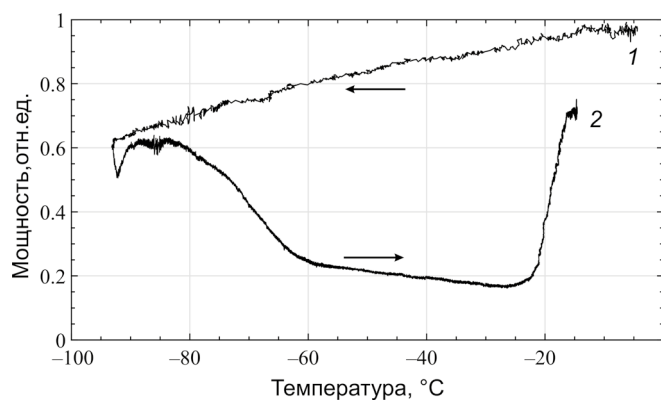


Рис. 2. Зависимость от температуры интенсивности прошедшей через пластинку из льда Ih излучения видимого диапазона при осаждении пленки льда 0. 1 — начало измерений; стрелки указывают направление изменения температуры во времени. 2 — завершение измерений.

уменьшаться после перехода температуры образца значений $\sim -25\ldots-22^\circ\text{C}$. Такой вид зависимости проходящей мощности наблюдали в предыдущих экспериментах с подложками из кварцевого стекла, слюды и хлорида натрия [Бордонский и др., 2020a], где его связали с образованием льда 0.

Б) *Эксперимент по определению верхней границы температуры существования льда 0 в природном льде Isd.* Лед 0 исчезает при температурах выше -23°C , то же для льда Ic при температурах выше -80°C [Ефимов и др., 2011]. Однако в порах углеродных нанотрубок лед Ic был обнаружен даже при температурах около -30°C [Sliwiska–Bartkowiak et al., 2008], а в атмосферных частицах до температур -5°C [Murray et al., 2014].

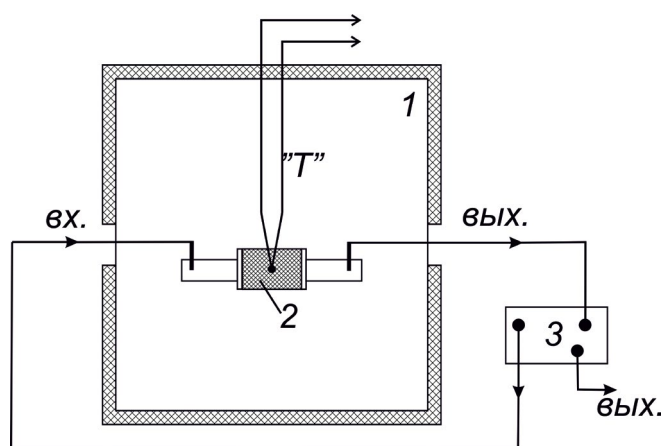


Рис. 3. Схема эксперимента по исследованию материала ледяного града в резонаторе для определения образования льда 0 в составе штабелированного льда. 1 — климатическая камера, 2 — резонатор, 3 — векторный анализатор, «Т» — датчик температуры.

Для решения вопроса по определению верхней температурной границы существования льда 0 был выполнен эксперимент по измерениям комплексной диэлектрической проницаемости ($\hat{\epsilon} = \epsilon' + \epsilon''$) атмосферного льда, полученного из частиц града. Измерения были выполнены с использованием микроволнового резонатора. Выпавший в летнее время град помещали в холодильник и хранили при температуре -11°C . После выдержки в течение 18 часов, градины переносили в прямоугольный резонатор, который помещали в климатическую камеру для температурных измерений $\hat{\epsilon}$. Измерения проводились вблизи частоты 4.4 ГГц. Схема эксперимента приведена на рис. 3.

Климатическая камера (1) позволяла охлаждать прямоугольный резонатор с градом (2) до температуры -60°C . При помощи векторного анализатора (3) регистрировали резонансную кривую резонатора со средой и по ней определяли ϵ' и ϵ'' материала града по стандартной методике резонансных измерений при полном заполнении резонатора, вариант которой представлен в [Бордонский и др., 2022].

Температуру образца определяли при помощи термпары «Т». В процессе измерений находили изменение действительной (ϵ') и мнимой (ϵ'') частей относительной диэлектрической проницаемости в цикле охлаждение — нагревание резонатора.

Известно, что градины имеют сложную слоистую структуру при формировании частиц в сильно изменяющихся условиях из-за быстрого их прохождения через слои с высоким градиентом температуры и влажности [Allen et al., 2020]. Если в составе градины имеются области накопления льда 0, то при вариациях температуры среды этот лед может исчезать и снова образовываться. Такая ситуация известна для сегнетоэлектрического льда XI, который также существует при атмосферном давлении, но при значительно более низких температурах. Если кристаллы этого льда образовались, то в случае нагревания его зародыши остаются и при более высоких температурах [Arakawa et al., 2011]. Верхняя температурная граница существования льда XI при атмосферном давлении $\sim -200^\circ\text{C}$, но при нагревании до -162°C , как оказалось, он снова может образовываться при охлаждении образца льда («эффект памяти»). Предполагалось, что лед XI и его домены электрического поля могут существовать до температуры -120°C , но, возможно, из-за концентрации этого льда ниже 1% они не регистрировались существующими методами анализа структуры.

В использованной методике из-за резонанса плазмонных мод достаточны слои сегнетоэлектрического льда порядка 10 нм в островковых пленках,

что существенно повышает ее чувствительность. Следовательно, при циклическом изменении температуры образца из льда градин можно наблюдать гистерезис ϵ' и ϵ'' с характерными температурными границами процесса. Гистерезис электрических величин является типичным для сегнетоэлектриков и будет являться доказательством наличия в среде сегнетоэлектрической фазы. Границы будут характеризовать температуру перехода льда 0 в лед Ih при охлаждении — нагревании града в резонаторе.

Результаты измерений ϵ' града в первые сутки его существования и через трое последующих суток приведены на рис. 4, 5. Характерной особенностью графиков является гистерезис ϵ' и особенно ϵ'' . В наибольшей степени это заметно для града в первые сутки его существования. На 4-е сутки наблюдали существенно меньшее проявление гисте-

резиса. Следует отметить, что ϵ'' (фактор потерь) возрастал в зависимости от температуры после охлаждения образца, что имело место при последующем его нагревании. Также наблюдали сильные флуктуации ϵ'' , при нагревании образца. Данное сложное поведение можно объяснить появлением льда 0 при охлаждении пленок переохлажденной воды в градинах и неустойчивостью электрической структуры метастабильной фазы при ее дальнейшем нагревании.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

1. В настоящее время стало общепринятым представление образования в атмосфере, а также в пористых средах штабелированного льда *Isd*. Разнообразие структуры такого льда, состоящей из смеси льдов Ih и Ic, связано как с особенностями

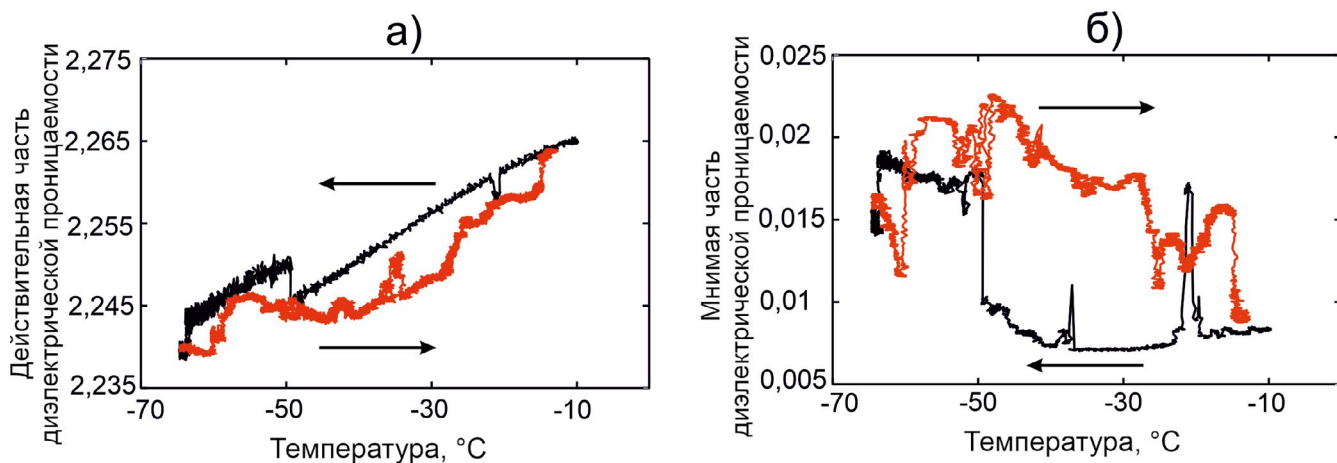


Рис. 4. Зависимости ϵ' (а) и ϵ'' (б) материала града от температуры при ее циклическом изменении. Измерение после 18 ч хранения града в холодильнике. Стрелки показывают направление изменения температуры.

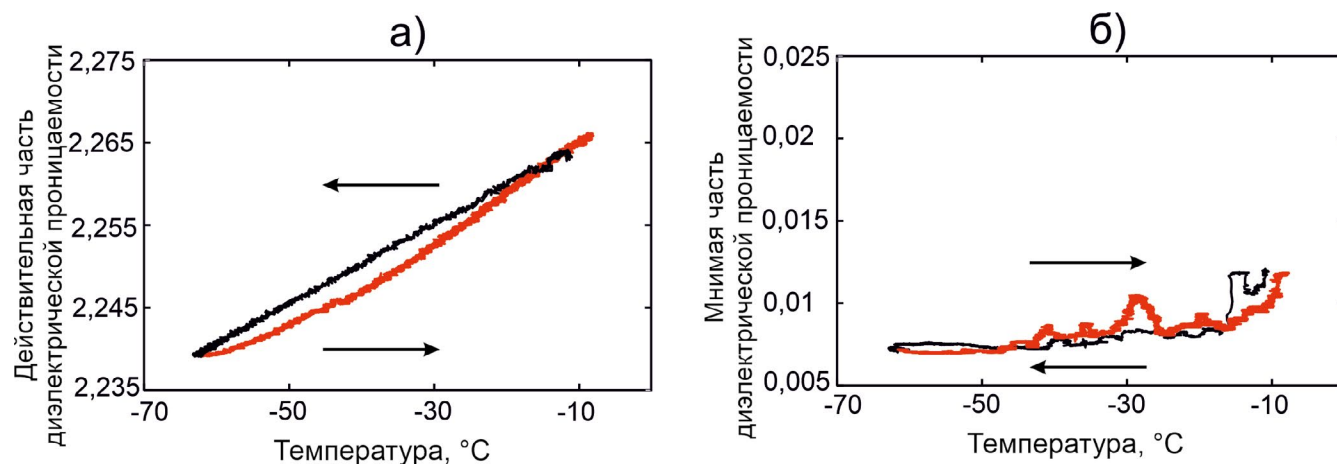


Рис. 5. а) Зависимость ϵ' от температуры, б) зависимость ϵ'' от температуры. Измерения после трех сут хранения образца града в резонаторе. Стрелки показывают направление изменения температуры.

кристаллической структуры модификаций льда, так и с нарушением симметрии окружающей среды (принцип Кюри [Шувалов и др., 1981]).

На основе выполненного эксперимента можно предположить, что в состав льда Isd может входить недавно открытый лед 0. Такая возможность существенно расширяет круг допустимых физико-химических характеристик ледяных частиц в различных областях атмосферы. При медленном замерзании переохлажденной воды температура его образования составляет -23°C при атмосферном давлении. Однако характерные температуры появления льда 0 в составе льда Isd или при конденсации паров на пылевых частицах приблизительно составляют -50°C ... -140°C .

Теоретические предположения о появлении в составе льда Isd льда 0 было исследовано в недавней работе [Leoni et al., 2019]. В ней было показано, что лед 0 предпочтительно образуется в небольших плоских кластерах с содержанием молекул менее 40. В более крупных кластерах предпочтительно образуются льды Ih и Ic. Поэтому, хотя концентрация льда 0 в ледяных структурах может быть невелика, однако, из-за его сегнетоэлектрических свойств, в среде Isd могут возникать слои с высокой электропроводностью. Наличие таких «металлических» слоев нанометрового размеров приводит к появлению плазмонных эффектов, необычно сильно изменяющих электромагнитные характеристики атмосферного льда [Бордонский и др., 2020a]. Эти эффекты могут проявляться при образовании льда 0 в общей массе ледяных образований в малых долях процента.

2. Влиянием льда 0 в атмосферных ледяных частицах можно объяснить известные оптические атмосферные и радиоволновые явления. Одно из них — свечение серебристых облаков, образовавшихся в мезосфере на высотах 80...90 км, в которых температура может опускаться ниже -100°C и существовать условия конденсации паров на пылевых частицах космического и земного происхождения. Эта гипотеза была представлена в работе [Bordonsriy et al., 2019; Бордонский и др., 2020b]. Свечение определяется отражением излучения Солнца при его восходе и заходе из-за подсветки нижней границы серебристых облаков и сильного рассеяния излучения ледяными частицами видимого света. Это явление, несмотря на более чем столетнее исследование, еще полностью не объяснено. Данный вывод был сделан в обзорной статье [Kokhanovsky, 2005], опубликованной в 2005 году. Например, одна из проблем заключается в количественном несоответствии эффектов рассеяния

результатов различных авторов на основе теории рассеяния электромагнитного излучения Ми, справедливой для сферических частиц. Возникший вопрос пытались решить с помощью комбинаций форм и размеров ледяных частиц. При этом полученные результаты могли быть объяснены существованием в мезосферных облаках игольчатых кристаллов ледяных частиц, которые, однако, не образуются в серебристых облаках. Имеющиеся вопросы не были решены за прошедшие два десятилетия. Более того, появилась новая принципиальная сложность в объяснении электромагнитных характеристик серебристых облаков. Так, в ряде работ было обнаружено заметное отражение от серебристых облаков низкочастотных радаров на частотах от 2.7 МГц до единиц гигагерц [Ролдугин и др., 2018]. Однако при возрастании длины волны в миллионы раз, по сравнению с видимым диапазоном, невозможно объяснить наблюдаемый эффект отражения радарных сигналов от наноразмерных ледяных частиц мезосферы. Попытка объяснить наблюдения наличием слоя железа или натрия на поверхности частиц, то есть их металлизацией, не нашла экспериментального подтверждения.

Среди других оптических явлений в атмосфере можно отметить яркое свечение мелких ледяных частиц, названных «алмазной» пылью. Известно также образование светящихся столбов от фонарей в арктическом регионе, отмеченное при температуре воздуха ниже -20°C . Нарушение укладки обнаружено в кристаллах с трехкратной вращательной симметрией [Murray et al., 2014]. Многочисленные изображения атмосферных тригональных ледяных кристаллов встречаются в широком диапазоне атмосферных условий при температуре от -84°C до -5°C и наблюдаются в облаках по всему земному шару [Murray et al., 2014]. Они были представлены еще в коллекции фотографий [Libbrecht, 2005], где приведено около 6 тысяч разнообразных ледяных кристаллов, обнаруженных Бентли в снеге в период между 1885 и 1931 годами.

3. Наблюдаемые электромагнитные аномалии могут быть объяснены в рамках представленной гипотезы о наличии в составе ледяных частиц — льда 0 из-за появления металлической проводимости в контактном слое этого льда с другими модификациями льда или частицами из диэлектрика. Как представлено в работе [Завитаев и др., 2004], для решения задачи о взаимодействии излучения с металлическими частицами, размеры которых много меньше длины волны, требуется использование кинетической теории, поскольку примене-

ние теории Ми неудовлетворительно. Кроме того, требуется исследование влияния возникновения резонанса плазмонных мод на взаимодействие ледяных частиц с электромагнитным полем. При этом решение существенно изменяется и рассеяние становится значительным до частот радиодиапазона, особенно в случае частиц анизотропной формы [Борен и др., 1986].

Очевидно, что лед Isd может порождать большое число различных микроскопических образований. Высказывалось также предположение, что лед Isd представляет собой отдельную фазу, как и льды Ih и Ic, которая может обладать специфическими физическими характеристиками. В частности, имеется пример для кристаллов ZnS, для которых при переходе от одного вида штабелированной структуры к другой происходит изменение свойств материала, например, появление вариаций степени двулучепреломления [Varn et al., 2016]. Данное предположение, возможно, в наибольшей степени подходит для случая, когда в структуре льда Isd, появляется лед 0, существенно влияющий на электромагнитные свойства среды. Например, в спектре серебристых облаков наблюдалось излучение с круговой поляризацией [Kokhanovsky, 2005], которое не было объяснено.

4. В работе [Varn et al., 2016] обсуждались вопросы классификации хаотической укладки кристаллов, в том числе льдов. Истоки обсуждаемых идей восходят к работам Э. Шредингера, предложившего для описания структуры молекулы ДНК термин «апериодический кристалл» [Шредингер, 2002]. Для описания любого вида структур (периодических, апериодических, хаотических) предложена классификация по двум параметрам: сложности и избыточной энтропии. Под сложностью понимают скорость изменения энтропии при ее определении вдоль некоторого направления в среде. Льды Ih и Ic располагаются на диаграмме сложности в начале координат. Квазикристаллы расположены на оси сложности, а штабелированные кристаллы на плоскости диаграммы. Предполагают, что такой информационный подход позволит классифицировать единым образом материалы с различной организацией: апериодические кристаллы, стекла, лиотропные жидкие кристаллы, системы с пятиугольной симметрией и другие.

5. Существует также и ряд мало исследованных вопросов физики воды и льда. Например, проявление упорядоченности спиновых состояний протонов в молекулах воды и различие химической активности воды из-за ориентации спинов параллельно друг другу (ортомолекулы), либо антипараллельно

(парамолекулы). Жидкая вода была экспериментально разделена на орто и пара фазы в неоднородном электрическом поле [Kilaj et al., 2018] (то же для магнитного поля) и могла существовать в таком виде в течение времени около часа. Предполагается, что для льда это время может быть порядка месяца. Наложение спиновых состояний на вариабельность структуры льда Isd из кристаллических модификаций Ih, Ic, 0 должно приводить к дополнительному разнообразию характеристик ледяных структур. Можно также отметить зависимость соотношения концентраций льдов в составе льда Isd от химических особенностей пористых материалов в случае замерзания воды в поровом пространстве [Jazdzewska et al., 2019]. Все эти возможности также указывают на необходимость разработки классификации льда, содержащего хаотическую укладку слоев.

Что касается модели ледяных частиц мезосферных облаков, то предложенная в настоящей работе гипотеза является пока предпосылкой для ее разработки. Очевидно, требуется дальнейшее исследование, в том числе особенностей электромагнитных характеристик льдов в структурах с нарушением укладки Isd.

5. ВЫВОДЫ

1. Показано, что лед 0 может образовываться в структуре атмосферного штабелированного льда Isd. Это следует из лабораторного эксперимента по осаждению паров воды на холодную подложку из льда Ih при температурах ниже $-80...-23^{\circ}\text{C}$. Зародыши кристаллов льда 0 могут длительное время существовать в составе атмосферных образований из льда Ih при температурах до -10°C , что было показано при микроволновых диэлектрических исследованиях выпавшего града. Этот результат находится в согласии с теоретическими исследованиями, выполненными в работе [Leoni et al., 2019].

2. Возникновение электрической проводимости в нанометровых контактных слоях между льдом 0 и другими модификациями льда приводит к изменению электромагнитных характеристик частиц, в том числе из-за плазмонных явлений. Уникальность этих характеристик позволит усовершенствовать методы дистанционного зондирования параметров атмосферы. Примером может быть задача уточнения радиационного баланса земной поверхности, в которой ранее не учитывались особые радиационные характеристики мезосферных облаков. Другой пример — разработка и уточнение переноса радиоволновых излучений в холодных облаках атмосферы.

3. Представляется, что разработка новой классификации природных ледяных структур на основе энтропийных характеристик мезо и микро структур даст количественное описание свойств льда I_{sd} (состоящего из льдов I_h , I_c и льда 0) и лучшее понимание физико-химических явлений в криосфере и атмосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Орлов А.О. Пропускание электромагнитного излучения видимого диапазона тонким слоем льда 0, конденсированного на диэлектрическую подложку // Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики. 2020а. Т. 111. № 5. С. 311–315.
- Бордонский Г.С., Крылов С.Д., Гурулев А.А. Лёд 0 в природной среде. Экспериментальные данные и предполагаемые области его существования // Лёд и снег. 2020б. Т. 60. № 2. С. 263–273.
- Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Орлов А.О. Диэлектрическая проницаемость глубоко переохлажденной воды по данным измерений на частотах 7.6 и 9.7 ГГц // Радиотехника и электроника. 2022. Т. 67. № 3. С. 259–267.
- Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицам. М.: Мир, 1986. 664 с.
- Ефимов В.Б., Изотов А.Н., Левченко А.А., Мексов-Деглин Л.П., Хасанов С.С. Структурные превращения в ледяных образованиях при низких температурах и малых давлениях // Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики. 2011. Т. 94. № 8. С. 662–667.
- Завитаев Э.В., Юшканов А.А. Влияние характера отражения электронов на электромагнитные свойства неоднородной сферической частицы // Журнал экспериментальной и теоретической физики. 2004. Т. 126. Вып. 1(7). С. 203–214.
- Котляков В.М., Алексеев В.Р., Волков Н.В., Втюрин Б.И., Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Лосев К.С., Цуриков В.Л., Дюнин А.К., Втюрина Е.А., Канаев Л.А., Перов В.Ф., Донченко Р.В. Гляциологический словарь. Л.: Гидромеоиздат, 1984. 527 с.
- Новотный Л., Хехт Б. Основы нанооптики. М.: Физматлит, 2009. 481 с.
- Ролдугин В.К., Черняков С.М., Ролдугин А.В., Оглоблина О.Ф. Вариации полярных летних мезосферных отражений во время появления неоднородностей серебристых облаков // Геомагнетизм и аэронавтика. 2018. Т. 58. № 3. С. 1–8.
- Харлак Д., Галенко П., Холланд-Мориц Д. Метастабильные материалы из переохлажденных расплавов. М.-Ижевск: R&C Dynamics, 2010. 482 с.
- Шредингер Э. Что такое жизнь? Физический аспект живой клетки. М.-Ижевск: НИЦ «РХД», 2002. 92 с.
- Шувалов Л.А., Урусовская А.А., Желудев И.С., Залееский А.В., Семилетов С.А., Гречушников Б.Н., Чистяков И.Г., Пикин С.А. Современная кристаллография: Т. 4. Физические свойства кристаллов. М.: Наука, 1981. 495 с.
- Allen J.T., Giammanco I.M., Kumjian M.R., Punge H.J., Zhang Q., Groenemeijer P., Kunz M., Ortega K. Understanding hail in the Earth system // Reviews of Geophysics. 2020. V. 58. P. e2019RG000665.
- Arakawa M., Kagi H., Fernandez-Baca J.A., Chakoumakos B.C., Fukazawa H. The existence of memory effect on hydrogen ordering in ice: The effect makes ice attractive // Geophysical Research Letters. 2011. V. 38. № 16. P. L16101 (1–49).
- Bordonskiy G.S., Gurulev A.A., Orlov A.O. The Possibility of Observing Noctilucent Clouds in Microwave Radiometric Measurements // Proceedings of SPIE, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2019. V. 11208. P. 1120818 (1–5).
- Jazdzewska M., Domin K., Sliwinska-Bartowiak M., Beskrovnny A.I., Chudoba D.M., Nagorna T.V., Ludzik K., Neov D.S. Structural properties of ice in confinement // Journal of Molecular Liquids. 2019. V. 283. P. 167–173.
- Kokhanovsky A.A. Microphysical and optical properties of noctilucent clouds // Earth-Science Reviews. 2005. V. 71. P. 127–146.
- Kilaj A., Gao H., Rosch D., Rivero U., Kupper J., Willitsch S. Observation of different reactivities of para- and ortho-water towards cold diazenylium ions // Nature Communications. 2018. V. 9. P. 2096(1–24).
- Korobeynikov S.M., Royak M.E., Melekhov A.V., Agoris D.P., Pyrgioti E., Soloveitchik Yu.G. Surface conductivity at the interface between ceramics and transformer oil // Journal of Physics D: Applied Physics. 2005. V. 38. № 6. P. 915–921.
- Leoni F., Russo J. Nonclassical nucleation pathways in stacking-disordered crystals // Physical Review X. 2021. V. 11. № 3. P. 031006 (1–21).
- Leoni F., Shi R., Tanaka H., Russo J. Crystalline clusters in mW water: Stability, growth, and grain boundaries // J. Chem. Phys. 2019. V. 151. Iss. 4. P. 044505.
- Libbrecht K.G. The physics of snow crystals // Reports on Progress in Physics. 2005. V. 68. P. 855–895.
- Murray B.J., Salzmann C.G., Heymsfield A.J., Dobbie S., Neely R.R., Cox C.J. Trigonal ice crystals in Earth's atmosphere // Bulletin of the American Meteorological Society. 2014. V. 96. № 9. P. 1519–1531.

- Quigley D., Alfe D., Slater B.* On the stability of ice 0, ice i, and Ih // *Jorn. Chem. Phys.* 2014. V. 141. № 16. P. 161102 (1–5).
- Russo J., Romano F., Tanaka H.* New metastable form of ice and its role in the homogeneous crystallization of water // *Nature materials.* 2014. V 13. P. 733–793.
- Salzmann C.G.* Advances in the experimental exploration of water's phase diagram // *The Journal of Chemical Physics.* 2019 V. 150. № 6. P. 060901 (1–27).
- Slater B., Quigley D.* Zeroing in on ice // *Nature Mater.* 2014. V. 13. P. 670–671.
- Sliwinska-Bartkowiak M., Jazdzewska M., Huang L.L., Gubbins K.E.* Melting behavior of water in cylindrical pores: carbon nanotubes and silica glasses // *Phys. Chem. Chem. Phys.* 2008. V. 10. P. 4909–4919.
- Varn D.P., Crutchfield J.P.* What did Erwin mean? The physics of information from the materials genomics of aperiodic crystals and water to molecular information catalysts and life // *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences.* 2016. V. 374. P. 20150067 (1–22).

THE SEARCH FOR ICE 0 IN THE EARTH'S ATMOSPHERE

G. S. Bordonskiy*, V. A. Kazantsev, A. K. Kozlov

*Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Nedorezova st., 16a, Chita, 672002 Russia*

**e-mail: lgc255@mail.ru*

In the last decade, it has been shown that in most cases atmospheric ice consists of a mixture of ices Ih and Ic, it is called ice with stacking disorder or stacking disordered ice Isd. In addition, it became known about the existence of another crystalline modification of ice, called ice 0. Ice 0 is a transitional form from deeply supercooled water to ices Ih and Ic, which form at temperatures below -23°C (at low pressures). For this reason, the question arose about the possibility of forming ice 0 in the structure of ice Isd. To clarify the issue, laboratory experiments were carried out to obtain layers of ice 0 on the surface of ice Ih, as well as dielectric measurements of the material of atmospheric ice from fallen hail. The results obtained confirmed the possibility of forming ice 0 in the structure of stacking disordered ice Isd. A special property of such a structure is the appearance of contact layers with high conductivity, which significantly changes the electrophysical characteristics of ice particles. For example, in particles of small sizes, resonances of plasmon oscillations arise, which affect the transfer of electromagnetic radiation in cloud formations. The study of electromagnetic properties of small ice particles containing ice 0, and their features in various areas of the atmosphere will allow solving a number of important tasks. These include refining the radiation balance of the Earth's surface, thunderstorm phenomena, radiation transfer in cloud formations, and physicochemical processes in aerosols and snow covers.

Keywords: ice 0, extinction, ice Isd, ice particles, plasmon resonance