

# 1. Спутниковое зондирование атмосферы и поверхности

---

## Восстановление векторов ветра по данным инфракрасных каналов прибора МСУ-ГС космического аппарата Арктика-М № 1

Блощинский В. Д., Крамарева Л. С., Кучма М. О., Фролова Е. А.

Дальневосточный Центр Федерального Государственного Бюджетного Учреждения  
«Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета».  
680000, г. Хабаровск, ул. Ленина д. 18  
e-mail: v.bloshchinsky@dvrpod.ru

### Аннотация

В работе представлен алгоритм спутниковой оценки скорости и направления ветра с помощью вычисления векторов перемещения облаков и полей водяного пара по данным инфракрасных каналов прибора МСУ-ГС, установленного на космическом аппарате Арктика-М № 1. Предлагаемый алгоритм основан на использовании дифференциальной методики вычисления оптического потока, а именно — модифицированном методе Брокса с нормализацией ограничений на данные. Результаты проведенных испытаний показали, что погрешности оценки векторов ветра в большинстве случаев соответствуют требованиям, сформулированным Всемирной метеорологической организацией, и близки к результатам работы алгоритмов для зарубежных космических аппаратов.

Ключевые слова: вектора ветра, оптический поток, МСУ-ГС, Арктика-М № 1

### Введение

Ввиду недостаточности покрытия северных территорий РФ, Сибири и Дальнего Востока оперативными данными наземных наблюдений, а также радиолокационного и аэрологического зондирования, возникает потребность в получении дополнительных данных, необходимых для повышения качества прогноза погоды, из других источников. В данном случае спутниковые наблюдения имеют преимущество за счёт глобального покрытия с высокой частотой поступления информации о состоянии атмосферы. Одним из параметров, представляющих наибольший интерес для анализа, являются данные о векторах ветра на различных уровнях атмосферы.

В настоящее время большинство методик определения векторов ветра в атмосфере основывается на корреляционных алгоритмах. В их основе лежит идея поиска сегментов изображения, которые «передвигаются» со временем, путем расчета взаимной корреляции частей изображения в пространственной области и области Фурье. К их числу относятся методики, применяющиеся для различных полярно-орбитальных и геостационарных космических аппаратов в Европейской организации спутниковой метеорологии (EUMETSAT) [1, 2]. Подобный подход позволяет достаточно точно определить вектора смещения таких сегментов, но их плотность остается небольшой. Другая группа методик по определению векторов ветра основана на применении нейросетевых технологий [3, 4]. Минусом такого подхода является необходимость достаточно обширной выборки, по которой будет происходить обучение моделей. Вычисление векторов перемещения облачности в атмосфере может быть произведено с помощью дифференциальных методов оптического потока, которые фундаментально отличаются от корреляционных методов техникой вычисления, высокой плотностью получаемого векторного поля и большей точностью.

С выводением на высокоэллиптическую орбиту гидрометеорологического космического аппарата (КА) Арктика-М № 1 появилась возможность получать спутниковые изображения земного диска, в том числе полярной шапки, каждые 15 минут на 6-ти часовом интервале рабочего участка орбиты. Стоит отметить, что с запуском второго аппарата будет обеспечен полный суточный охват данными наблюдений. КА Арктика-М № 1 находится на орбите типа «Молния» (высота апогея — 40000 км, период обращения — 12 ч), а его основной целевой аппаратурой

является прибор МСУ-ГС (многозональное сканирующее устройство гидрометеорологического обеспечения). Данный прибор позволяет получать изображения в десяти каналах видимого и инфракрасного диапазонов спектра. Наличие ИК каналов является крайне важным ввиду того, что значительную часть времени наблюдаемый регион не освещён Солнцем. Разработка качественного алгоритма получения векторов ветра по измерениям КА Арктика-М № 1 позволит обеспечить получение дополнительной информации по территориям выше 60° с.ш., для которых данные геостационарных КА имеют ограниченный охват, а полярно-орбитальных — низкую дискретность поступающей информации.

### Описании алгоритма

Ядром предлагаемого алгоритма вычисления векторов ветра является дифференциальный метод вычисления оптического потока — модифицированный метод Брокса с нормализацией ограничений на данные. Такой метод был выбран ввиду того, что он давал наиболее точные результаты восстановления векторов смещения в экспериментах, проведённых в НИЦ «Планета» [5]. Модифицированный метод Брокса основан на трех предположениях: неизменчивость яркости, т.е. цветовые значения движущихся объектов на серии изображений не изменяются с течением времени; гладкость потока, т.е. векторное поле оптического потока имеет только незначительные пространственные вариации; неизменчивость градиента, т.е. градиент цветовых значений не изменяется с течением времени. Сам метод сводится к задаче минимизации функционала энергии изображения с помощью численного решения соответствующих уравнений Эйлера-Лагранжа методом Якоби. Разработанная технология расчета оптического потока реализована на программно-аппаратной архитектуре CUDA, что позволяет в разы увеличить скорость обработки изображений по сравнению с вычислениями на центральном процессоре.

Алгоритм вычисления векторов ветра по перемещению облачности (для канала с центральной длиной волны 10.7 мкм) и полей водяного пара (для канала с центральной длиной волны 6.3 мкм) в атмосфере основывается на расчете оптического потока и состоит из нескольких этапов. На первом этапе извлекаются данные двух смежных изображений инфракрасных каналов с центральными длинами волн 10.7 мкм и 6.3 мкм прибора МСУ-ГС КА Арктика-М № 1. Дополнительно к этим данным, с помощью комплекса восстановления параметров облачности ВПО-СД [6], рассчитываются маска облачности, высоты верхней границы облачности для канала 10.7 мкм и высоты полей водяного пара для канала 6.3 мкм. Все извлеченные и рассчитанные данные преобразуются в стереографическую проекцию для Северного полюса (ESRI:102018). Далее с помощью оптического потока извлекается информация о перемещении каждого пикселя на смежных изображениях рассматриваемых каналов, и по географическим координатам производится расчет  $U$  и  $V$  компонент смещения пикселей, которые пересчитываются в значения скорости и направления векторов ветра. Каждому рассчитанному вектору присваивается конкретное значение уровня давления, соответствующее давлению на верхней границе облачности и поля водяного пара. На последнем этапе применяется ряд тестов, позволяющих исключить вектора, рассчитанные вне облачности, в областях с достаточно низким градиентом радиоярких температур и малым смещением. Дополнительно с помощью алгоритма кластеризации DBSCAN в скользящем окне исключаются ошибки, связанные с несогласованностью смежных векторов, которая выражается в большой абсолютной разнице по скорости и направлению соседних в пространстве векторов. Также применяются тесты для проверки согласованности векторов во времени, которая выражается в том, что в одной и той же точке пространства значения скорости и направления соседних сроков съемки не могут сильно отличаться друг от друга. Дополнительно к указанным тестам рассчитывается показатель качества  $QI$ , по которому на разных высотах отсекаются вектора, не подошедшие по установленным пороговым значениям показателя. Данные пороговые значения выбраны эмпирическим методом при проведении экспериментов на определение наилучшего соотношения точности работы алгоритма и предоставляемого покрытия.

## Валидация результатов

Для оценки качества работы приведенного алгоритма было проведено сравнение получаемых параметров ветра с данными фактического радиозондирования атмосферы. Сравнение проводилось для всех доступных пунктов зондирования, имеющихся в базе данных регионального вычислительного центра Росгидромета в г. Хабаровске и базе данных центра GSL (NOAA). Рассчитывался коэффициент корреляции Пирсона (PIRS), средняя абсолютная ошибка (MAE) и среднеквадратическая ошибка (RMSE) отдельно для скорости и направления ветра, а также среднее квадратичное модуля векторной разности компонентов U и V вектора ветра (RMSVD). Для этого в течение 2022 года выбирались сроки съемки КА Арктика-М № 1, которые были наиболее близки к основным срокам запуска аэрологических зондов, то есть к 0 и 12 часам по UTC. Результаты сравнения представлены в таблице 1.

*Таблица 1*

Результаты сравнения векторов ветра по данным КА Арктика-М № 1  
и данных радиозондирования атмосферы

	PIRS	MAE	RMSE	RMSVD	Количество точек
Канал с центральной длиной волны 10.7 мкм					
Направление	97.3%	12.7 град.	17.1 град.	4.94 м/с	1172
Скорость	96.1%	2.7 м/с	3.4 м/с		
Канал с центральной длиной волны 6.3 мкм					
Направление	84.1%	12.9 град.	34.8 град.	4.33 м/с	2982
Скорость	96.2%	2.3 м/с	2.9 м/с		

Наблюдаются хорошая корреляция сравниваемых данных и низкие значения ошибок. При этом, погрешность оценок по показателю RMSVD соответствует требованиям к измерениям, сформулированным рабочими группами Всемирной метеорологической организации [7].

Дополнительно, ввиду малого количества точек, используемых для оценки точности работы разработанного алгоритма по данным радиозондирования, аналогичным способом было проведено сравнение с данными прогностических полей центра NCEP. Для этого использовалась сетка  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  для дат, близких к срокам предыдущего сравнения с заблаговременностью, не превышающей 12 часов от исходных сроков 0 и 12 по UTC. Результаты сравнения представлены в таблице 2.

*Таблица 2*

Результаты сравнения векторов ветра по данным КА Арктика-М № 1  
и параметров ветра по данным прогностической модели

	PIRS	MAE	RMSE	RMSVD	Количество точек
Канал с центральной длиной волны 10.7 мкм					
Направление	81.7%	14.7 град.	49.8 град.	5.01 м/с	10071737
Скорость	95.5%	2.8 м/с	3.6 м/с		
Канал с центральной длиной волны 6.3 мкм					
Направление	83.8%	13.6 град.	43.1 град.	4.19 м/с	20403589
Скорость	95.3%	2.4 м/с	3.0 м/с		

Как видно из результатов сравнения, значения ошибок RMSE выше, чем при сравнении с данными радиозондирования, что, возможно, связано с наличием некоторого количества грубых выбросов, но по остальным критериям значения ошибок аналогичны предыдущему сравнению.

Для проведения сравнительного анализа качества разработанного алгоритма с аналогичными данными, рассчитываемыми для зарубежных КА, было проведено сравнение параметров ветра, полученных по данным серии спутников GOES (NOAA) [8], с прогностическими полями центра

NCEP. Для этого были выбраны сроки, аналогичные предыдущим сравнениям, но в меньшем количестве. Результаты представлены в таблице 3.

Таблица 3

Результаты сравнения векторов ветра по данным КА GOES-16  
и параметров ветра по данным прогностической модели

	PIRS	MAE	RMSE	RMSVD	Количество точек
Канал с центральной длиной волны 10.7 мкм					
Направление	70.9%	8.9 град.	31.5 град.	4.67 м/с	50358
Скорость	95.1%	2.5 м/с	3.3 м/с		
Канал с центральной длиной волны 6.3 мкм					
Направление	84.7%	8.1 град.	23.4 град.	5.34 м/с	52611
Скорость	94.1%	2.9 м/с	3.7 м/с		

Результаты данного сравнения достаточно близки к результатам, полученным по данным КА Арктика-М № 1, что позволяет сделать вывод о том, что точность расчётов разработанной технологии не уступает зарубежным аналогам.

### Заключение

Результаты проведенных испытаний показали, что погрешности оценки векторов ветра в большинстве случаев соответствуют требованиям к измерениям, сформулированным рабочими группами Всемирной метеорологической организации, и близки к результатам работы алгоритмов восстановления параметров ветра, разработанных в ведущих зарубежных космических центрах.

Представленный алгоритм восстановления векторов ветра по данным КА Арктика-М № 1 дает возможность получать информацию о скорости и направлении ветра для полного диска Земли в арктическом регионе, что безусловно будет полезно при реализации различных алгоритмов наукастинга параметров атмосферы, а также может использоваться в качестве вспомогательной информации для использования в синоптической метеорологии.

### Список литературы

1. *Pereda J. G., Calbet X., Ripodas P.* Algorithm Theoretical Basis Document for the Wind product processors of the NWC/GEO. // AEMET. 2017. P. 89. URL: [https://www-cdn.eumetsat.int/files/2020-10/NWC-CDOP2-MTG-AEMET-SCI-ATBD-Wind\\_v1.0d.pdf](https://www-cdn.eumetsat.int/files/2020-10/NWC-CDOP2-MTG-AEMET-SCI-ATBD-Wind_v1.0d.pdf) (дата обращения: 24.04.2023).
2. AVHRR L2 Wind product ATBD. // EUMETSAT. 2016. P. 25. URL: [https://www-cdn.eumetsat.int/files/2020-04/pdf\\_avhrr\\_l2\\_wind\\_product\\_atbd.pdf](https://www-cdn.eumetsat.int/files/2020-04/pdf_avhrr_l2_wind_product_atbd.pdf) (дата обращения: 24.04.2023).
3. *Cornford D., Nabney I., Bishop C.* Neural Network-Based Wind Vector Retrieval from Satellite Scatterometer Data. // Neural Comput & Applic. 2014. V 8. P. 206–217.
4. *Cogan J., Gutman W., Measure E., Bustamante D., Vaucher G.* (2000). Neural network retrieval of wind velocity profiles from satellite data. // Meteorological Applications. 2000. V. 7. I. 1. P. 69–74.
5. Симоненко Е. В., Чудин А. О., Давиденко А. Н. Дифференциальный метод вычисления векторов перемещения // Метеорология и гидрология. 2017. № 3. С. 31–42.
6. Программный комплекс «PlanetaVPO-SD» для восстановления параметров облачности по спутниковым данным. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020616622. Оpubл. 19.06.2020
7. Руководство по приборам и методам наблюдений. Том IV—Космические наблюдения. Женева: ВМО, 2018. 265 с.
8. *Daniels J., Bresky W., Bailey A., Allegrino A., Wanzong S., Velden C., Berger H.* Enterprise Algorithm Theoretical Basis Document For Derived Motion Winds. // NOAA NESDIS CENTER for SATELLITE APPLICATIONS and RESEARCH. 2022. P. 113. URL: [https://www.star.nesdis.noaa.gov/jpsps/documents/ATBD/ATBD\\_EPS\\_Winds\\_DMW\\_v4.0.pdf](https://www.star.nesdis.noaa.gov/jpsps/documents/ATBD/ATBD_EPS_Winds_DMW_v4.0.pdf) (дата обращения: 24.04.2023).

# **Wind vectors retrieving according to the infrared channels of the MSU-GS instrument of the Arktika-M No. 1 satellite**

Bloshchinskiy V. D., Kramareva L. S., Kuchma M. O., Frolova E. A.

Far-Eastern Center of State Research Center for Space Hydrometeorology «Planeta»  
680000, Khabarovsk, 18 Lenina st.  
e-mail: v.bloshchinsky@dvrepod.ru

## **Annotation**

The paper presents an algorithm for satellite estimation of wind speed and direction by calculating the vectors of movement of clouds and water vapor fields according to the infrared channels of the MSU-GS device installed on the Arktika-M No. 1 satellite. The proposed algorithm is based on the use of a differential method for calculating the optical flow, namely, a modified Brox method with normalization of data constraints. The results of the tests showed that the errors in the estimation of wind vectors in most cases meet the requirements formulated by the World Meteorological Organization and are close to the results of the algorithms for foreign satellites.

**Keywords:** wind vectors, optical flow, MSU-GS, Arktika-M No. 1

# Мониторинг характеристик облачного покрова, осадков и опасных явлений погоды по данным МСУ-ГС-ВЭ КА Арктика-М для территории России и Арктики

Волкова Е. В., Кухарский А. В.

ФГБУ «НИЦ «Планета»,  
123242, Москва, Б. Предтеченский пер., д. 7  
E-mail: [quantocosa@bk.ru](mailto:quantocosa@bk.ru), [kukharsky@planet.iitp.ru](mailto:kukharsky@planet.iitp.ru)

Автоматизированный программный комплекс (АПК) «АРКТИКАнсер» позволяет в автоматическом режиме круглосуточно получать информацию о микро- и макрофизическом состоянии облачного покрова, зонах осадков и опасных явлений погоды (ОЯП) для оперативного и климатического мониторинга и проводить автоматическую валидацию результатов спутниковой классификации данными наземных метеонаблюдений для территории России и Арктики по информации прибора МСУ-ГС-ВЭ российского полярно-орбитального высокоэллиптического КА «Арктика-М». Анализ результатов автоматической валидации за 2022 г. показал, что получаемые выходные продукты АПК в основном удовлетворяют предъявляемым к ним требованиям и могут быть рекомендованы в качестве дополнения к наземным наблюдениям для мезомасштабного мониторинга облачного покрова, осадков и ОЯП.

**Ключевые слова:** МСУ-ГС-ВЭ, Арктика-М, параметры облачного покрова, осадки, опасные явления погоды.

**Keywords:** MSU-GS-VE, Arktika-M, cloud cover characteristics, precipitation, weather hazards

На запущенном в феврале 2021 г. российском высокоэллиптическом гидрометеорологическом космическом аппарате (КА) «Арктика-М» установлен прибор МСУ-ГС-ВЭ (многозональное сканирующее устройство — геостационарное, высокоэллиптическое) [1], аналогичный радиометру SEVIRI на зарубежных спутниках серии Meteosat, которое позволяет проводить съёмку с периодичностью 15 мин в 10ти спектральных каналах с пространственным разрешением в надире ~4 км для инфракрасного диапазона (каналы 4–10,  $\lambda = 3,75, 6,2, 8,0, 8,7, 9,7, 10,7$  и  $11,9$  мкм) и ~1 км для видимого диапазона (каналы 1–3,  $\lambda = 0,58, 0,73$  и  $0,85$  мкм) для территории России и Арктического региона, включая северный полюс.

В ФГБУ «НИЦ «Планета» был создан и внедрён в опытную оперативную эксплуатацию автоматизированный программный комплекс (АПК) «АРКТИКАнсер», позволяющий автоматически в круглосуточном режиме по данным МСУ-ГС-ВЭ КА «Арктика-М» и численного прогноза NCEP GFS оперативно дешифровать и классифицировать по косвенным признакам пороговым методом 24 параметра облачного покрова, осадков и опасных явлений погоды (ОЯП) для отдельных сроков спутниковых наблюдений [2], рассчитывать накопленные и средние (16 «климатических» параметров) за период времени (сутки, месяц и год) характеристики облачности, осадков и ОЯП. Кроме того, выполняется валидация «срочных» и «климатических» выходных продуктов по облачности, осадкам и ОЯП (ежедневно и ежемесячно) путём сравнения с результатами наземных наблюдений на метеостанциях и климатическими оценками; по результатам валидации автоматически формируется заключение о качестве выходных продуктов в среднем по территории и за период времени (сутки или месяц).

Методической основой АПК является оригинальная авторская Комплексная пороговая методика (КПМ) дешифрирования и классифицирования по косвенным признакам макро- и микрофизических параметров облачности, зон осадков и ОЯП. КПМ использует данные измерений радиационной температуры в каналах 4–10 МСУ-ГС-ВЭ, прогностические поля температуры воздуха в атмосфере на стандартных изобарических уровнях и атмосферного давления на уровне моря (NCEP GFS, сетка  $0,5^\circ$ , сроки 0, 6, 12 и 18 ч UTC), цифровую модель рельефа (gtor30 (<http://eros.usgs.gov>)), а также параметры облачности и осадков, полученные на предыдущих этапах классификации. Пороговые значения предикторов рассчитываются для каждого пиксела спутникового изображения как функции высоты места над уровнем моря, высоты солнца, температуры воздуха приземной, максимальной в атмосферном столбе и приведённой к уров-

ню моря, географической широты и др. Формулы получены эмпирическим путём и учитывают климатические особенности характеристик облачности и метеоявлений для территории России и Арктики, а также их сезонность, зональность и суточный ход. В КИМ соблюдается строгий порядок классификации, так как параметры облачности и осадков, полученные на начальных этапах классификации, используются в дальнейшем (см. рис. 1). Выделение классов/градаций происходит по нарастающей — от отсутствия явления к его максимальному значению. Тест считается пройденным, если выполнены все условия в нём.

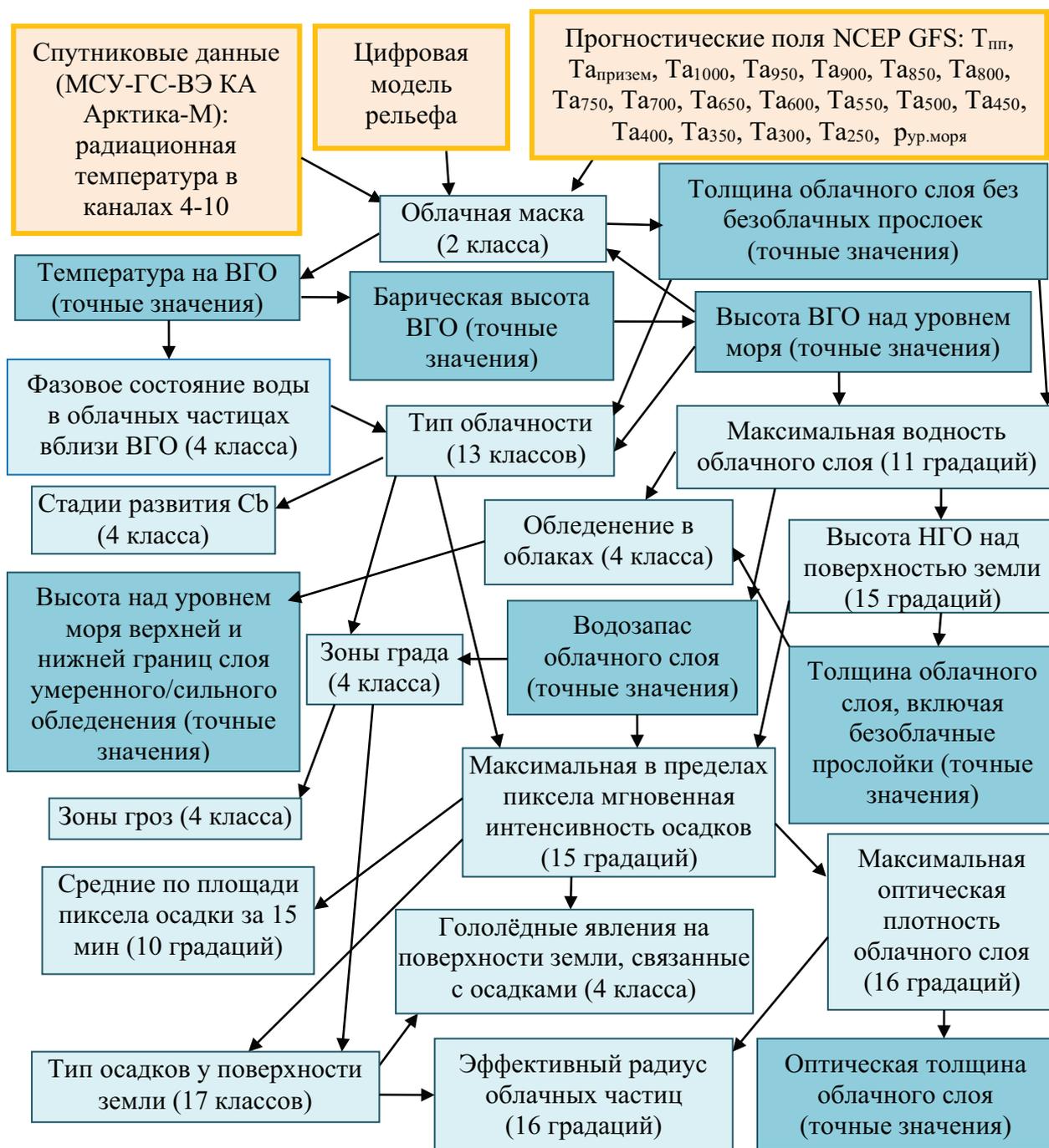


Рис. 1. Технологическая схема работы КИМ

Выходные «срочные» и «климатические» продукты АПК по облачности, осадкам и ОЯП получают в оперативном режиме в виде числовых матриц (в точных значениях или кодах классов/градаций) и соответствующих им растровых карт: для полного круга обзора МСУ-ГС-ВЭ с исходным разрешением и для территории России и Арктики в двух картографических проек-

циях: косой азимутальной стереографической (масштаб ~4 км) (см. рис. 2) и нормальной цилиндрической равнопромежуточной (масштаб 1,5' (0,025°)) (см. рис. 3). Выходные продукты результатов автоматической валидации — карты с нанесёнными на них наземными метеонаблюдениями и текстовые журналы. Время обработки одного срока спутникового наблюдения, включая предварительную подготовку, классификацию и запись в файлы, не превышает 1 мин.

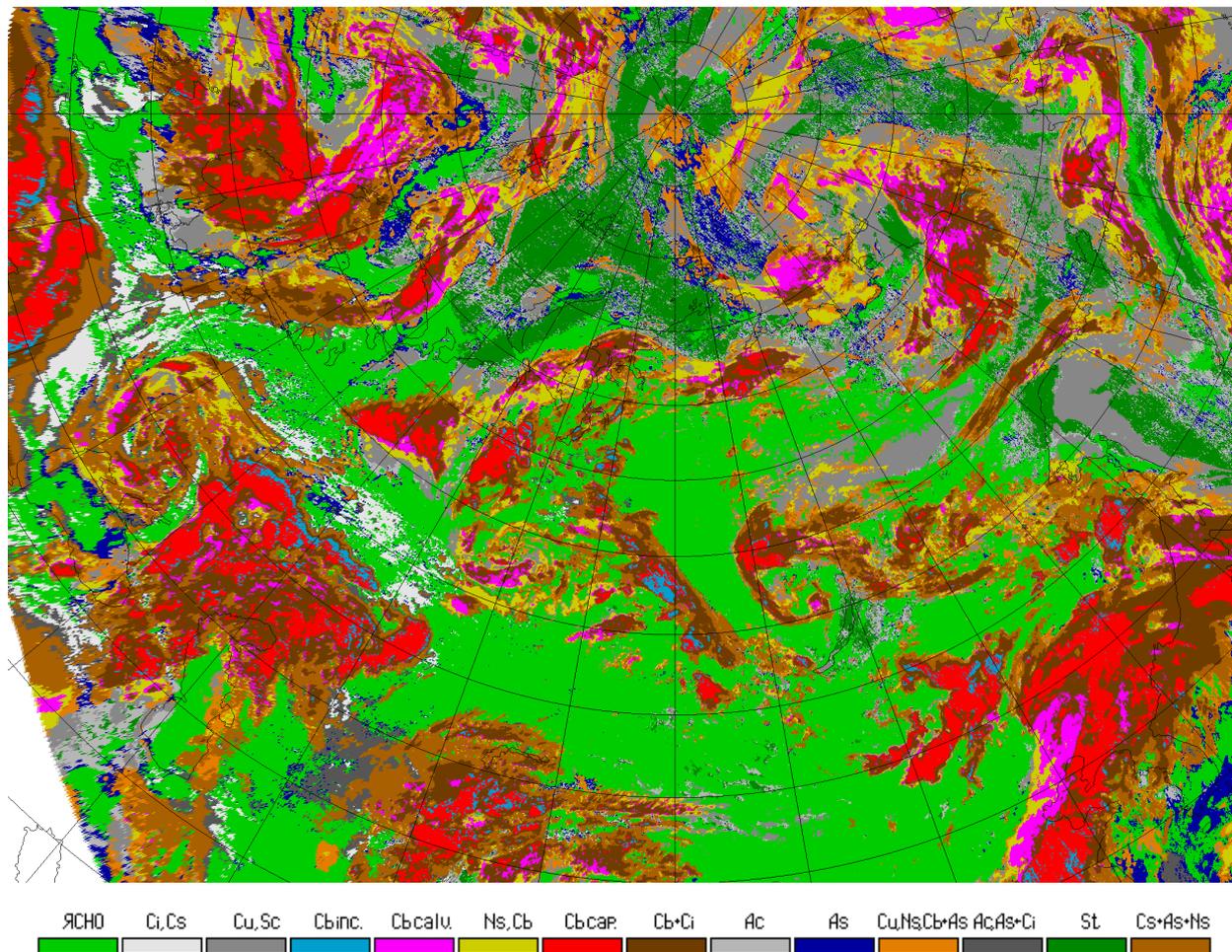


Рис. 2. Облачный анализ (22.06.2022, 15:00 UTC, косая азимутальная проекция)

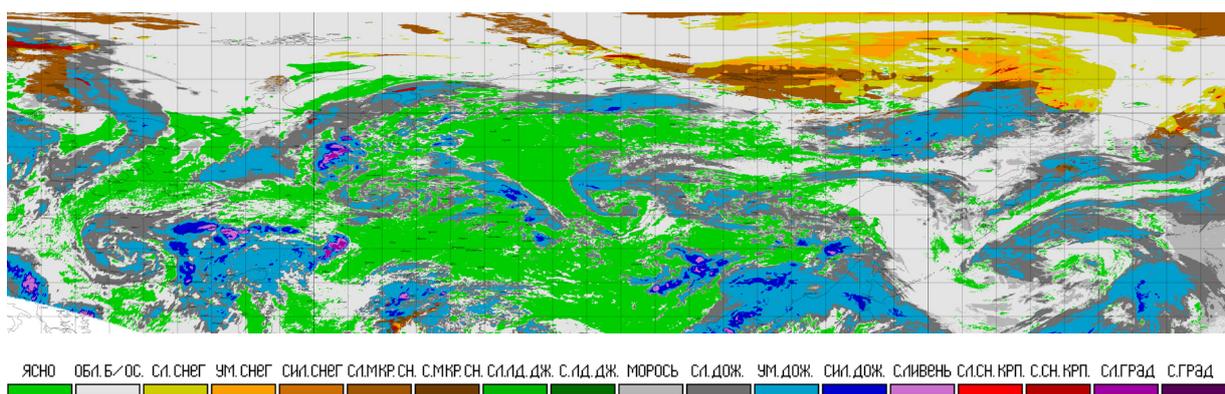


Рис. 3. Тип осадков у поверхности земли (22.06.2022, 15:00 UTC, цилиндрическая равнопромежуточная проекция)

Авторская валидация (на материале архива синхронных спутниковых и наземных наблюдений на метеостанциях за 2022 г.) показала удовлетворительное качество выходных информационных продуктов, которые оказались близкими по качеству аналогичным оценкам по данным SEVIRI/Meteosat. Выходные продукты АПК могут быть рекомендованы к использованию в качестве дополнения к наземным метеонаблюдениям для мезомасштабного мониторинга облачно-

го покрова, осадков и ОЯП. Основные результаты валидации (см. табл.):

Таблица

Результаты автоматической валидации выходных продуктов АПК «АРКТИКАнсер» по данным МСУ-ГС-ВЭ/«Арктика-М» данными наземных наблюдений на метеостанциях (2022 г.)

метеопараметр	характеристика точности	регион 40–70° с.ш. и 20° в.д.—170° з.д.		
		апрель-окт.	нояб.—март	год
облачная маска	HR(2 класса: ясно, обл.),%	89	84	87
зоны осадков	HR(2 класса: (ос., б/ос.),%)	85	77	82
интенсивность осадков	POD (I<1 мм/ч),%	39	54	46
	POD (I=1–3 мм/ч),%	54	48	52
	POD (I=3–10 мм/ч),%	48	27	39
	POD (I>10 мм/ч),%	5	3	4
	HR(4 класса: слаб., умер., сил.),%	39	35	44
тип осадков	POD (снег),%	38	74	53
	POD (дождь),%	70	85	49
	POD (смешан.),%	54	56	51
высота НГО	HR (2 класса: <1,5 км, ≥1,5 км),%	60	66	63
зоны гроз	HR(2 класса: гроза, без грозы),%	97	~100	98
зоны града	HR(2 класса: град в обл., обл.без гр.),%	77	84	80
суточные суммы осадков	dev, мм	0,1	0,3	0,2
	dev , мм	1,8	1,4	1,6
	СКО, мм	4,4	3,4	4,0
	HR (err≤1 мм),%	63	67	65
	HR (err≤2,5 мм),%	81	85	83
	HR (err≤5 мм),%	91	94	92

Примечание. dev—среднее отклонение спутниковой оценки от наземной, |dev|—среднее абсолютное отклонение, СКО—среднее квадратичное отклонение, HR (Hit Rate)—точность классификации, HR (err≤A)—с ошибкой не более A, POD (Probability of Detection)—вероятность правильного распознавания относительно наземных наблюдений

- спутниковые наблюдения переоценивают облачность и зоны осадков (особенно зимой) по сравнению с наземными наблюдениями из-за больших размеров пиксела, так как к классу «облачно» и «осадки» причисляется весь пиксел, хотя в реальности в его пределах возможны «просветы»;
- интенсивность и тип осадков точнее всего определяются в периоды года, когда они наиболее часто встречаются: осадки с I<3 мм/ч в холодный период года (POD≈60% и более для отдельных месяцев), осадки с I>3 мм/ч—в тёплый (POD≈70%), снег точнее всего – зимой (POD=70–80% и более), дождь—летом (POD=80–90% и более), «смешанные» осадки—весной и осенью (POD=60–80% и более);
- высота нижней границы облачности (НГО) точнее детектируется зимой (POD≈90% и более для отдельных месяцев);
- зимой к зонам града в облаках могут относиться зоны сильного снегопада;
- спутниковые оценки сумм осадков получаются более «сглаженными», чем наземные измерения (минимумы больше, а максимумы меньше). Летом СКО и |dev| в 2 раза больше. Более точных «климатических» оценок следует ожидать после запуска второго КА «Арктика-М».

### Список литературы

1. Асмус В. В., Милехин О. Е., Крамарева Л. С., Хайлов М. Н., Шириаков А. Е., Шумаков И. А. Первая в мире высокоэллиптическая гидрометеорологическая космическая система «Арктика-М» // Мете-

- орология и гидрология. 2021. № 12. С. 11–26.
2. *Волкова Е. В., Кухарский А. В.* Оперативный мониторинг параметров облачного покрова, осадков и опасных явлений погоды по данным МСУ-ГС-ВЭ КА Арктива-М // Материалы 20й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. ИКИ РАН, Москва, 2022. С. 409. doi 10.21046/20DZZconf-2022a. ISBN978–5–00015–008–5.

# Определение общего содержания ХСО<sub>2</sub> над территорией России по данным спутника Метеор-М № 2 и сравнение с данными зарубежных космических аппаратов и обсерваторий наземной наблюдательной сети

Голомолзин В. В., Рублев А. Н., Киселева Ю. В., Косторная А. А.

ФГБУ «НИЦ «Планета», Москва, Россия  
e-mail: vvg@rcpod.com

## Аннотация

В НИЦ «Планета» разработана методика определения общего содержания углекислого газа (ХСО<sub>2</sub>), т.е. объемной концентрации (мольной доли) углекислого газа в сухом атмосферном воздухе, по данным инфракрасного Фурье-спектрометра ИКФС-2, устанавливаемого на борту космических аппаратах серии «Метеор-М». Методика основана на оценке ХСО<sub>2</sub> с помощью регрессии второго порядка. Для нахождения коэффициентов регрессии использовались результаты контактных измерений СО<sub>2</sub> на мачте международной обсерватории ZOTTO (Центральная Сибирь) и в обсерватории NOAA на вулкане Мауна-Лоа (Гавайи) в 2015–2016 гг. Высокая стабильность радиометрических характеристик прибора позволила в 2021–2022 годах использовать вид и значения коэффициентов регрессии без изменений. Для территории России, ограниченной координатами 40–70° с. ш., 30–120° в. д., рассчитаны годовые тренды ХСО<sub>2</sub>: среднего и по отдельным широтно-долготным зонам. Характер и амплитуды изменения ХСО<sub>2</sub> над Россией в течение года, широтная зависимость и особенности сезонных изменений в целом соответствуют опубликованным теоретическим и экспериментальным данным. В работе обсуждается сравнение полученных по данным ИКФС-2 оценок ХСО<sub>2</sub> с результатами параллельных измерений над Сибирью зарубежных спутниковых спектрометров (IASI, CrIS, OCO-2, TANSO-FTS), а также с данными наземных измерений.

**Ключевые слова:** дистанционные спутниковые измерения, инфракрасный фурье-спектрометр, диоксид углерода, Метеор-М.

Для оценки вклада возрастания общего содержания углекислого газа в изменение климата целесообразно использовать спутниковые измерения с полярно орбитальных спутников, охватывающие весь земной шар. Проведение регулярных глобальных измерений содержания углекислого газа в атмосфере возможно с помощью инфракрасного Фурье-спектрометра ИКФС-2, устанавливаемого на борту отечественных космических аппаратах (КА) серии «Метеор-М». С момента запуска на борту КА «Метеор-М» № 2 в 2014 г. ИКФС-2 успешно функционирует на орбите. Прибор неоднократно участвовал в различных в международных интеркалибровочных кампаниях с зарубежными спутниковыми спектрометрами и радиометрами, подтвердивших стабильность его характеристик и высокую точность измерений [1,2]. Методика [3] определения общего содержания углекислого газа (ХСО<sub>2</sub>) по данным ИКФС-2 разработана в НИЦ «Планета». Ниже приводятся оценки ХСО<sub>2</sub>, полученные с помощью этой методики, и проводится их сравнение с опубликованными результатами спутниковых и наземных измерений, а также модельных расчетов.

## Методики измерений

Содержание СО<sub>2</sub> по данным каналов ИКФС-2 рассчитываются с помощью регрессионной модели второго порядка. В отличие от известных схем восстановления, разработанный подход основан на нахождении эффективных спектральных оптических толщин  $\tau_v$  СО<sub>2</sub>, рассчитанных в нескольких каналах ИКФС-2 в диапазоне 11–14 мкм. Этот диапазон захватывает ИК окно прозрачности атмосферы и коротковолновое крыло полосы поглощения СО<sub>2</sub> 15 мкм. Выбор в качестве предикторов  $\tau_v$  по сравнению с использованием ЯТ позволяет создать алгоритм, который сохраняет работоспособность при наличии облачности.

В качестве обучающих (эталонных) значений концентраций углекислого газа использовались результаты измерений на высотной мачте международной обсерватории ZOTTO (Красноярский край, Россия). Использовались только дневные измерения концентрации СО<sub>2</sub> с 13:00 ч до 17:00 ч местного времени, причем отбирались дни с сильным перемешиванием воздуха во всем приземном слое атмосферы, когда вертикальный градиент концентрации СО<sub>2</sub> был близок к нулю.

Критерием отбора являлось совпадение измеренных концентраций в диапазоне высот от 4 м до 301 м с точностью до 0,1 ppm. Помимо измерений ZOTTO для задания вертикального хода концентрации CO<sub>2</sub> в верхней тропосфере и выше использовались измерения метеорологической обсерватории NOAA на Мауна-Лоа (Гавайи, США). Алгоритм выбора каналов и коэффициентов регрессии приведен на рисунке 1.



Рис. 1. Алгоритм выбора каналов и расчетов коэффициентов регрессии.

### Результаты расчетов по данным ИКФС- 2

На рисунке 2 приведены результаты расчета средней по территории концентрации CO<sub>2</sub> над территорией России в период с 1 января 2021 г. по 31 декабря 2022 года. Для анализа полученных результатов вся территория наблюдения была разделена, как показано на рисунке 2(а), на девять широтно-долготных зон. Изменение концентраций для этих зон в зависимости от номера дня показано на рисунке 2(б)

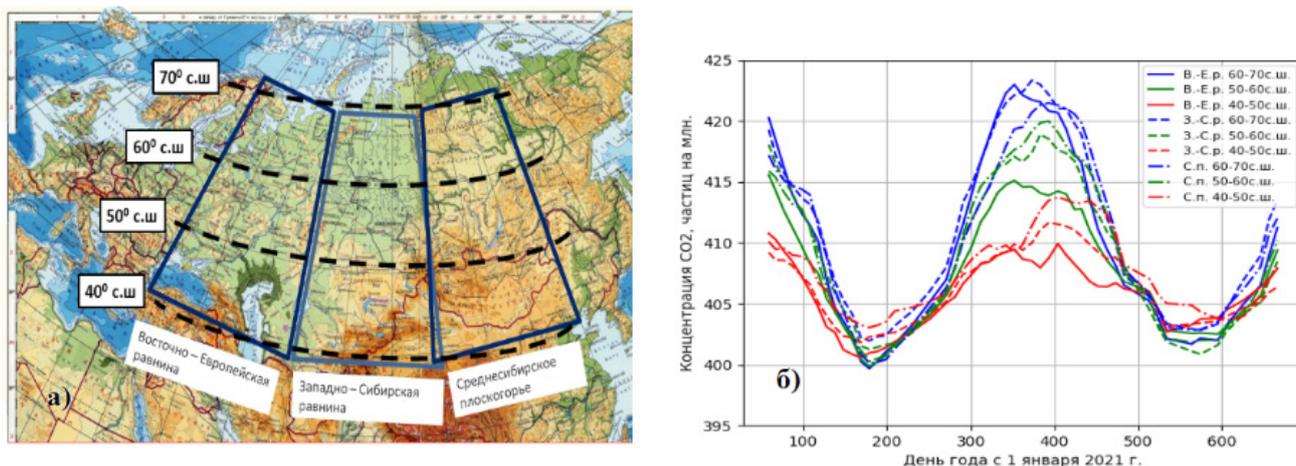


Рис. 2. Широтно-долготные зоны территории (а) и годовой ход в них среднего XCO<sub>2</sub> (б)

Из рисунка 2.2 (б) видно, что для каждой природно-климатической зоны наблюдается зависимость объемной концентрации от широты места. Влияние ландшафта на изменение объемной концентрации меньше, чем влияние широты, при этом, если для широты 40–50 градусов максимальная годовая амплитуда составила порядка 13 ppm, то для широт 50–60 градусов до 20 ppm, а для 60–70 градусов — 24 ppm. Видно, что минимальные значения концентрации к началу вегетационного периода увеличились в 2022 г на 1–3 ppm.

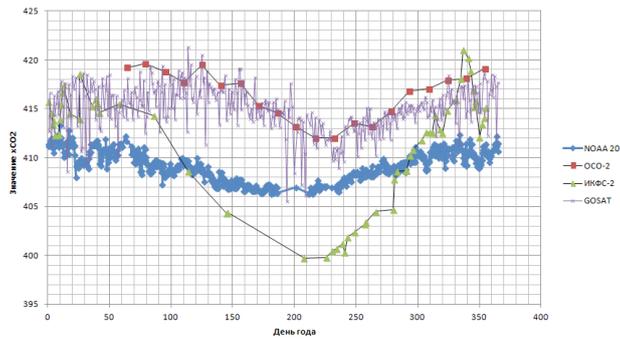


Рис. 3. Изменения средних концентраций  $\text{XCO}_2$  в 2022 г. над территорией России по данным КА Метеор-2/ИКФС, OCO-2, NOAA-20/ CrIS и TANSO-FTS спутника GOSAT.

### Сравнение с данными зарубежных КА и наземных сетей

На рисунке 3 приведено сравнение средних по территории России значений  $\text{XCO}_2$  за 2022 г., определенных по данным различных спутниковых приборов. Очевидны значительные расхождения как в абсолютных значениях, так и в изменениях амплитуды годового хода.

Для сравнения динамики изменения концентрации  $\text{CO}_2$  в течение года на рисунке 4 приведены данные наземных измерений обсерватории ZOTTO (а) [4] и СПбГУ в Петергофе1 (б) [5].

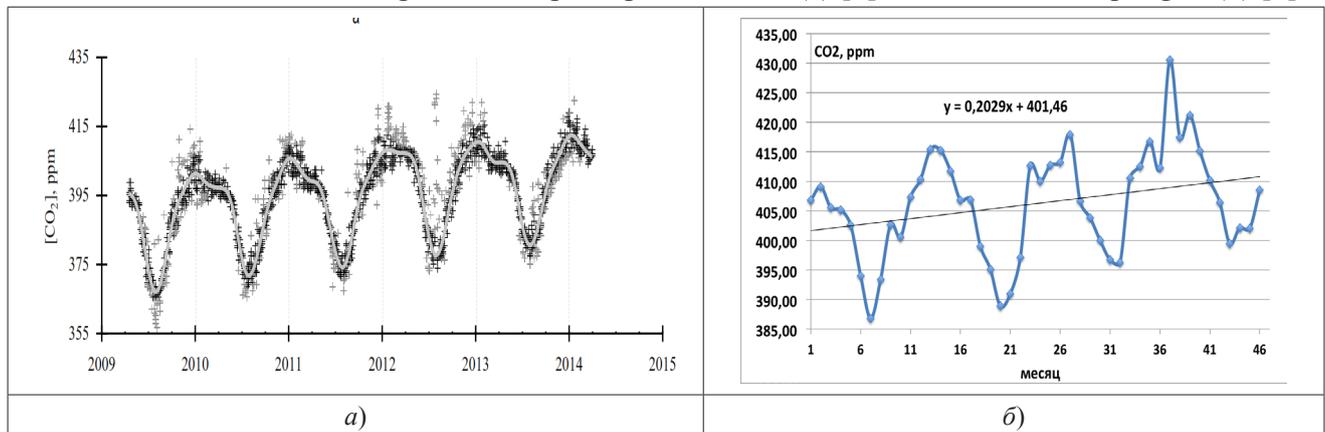


Рис. 4. Изменения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере на территории России по данным наземных станций

На рисунке 4 видно, колебание значений концентрации в течение года составляет порядка 20 ppm, что согласуется с оценками по ИКФС-2. Расчеты по данным зарубежных спутников с учетом широтного деления не показали зависимости результатов от широты.

Отметим, что сравнение с данными наземных станций требует тщательного анализа климатических и ландшафтных условий в связи с суточным ходом профиля концентрации углекислого газа (как показано на рисунке 5 [4]) вблизи земной поверхности.

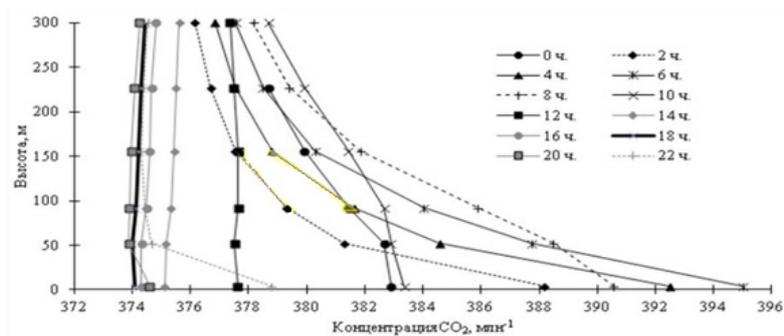


Рис. 5. Среднеголетний (2009–2014 гг.) вертикальный градиент концентрации  $\text{CO}_2$  в течение суток в июле (усреднение за 2 ч.: 0:00–22:00) [4].

Для сравнения с наземными станциями производился расчет среднего значения по территории в окрестности 2 градусов от центра станции. В частности, расчетные значения за 2020 г. для станций Канады, которые находятся в сравнимых с ZOTTO широтах, приведены на рисунке 6.

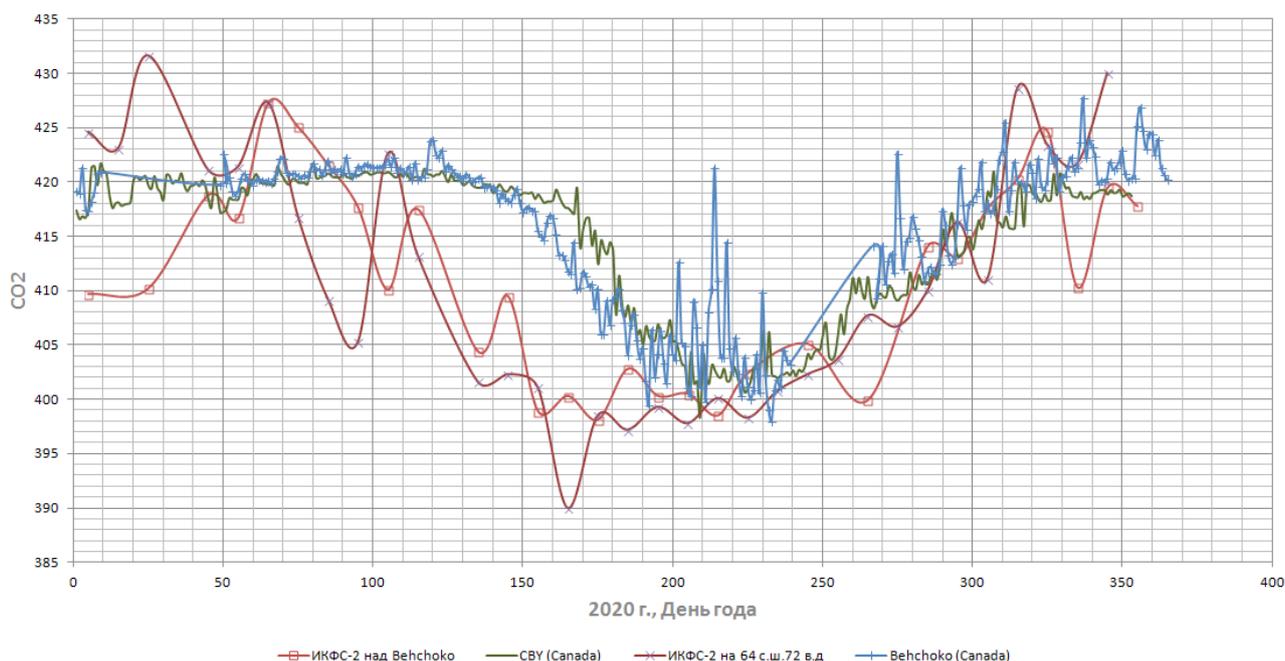


Рис. 6. Расчетные значения за 2020 г. для станций Behchoko (62.78 с.ш., 115.92з.д.), Cambridge Bay (69.13с.ш, 105.06 з.д) и ИКФС-2 по координатам станции Behchoko и России (64 с.ш. 72 в.д.).

Видно, что в вегетационный период и после его окончания расчеты по данным ИКФС-2 согласуются с данными станций Behchoko и Cambridge Bay, а зимне-весенний период требует дополнительного анализа.

### Основные выводы

Результаты валидации показывают, что спектрометр ИКФС-2 может использоваться для получения достоверных оценок объемной концентрации двуокси углерода в глобальном масштабе.

Согласование результатов измерений с данными зарубежных КА и наземных станций требует тщательного анализа специфики используемых приборов, методик интерпретации измерений, а также роли априорной информации, используемой при контроле качества измерений.

### Литература

1. Козлов Д., Козлов И., Успенский А., Рублев А., Тимофеев Ю., Поляков А., Колесников М. Оценка ковариационной матрицы шума в измерениях бортового инфракрасного фурье-спектрометра ИКФС-2 // Исследование Земли из космоса, 2022, № 1. С. 53–67
2. Zavelevich, F., D. Kozlov, I. Kozlov, I. Cherkashin, A. Uspensky, Yu. Kiseleva, V. Golomolzin, A. Filei. IKFS-2 radiometric calibration stability in different spectral bands // GSICS Quarterly: Winter Issue 2018, Vol.12, № . 1, 2018, P. 13–15, DOI: 10.7289/V5/QN-GSICS-12–1–2018.
3. Голомолзин В., Рублев А., Киселева Ю., Козлов Д., Прокушкин А., Панов А. Определение общего содержания диоксида углерода над территорией России по данным отечественного космического аппарата «Метеор-М» № 2 // Метеорология и гидрология, 2022, № 4, С. 79–95
4. Winderlich J., Gerbig C., Kolle O., Heimann M. Inferences from CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> concentration profiles at the Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO) on regional summertime ecosystem fluxes // Biogeosciences, 2014, Vol. 11., P. 2055–2068.
5. Фока С. Ч., Макарова М. В., Поберовский А. В., Тимофеев Ю. М. Временные вариации концентрации CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и СО в пригороде Санкт-Петербурга (Петергоф) // Оптика атмосферы и океана, 2019, Вып. 32, № 10, С. 860–866.

# **Carbon dioxide retrieval from Meteor-M No. 2 satellite in 2022 and validation with measurements from space and ground-based observation network.**

Golomolzin V. V., Rublev A. N., Kiseleva Yu. V., Kostornaya A. A.

Planeta State Research Center on Space Hydrometeorology, Moscow, Russia,  
e-mail: vvg@rcpod.com

The retrieval of atmospheric column-averaged dry-air mole fractions of carbon dioxide (XCO<sub>2</sub>) from the data of IKFS-2 infrared Fourier spectrometer on board the Meteor-M Russian meteorological satellites was carried out over several years at the Research Center “Planeta”. The recovery method is based on estimating XCO<sub>2</sub> using second order regression. The reference XCO<sub>2</sub> values for constructing the regression were the results of contact measurements of CO<sub>2</sub> at the mast of the international observatory ZOTTO (Central Siberia) and at the NOAA observatory on the Mauna Loa volcano (Hawaii) in 2015–2016. The obtained regression coefficients did not change during the entire observation period. In 2021–2022, XCO<sub>2</sub> retrieval was carried out over the territory of Russia, limited by coordinates 40–70 N and 30–120 E. The annual trends of the average XCO<sub>2</sub> value for the observed territory and for individual latitudinal and longitude zones of the observed territory were plotted. The results obtained, such as the nature and amplitude of XCO<sub>2</sub>, changes during the year, the latitudinal dependence and the features of seasonal changes, generally correspond to the previously obtained theoretical and experimental data. This paper discusses the comparison of XCO<sub>2</sub> retrieved from Meteor-M No. 2 IKFS-2 with parallel measurements over Siberia by the using IASI instruments on the MetOp satellite, CrIS on the NOAA-20 satellite, OCO-2 on the Orbiting Carbon Observatory (OCO) satellite, TANSO-FTS of GOSAT satellite and ground network data.

**Keywords:** remote satellite measurements, fourier transform infrared spectroscopy, carbon dioxide, Meteor-M.

# Сопоставление межгодовых вариаций и долговременных трендов $\text{NO}_2$ по данным спутниковых (ОМІ) и наземных измерений

Груздев А. Н., Елохов А. С.

г. Москва, Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН  
[a.n.gruzdev@mail.ru](mailto:a.n.gruzdev@mail.ru)

## Аннотация

Выполнено сопоставление результатов анализа долговременных трендов и межгодовых вариаций содержания  $\text{NO}_2$  в атмосфере по данным измерений с помощью прибора ОМІ (Ozone Monitoring Instrument) с борта спутника EOS-Aura в 2004–2021 гг. с результатами аналогичного анализа содержания  $\text{NO}_2$  по данным независимых спектрометрических измерений по рассеянному из зенита солнечному излучению на станциях Сети по обнаружению изменений состава атмосферы (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change—NDACC). В целом получено неплохое соответствие между оценками вариаций  $\text{NO}_2$ , вызванных воздействием крупномасштабных циркуляционных мод и 11-летним солнечным циклом, полученных по спутниковым и наземным данным. Соответствие между оценками линейных трендов для большинства станций малоудовлетворительное. Вполне приемлемое количественное согласие между трендами получено лишь для российской станции Звенигород.

Ключевые слова:  $\text{NO}_2$ , ОМІ, NDACC, тренды, межгодовые вариации

Key words:  $\text{NO}_2$ , OMI, NDACC, trends, interannual variations

## 1. Введение

Роль окислов азота  $\text{NO}$  и  $\text{NO}_2$  в атмосфере определяется их ключевой ролью в фотохимическом балансе озона существенным вкладом в антропогенное загрязнение нижней тропосферы. В 2004 г. начаты измерения содержания  $\text{NO}_2$  в атмосфере с помощью прибора ОМІ (Ozone Monitoring Instrument) с борта спутника EOS-Aura. В последующие годы была выполнена валидация спутниковых данных на основе результатов независимых измерений, включая измерения содержания  $\text{NO}_2$  на станциях Сети по обнаружению изменений состава атмосферы (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change—NDACC) [1–3]. Результаты детальной и всесторонней валидации многолетних данных ОМІ на основе данных измерений на станциях NDACC представлены в [4].

В настоящее время длительность ряда данных ОМІ приближается к двум десятилетиям, и становится закономерной задача анализа на основе этих данных многолетних трендов и межгодовой изменчивости  $\text{NO}_2$ . Этой задаче должна предшествовать специальная валидационная часть—сопоставление результатов анализа спутниковых данных с результатами аналогичного анализа результатов независимых измерений. В этом состоит цель настоящей работы.

## 2. Используемые данные

В работе использованы данные ОМІ из 10-км окрестностей станций NDACC (<https://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/OMI/V03/L2OVP/OMNO2/>). В качестве поверяющих данных использованы результаты измерений содержания  $\text{NO}_2$  на станциях по рассеянному из зенита солнечному излучению видимого спектрального диапазона во время утренних и вечерних сумерек (<https://ndacc.larc.nasa.gov/instruments/uv-visible-spectrometer>).

Результаты наземных измерений интерполировались ко времени спутниковых измерений, которые выполнялись в дневное время, с использованием результатов фотохимического моделирования суточного хода  $\text{NO}_2$  [4].

Продуктами измерений с помощью ОМІ служат значения содержания  $\text{NO}_2$  в столбах тропосферы и стратосферы и общее содержание (ОС)  $\text{NO}_2$ . Продуктом измерений на станциях NDACC, кроме российской станции Звенигород, служит ОС  $\text{NO}_2$ . Однако, чувствительность получаемых значений ОС  $\text{NO}_2$  к содержанию  $\text{NO}_2$  в нижней тропосфере, которая на ряде станций подвержена антропогенному загрязнению, в 17–19 раз меньше, чем чувствительность к стратосферному содержанию  $\text{NO}_2$ . Поэтому можно полагать, что ОС  $\text{NO}_2$  на этих станциях отражает в основном вклад стратосферной части  $\text{NO}_2$ , и оно лучше всего соответствует стратосферному содержанию по

данным OMI. По измерениям на ст. Звенигород восстанавливается вертикальный профиль  $\text{NO}_2$  и по нему определяются, в частности, содержания  $\text{NO}_2$  в тропосфере, стратосфере и ОС  $\text{NO}_2$ . Это позволяет выполнить валидацию всех продуктов OMI по измерениям в окрестности станции (рис. 1).

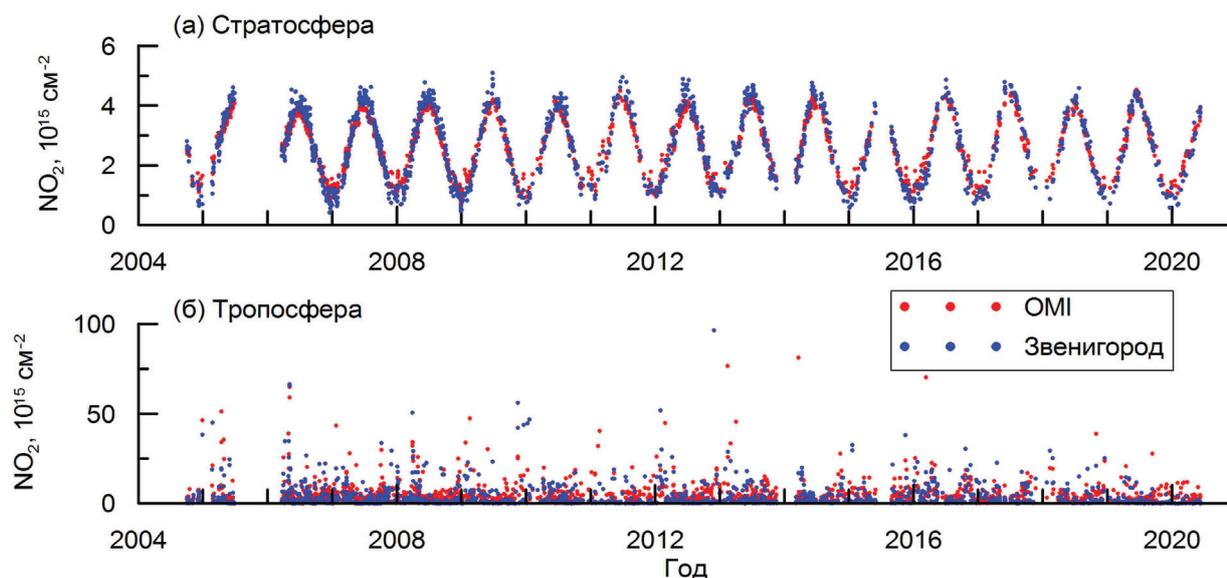


Рис. 1 Содержание  $\text{NO}_2$  в столбах стратосферы (а) и тропосферы (б) в окрестности ст. Звенигород по данным OMI и по результатам измерений на станции.

### 3. Метод анализа

Для анализа межгодовых вариаций и многолетних трендов  $\text{NO}_2$  использован метод множественной линейной регрессии. Регрессионная модель учитывает влияние на содержание  $\text{NO}_2$  11-летнего цикла солнечной активности и крупномасштабной циркуляции в виде индексов Арктического и Антарктического колебаний, квазидвухлетней цикличности в экваториальной стратосфере (скорости зонального ветра на уровне 40 гПа) и вариаций температуры поверхности океана в области Ниньо-3.4. Все искомые коэффициенты регрессии сезонно зависимы.

При решении системы регрессионных уравнений учтена автокорреляция данных (сериальная корреляция) в большом диапазоне временных масштабов по методу [5], обусловленная памятью климатической системы. Ее учет повышает степень доверия к регрессионным оценкам.

### 4. Результаты

Годовые оценки изменений стратосферного содержания  $\text{NO}_2$ , вызванных квазидвухлетней цикличностью (КДЦ) экваториального стратосферного ветра, представлены постанционно в зависимости от широты на рис. 2. Оценки по данным спутниковых и наземных измерений достаточно хорошо согласуются между собой с учетом доверительных интервалов. Размах (магнитуда) колебаний  $\text{NO}_2$  под действием КДЦ во внеполярных широтах составляет 2–5 % от среднегодовых значений содержания  $\text{NO}_2$ , а в Арктике увеличивается до 10 %. Еще большие значения получены для антарктических станций, но они статистически незначимы. Отметим, что сезонные, особенно зимние оценки эффекта КДЦ могут превышать (в относительных единицах) годовые оценки.

На рис. 3 приведены годовые оценки магнитуды изменений стратосферного содержания  $\text{NO}_2$  в 11-летнем цикле солнечной активности. В целом, имеется качественное (по знаку эффекта), а для тропических станций и количественное соответствие между оценками, основанными на спутниковых и наземных данных. Порядок солнечного эффекта тот же, что и порядок эффекта КДЦ.

Изменения стратосферного содержания  $\text{NO}_2$ , связанные с Арктическим/Антарктическим колебанием и вариациями температуры поверхности океана в зоне Ниньо-3.4 на большинстве станций по тем и другим данным статистически незначимы.

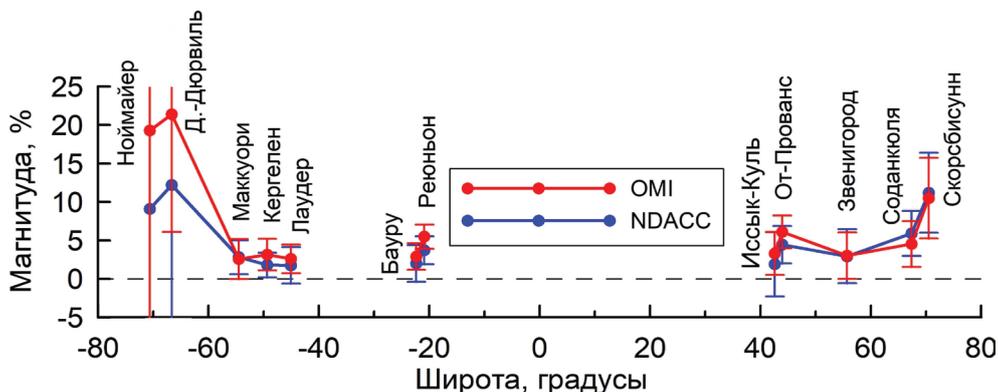


Рис. 2. Годовые оценки размаха (магнитуды) колебаний стратосферного содержания  $\text{NO}_2$  под влиянием КДЦ в экваториальной стратосфере согласно спутниковым и наземным данным в зависимости от широты. Вертикальные отрезки — 95 % доверительные интервалы.

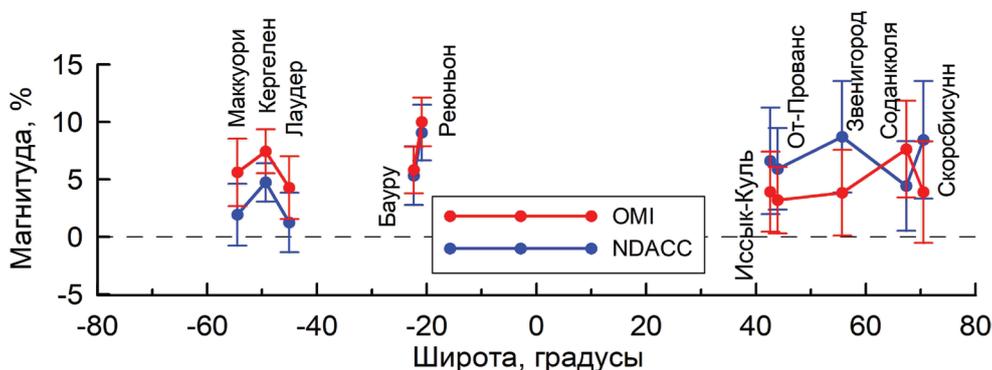


Рис. 3. Аналогично рис. 2, но для магнитуды вариаций стратосферного содержания  $\text{NO}_2$ , связанных с 11-летним солнечным циклом.

Годовые оценки трендов стратосферного содержания  $\text{NO}_2$  приведены на рис. 4. Оценки, полученные по данным OMI на большинстве станций, включая ст. Звенигород, не соответствуют оценкам, полученным на основе наземных измерений. Исключение составляют ст. Кергелен и Иссык-Куль, для которых получено количественное согласие, и ст. Маккуори, где отмечено качественное соответствие между годовыми оценками трендов.

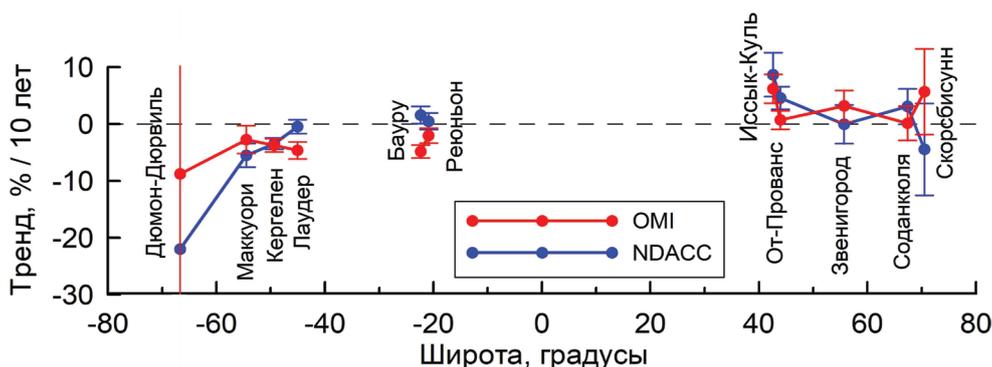


Рис. 4. Аналогично рис. 2, но для линейного тренда стратосферного содержания  $\text{NO}_2$ .

Рассмотрим тренды на отдельных станциях более детально. На рис. 5а, б представлены годовые, месячные и сезонные оценки трендов на южнополушарных ст. Кергелен и Реюньон. Из рис. 5а следует, что сезонные зависимости трендов, оцененных по спутниковым и наземным данным на ст. Кергелен сильно различаются, и согласие между сезонными трендами можно отметить только летом. Поэтому хорошее соответствие между годовыми оценками трендов на этой станции может быть чисто случайным. Похожим образом дело обстоит на ст. Иссык-Куль и Маккуори, где статистически значимые тренды, совпадающие по знаку с годовыми трендами,

выявлены в летний сезон.

Сезонные зависимости трендов на ст. Реюньон, на которой годовые оценки трендов различаются, имеют больше схожих черт (рис. 5б). Однако соответствие между сезонными трендами проявилось в том, что летний и осенний тренды по тем и другим данным статистически незначимы.

Наконец, на рис. 6 показаны сезонно-зависимые тренды стратосферного и тропосферного содержания  $\text{NO}_2$  на ст. Звенигород. Кривые, изображающие годовой ход месячных и сезонных оценок по спутниковым и наземным данным в целом следуют друг другу. И для стратосферного и тропосферного содержаний  $\text{NO}_2$  получено соответствие сезонных оценок трендов: тренды положительные зимой и статистически незначимы в другие сезоны.

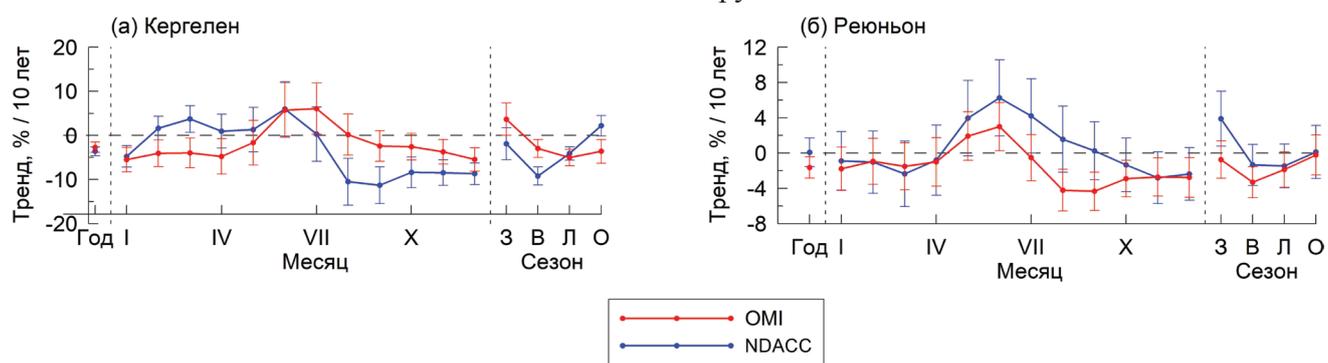


Рис. 5. Годовые, месячные и сезонные оценки трендов стратосферного содержания  $\text{NO}_2$  на ст. Кергелен (а) и Реюньон (б).

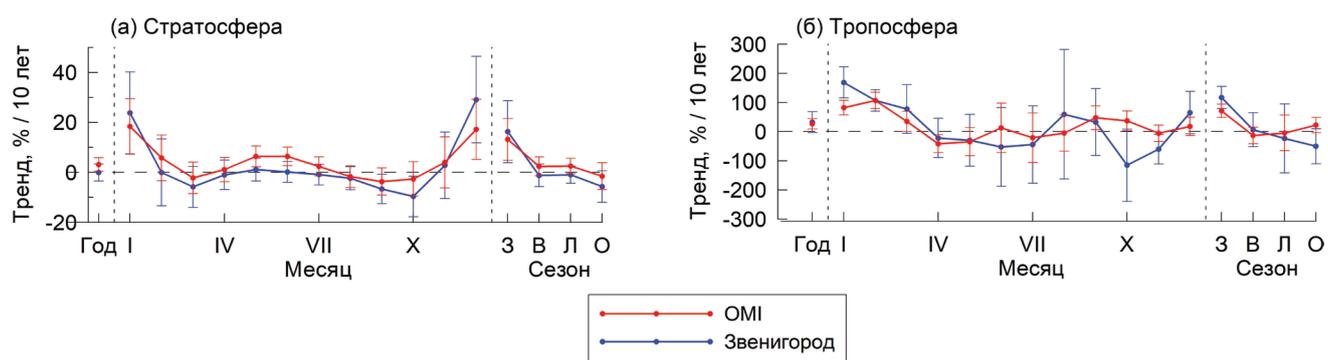


Рис. 6. Годовые, месячные и сезонные оценки трендов стратосферного (а) и тропосферного (б) содержания  $\text{NO}_2$  на ст. Звенигород.

#### 4. Заключение

В целом получено неплохое качественное, а в ряде случаев и количественное соответствие между оценками вариаций  $\text{NO}_2$ , вызванных воздействием крупномасштабных циркуляционных мод и 11-летним солнечным циклом, полученных по спутниковым и наземным данным. Соответствие между оценками линейных трендов для большинства станций малоудовлетворительное. Вполне приемлемое количественное согласие между трендами получено лишь для российской станции Звенигород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках проектов № 21–17–00210 (подготовка данных измерений) и № 20–17–00200 (анализ данных).

#### Литература

1. Celarier E.A., Brinksma E.J., Brinksma E.J et al. Validation of Ozone Monitoring Instrument nitrogen dioxide columns // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № D15S15.
2. Ionov D.V., Timofeyev Yu.M., Sinyakov V.P. et al. Ground-based validation of EOS-Aura OMI  $\text{NO}_2$  vertical column data in the midlatitude mountain ranges of Tien Shan (Kyrgyzstan) and Alps (France) // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, D15S08,

3. Груздев А. Н., Елохов А. С. Валидация результатов измерений содержания  $\text{NO}_2$  в вертикальном столбе атмосферы с помощью прибора OMI с борта спутника EOS-Aqua по данным наземных измерений на Звенигородской научной станции // Изв. РАН. Физ. атмосфер. океана. 2009. Т. 45. № 4. С. 477–488;
4. Груздев А. Н., Елохов А. С. Сопоставление результатов многолетних измерений содержания  $\text{NO}_2$  в стратосфере и тропосфере с помощью спутникового прибора OMI с результатами наземных измерений // Изв. РАН. Физ. атмосфер. океана. 2023. Т. 59. № 1. С. 88–111.
5. Груздев А. Н. Учет автокорреляции в задаче линейной регрессии на примере анализа общего содержания  $\text{NO}_2$  в атмосфере // Изв. РАН. Физ. атмосфер. океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 73–82.

# Регрессионный алгоритм определения общего содержания озона по измерениям SEVIRI

Киселева Ю. В., Рублев А. Н.

(kiseleva@planet.iitp.ru),

## Аннотация

Представлены результаты оценки общего содержания озона (ОСО) в поле зрения радиометра SEVIRI космического аппарата Meteosat-11 (с точкой стояния  $0^\circ$  с.ш., в.д.). Определение ОСО проводилось по измерениям в ИК-каналах прибора (9,7, 10,8 и 12,0 мкм) с использованием регрессионного алгоритма. В качестве эталонных привлекались данные Ozone Monitoring Instruments (OMI) КА Aura. Результаты валидации показали хорошее совпадение оценок SEVIRI и OMI. Основным преимуществом представленных методик является отсутствие необходимости точного задания профиля температуры и применимость в облачных условиях. Проведены результаты экспериментов по использованию гистограммного подхода к анализу измерений. Предполагается в дальнейшем использовать подобный подход к измерениям отечественного многозонального сканирующего устройства МСУ-ГС, устанавливаемого на спутники серии Электро-Л и Арктика-М.

Существующие методики определения общего содержания озона по измерениям в ИК каналах геостационарных КА [1–4] в качестве дополнительной информации используют данные вертикального профиля температуры в качестве предикторов уравнения регрессии и разработаны, в основном, для безоблачных условий.

Предлагаемый алгоритм оценки общего содержания озона (ОСО) основан на регрессионной связи между эффективной оптической толщиной  $\tau$  атмосферы в ИК полосе поглощения озона и его количеством [7]. Интенсивность излучения в полосе 9,7 мкм, приходящего на верхнюю границу атмосферы от разных источников (подстилающей поверхности или облаков) определяется как:

$$I_S = P(T_S) \exp(-\tau) + \int_0^L P(T_l) \frac{d(l)}{dl} dl, \quad (1)$$

$$I_{Cl} = P(T_{Cl}) \exp(-\zeta) + \int_0^L P(T_l) \frac{d(l)}{dl} dl,$$

где  $P(T_S)$ ,  $P(T_{Cl})$  — интенсивность излучения поверхности, облака, рассчитанная по функции Планка,  $\int_0^L P(T_l) \frac{d(l)}{dl} dl$  — собственное излучение атмосферы,  $\exp(-\tau)$  — ослабление излучения согласно закону Бугера — Ламберта — Бера.

Предполагая постоянство озона в верхних слоях атмосферы в районе, размеры которого значительно больше размера одного пикселя инфракрасных каналов геостационарного спутника, из разности  $I_S - I_{Cl}$  можно выразить эффективную оптическую толщину:

$$\tau = -\ln \left[ \frac{I_S - I_{Cl}}{P(T_S) - P(T_{Cl})} \right] \quad (2)$$

При этом в оценку не входит вклад собственного излучения атмосферы.

Для спутниковых измерений  $\left\{ \begin{matrix} I_S \\ I_{Cl} \end{matrix} \right\} = I_{9,7}$  — интенсивность излучения, регистрируемая в канале

9,7 мкм, в отдельном безоблачном или облачном пикселе,  $\left\{ \begin{matrix} P(T_S) \\ P(T_{Cl}) \end{matrix} \right\} = P_{9,7}^*$  — интенсивность источника

(земли или облака) излучения, рассчитанная по формуле Планка для температуры сцены  $T_{9,7}^*$ .

Яркостная температура «источника» излучения рассчитывается из измерений в каналах окна прозрачности атмосферы:

$$T_{9.7}^* = T_{10.8} + \alpha_0(T_{10.8} - T_{12.0}), \quad (3)$$

где  $\alpha = 0.63$  — эмпирический коэффициент, полученный функцией минимизации ошибок при пересчете ЯТ из одного ИК канала в другой. Вычисление интенсивности излучения источника  $P_{0.97}^*$  проводилось с использованием  $T_{9.7}^*$  по обратной функции Планка для  $\lambda=9,7$  мкм. По яркостным температурам, измеренным в канале 9.7 мкм, с использованием функции Планка выполнялся расчет интенсивности излучения  $I_{0.97}$ .

В качестве эталонных данных для построения регрессии использовались только оценки ОСО, полученные по измерениям в ультрафиолетовой области спектра прибором OMI (Ozone Monitoring Instrument), установленном на солнечно-синхронном полярно-орбитальном космическом аппарате AURA[8]. Исследования подтверждают стабильность и качество его измерений [5, 6].

Оценки ОСО по данным OMI расположены в ячейках градусной сетки. В одну ячейку этой сетки попадает от 100 пикселей SEVIRI, линейный размер которых в ИК каналах составляет ~3 км.

Для поиска коэффициентов регрессии отбирались измеренные SEVIRI интенсивности излучения в каждой ячейке, которые упорядочивались в порядке возрастания. В качестве минимума ( $I_{cl}$  в (2)) выбиралась интенсивность, соответствующая 3 % от наибольшего значения, и в качестве максимума ( $I_c$ ) — 97 %.

Рассчитанные по (2) эффективные оптические толщины атмосферы  $\tau$  по данным SEVIRI ставились в соответствие с данными ОСО OMI с учетом косинуса зенитного угла наблюдения из пикселя на геостационарный спутник.

Уравнение регрессии имеет следующий вид:

$$TCO = \frac{300 \cdot \tau^{0.7}}{\alpha \cdot (\sec(\theta))^{0.4}} \quad (4)$$

где  $\alpha = 0.75$  — эмпирический коэффициент, полученный путем обработки измерений за 4 случайно взятых дня. Отметим, что для построения регрессии использовались только измерения в ИК каналах SEVIRI без привлечения профиля температуры или прогностических данных о содержании озона. Ошибка определения ОСО не превышает 8 % (20–25 ед. Добсона).

На рисунках 1 и 2 показаны примеры карт ОСО, полученные по данным SEVIRI (слева) и OMI (справа) за 28 января и 23 марта 2023 года. Отметим, что для SEVIRI представлены карты, полученные за один сеанс измерений (15 и 12 часов UTC соответственно).

SEVIRI vs OMI 28 января 2023

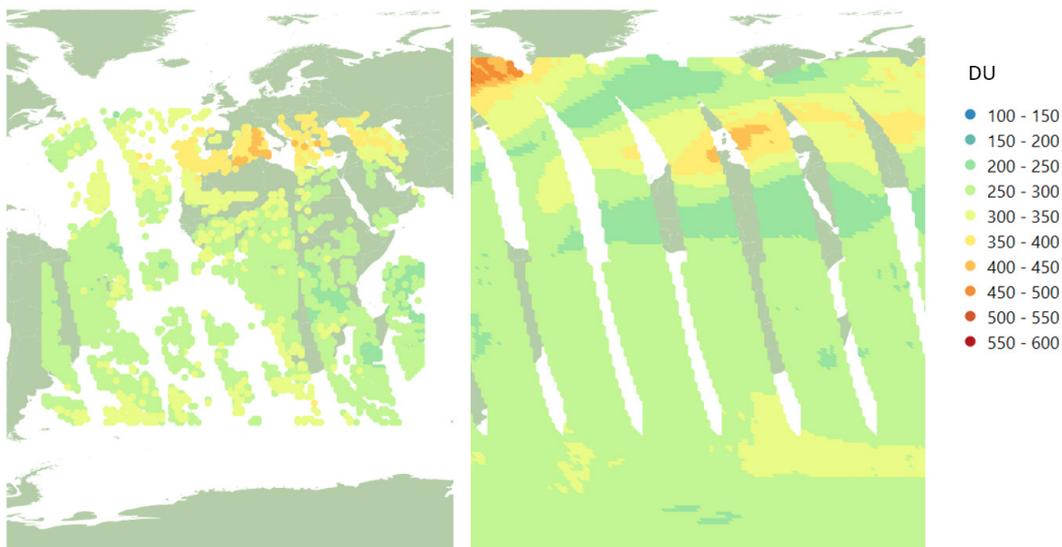


Рисунок 1 — ОСО по данным SEVIRI (слева) и OMI (справа) за 28.01.2023

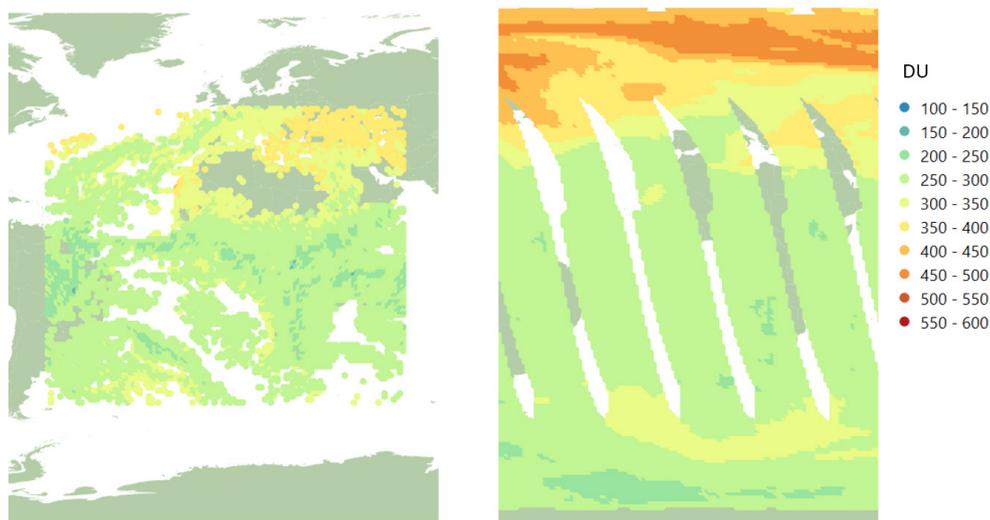


Рисунок 2—OCO по данным SEVIRI (слева) и OMI (справа) за 23.03.2023

Разработанный алгоритм предполагается использовать для определения общего содержания озона по данным измерений в ИК каналах отечественных радиометров МСУ-ГС, устанавливаемых на геостационарных КА серии ЭлектроЛ и АрктикаМ.

#### Список использованной литературы:

1. ATBD for the MSG GII/TOZ Product. EUM/MET/DOC/11/0247.v3.24 May 2013.
2. Schmidt, C. C. and Hoffman, J. P. ABI Ozone Detection Algorithm Theoretical Basis, Sep. 2010, [online] Available: [https://www.goes-r.gov/products/ATBDs/option2/AAA\\_Ozone\\_V2.0\\_no\\_color.pdf](https://www.goes-r.gov/products/ATBDs/option2/AAA_Ozone_V2.0_no_color.pdf).
3. Lee, Su Jeong, Ahn, Myoung-Hwan, Ha Seungmin et al. Total Column Ozone Retrieval From the Infrared Measurements of a Geostationary Imager // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing (Volume: 57, Issue: 8, Aug. 2019). P. 5642–5650.
4. Prajjwal Rawat, Manish Naja, and Pradeep K. Thapliyal GEO-GEO Radiance Inter-Calibration of INSAT-3D with MSG-SEVIRI and Total Ozone Retrieval using Machine Learning. URSI—RCRS2022, IIT (Indore), India, 1–4 December, 2022.
5. Виролайнен Я. А., Тимофеев Ю. М., Поберовский А. В., Поляков А. В., Шаламянский А. М. Эмпирические оценки погрешностей измерений общего содержания озона различными методами и приборами // Оптика атмосферы и океана. — 2017. — Т. 30. — № 2. — С. 170–176.
6. Иванова Н. С. Сравнение наземных и спутниковых результатов измерения общего содержания озона // Труды Гидрометцентра России. — 2017. — Вып. 365. — С. 94–100.
7. Киселева, Ю. В. Интеркалибровка отечественных спутниковых радиометров и определение содержания газовых составляющих атмосферы // Диссертация канд. физ.—мат. наук / Федеральном государственном бюджетном учреждении «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации». Москва, 2022.
8. Общее содержания озона по данным измерений OMI [Электронный ресурс]: URL: [https://aura.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/Aura\\_OMI\\_Level2/OMTO3.003/2023/082/](https://aura.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/Aura_OMI_Level2/OMTO3.003/2023/082/)

# Использование спутниковых данных разных спектральных диапазонов для оценки водообеспеченности территорий, находящихся в различных природных зонах

Музылев Е. Л.<sup>1</sup>, Старцева З. П.<sup>1</sup>, Волкова Е. В.<sup>2</sup>, Василенко Е. В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт водных проблем Российской академии наук  
119333, Москва, ул. Губкина, д. 3, e-mail: [muzylev@iwp.ru](mailto:muzylev@iwp.ru)

<sup>2</sup>Европейский центр “НИЦ “Планета”, 123242, Москва, Б. Предтеченский пер., д. 7,  
e-mail: [quantocosa@bk.ru](mailto:quantocosa@bk.ru)

## Аннотация

Цель работы — усовершенствование способов использования оценок характеристик подстилающей поверхности и метеорологических характеристик по спутниковым данным разных спектральных диапазонов при моделировании влагозапасов почвы  $W$ , суммарного испарения  $ET$  и других элементов водного и теплового режимов (ВТР) территорий сельскохозяйственных регионов, отличающихся степенью увлажнения, для сезона вегетации (величины  $W$  и  $ET$  рассматриваются как основные показатели водообеспеченности этих территорий).

**Ключевые слова:** влагозапасы, суммарное испарение, спутниковые данные, влаго-и теплообмен.

Расчеты элементов ВТР производились с помощью физико-математической модели влаго- и теплообмена подстилающей поверхности (ПП) с атмосферой LSM (Land Surface Model), пригодной для использования оценок характеристик ПП и метеорологических характеристик, построенных по данным измерений радиометров AVHRR/NOAA, SEVIRI/Meteosat-10, —11, —8 и МСУ-МР/Метеор-М №№ 2 и 2.2 в видимом и ИК диапазонах [1, 2]. К этим характеристикам относятся вегетационный индекс NDVI, излучательная способность ПП  $E$ , проективное покрытие растительностью  $V$ , листовой индекс LAI, температуры поверхности почвы и растительного покрова, эффективная ТПП и осадки (рис. 1).



Рисунок 1. Характеристики растительного покрова и метеорологические характеристики, оцениваемые по данным ДЗЗ, измерительная аппаратура и ее носители

Исследования проводились для территорий семи лесостепных областей Центрально-Черноземного региона России (Орловской, Курской, Белгородской, Липецкой, Воронежской, Тамбовской и Брянской) площадью 227300 км<sup>2</sup> и степных Саратовской, Волгоградской и Ростовской областей и Ставропольского края площадью, соответственно, 101200, 112900, 101000 и 66160 км<sup>2</sup> для сезонов вегетации 2019–2020 гг. Разработанные и усовершенствованные технологии постро-

ения перечисленных спутниковых оценок были адаптированы к территориям исследуемых регионов с проверкой достоверности этих оценок. Исследованы возможности использования при расчетах  $W$  и  $LAI$  для различных видов растительности разных эмпирических зависимостей от  $NDVI$ . Подобраны значения  $W$  и  $LAI$ , сравнивавшиеся для засушливых регионов с полученными ранее для других территорий. Оценки осадков производились при использовании разработанной ранее методики детектирования облачности, выявления зон осадков и определения их интенсивности с последующим переходом к расчету их суточных сумм [3]. Вероятность совпадения результатов расчета осадков по данным всех сенсоров с фактическими значениями составила порядка 80 % для всех исследуемых регионов (рис. 2).

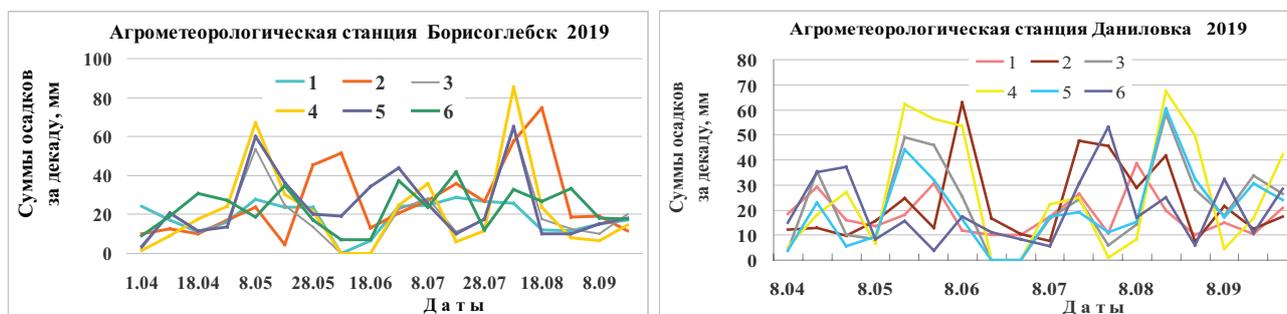


Рисунок 2. Суммы осадков за декаду: измеренные на агрометеорологической станции (1) и определенные по данным радиометров AVHRR/NOAA (2), SEVIRI/Meteosat (3–5) и MCSU-MP/Метеор-М № 2 (6) (3 — ИСЗ находится в точке  $0^{\circ}$  с. ш.  $0^{\circ}$  в. д., 4 - данные SEVIRI/Meteosat из NCEP (National Center for Environmental Prediction (USA)), 5 — ИСЗ находится в точке  $0^{\circ}$  с. ш.  $41.5^{\circ}$  в. д.) Агрометеорологические станции Борисоглебск (Воронежская обл.) и Даниловка (Волгоградская обл.). Сезон вегетации 2019 г.

Результаты расчетов величин  $W$ ,  $ET$  и других элементов ВТР исследуемых регионов за эти сезоны с использованием представленных спутниковых оценок являются конечными продуктами моделирования. Их достоверность была подтверждена путем сравнения значений  $W$  и  $ET$  с данными наземных измерений и между собой. При всех вариантах оценки  $W$ ,  $LAI$ , осадков и ТПП по данным каждого из радиометров для большинства измерений расхождения полученных значений  $W$  и  $ET$  не превышали 15–20 и 20–25 %, соответственно (рис. 3, 4). Такая погрешность лежит в пределах стандартной ошибки оценки искомых величин. Полученные результаты представляются также в виде распределений значений  $W$  и  $ET$  по площади исследуемых регионов. Сравнение полей значений  $W$ , построенных по результатам рассчитанных при использовании спутниковых и наземных данных об осадках, показало, что ошибки оценки  $W$  находятся в названных выше пределах.

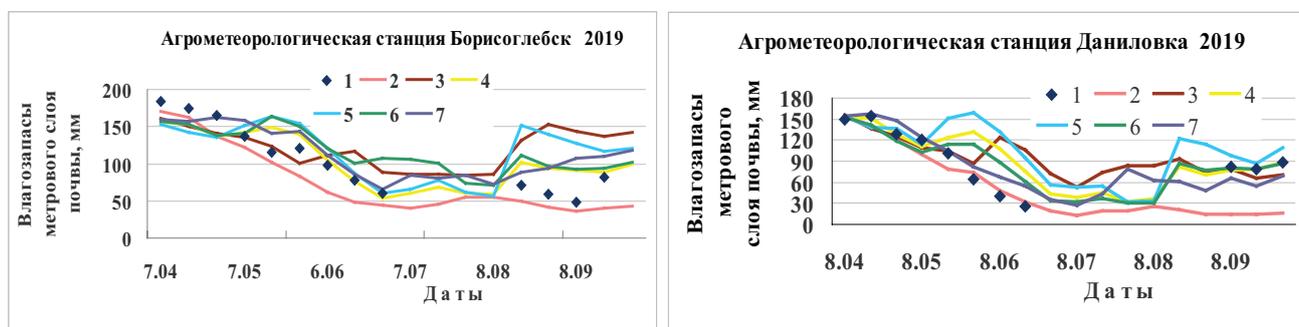


Рисунок 3. Влагозапасы метрового слоя почвы: измеренные (1) и рассчитанные с помощью модели при оценке осадков по данным наземных наблюдений (2), радиометров AVHRR/NOAA (3), SEVIRI/Meteosat (4–6) и MCSU-MP/Метеор-М № 2 (7). (4) ИСЗ находится в точке  $0^{\circ}$  с. ш.  $0^{\circ}$  в. д., 5) данные SEVIRI/Meteosat из NCEP (National Center for Environmental Prediction (USA)), 6) ИСЗ находится в точке  $0^{\circ}$  с. ш.  $41.5^{\circ}$  в. д.) Агрометеорологические станции Борисоглебск (Воронежская обл.) и Даниловка (Волгоградская обл.). Сезон вегетации 2019 г.

Значения ТПП были получены с помощью вычислительного алгоритма, разработанного на основе упомянутой методики. Сопоставление спутниковых оценок ТПП с результатами наземных измерений выявило их близость для большинства сроков наблюдений кроме случаев локального послеполуденного перегрева поверхности почвы в жаркие летние месяцы (рис. 5). Использование в LSM спутниковых оценок LAI, В, осадков и ТПП производилось при замене результатов наземных измерений этих величин на данные оценки на каждом временном шаге в каждом узле вычислительной сетки модели.

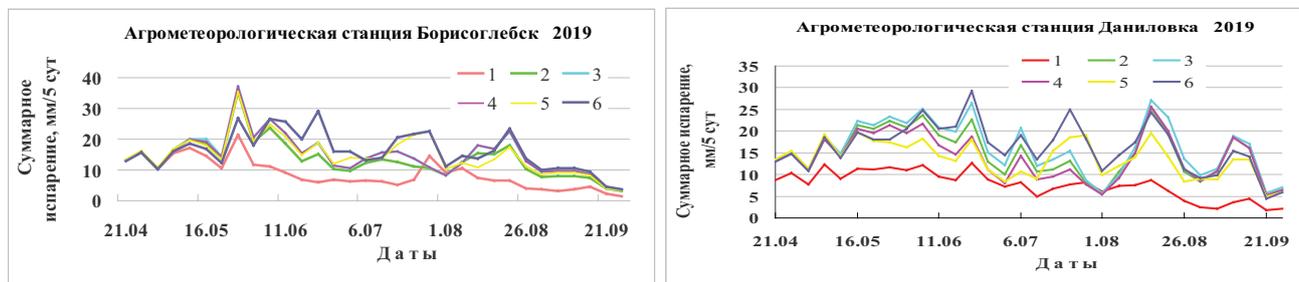


Рисунок 4. Суммарное испарение, рассчитанное с помощью модели при оценке осадков по данным наземных наблюдений (1), радиометров AVHRR/NOAA (2), SEVIRI/ Meteorosat (3–5) и MSU-MP/ Метеор-М № 2 (6). (3—ИСЗ находится в точке 0° с.ш. 0° в.д., 4—данные SEVIRI/Meteorosat из NCEP (National Center for Environmental Prediction (USA)); 5—ИСЗ находится в точке 0° с.ш. 41.5° в.д.). Агрометеорологические станции Борисоглебск (Воронежская обл.) и Даниловка (Волгоградская обл.). Сезон вегетации 2019 г.

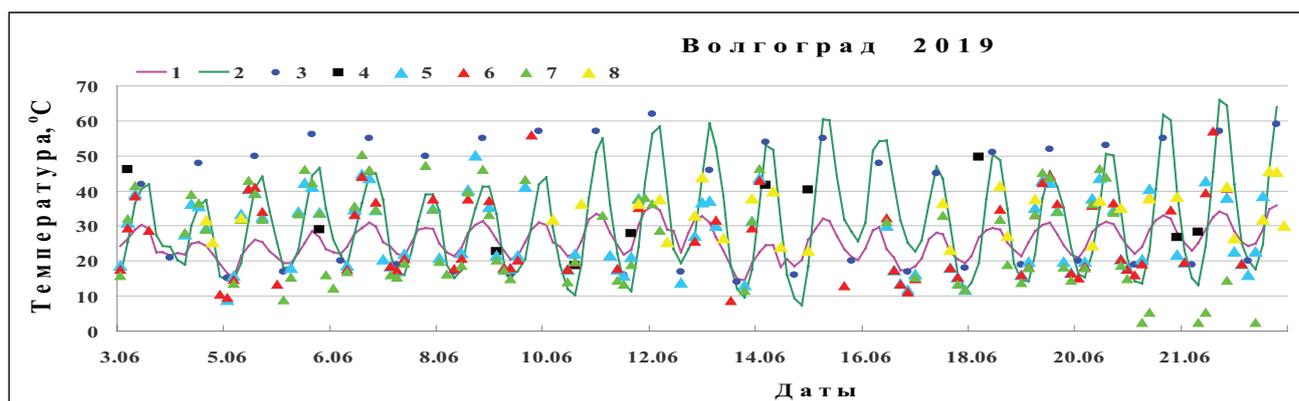


Рисунок 5. Температура воздуха (1) и температура почвы, измеренная (3) и рассчитанная по модели при использовании наземных данных (2), данных радиометров AVHRR/NOAA (4), SEVIRI/Meteorosat (5–7) и MSU-MP/Метеор-М № 2 (8). (5—ИСЗ находится в точке 0° с.ш. 0° в.д., 6—данные SEVIRI/Meteorosat из NCEP (National Center for Environmental Prediction (USA)), 7—ИСЗ находится в точке 0° с.ш. 41.5° в.д.). Агрометеорологическая станция Волгоград. Сезон вегетации 2019 г.

В работе также исследованы возможности использования при моделировании влагозапасов почвы  $W$  оценок влажности поверхности почвы (ВПП), полученных по данным измерений скаттерометра ASCAT/MetOp-A, —В, —С — всепогодного зондировщика ПП в микроволновом диапазоне. Сравнение полей ВПП, построенных по данным ASCAT и по результатам расчетов по модели, показало, что для исследуемых территорий различия спутниковых и модельных оценок данной величины в большинстве случаев находились в допустимых пределах (рис. 6, 7). Сопоставление построенных по результатам модельных расчетов полей влагозапасов  $W$  для рассматриваемых территорий также продемонстрировало, что использование данных ASCAT при таких расчетах повышает точность оценки величин  $W$  (рис. 8).

Результаты расчета  $W$ , ET и других элементов ВТР, являющиеся основным модельным продуктом, представлены в виде распределений их значений по площади исследуемых регионов за сезоны вегетации 2019–2020 гг. Погрешности результатов расчета соответствуют стандарт-

ным значениям ошибки их определения. Предложенный метод расчета названных величин с помощью физико-математической модели, адаптированной к спутниковой информации, может использоваться для оценки водообеспеченности территорий сельскохозяйственных регионов с разным характером увлажнения.

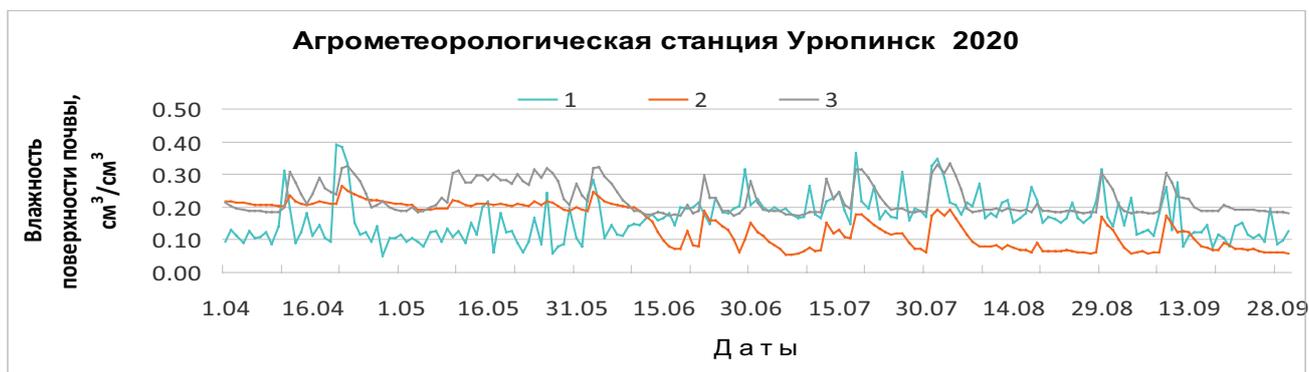


Рисунок 6. Влажность поверхности почвы, определенная по данным ASCAT (1) и рассчитанная с помощью модели по наземным данным при задании почвенных характеристик для суглинков (2) и тяжелой глины (3). Агromетеорологические станции Урюпинск (Волгоградская обл.) и Гигант (Ростовская обл.). Сезон вегетации 2020 г.



Рисунок 7. Влажность поверхности почвы, определенная по данным ASCAT (1) и рассчитанная с помощью модели по наземным данным при задании почвенных характеристик для суглинков (2) и тяжелой глины (3). Агromетеорологическая станция Дивное (Ставропольский край). Сезон вегетации 2020 г.

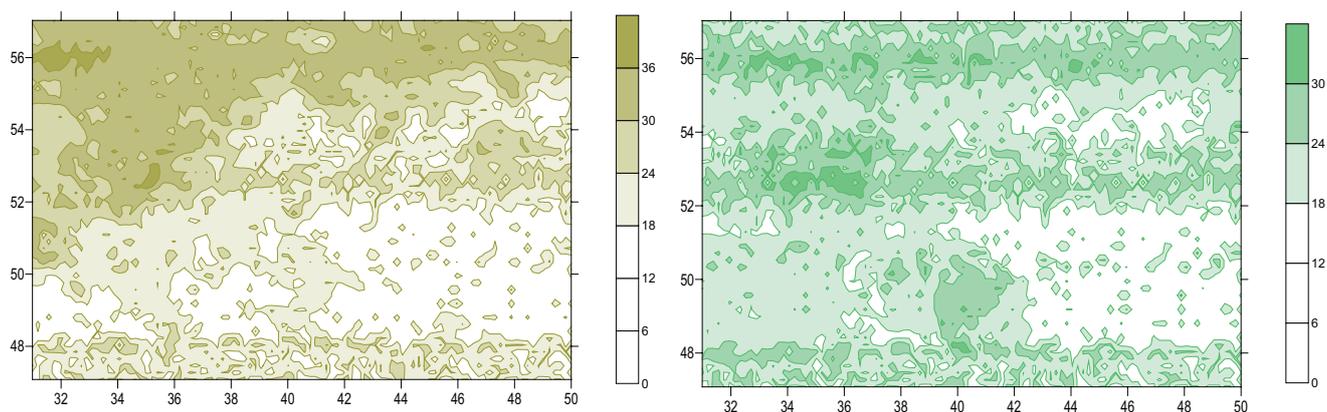


Рисунок 8. Распределения по территории южных областей России (Саратовской, Волгоградской, Ростовской) значений влагозапасов почвы, определенных по данным ASCAT/MetOp (слева) и рассчитанных с помощью модели по данным наземных измерений (справа) на 25 мая 2019 г.

Работа выполнена в рамках государственного задания темы № FMWZ-2022–0002 ИВП РАН Министерства науки и высшего образования РФ.

### Список литературы

1. *E. L. Muzylev, Z. P. Startseva, E. V. Volkova, E. V. Vasilenko.* Utilizing satellite data of several spectral ranges for modeling the processes of water and heat regime formation of vast territories // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa.* 2020. Vol. 17. No 6. P. 129–136.
2. *Startseva Z., Muzylev E., Volkova E., Uspensky A., Uspensky S.* Water and heat regimes modelling for a vast territory using remote-sensing data // *International Journal of Remote Sensing.* 2014. Vol. 35. No 15. P. 5775–5799.
3. *Музылев Е. Л., Успенский А. Б., Старцева З. П., Волкова Е. В., Кухарский А. В.* Моделирование составляющих водного и теплового балансов для речного водосбора с использованием спутниковых данных о характеристиках подстилающей поверхности // *Метеорология и гидрология.* 2010. № 3. С. 118–133.

### Annotation.

The aim of the study was to improve the methods to utilize estimates of the land surface (LS) and meteorological characteristics from satellite data of different spectral ranges when modeling soil water content  $W$ , evapotranspiration  $ET$  and other water and heat regime (WHR) elements of agricultural region territories that differ in the degree of moistening for the vegetation season.

**Keywords:** soil water content  $W$ , evapotranspiration  $ET$ , satellite data, water and heat exchange

# Отражение климатической изменчивости в динамических характеристиках свободной тропосферы

Нерушев А. Ф., Вишератин К. Н., Ивангородский Р. В.

Научно-производственное объединение «Тайфун», г. Обнинск, 249038, улица Победы, 4  
e-mail: [nerushev@rpatyphoon.ru](mailto:nerushev@rpatyphoon.ru)

## Аннотация

Исследуется изменчивость поля ветра и основных характеристик струйных течений (СТ) Северного полушария в широтной области  $(30-60)^\circ$  с.ш. и долготном интервале  $60^\circ$  з.д.—  $60^\circ$  в.д. на разных временных масштабах: от месяца до десятилетий. Исходной информацией служат данные зондирования атмосферы радиометром SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников Meteosat 8—Meteosat 11 за период 2007–2021 гг. Межгодовая изменчивость модуля среднемесячной скорости ветра ( $V$ ) характеризуется сменой знака тренда с положительного на отрицательный на рубеже 2015–2017 гг. Для максимальной скорости ветра на оси СТ ( $V_m$ ) и широтного положения его центра ( $\phi$ ) на рубеже 2013–2014 гг. наблюдается смена знака тренда с отрицательного на положительный. Влияние максимальной скорости СТ на величину скорости ветра в свободной тропосфере не обнаруживается. Годовой ход средних многолетних среднемесячных значений  $V$  отражает влияние разности температур между низкими и высокими широтами в верхней тропосфере. Аномалии  $V_m$  и  $\phi$  на временном интервале 2017–2021 гг. демонстрируют рост скорости СТ и слабый его сдвиг к полюсу.

**Ключевые слова:** свободная тропосфера, скорость ветра, высотные струйные течения, климатическая изменчивость, спутниковые измерения, температура тропосферы

## 1. Введение

Скорость и направление ветра относятся к числу важнейших климатических параметров в свободной атмосфере, которые согласно рекомендациям ВМО необходимо контролировать периодически и длительное время. Эффективным инструментом такого контроля являются измерения с геостационарных метеорологических спутников, выполняемые с высоким временным ( $\sim 15$  мин) и пространственным (1–3 км) разрешением. Ветер в свободной атмосфере практически не зависит от характера подстилающей поверхности и определяется атмосферными процессами различного пространственно-временного масштаба. На его величину и изменчивость могут оказывать влияние высотные струйные течения (СТ), а также тропические и внетропические циклоны. В наших работах [1,2] показано, что наибольший вклад в вариации характеристик СТ и скорости ветра в свободной тропосфере вносят вариации площади морского льда и температуры тропосферы.

Согласно докладу Рабочей группы I к Шестому отчету Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) (<https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-working-group-i/>), наблюдается сдвиг тропосферных внетропических СТ в сторону полюсов, увеличении скорости СТ зимой и её уменьшении летом. Общее число внетропических циклонов в северном полушарии с низкой степенью достоверности увеличилось с 1980-х годов, но с меньшим количеством глубоких циклонов, особенно летом. Положительные значимые тренды скорости зонального ветра в средней и верхней тропосфере за период 1979–2018 гг. отмечаются в северном полушарии в зимний период. В другие сезоны они слабо отрицательные и практически не значимы ([https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC\\_AR6\\_WGI\\_Chapter\\_2.pdf](https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Chapter_2.pdf)).

Указанные особенности изменчивости динамических характеристик свободной атмосферы естественным образом связаны с изменчивостью климатических параметров. Можно ожидать проявления особенностей изменчивости динамических характеристик на разных временных масштабах. В настоящей работе исследуется изменчивость поля ветра и основных характеристик струйных течений Северного полушария на временных масштабах: от месяца до десятилетий.

## 2. Исходные данные и используемые методы

Для вычисления полей ветра и характеристик СТ используются данные зондирования атмосферы радиометром SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) европейских геоста-

ационарных метеорологических спутников второго поколения Meteosat 8—Meteosat 11 в канале водяного пара с центром на 6,2 мкм за период 2007–2021 гг. Метод расчета поля скорости ветра по перемещению атмосферных трассеров—неоднородностей концентрации водяного пара— и использованию корреляционно-экстремальных алгоритмов, подробно изложен в работе [3]. Абсолютная погрешность вычисления модуля горизонтальной скорости ветра не превышает 8 м/с, а направления—20 град. Далее с помощью процедур, детально описанных в работах [4, 5], вычисляются основные характеристики СТ, прежде всего максимальная скорость ветра ( $V_m$ ) на оси, широта ( $\phi$ ) и долгота ( $\lambda$ ) центра области СТ.

Путем анализа среднемесячных и среднесуточных значений модуля скорости ветра ( $V$ ), значений характеристик СТ ( $V_m$  и  $\phi$ ) исследуются их межгодовая, годовая и внутримесячная изменчивость. При расчете аномалий указанных характеристик в качестве нормы используются средние многолетние значения на интервале 2007–2016 гг.

### 3. Результаты и обсуждение

Межгодовая изменчивость скорости ветра и характеристик СТ анализировалась на примере среднемесячных значений. На рис. 1 представлен межгодовой ход модуля скорости ветра ( $V$ ), усредненного по всей рассматриваемой области и над Атлантикой, а также характеристик СТ— $V_m$  и  $\phi$ .

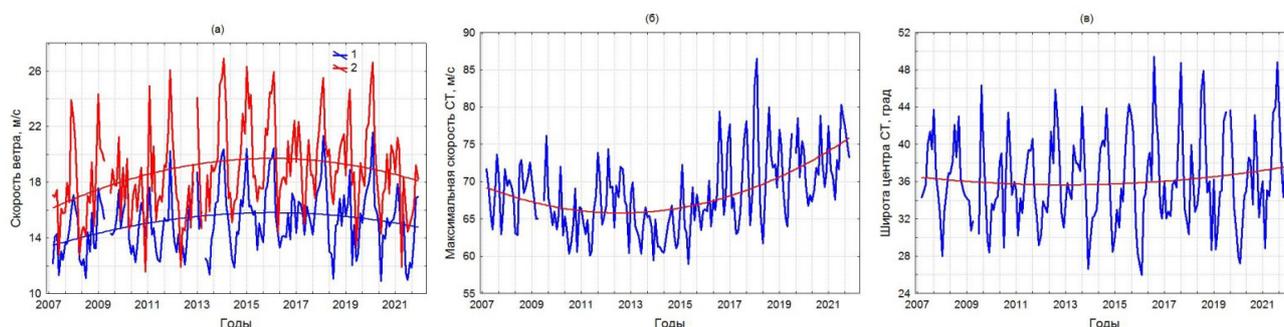


Рис.1. Межгодовая изменчивость усредненных по площади среднемесячных значений скорости ветра над всей областью (1) и над Атлантикой (2) (а), максимальной скорости струйного течения (б) и широтного положения его центра (в) и их аппроксимации полиномами 2-й степени.

Видно, что на рубеже 2015–2017 гг. положительный тренд  $V$  сменяется на отрицательный. При этом над Атлантикой и всей областью в целом положительный тренд значимо отличен от нуля с вероятностью более 95 %. Отрицательный тренд значим только над Атлантикой. На рубеже 2012–2013 гг. падение  $V_m$  сменяется её ростом. То же самое характерно и для  $\phi$ , но значительно менее выражено. Среднее положение центра СТ по долготе сдвигается на запад от 3 град в.д. до 3 град з.д. Тенденция временной изменчивости  $V$  и  $V_m$  позволяет заключить, что отсутствует влияние максимальной скорости СТ на величину усредненной по площади скорости ветра в свободной атмосфере. Как показано в [1,2,5] в спектре колебаний среднемесячных значений  $V_m$  отсутствуют значимые на уровне доверительной вероятности 95 % годовые колебания, в то время как в спектрах колебаний  $V$  и  $\phi$  они четко выражены. При этом колебания  $V$  и  $\phi$  асинхронны, а значимый на уровне 0,05 коэффициент корреляции равен—0,58, т.е. при сдвиге СТ в сторону полюса скорость ветра уменьшается, но величина скорости СТ практически не влияет на скорость ветра в верхней тропосфере. В чем причина такой связи  $V$  и  $\phi$ ? Нам представляется, что главную роль здесь играет температура верхней тропосферы ( $T$ ) и ее влияние на  $V$  и  $\phi$ . Действительно, как показано в [1,2] годовые колебания  $\phi$  и  $T$  происходят в фазе с высокой степенью корреляции, а  $V$  и  $T$ — в противофазе. Отсюда и асинхронность годовых колебаний  $V$  и  $\phi$ .

Годовой ход средних многолетних среднемесячных значений  $V$  хорошо выражен с минимумом в летние месяцы и максимумом в зимние (рис. 2). Годовой ход  $V_m$  и  $\phi$  отражает сдвиг СТ к полюсу в летне-осенний период (с июня по октябрь), минимальные значения  $V_m$  весной— начале лета (апрель-июнь), максимальные в июле-октябре, а также зимой (рис. 2). Интересно

отметить, что максимальные значения  $V_m$  и  $\phi$  практически совпадают по времени в летне-осенний период. На рис. 2а вместе со скоростью ветра отображен годовой ход разности температур между низкими (0 град) и высокими (80 град) широтами на уровне 200 гПа по данным реанализа NCEP/NCAR [6] Для удобства восприятия значения разности увеличены на  $10^0$  С. Четко виден практически идентичный ход обеих кривых. Значимый на уровне 0,05 коэффициент корреляции среднемесячных значений на временном интервале 2007–2021 гг. равен 0,71.

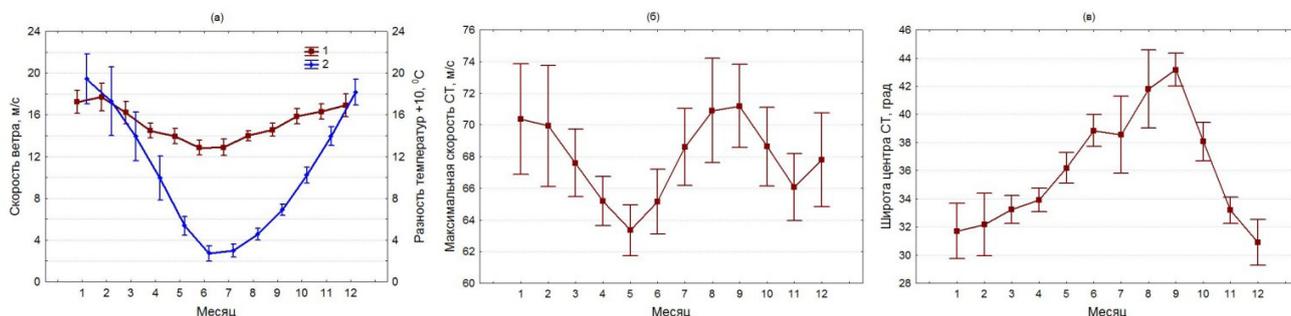


Рис.2. Годовой ход средних многолетних значений модуля скорости ветра (1), усредненного по всей рассматриваемой области, разности температур между низкими и высокими широтами на уровне 200 гПа (2) (а), максимальной скорости СТ (б) и положения его центра по широте (в) с 95 %-ными доверительными интервалами.

Внутримесячная изменчивость характеристик СТ и скорости ветра для января и июля представлена на рис. 3 на основе средних многолетних среднесуточных значений  $V_m$ ,  $\phi$  и  $V$ . Отчетливо прослеживается устойчивый сдвиг СТ к полюсу в летний период и к экватору — в зимний. При этом различие в максимальных скоростях СТ практически отсутствует. Для среднего по всей области ветра характерен устойчивый рост скорости в январе и падение в июле. Интересно, что наблюдаются общие черты временного хода  $\phi$  в июле и  $V$  в январе (коэффициент корреляции 0,72 значим на уровне 0,05).

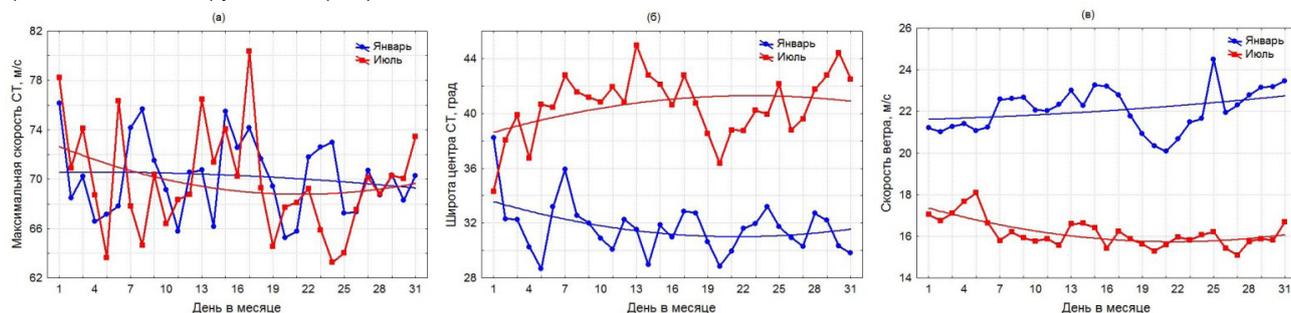


Рис. 3. Внутримесячный ход средних многолетних среднесуточных значений  $V_m$  (а),  $\phi$  (б) и  $V$ (в) для января и июля. Кривые — полиномы 2-й степени.

Аномалии значений  $V$ ,  $V_m$  и  $\phi$  для временного интервала 2017–2021 гг. представлены на рис. 4. Как видно из рис. 4а межгодовой ход аномалий  $V$  над всей областью и над Атлантикой характеризуется заметным уменьшением величины аномалий с конца 2018 г. Это характерно и для других областей — Европы и Евразии. При этом линейный тренд аномалий над Атлантикой на интервале 2019–2021 ( $-1,1$  м/с/год) значим на уровне 0,05. Межгодовой ход среднемесячных аномалий  $V_m$  демонстрирует практически линейный значимый на уровне 0,05 тренд величиной 1 м/с/год. Для аномалий  $\phi$  характерен параболический тренд с минимумом вблизи 2019 г. Колебания среднемесячных значений  $V_m$  и  $\phi$  синхронны со значимым на уровне 0,05 коэффициентом корреляции 0,54. Несмотря на большой разброс усредненных за 5 лет данных относительных значений аномалий (СКО больше самих величин), аномалии  $V_m$ , как следует из рис. 2в, положительны в каждом месяце и находятся в пределах от 0,5 % в апреле до 15 % в январе. Аномалии  $\phi$  в среднем за год положительны и колеблются от  $-4$  % в мае до 10 % в июле. То же самое характерно и для относительных аномалий скорости ветра  $V$  над всей областью, которые колеблются

в пределах от —4% в январе до 14% в марте при среднем значении за год 5%. Заметим, что временной ход относительных аномалий среднемесячных значений  $V_m$  и  $\varphi$  в целом похож, за исключением весенних (март-апрель) и осенних (сентябрь-октябрь) месяцев.

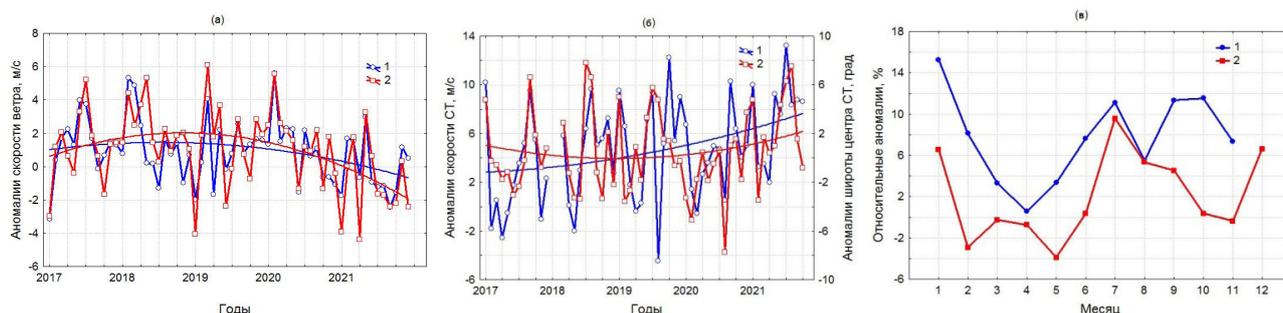


Рис.4. Межгодовая изменчивость среднемесячных аномалий  $V$  (а) для всей области (1) и Атлантики (2),  $V_m$  (1) и  $\varphi$  (б) и годовой ход относительных аномалий среднемесячных значений  $V_m$  (1) и  $\varphi$  (в). Кривые — полиномы 2-й степени

### 3. Заключение

Приведенные выше результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Динамические характеристики свободной тропосферы — величина усредненной по площади скорости ветра  $V$ , максимальная скорость СТ  $V_m$  и широтное положение его центра  $\varphi$  — на временном отрезке 2007–2021 гг. испытывают заметную межгодовую, сезонную и внутримесячную изменчивость. На рубеже 2015–2017 гг. положительный тренд среднемесячных значений  $V$  сменяется на отрицательный. Падение  $V_m$  и  $\varphi$  на рубеже 2012–2013 гг. сменяется их ростом. Тенденция временной изменчивости  $V$  и  $V_m$  позволяет заключить что влияние максимальной скорости СТ на величину скорости ветра в свободной тропосфере не обнаруживается. Четко прослеживаемая связь асинхронных годовых колебаний  $V$  и  $\varphi$  обусловлена, с нашей точки зрения, разнонаправленным влиянием изменения температуры верхней тропосферы на  $V$  и  $\varphi$  в процессе потепления климата.

2. Годовой ход средних многолетних среднемесячных значений  $V$  хорошо выражен с минимумом в летние месяцы и максимумом в зимние и отражает влияние разности температур между низкими и высокими широтами в верхней тропосфере. Годовой ход  $V_m$  и  $\varphi$  выявляет сдвиг СТ к полюсу в летне-осенний период, минимальные значения  $V_m$  весной — начале лета, максимальные в конце лета — начале осени, а также зимой.

3. Внутримесячная изменчивость характеристик СТ и скорости ветра на основе средних многолетних среднесуточных значений также выявляет устойчивый сдвиг СТ к полюсу в летний период и к экватору — в зимний. При этом различие в максимальных скоростях СТ практически отсутствует.

4. Межгодовой ход среднемесячных аномалий  $V$  характеризуется заметным уменьшением их величины с конца 2018 г. При этом линейный тренд аномалий над Атлантикой на временном интервале 2019–2021 гг. (–1,1 м/с/год) значим на уровне 0,05. В то же время межгодовой ход среднемесячных аномалий  $V_m$  демонстрирует практически линейный значимый на уровне 0,05 тренд величиной 1 м/с/год. Усредненные за 5 лет (2017–2021 гг.) относительные значения аномалий среднемесячных значений  $V_m$  положительны в каждом месяце. Аномалии  $\varphi$  в среднем за год положительны, то же самое характерно и для относительных аномалий скорости ветра  $V$  над всей областью.

5. В целом можно констатировать, что межгодовая, сезонная и внутримесячная изменчивость рассмотренных динамических характеристик свободной тропосферы отражает влияние климатической изменчивости, проявляющейся прежде всего в смещении СТ к полюсу в летне-осенний и к экватору в зимне-весенний период и в существенной зависимости скорости ветра от разности температур верхней тропосферы между низкими и высокими широтами.

Работа выполнена в рамках темы 3.2 Плана НИТР Росгидромета (номер государственного учета АААА–А20–120091590028–3).

### Список литературы

1. *Нерушев А. Ф., Вишератин К. Н., Ивангородский Р. В.* Динамика высотных струйных течений по данным спутниковых измерений и их связь с климатическими параметрами и крупномасштабными атмосферными явлениями // *Исследование Земли из космоса*. 2018. № 6. С. 24–38.
2. *Нерушев А. Ф., Вишератин К. Н., Ивангородский Р. В.* Характеристики поля ветра в верхней тропосфере как индикаторы климатической изменчивости // *Исследование Земли из космоса*. 2023. № 4 (в печати).
3. *Нерушев А. Ф., Крамчанинова Е. К.* Метод определения характеристик атмосферных движений по данным измерений метеорологических геостационарных спутников // *Исследование Земли из космоса*. 2011. № 1. С. 3–13.
4. *Ивангородский Р. В., Нерушев А. Ф.* Характеристики струйных течений верхней тропосферы по данным измерений европейских геостационарных метеорологических спутников // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2014. Т. 11. № 1. С. 45–53.
5. *Нерушев А. Ф., Вишератин К. Н., Ивангородский Р. В.* Пространственно-временная изменчивость высотных струйных течений по данным спутниковых измерений // *Исследование Земли из космоса*. 2017. № 6. — С. 31–45.
6. *Kalnay E., Coauthors.* The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project // *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996. V.77. P. 437–471.

## Reflection of Climatic Variability in the Dynamic Characteristics of the Free Troposphere

Nerushev A. F., Visheratin K. N., Ivangorodsky R. V.

Research and Production Association “Typhoon”, 4 Pobedy Street, Obninsk

e-mail: [nerushev@rpatyphoon.ru](mailto:nerushev@rpatyphoon.ru)

The variability of the wind field and the main characteristics of the jet streams (JS) of the Northern Hemisphere in the latitudinal region (30–60) N and the longitudinal interval of 60 W—60 E on different time scales: from month to decade is investigated. The initial information is the atmospheric sounding data of the SEVIRI radiometer of the European geostationary meteorological satellites Meteosat 8—Meteosat 11 for the period 2007–2021. The interannual variability of the module of the average monthly wind speed ( $V$ ) is characterized by a change in the trend sign from positive to negative at the turn of 2015–2017. For the maximum wind speed on the JS axis ( $V_m$ ) and the latitudinal position of its center ( $\varphi$ ) at the turn of 2013–2014, there is a change in the trend sign from negative to positive. The influence of the maximum speed of the JS on the magnitude of the wind speed in the free troposphere is not detected. The annual course of the long-term mean monthly values of  $V$  reflects the influence of the temperature difference between low and high latitudes in the upper troposphere. The  $V_m$  and  $\varphi$  anomalies in the 2017–2021 time interval show an increase in the JS velocity and a slight poleward shift.

**Keywords:** free troposphere, wind speed, high-altitude jet streams, climatic variability, satellite measurements, troposphere temperature

# РЕГРЕССИОННЫЕ МОДЕЛИ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПОТОКОВ УГЛЕРОДА В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ ПО ДАННЫМ ДЗЗ

Розанов А. П.<sup>1,2</sup>, Грибанов К. Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Уральский Федеральный Университет, Екатеринбург, Россия

<sup>2</sup> Университет ИТМО, Санкт-Петербург, Россия

alexey.rozanov@urfu.ru

## Аннотация

Созданы искусственная нейросетевая модель (ИНС) и модель экстремального градиентного бустинга (xgboost) для оценки потоков углерода, в том числе чистого экосистемного обмена для 14 различных типов биомов по классификации IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme) в Северном полушарии по данным мультиспектрального спутникового зондирования. Показано, что обе модели демонстрируют высокие значения коэффициентов детерминации на тестовом наборе данных. При оценке чистого экосистемного обмена и первичной валовой продукции наибольшей точности удалось достичь с помощью ИНС, тогда как экосистемное дыхание лучше оценено моделью бустинга.

**Ключевые слова:** машинное обучение, потоки углерода, FLUXNET, MODIS, xgboost, искусственные нейронные сети;

Среди множества механизмов депонирования углерода, секвестрация в наземных экосистемах, обусловленная процессом фотосинтеза, рассматривается как один из возможных методов борьбы с глобальным изменением климата, вызванным ростом содержания углекислого газа в земной тропосфере. Метод турбулентных пульсаций (англ.: *eddy covariance*) дает возможность получить точечную оценку восходящих и нисходящих потоков CO<sub>2</sub> в окрестности размером 100–2000 м от микрометеорологической станции. Однако для оценки углеродного цикла территорий в региональном масштабе нужны методы с глобальным покрытием. Модели на данных, основанные на алгоритмах машинного обучения, способны решить эту задачу, аппроксимируя точечные наземные наблюдения данными спутникового зондирования тропосферы и подстилающей поверхности и климатического реанализа с заданными пространственными и временными разрешениями. За последнее десятилетие вследствие роста вычислительных мощностей современных компьютеров, количество работ, связанных с оценкой потоков углерода с помощью моделей на данных увеличивалось. В частности, были использованы такие методы, как случайный лес (Random Forest) [1], искусственные нейронные сети (Artificial Neural Networks) [2], метод опорных векторов (Support Vector Machine) [3] и другие. При наличии удовлетворительного объема обучающих примеров, такие модели предоставляют более простой способ получения оценок параметров углеродного цикла, чем физические, построенные на динамическом ядре (системе дифференциальных уравнений в частных производных).

Цель данной работы — исследовать применимость сравнительно нового алгоритма экстремального градиентного бустинга (xgboost) [4] для задач оценки потоков углерода в экосистемах и сравнить его с искусственной нейронной сетью, типа многослойный перцептрон, как одним из апробированных методов для решения задач оценки потоков углерода.

Для обучения моделей на данных необходимы, два набора данных — тренировочный и тестовый, в которые входят предикторы и целевые переменные.

В ходе данной работы были собраны ряды измерений потоков углерода методом турбулентных пульсаций, предоставленные международной сетью FLUXNET [5], со 180 метеорологических станций в Северном полушарии за период 2000–2014 гг. Для каждой точки извлечены ежедневные значения следующих величин:

- RECO (экосистемное дыхание, полученное путем расширения ночных наблюдений на весь день);

- NEE (чистый экосистемный обмен, полученный суммированием ежечасных измерений);
- Показатель качества оценки NEE;
- GPP (первичная валовая продукция, рассчитанная из NEE и RECO).

Измерения с показателем качества  $NEE < 0.9$  были исключены из набора данных. Для отобранных точек из сети FLUXNET были получены измерения MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) со спутника NASA Terra в виде двух продуктов: MOD09 CMG [6] и MCD12C1 [7]. Первый представлен ежедневными рядами значений отражательной способности земной поверхности в семи спектральных интервалах и яркостной температуры в четырех других с разрешением  $0.05^\circ$ , второй предоставляет карту земного покрова с тем же пространственным разрешением для 3 различных типов классификации, среди которых была выбрана классификация IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme) [8]. Данные реанализа были представлены переменными из продукта ECMWF ERA5 [9] в виде компонент ветра, температуры воздуха на высоте 2м, точки росы на высоте 2м, температуры поверхности, уровня осадков за сутки, за 7 и 30 дней, уровня испарения, давления на поверхности, покрытия верхнего и нижнего ярусов растительности, чистого радиационного баланса поверхности за сутки, за 7 и 30 дней. Также в качестве предикторов использованы месяца года. Итоговый набор данных представлен на Рис. 1

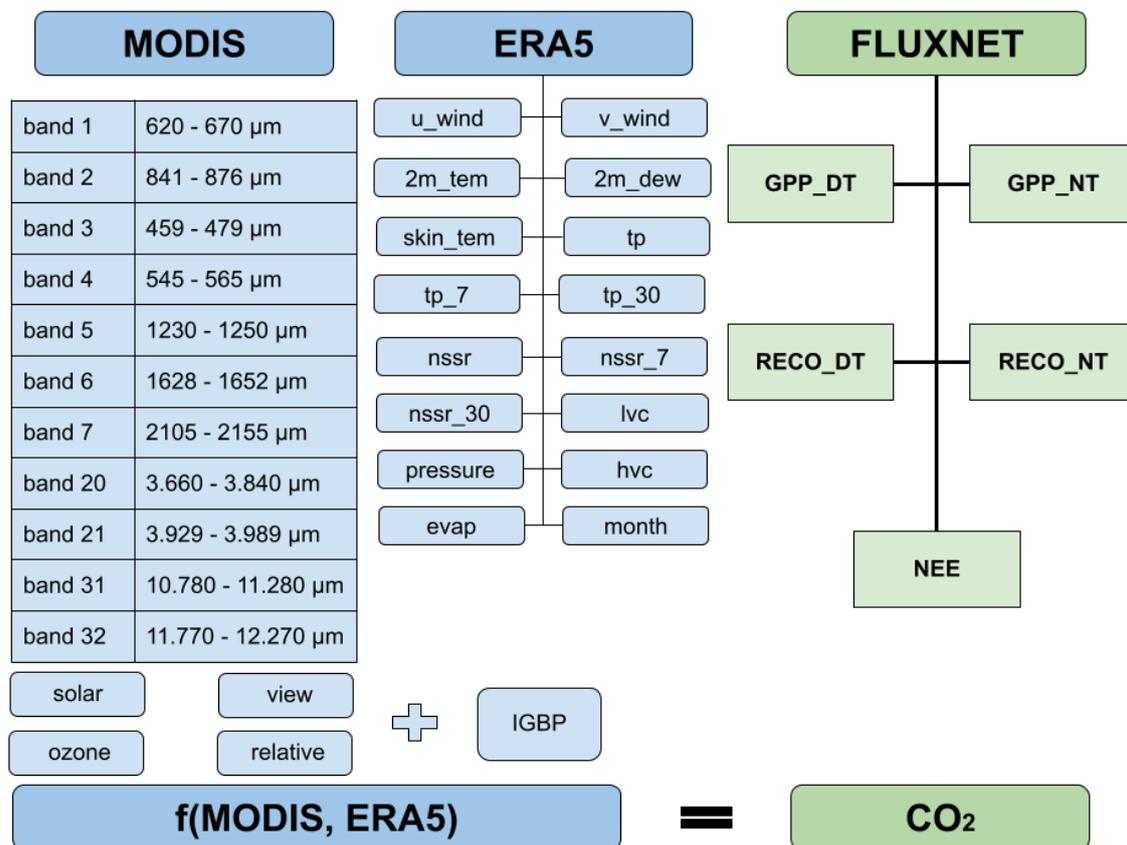


Рис. 1. Итоговый набор данных для обучения и валидации моделей. Слева — предикторы, справа — аппроксимируемые потоки углерода.

Обучение и оценка результатов производились с помощью пакетов pytorch [10] и xgboost на языке python. Качество моделей оценивалось с помощью нескольких метрик, таких как коэффициент детерминации ( $R^2$ ), средняя абсолютная процентная ошибка (MAPE), средняя квадратичная ошибка (MSE), отклонение (BIAS) и отношение дисперсий (ROV).

Согласно результатам оценки качества моделей на тестовом наборе данных, обе модели демонстрируют высокие коэффициенты детерминации для GPP —  $R^2_{ANN} = 0.876$  и  $R^2_{XGBoost} = 0.873$ , для RECO —  $R^2_{ANN} = 0.866$  и  $R^2_{XGBoost} = 0.875$ , для NEE —  $R^2_{ANN} = 0.764$  и  $R^2_{XGBoost} = 0.751$ .

## Благодарности

Исследование выполнено при поддержке Министерства высшего образования и науки РФ (проект № FEUZ-2023–0023).

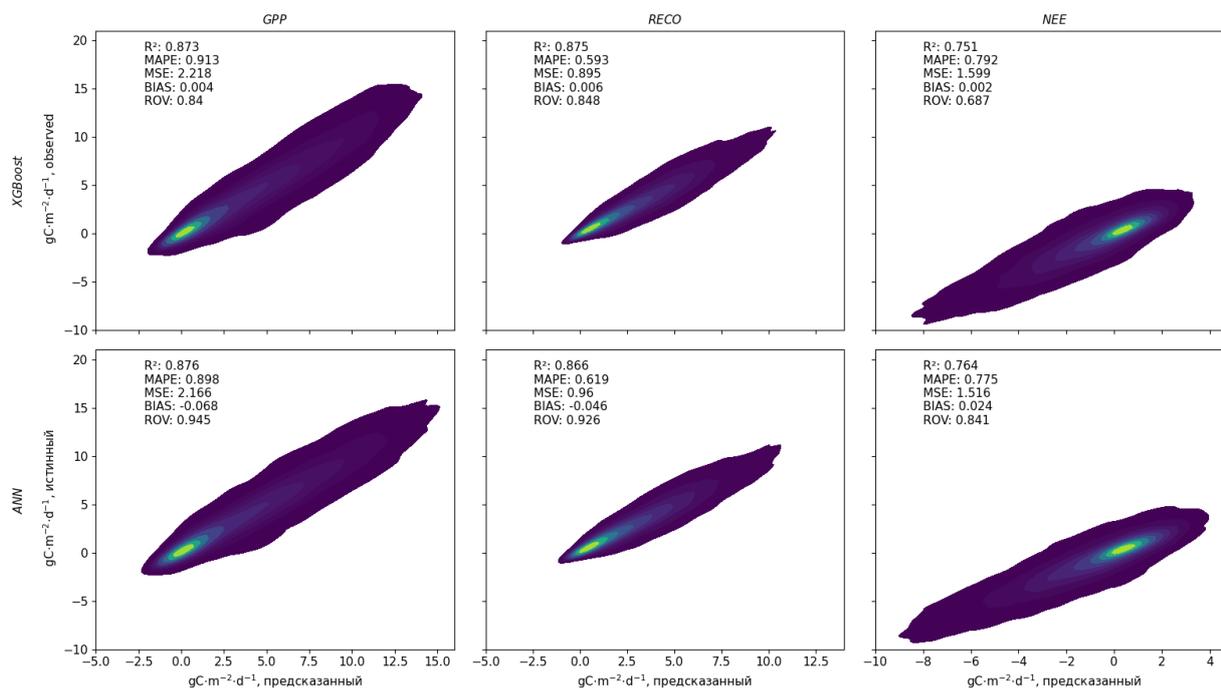


Рис. 2. Диаграммы рассеяния для переменных, характеризующих потоки углерода (GPP, RECO и NEE), по результатам оценок моделей ANN и XGBoost на тестовом наборе данных.

## Список литературы

1. Zeng J. *et al.* Global terrestrial carbon fluxes of 1999–2019 estimated by upscaling eddy covariance data with a random forest //Scientific data. — 2020. — Т. 7. — № . 1. — С. 313.
2. Yu T., Zhang Q., Sun R. Comparison of machine learning methods to up-scale gross primary production //Remote Sensing. — 2021. — Т. 13. — № . 13. — С. 2448.
3. Zhang C. *et al.* Mapping CO<sub>2</sub> fluxes of cypress swamp and marshes in the Greater Everglades using eddy covariance measurements and Landsat data //Remote Sensing of Environment. — 2021. — Т. 262. — С. 112523.
4. Chen T., Guestrin C. Xgboost: A scalable tree boosting system //Proceedings of the 22nd acm sigkdd international conference on knowledge discovery and data mining. — 2016. — С. 785–794.
5. Pastorello, G., Trotta, C., Canfora, E. *et al.* The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data. *Sci Data* **7**, 225 (2020). <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0534-3>
6. Vermote, E., Wolfe R. MOD09GA MODIS/Terra Surface Reflectance Daily L2G Global 1km and 500m SIN Grid V006. 2015, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC, <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD09GA.006>.
7. Friedl, M., Sulla-Menashe. MCD12C1 MODIS/Terra+Aqua Land Cover Type Yearly L3 Global 0.05Deg CMG V006. 2015, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC, <https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD12C1.006>
8. Loveland T. R., Belward A. S. The international geosphere biosphere programme data and information system global land cover data set (DISCover) //Acta Astronautica. — 1997. — Т. 41. — № . 4–10. — С. 681–689.
9. Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J-N. (2023): ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: [10.24381/cds.adbb2d47](https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47)
10. Paszke, A. *et al.*, 2019. PyTorch: An Imperative Style, High-Performance Deep Learning Library. In *Advances in Neural Information Processing Systems 32*. Curran Associates, Inc., pp. 8024–8035.

11. Available at: <http://papers.neurips.cc/paper/9015-pytorch-an-imperative-style-high-performance-deep-learning-library.pdf>.

### **Annotation**

An artificial neural network model (ANN) and an extreme gradient boosting (xgboost) model were created to estimate carbon fluxes, including net ecosystem exchange for 14 different types of biomes according to the IGBP (International Geosphere-Biosphere Program) classification in the Northern Hemisphere using multispectral satellite sounding data. It is shown that both models demonstrate high values of determination coefficients on the test data set. When estimating net ecosystem exchange and gross primary production, the best accuracy was achieved using the ANN, while ecosystem respiration was better estimated by the boosting model.

**Keywords:** machine learning, carbon fluxes, FLUXNET, MODIS, xgboost, artificial neural network.

# М. В. Келдыш, Г. И. Марчук, К. Я. Кондратьев: пилотируемая космонавтика и аэрокосмическое ДЗЗ. К 300-летию Академии наук

Сушкевич Т. А.

Институт прикладной математики им. М. В. Келдыша РАН,  
tamaras@keldysh.ru

К 300-летию Академии наук важно вспомнить заслуги и достижения Академии наук Союза ССР — высшего научного учреждения СССР (1925–1991) как образец организации и руководства прорывными стратегическими эпохальными проектами в ответ на вызовы отечественной фундаментальной и прикладной науки и обеспечение научно-технического прогресса. Академики М. В. Келдыш, Г. И. Марчук, К. Я. Кондратьев сыграли ключевую роль в покорении и освоении космоса. Главный Теоретик космонавтики М. В. Келдыш в статусе министра и Главный Конструктор космонавтики С. П. Королев открыли «космическую эру человечества». Единственный математик Трижды Герой Социалистического Труда — «Главный математик» М. В. Келдыш — идеолог космических исследователей и пилотируемой космонавтики, последний Президент АН СССР Герой Социалистического Труда Г. И. Марчук и Ректор Ленинградского университета К. Я. Кондратьев — его единомышленники. В Москве, Ленинграде и Новосибирске они подготовили и возглавили коллективы молодых ученых, которые первыми покоряли космос и создали фундаментальные основы информационно-математического обеспечения космических исследований и аэрокосмического дистанционного зондирования Земли. Запуск первого спутника Земли 04.10.1957 — подарок к 50-летию Дважды Героя Социалистического Труда академика С. П. Королева в год 100-летия К. Э. Циолковского. Первый в истории планеты орбитальный полет первого космонавта в мире Ю. А. Гагарина 12.04.1961 — подарок к 50-летию М. В. Келдыша в честь открытия «эры пилотируемой космонавтики».

**Ключевые слова:** 300 лет Академии наук, Главный Теоретик космонавтики, академики Келдыш, Марчук, Кондратьев, пилотируемая космонавтика, космические проекты, ДЗЗ

4 октября 1957 г. Советский Союз вывел на орбиту первый в мире искусственный спутник Земли. США запустили свой первый спутник 4 февраля 1958 г. Началась космическая эра человечества и вместе с этим космическая гонка между двумя сверхдержавами. СССР стал лидером пилотируемой космонавтики и аэрокосмического дистанционного зондирования Земли.

1946 год — ключевой в судьбе М. В. Келдыша, когда были сделаны первые шаги на пути выхода в космос. Датой основания ракетно-космической отрасли считается 13.05.1946, когда И. В. Сталин подписал Постановление Совета Министров СССР № 1017–419сс (гриф снят) «Вопросы реактивного вооружения», в котором были определены конкретные меры по созданию «Ракетно-ядерного щита». 30.11.1946 М. В. Келдыш в возрасте 35 лет избран академиком в Отделении технических наук АН СССР по специальности «математика, механика». С тех пор «незаменимый» М. В. Келдыш стал лидером и «Главным математиком» страны. 02.12.1946 молодого академика назначают Начальником Реактивного научно-исследовательского института (РНИИ, НИИ-1 МАП) — впервые математик стал руководителем технического института! М. В. Келдыш подготовил кадры и основал Первый в мире Институт прикладной математики АН СССР (ОПМ МИАН СССР) для выполнения «Трех проектов» — «Атомный», «Космический», «Ракетно-ядерный щит» — на основе «новых технологий»: прикладная математика, расчеты, ЭВМ и т. д. Согласно Распоряжению СМ СССР от 18.04.1953 № 6111-рс (гриф снят) М. В. Келдыш назначен директором института, А. Н. Тихонов — его заместителем. Историческая дата: 14.02.1954 в кабинете М. В. Келдыша прошло ПЕРВОЕ совещание по искусственному спутнику Земли (ИСЗ).

По указанию М. В. Келдыша в 1955 г. из АН СССР с помощью Г. А. Скуридина разослали письма в разные организации и ученым разных специальностей с одним вопросом: «Как можно использовать космос?» Для убеждения руководителей СССР в необходимости освоения космического пространства и запусков космических спутников и кораблей М. В. Келдыш как государственный деятель выделил две главные задачи: разведка и наблюдения Земли. Это был стратегический выбор в XX веке, актуальный и в XXI веке. Под эти задачи сформировались многие научно-исследовательские проекты, новые отрасли человеческой деятельности, новые научные институты, научные коллективы. Ключевым явился 1955 год — год становления космической

отрасли. В ноябре 1955 г. из АН СССР в ЦК КПСС и Совет Министров было направлено письмо с Программой космических исследований. Родилось новое научное направление REMOTE SENSING — аэрокосмическое дистанционное зондирование Земли.

Из Постановления ЦК КПСС и СМ СССР «О развитии исследований по космическому пространству» от 10.12.1959 № 1388–618 (секретно особой важности — гриф снят): «Придавая важное значение делу дальнейшего освоения космического пространства и обеспечению ведущей роли нашей страны в этой области, Центральный Комитет КПСС и Совет Министров Союза ССР ПОСТАНОВЛЯЮТ: 4. Для научно-технического руководства работами по исследованию космического пространства организовать при Академии наук СССР постоянно действующий Междуведомственный научно-технический совет по космическим исследованиям (МНТС по КИ). Утвердить Президиум Междуведомственного научно-технического совета в составе тт. Келдыша М. В. (председатель), Королева С. П. (заместитель председателя)...»

Пионерские информационно-математические и теоретико-расчетные исследования при проектировании и реализации первых космических аппаратов, а также первых космических экспериментов ДЗЗ и космических исследований осуществлялись тремя ведущими коллективами — в Москве: М. В. Келдыш, А. Н. Тихонов, Е. С. Кузнецов и их ученица Т. А. Сушкевич, А. М. Обухов, Г. В. Розенберг, М. С. Малкевич, А. Б. Сандомирский и др.; в Ленинграде: К. Я. Кондратьев, В. В. Соболев, И. Н. Минин, А. И. Лазарев, О. И. Смоктий, А. А. Бузников, А. П. Гальцев, Ю. М. Тимофеев, О. М. Покровский и др.; в Новосибирске: Г. И. Марчук, Г. А. Михайлов, М. А. Назаралиев и др. Первые «модельеры» радиационного поля Земли: Т. А. Сушкевич — глобальная сферическая модель, О. И. Смоктий — полуаналитическая модель, Г. А. Михайлов — локальные модели методом Монте-Карло. Первые эксперименты на пилотируемых космических кораблях: Ю. А. Гагарин (Восток-1, 12.04.1961) — первые визуальные наблюдения; Г. С. Титов (Восток-2, 6–7.08.1961) — первый космический фотограф и кинооператор, суточный полет в 700000 км; А. А. Леонов — первые визуальные наблюдения в открытом космосе и первый космический живописец; В. Ф. Быковский (Восток-5, 14–19.06.1963) и В. Н. Терешкова (Восток-6, 16–19.06.1963) — первый научный инструментальный эксперимент и открытие аэрозольных стратосферных слоев и др.

Премия правительства за пионерские работы по ДЗЗ: В. Г. Бондур, А. С. Викторов, А. М. Волков, А. С. Исаев, В. В. Козодеров, Г. Н. Коровин, Л. А. Макриденко, В. А. Малинников, Г. М. Полищук, В. И. Сухих, С. А. Ушаков, В. П. Савиных, О. И. Смоктий, Т. А. Сушкевич.

Они были первыми и вошли в историю человеческой цивилизации.



С. П. Королев, М. В. Келдыш, Л. В. Смирнов, К. С. Москаленко на стартовой площадке прощаются с Ю. А. Гагариным перед его посадкой в корабль. Байконур, 12 апреля 1961 г. РГАНТД. 0-676цв.

Рис. 1. Председатель МНТС по КИ при Президиуме АН СССР (1959–1978) в статусе министра и Главный Теоретик космонавтики М. В. Келдыш лично провожал на космодроме всех космонавтов в полет, принимал их доклады как зам. Председателя Госкомиссий и проводил пресс-конференции в Актовом зале МГУ.



Рис. 2. 15 апреля 1961 года. академик М.В. Келдыш встречает первого гражданина Вселенной Ю. А. Гагарина и Главного маршала авиации (1959) К. А. Вершинина в Доме ученых АН СССР для первой пресс-конференции после первого в истории человечества космического полета 12.04.1961. Проводил пресс-конференцию Президент АН СССР академик А. Н. Несмеянов, а М. В. Келдыш в зале.



Рис. 3. Г.С. Титов – самый молодой (в 25 лет) и любимый космонавт М.В. Келдыша - в «Институте Келдыша» после первого в мире суточного полета на спутнико-корабле «Восток-2».



Рис. 4. 11 августа 1961 года. Пресс-конференцию, посвященную успешному полету Г.С. Титова на космическом корабле «Восток-2», проводит Президент АН СССР (19.05.1961–19.05.1975) М.В. Келдыш, Главный теоретик космонавтики. Актовый зал МГУ переполнен.



Рис. 5. 25 июня 1963 года. Пресс-конференцию, посвященную успешному полету кораблей «Восток-5», В. Ф. Быковский, и «Восток-6», В. В. Терешкова, проводит Президент АН СССР академик М. В. Келдыш. Актный зал МГУ переполнен.

Руководители и организаторы покорения и освоения космоса — академики — заслуга Великой Академии Наук СССР: М. В. Келдыш (1943, 1946), Г. И. Марчук (1962, 1968), К. Я. Кондратьев (1968, 1984), Г. И. Петров (1953, 1958), Б. Н. Петров (1953, 1960), Ю. А. Израэль (1974, 1994), А. М. Обухов (1953, 1970), В. В. Соболев (1958, 1981), А. А. Дородницын (1953), Н. Н. Моисеев (1966, 1984), В. А. Амбарцумян (1939, 1953), А. Ф. Богомолов (1966, 1984), В. А. Котельников (1953), А. А. Благонравов (1943), Г. Н. Бабакин (1970), В. Н. Челомей (1958, 1962), М. К. Янгель (1966) и др.; «Совет Главных»: С. П. Королев (1953, 1958), В. П. Глушко (1953, 1958), Н. А. Пилюгин (1958, 1966), В. И. Кузнецов (1958, 1968), В. П. Бармин (1958, 1966), М. С. Рязанский (1958).

## **M. V. Keldysh, G. I. Marchuk, K. Ya. Kondratyev: manned astronautics and aerospace remote sensing. To the 300th anniversary of the Academy of Sciences**

Sushkevich T. A.

Keldysh Institute of Applied Mathematics of the Russian Academy of Sciences, tamaras@keldysh.ru

On the 300th anniversary of the Academy of Sciences, it is important to remember the merits and achievements of the USSR Academy of Sciences, the highest scientific institution of the USSR (1925–1991), as an example of organizing and leading breakthrough strategic epoch-making projects in response to the challenges of domestic fundamental and applied science and ensuring scientific and technological progress. Academicians M. V. Keldysh, G. I. Marchuk, K. Ya. Kondratyev played a key role in the conquest and exploration of outer space. The Chief Theorist of Cosmonautics M. V. Keldysh in the status of Minister and the Chief Designer of Cosmonautics S. P. Korolev opened the “space era of mankind”. The only one mathematician the Three Hero of Socialist Labor — “Chief Mathematician” M. V. Keldysh — the ideologist of space researchers and manned cosmonautics, the last President of the USSR Academy of Sciences the Hero of Socialist Labor G. I. Marchuk and the Rector of Leningrad University K. Ya. Kondratyev — his like-minded people. In Moscow, Leningrad and Novosibirsk, they trained and led teams of young scientists who were the first to conquer space and created the fundamental foundations for information and mathematical support for space research and aerospace remote sensing of the Earth. The launch of the first Earth sputnik on 10.04.1957 is a gift for the 50th anniversary of the Twice Hero of Socialist Labor Academician S. P. Korolev in the year of the 100th anniversary of K. E. Tsiolkovsky. The first orbital flight of the world’s first cosmonaut Yuri Gagarin in the history of the planet on 12.04.1961 is a gift for the 50th anniversary of M. V. Keldysh in honor of the opening of the “era of manned cosmonautics”.

*Keywords:* 300 years of Academy of Sciences, Chief Cosmonautics Theorist, academicians M. V. Keldysh, G. I. Marchuk, K. Ya. Kondratyev, manned cosmonautics, remote sensing, space projects

# Валидация оценок температуры поверхности океана, получаемых по данным МСУ-МР российского космического аппарата Метеор-М № 2–2

Фролова Е. А.<sup>1</sup>, Киселева Ю. В.<sup>1</sup>, Зайцев А. А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ФГБУ «НИЦ «Планета», 123242, г. Москва, Большой Предтеченский пер., д. 7

<sup>2</sup> АО «Российские космические системы», 111250, г. Москва, ул. Авиамоторная, д. 53

e-mail: [katelinka@yandex.ru](mailto:katelinka@yandex.ru)

Представлены результаты валидации по буйковым измерениям оценок температуры поверхности океана (ТПО), определяемых по измерениям шестиканального радиометра МСУ-МР, космического аппарата (КА) Метеор-М № 2–2. Алгоритм оценки ТПО, впервые использованный В.И. Соловьевым при работе с КА Метеор-М № 2, был адаптирован к измерениям МСУ-МР КА Метеор-М № 2–2 путем учета различий в калибровочных функциях ИК каналов обоих радиометров. Поправки в калибровочные функции вносились по результатам интеркалибровки по измерениям в аналогичных каналах радиометра SEVIRI геостационарного КА Meteosat-11 в районе Гвинейского залива.

**Ключевые слова:** Метеор-М, МСУ-МР, температура поверхности океана, валидация.

## Методика дистанционного определения температуры поверхности океана

Основным прибором отечественных полярно-орбитальных космических аппаратов (КА) серии Метеор-М является многозональное сканирующее устройство МСУ-МР. Аппаратура проводит измерения с высоты орбиты примерно 830 км в трех каналах № 1–3 видимого и ближнего ИК диапазонов спектра: 0,50–0,70 мкм; 0,70–1,10 мкм; 1,60–1,80 мкм и трех инфракрасных диапазонов № 4–6: 3,50–4,10 мкм; 10,5–11,5 мкм; 11,5–12,5 мкм. Полоса обзора МСУ-МР составляет 2900 км, линейный размер проекции пикселя в надире—1 км [1]. Подробное описание МСУ-МР и принцип его работы представлены в [2].

Одной из основных задач, решаемых по данным МСУ-МР, является дистанционное определение ТПО. Физическую основу дистанционного определения ТПО составляют измерения со спутников уходящего теплового излучения на верхней границе атмосферы в спектральных интервалах, называемых «окнами прозрачности»—измерениям уходящего теплового (ИК) излучения в спектральном диапазоне 10,5–12,5 мкм.

Определению температуры поверхности океана предшествует географическая привязка и классификация спутниковых измерений по признаку «водная поверхность-суша» и выделение измерений, свободных от облачности.

Непосредственно для вычисления значений температуры поверхности океана (Sea Surface Temperature, SST) используется общепринятый в зарубежной и отечественной практике тематической обработки спутниковой информации метод «расщепленного окна прозрачности» (РОП) [3]. В качестве базового алгоритма, реализующего метод РОП, при обработке данных тепловых каналов № 5 и № 6 МСУ-МР, используется модифицированный вариант РОП, пригодный как для ночных, так и дневных условий, с включением членов, учитывающих угол визирования и климатические данные:

$$SST = (a + b \cdot \beta) \cdot t_5 + (c + d \cdot SST_{clim} + e \cdot \beta) \cdot (t_5 - t_6) + f \cdot \beta + g, \quad (1)$$

где  $SST$ — температура морской поверхности;

$t_5$ — яркостная температура (ЯТ) в канале № 5 аппаратуры МСУ-МР;

$t_6$ — ЯТ в канале № 6 аппаратуры МСУ-МР;

$a, b, c, d, e, f$  и  $g$ — регрессионные коэффициенты;

$\beta = \sec \theta - 1$  для зенитного угла  $\theta$  визирования спутника с земной поверхности;

$SST_{clim}$ — климатическое значение температуры морской поверхности в наблюдаемом пикселе.

Выделение областей на спутниковом цифровом изображении, свободных от облачности, проводится пороговой фильтрацией по измерениям в тепловых каналах. Пороговые величины были подобраны эмпирически В.И. Соловьевым для МСУ-МР КА Метеор-М № 2. Дополнительно пороговые методы использовались для исключения грубых ошибок спутниковых измерений.

Прямая попытка использовать величины порогов для данных с КА Метеор-М № 2–2 приводила к резкому уменьшению количества восстановлений ТПО по сравнению с данными КА Метеор-М № 2. Кроме того, погрешность определения ТПО достигала несколько градусов. В связи с этим алгоритм оценки ТПО был адаптирован к измерениям в тепловых каналах МСУ-МР КА Метеор-М № 2–2 путем учета различий калибровочных характеристик каналов МСУ-МР обоих аппаратов с помощью интеркалибровки.

### Интеркалибровка тепловых каналов радиометра МСУ-МР

Интеркалибровка тепловых каналов радиометра МСУ-МР КА серии Метеор-М проводится, начиная с 2016 г., по данным радиометра SEVIRI европейского геостационарного КА Meteosat-10, а затем, с 2018 г.—КА Meteosat-11. Радиометр SEVIRI имеет схожие с МСУ-МР спектральные характеристики ИК каналов и, в свою очередь, регулярно участвует в интеркалибровках по спутниковому европейскому интерферометру IASI—эталонному прибору, рекомендованному GSICS—международной группой по интеркалибровке спутниковых приборов гидрометеорологического назначения.

На Рисунке 1 приведены графики смещения измерений ЯТ в каналах № 5 и № 6 МСУ-МР КА Метеор-М № 2 и № 2–2 относительно ЯТ, измеренных в аналогичных каналах радиометра SEVIRI КА Meteosat-11 [4] в 2022 г.

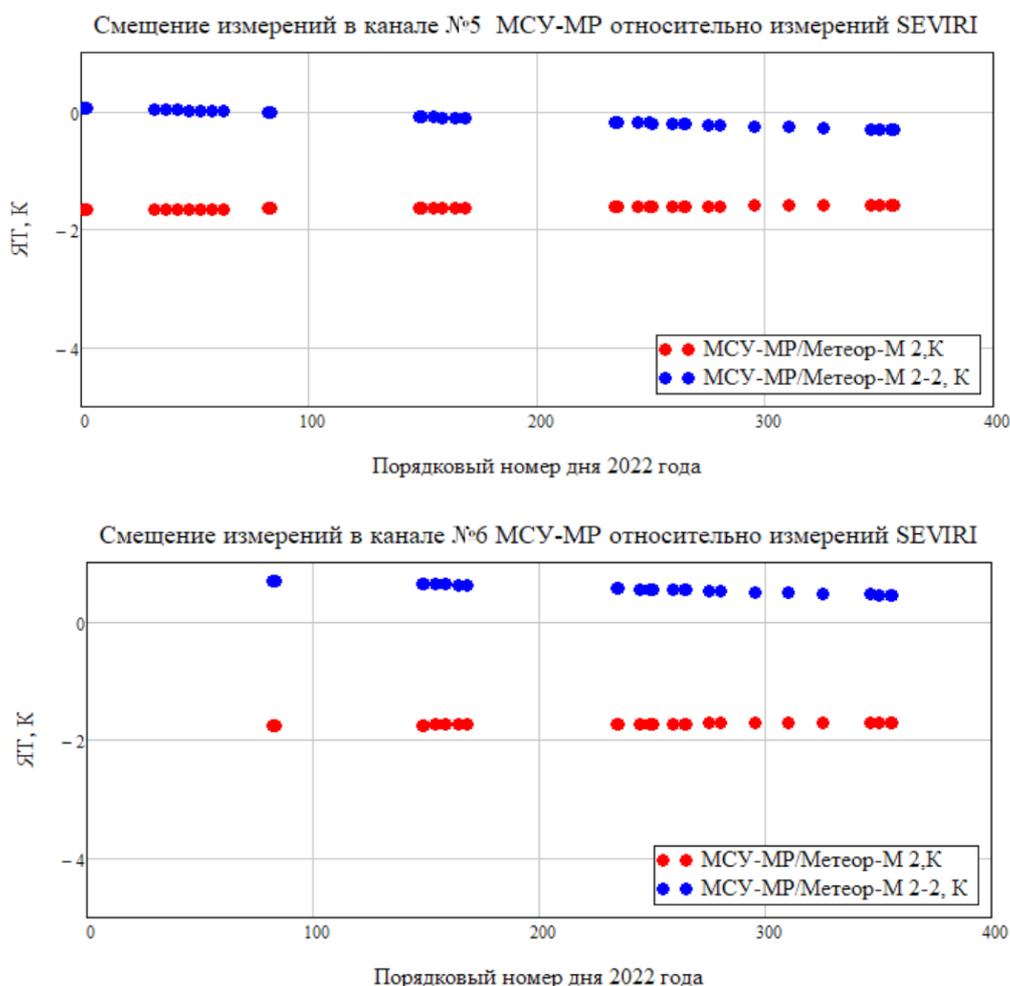


Рисунок 1 — Смещение измерений ЯТ в каналах № 5 и № 6 МСУ-МР КА Метеор-М № 2 и № 2–2 относительно измерений радиометра SEVIRI

Эти поправки были учтены в (1) для приведения ЯТ КА Метеор-М № 2–2 к ЯТ, измеренным КА Метеор-М № 2. После введения поправок общее количество определений ТПО, прошедших упоминающуюся выше пороговую селекцию, увеличилось в несколько раз.

## Валидация оценок температуры поверхности океана по данным буйковых измерений

Валидация определения ТПО проводится для усредненных значений в ячейках широтно-долготной сетки размером  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ . Эталонными данными являются данные буйковых наблюдений специализированного американского центра (National Data Buoy Center). В Таблице 1 для примера представлены результаты валидации значений ТПО, полученных по данным КА Метеор-М № 2–2 за период 01:16–23:11 UTC07.04.2023 г., а на Рисунке 2 — соответствующая гистограмма распределения ошибок определения ТПО в сравнении с эталонными наблюдениями.

Таблица 1

Кол-во исходных значений ТПО	Кол-во усредненных ТПО, занесенных в ячейки	Кол-во усредненных $T_{\text{буй}}$ , занесенных в ячейки	Кол-во сравнений в ячейках	Смещение (ТПО — $T_{\text{буй}}$ )	Среднеквадратичная невязка	Стандартное отклонение
9787629	886161	398	33	-0,41	1,25	1,18

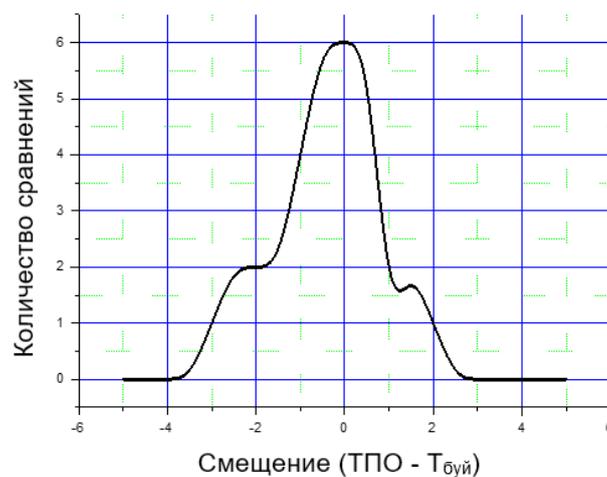


Рисунок 2 — Гистограмма распределения ошибок определения ТПО по данным КА Метеор-М № 2–2 в сравнении с эталонными наблюдениями за период 01:16–23:11 UTC07.04.2023 г.

После учета результатов интеркалибровки ИК каналов радиометра МСУ-МР КА Метеор-М № 2–2 расхождение в оценках ТПО и буйковыми измерениями уменьшилось до  $\sim 1,2\text{К}$ . Пример получаемых карт ТПО представлен на Рисунке 3.

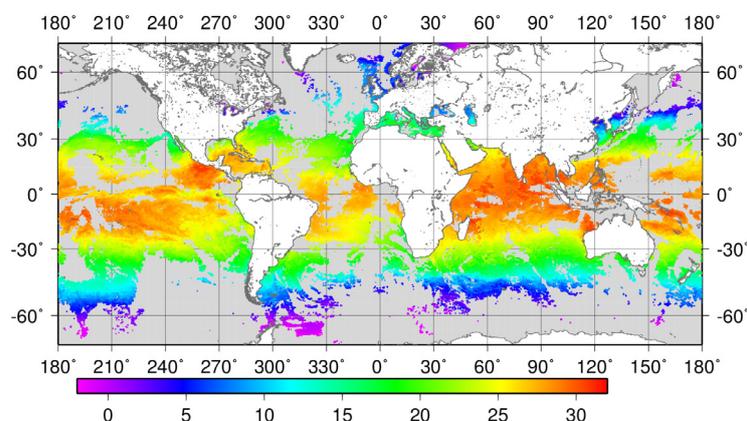


Рисунок 3 — Карта температуры поверхности Мирового океана по данным МСУ-МР КА Метеор-М № 2–2 за период 01:16–23:11 UTC07.04.2023

Выполненные сравнения показали, что среднегодовые величины среднеквадратичных невязок оценок ТПО не превышают  $1,2\text{--}1,5\text{К}$ . Разница между климатическими данными ТПО и буй-

ковыми измерениями достигает 2–3К. В связи с этим очевидно преимущество использования спутниковых оценок ТПО при ассимиляции в моделях прогноза погоды.

### Список использованной литературы

1. *Акимов, Н. П., Бадаев, К. В., Гектин, Ю. М., Рыжиков, А. В., Смелянский, М. Б., Фролов, А. Г.* Многозональное сканирующее устройство малого разрешения MSU-MR для космического информационного комплекса «Метеор-М». Принцип работы, эволюция, перспективы // Ракетно-космическое приборостроение и информационные системы. — 2015. — Т. 2. — вып.4. — С. 30–39.
2. *Гектин, Ю. М., Романов, А. В., Смелянский, М. Б., Цветкова, И. П.* Решение теоретических и практических задач метрологического обеспечения многозонального сканирующего устройства MSU-MR в ИК-диапазоне спектра // Труды Всероссийской научно-технической конференции «Актуальные проблемы ракетно-космического приборостроения и информационных технологий», Москва: ФИЗМАТЛИТ. — С. 91–98.
3. *Kenneth S. Casey, Tess B. Brandon, Peter Cornillon and Robert Evans.* The past, present, and future of the AVHRR Pathfinder SST program // Oceanography from Space. — 2010.
4. *Киселева Ю. В.* Интеркалибровка отечественных спутниковых радиометров и определение содержания газовых составляющих атмосферы: специальность 25.00.29 «Физика атмосферы и гидросферы»: диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук / Киселева Юлия Викторовна; ФГБУ «Гидрометцентр России» — Москва, 2022.

### Validation of sea surface temperature estimates derived from MSU-MR/ Meteor-M 2–2 data

Frolova E.A. <sup>1</sup>, Kiseleva Yu. V. <sup>1</sup>, Zaitsev A.A. <sup>2</sup>

<sup>1</sup>SRC «Planeta», 123242, Moscow, Bolshoy Predtechensky per. 7

<sup>2</sup>JSC «Russian Space Systems», 111250, Moscow, Aviamotornaya str. 53

The validation results are presented for the SST estimates derived from MSU-MR measurements on board Meteor-M 2–2 satellite. The SST derivation algorithm developed by V.I. Solovyov for MSU-MR/Meteor-M 2 was adjusted to the MSU-MR/Meteor-M 2–2 radiometric characteristic.

## 2. Дистанционное зондирование атмосферы и подстилающей поверхности в различных областях спектра

---

### Аэрозольное зондирование тропосферы и стратосферы лидарными и аэрологическими технологиями..

Балугин Н.В.<sup>1</sup>, Маричев В.Н.<sup>2</sup>, Юшков В.А.<sup>1</sup>, Фомин Б.Н.<sup>1</sup>, Бочковский Д.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУ «Центральная аэрологическая обсерватория», ул. Первомайская д. 3, г. Долгопрудный, 141707, Московская область

<sup>2</sup>ФГБУН «Институт оптики атмосферы им В. В. Зуева СО РАН», Томск  
e-mail: [horst2007@yandex.ru](mailto:horst2007@yandex.ru)

#### Аннотация

Представлены результаты совместного аэрозольного лидарно-аэрологического эксперимента в Томске (на базе Института оптики атмосферы СО РАН), проведенного 15–16 марта 2023 г по одновременному измерению вертикального распределения аэрозольной компоненты с помощью наземного лидара (7–50 км) и аэрозольным зондом обратного рассеяния (АЗОР), устанавливаемом на аэрологической оболочке (0–30 км). Цель эксперимента — сравнить технологии дистанционного и прямого метода определения параметров атмосферного аэрозоля, которые основаны на измерении сигнала обратного рассеяния атмосферы от применяемых источников излучения на близких длинах волн 532 (лидар) и 528 нм. Обсуждаются вопросы методики измерений. Согласованность лидарных и баллонных измерений обратного рассеяния для близких длин волн дает возможность рассматривать и применять АЗОР как мобильное средство для сравнения работ лидаров, расположенных в различных географических точках. Для восстановления микрофизических параметров аэрозоля при проведении совместных лидарно-баллонных экспериментов показана возможность расширения 2-х волновых (353 и 532 нм) лидарных измерений дополнительным набором длин волн (470, 850, 940 нм) с помощью оптического баллонного аэрозольного зонда.

**Ключевые слова:** стратосферный аэрозоль, лидар, аэрозольный зонд, многоволновое зондирование

#### Введение

Хорошо известны возможности лидарного метода зондирования атмосферы, а также его ограничения [1]. Наличие облачности заметно снижает возможности дистанционных наблюдений, а перспективы в развитии многоволновости лидарного зондирования атмосферы ограничиваются сложностью технических решений. Аэрологическое зондирование прямыми методами является всепогодным и хорошо дополняет дистанционные наблюдения. Для зондирования атмосферного аэрозоля применяется зонд обратного рассеяния — АЗОР [2,3], который по своему принципу действия подобен лидару — измерения сигнала суммарного обратного молекулярного и аэрозольного рассеяния света происходит от бортовых источников излучения. Конструкция прибора реализует измерение обратного рассеяния света из ближней зоны объемом 3 м<sup>3</sup>, расположенной всего на расстоянии 1–5 метров от излучателя. Зонд укомплектован измерителем температуры атмосферы в анализируемом объеме, что позволяет точнее оценивать вклад молекулярного рассеяния света в общий сигнал. Полетный прибор укомплектован навигационным модулем и телеметрическим передатчиком, что дает возможность выполнять автономные измерения таким аэрологическим прибором с мобильным базированием. Возможен выбор и установка бортовых источников излучения — светодиодов для пары длин волн следующего номинала: 470, 528, 650, 850 и 940 нм, что позволяет применять методы многоволнового зондирования для качественного анализа стратосферного аэрозоля. В двухволновой методике в каждой точке измерений определяется так называемый цветовой индекс (ЦИ) — отношение этих двух «аэрозольных» частей для рабочих длин волн зонда. Также для характерных моделей аэрозолей ЦИ вычисляется заранее. И сравнение теоретических значений ЦИ с измеренными указывает на тип аэрозоля (см. работу [4]).

## Результаты

15–16 марта 2023 года в Томске (56° с.ш. 85° в.д.) на базе Института оптики атмосферы СО РАН был проведен совместный аэрозольный лидарно-аэрологический эксперимент. На лидарном комплексе ИОА СО РАН измерения проводились в интервале высот от 7 до 50 км, а зондом — от 0 до 30 км. Описание техники измерений представлены в работе [4]. Горизонтальное удаление зонда от точки зондирования лидара в стратосфере было не более 30 км для всех проведенных измерений

Получены вертикальные профили отношения обратного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм (лидар) и 470, 528, 850, 940 нм (зонд), представленные для разных дат эксперимента на рис 1. На этом же рисунке приведены вертикальные профили температуры, измеренные термистором зонда. Пространственное положение зонда определялось бортовым навигационным модулем с погрешностью не хуже +/- 2 м. По этим данным рассчитывалась плотность атмосферы по барометрической формуле Лапласа –Рюльмана. Как в зондовой, так и в лидарной технологии измерений, полученные вертикальные профили плотности атмосферы использовались для расчета вклада молекулярного рассеяния в общий регистрируемый сигнал. Превышение полученного сигнала общего обратного рассеяния над молекулярным относилось к аэрозольному рассеянию.

В качестве параметра, описывающего вертикальную стратификацию аэрозоля, представлена оптическая характеристика  $R(\lambda, H)$  — отношение аэрозольного рассеяния.

$$R(\lambda, H) = \frac{\beta(\lambda, H)}{\beta_i(\lambda, H)} = \frac{\beta_i(\lambda, H) + \beta_a(\lambda, H)}{\beta_i(\lambda, H)} = 1 + \frac{\beta_a(\lambda, H)}{\beta_i(\lambda, H)},$$

где  $\beta(\lambda, H)$ ,  $\beta_m(\lambda, H)$ ,  $\beta_a(\lambda, H)$  — коэффициенты полного, молекулярного и аэрозольного обратного рассеяния света на длине волны  $\lambda$  на высоте  $H$ . Для примера, выполнение условий  $R(\lambda, H) = 1$  означает отсутствие на данных высотах аэрозоля, и, наоборот, там, где  $R(\lambda, H) \geq 1$ , появляется аэрозоль. По значению  $R(\lambda, H)$  определяется вклад аэрозольного рассеяния по отношению к молекулярному.

Как видно из рис. 1, для АЗОРа и лидара продемонстрировано хорошее согласие в полученных вертикальных профилях значения отношения обратного рассеяния  $R(H)$  для близких длин волн (528 и 532 нм). Для восстановления микрофизических параметров аэрозоля при проведении совместных лидарно-баллонных экспериментов показана возможность расширения 2-х волновых (353 и 532 нм) лидарных измерений дополнительным набором длин волн (470, 850, 940 нм) с помощью оптического баллонного аэрозольного зонда.

Согласованность лидарных и баллонных измерений обратного рассеяния для близких длин волн дает возможность рассматривать АЗОР как мобильное средство для сравнения работ лидарных систем, расположенных в различных географических точках. Современная элементная база позволяет создать многоволновой зонд, работающий одновременно на 5–6 длинах волн (457, 530, 590, 630, 850, 940 нм), что может быть использовано для определения микрофизических характеристик аэрозоля.

Полученное вертикальное распределение показывает умеренное аэрозольное наполнение, характерное для выбранного периода измерений в условиях отсутствия вулканической активности. Естественно, наиболее рельефно эти результаты на рис. 1 видны по данным зондирования на длине волны 940 нм.

Сравнение вертикальных профилей температуры, полученных лидаром и зондовым методом также показало их хорошее согласие — расхождение в значениях температуры атмосферы не превышало +/- 1,5 К в диапазоне высот 10–30 км (на рис не приводятся)..

Следует отметить, что примененная баллонная технология подготовки и выпуска шар зонда с аэрозольным зондом обратного рассеяния проста в использовании и не требует наличия сложной инфраструктуры для обеспечения зондирования.

В двухволновой методике в каждой точке измерений определяется так называемый цветовой индекс (ЦИ)- отношение этих двух «аэрозольных» частей для рабочих длин волн зонда. Также

для характерных моделей аэрозолей ЦИ вычисляется заранее. И сравнение теоретических значений ЦИ с измеренными указывает на тип аэрозоля (см. работу [2]). Затем, пользуясь выбранной моделью аэрозоля, можно оценить количество аэрозольных/облачных частиц и их размеры в данной точке траектории АЗОР. Эту информацию можно затем использовать для оценок воздействия аэрозоля на энергобаланс атмосферы [5], а также для решения других задач.

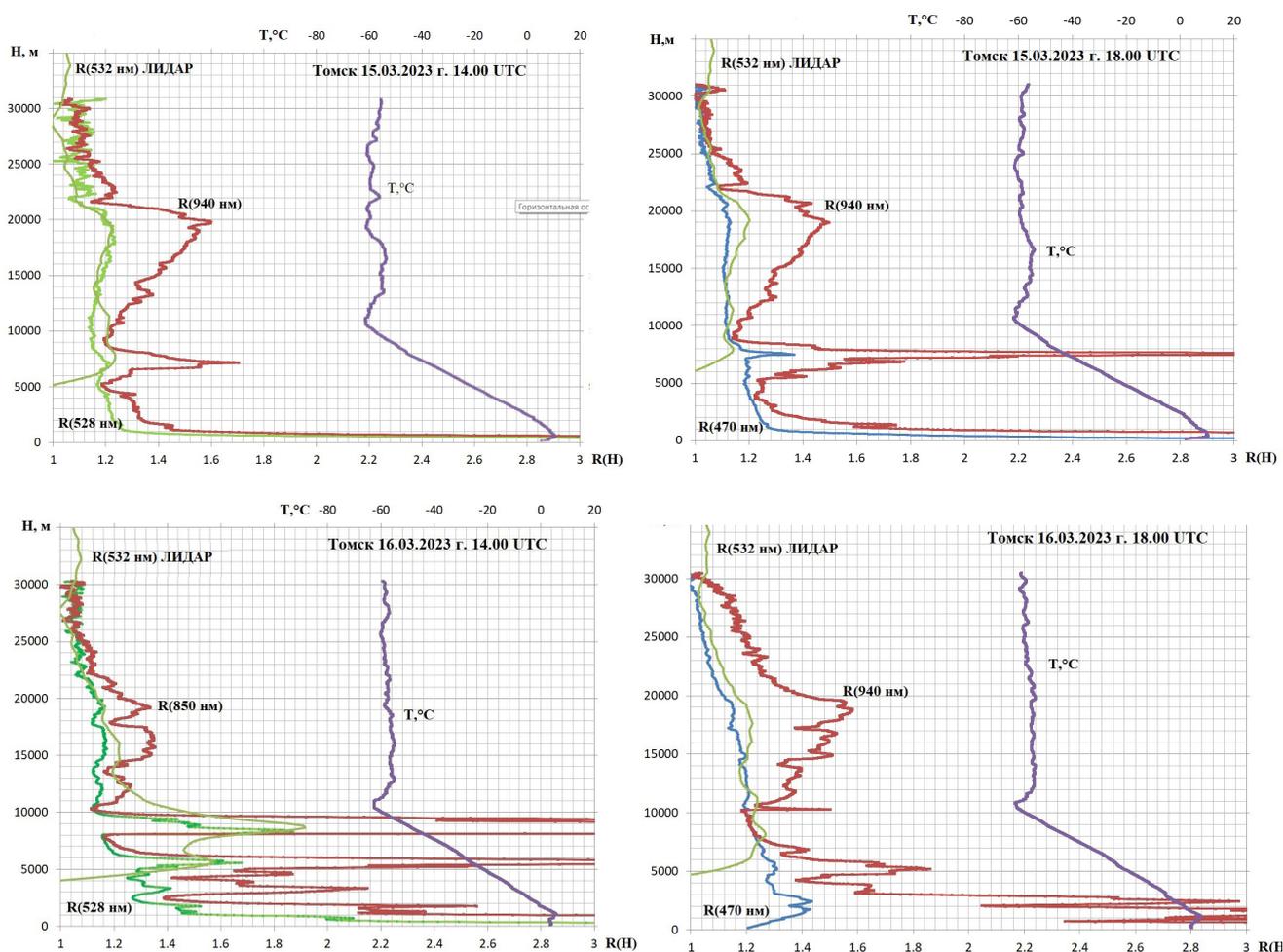


Рис. 1 Вертикальные профили отношения рассеяния для разных длин волн, обозначенных на рисунке для лидарного и зондового метода..

### Заключение

Сочетание лидарных данных и результатов одновременного аэрологического зондирования оптическим зондом обратного рассеяния определяют перспективность и всепогодность получения профильной многоспектральной информации о стратосферном аэрозоле.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23–27–00057, <https://rscf.ru/project/23–27–00057>

### Список литературы

1. Лидарный мониторинг облачных и аэрозольных полей, малых газовых составляющих и метеопараметров атмосферы / под ред. Г.Г. Матвиенко. — Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2015. — 450 с.
2. Балугин Н. В., Фомин Б. А., Юшков В. А. Оптический зонд обратного рассеяния для баллонных аэрологических измерений// Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2022. Том 58, № 3, с. 365–372 DOI:10.31857/S0002351522030026
3. J.M. Rosen, N. T. Kjome. Backscattersonde: a new instrument for atmospheric aerosol research. APPLIED OPTICS, Vol. 30, No. 12, pages 1552–1561, 1991.
4. Маричев В. Н., Матвиенко Г. Н., Юшков В. А. Балугин Н. В., Бочковский Д. А. Лидарно-баллонный эксперимент по исследованию стратосферного аэрозоля для климатических наблюдений и диагностических задач. Метеорология и гидрология 2022, № 11, с 41–45

5. Балугин Н. В., Фомин Б. А., Лыков А. Д., Юшков В. А. Оценка воздействия стратосферного аэрозоля на радиационный баланс стратосферы по данным оптического баллонного зонда обратного рассеяния и радиационного моделирования. *Метеорология и гидрология* 2022, № 10, с 121–128

## **Aerosol sounding of the troposphere and stratosphere by lidar and aerological technologies**

Balugin N. V.<sup>1)</sup>, Marichev V. N.<sup>2)</sup>, Yushkov V. A.<sup>1)</sup>, Fomin B. A.<sup>1)</sup>, Bochkovski D. A.<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Federal State Budgetary Institution Central Aerological Observatory of Roshydromet, Dolgoprudny

<sup>2)</sup> V. E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS (IOA SB RAS), Tomsk  
horst2007@yandex.ru

The capabilities of the lidar method of atmospheric sounding, as well as its limitations, are well known. The presence of clouds significantly reduces the possibilities of remote observations, and the prospects for the development of multi-wave lidar sensing of the atmosphere are limited by the complexity of technical solutions. Aerological sounding by direct methods is all-weather and complements remote observations well. To probe atmospheric aerosol, a backscattering probe is used, which is similar in its principle of operation to lidar—measurements of the signal of reverse molecular and aerosol light scattering come from onboard radiation sources. The design of the device implements the measurement of backscattering of light from the near zone with a volume of 3 m<sup>3</sup>, located only at a distance of 1–5 meters from the emitter. At the same time, the temperature of the atmosphere in the analyzed volume is measured, which makes it possible to more accurately assess the contribution of molecular light scattering to the overall signal.

It is possible to select and install onboard radiation sources—LEDs for a pair of wavelengths of the following nominal values: 470, 528, 650, 850 and 940 nm. The flight instrument is equipped with a navigation module and a telemetry transmitter, which allows performing autonomous measurements with such an aerological device -an aerosol backscattering probe (AZOR).

On March 15–16, 2023, a joint aerosol lidar-aerological experiment was conducted in Tomsk on the basis of the Institute of Atmospheric Optics SB RAS. Lidar measurements were carried out in the range of heights from 7 to 50 km, with a probe—from 0 to 30 km. Vertical profiles of the scattering ratio at wavelengths of 355 and 532 nm (lidar) and 470, 528, 850, 940 nm (probe) were obtained. A good agreement was demonstrated in the obtained vertical profiles of the backscattering ratio R(H) for close wavelengths (528 and 532 nm for AZOR and lidar, respectively). To restore the microphysical parameters of the aerosol during joint lidar-balloon experiments, the possibility of expanding 2-wave (353 and 532 nm) lidar measurements with an additional set of wavelengths (470, 850, 940 nm) using an optical balloon aerosol probe is shown.

The consistency of lidar and balloon backscattering measurements for close wavelengths makes it possible to consider AZOR as a mobile tool for comparing the work of lidars located in different geographical locations. The modern element base allows you to create a multi-wave probe operating simultaneously at 5–6 wavelengths (457, 530, 590, 630, 850, 940 nm), which can be used to determine the microphysical characteristics of the aerosol.

**Key words:** stratospheric aerosol, lidar, backscattersonde

# Мониторинг прозрачности атмосферы в темное время суток по данным оптических инструментов Национального Гелиогеофизического комплекса

Белецкий А. Б., Сыренова Т. Е., Тащилин М. А., Яковлева И. П., Васильев Р. В., Татарников А. В., Щеглова Е. С., Костылева Н. В.

ИСЗФ СО РАН, г. Иркутск, Россия  
e-mail: [beletsky@iszf.irk.ru](mailto:beletsky@iszf.irk.ru)

## Аннотация

Рассматривается возможность мониторинга прозрачности атмосферы в темное время суток с помощью существующих наземных широкоугольных оптических систем, предназначенных для регистрации собственного излучения атмосферы Земли. Приводится оценка атмосферного поглощения на примере нескольких звезд по данным камер всего неба Национального Гелиогеофизического комплекса.

Ключевые слова: атмосферные эмиссии, атмосферная экстинкция, камера всего неба

Существование аэрозоля на разных высотах атмосферы может влиять на спектральное распределение сумеречного и ночного свечения атмосферы за счет составляющей непрерывного фона, зависящего от состояния атмосферы и образующегося в результате многократно рассеянной солнечной радиации. В случае выделения сплошного спектра собственного излучения верхней атмосферы анализ составляющей непрерывного фона целесообразно проводить с учетом динамики аэрозольных образований и оптических характеристик нижней атмосферы [Михалев и др., 2007]. В работе [Михалев и др., 2019] с использованием ранее полученных спектральных характеристик АОТ и влагосодержания атмосферы проведен анализ влияния атмосферного аэрозоля на результаты наземных наблюдений собственного излучения верхней атмосферы в эмиссионных линиях атомарного кислорода [OI] 557.7 и 630.0 нм. Отмечается спектральная зависимость коэффициентов корреляции между интенсивностями эмиссий 557.7, 630.0 и АОТ, и выявлен ее нелинейный характер. В работах [Михалев и др., 2007; Михалев и др., 2019] данные прозрачности атмосферы были получены с помощью солнечного фотометра и, в общем случае, могут не отражать динамики аэрозоля в темное время суток.

В работе представлены примеры оценки атмосферного поглощения в темное время суток на основе данных широкоугольных оптических систем Национального Гелиогеофизического комплекса (НГК) [Васильев и др., 2020]. В состав комплекса входят две идентичные камеры всего неба KEO Sentry 4 с разным набором интерференционных светофильтров. Поле зрения камер 180°, направление визирования — зенит. Выбор спектрального диапазона обеспечивается автоматически сменяемыми интерференционными фильтрами (нижняя панель Рис. 1). Время экс-

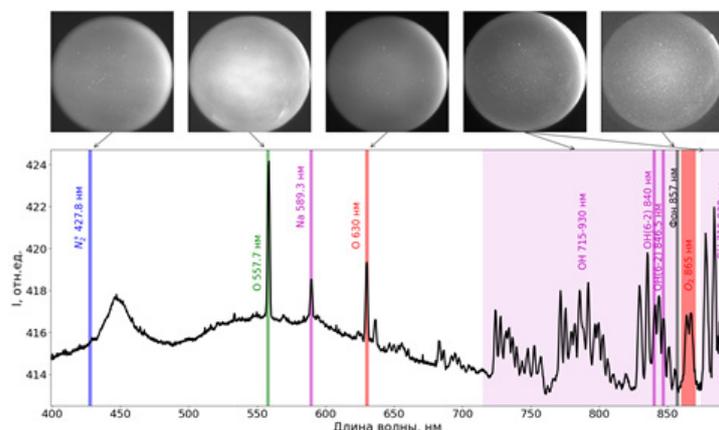


Рис. 1 Спектр свечения ночного неба в диапазоне 400–900 нм (нижняя панель, усредненный спектр за 23.01.2023), полученный с помощью спектрометра KEO Spectrograph:: VISIBLE. Цветом показаны спектральные каналы камер всего неба ASI0 и ASI1. На верхней панели приведены примеры кадров камер всего неба для некоторых спектральных каналов (указано стрелками).

позиции для каналов с узким спектральным диапазоном — 55 с. Для широкополосного канала ОН(715–930 нм) — 7 с. Центры полосы пропускания фильтров приведены в нанометрах (в скобках указана полуширина пропускания фильтров): Камера ASI0–557.7(2), 630.0(2), 840.0(1.8), 846.5(1.8), 857.0(1.8); Камера ASI1–557.7(2), 630.0(2), 427.8(2), 589.3(2), 865.0(10). Кроме вышеперечисленных фильтров на обеих камерах установлены широкополосные фильтры 715–930 нм с блокированием спектрального интервала с центром 865 нм и полушириной 18 нм.

На рис. 1 показан усредненный спектр свечения ночного неба в диапазоне 400–900 нм за 23.01.2023, полученный с помощью спектрометра KEO Spectrograph:: VISIBLE, входящего в состав оборудования НГК. Цветом выделены спектральные каналы камер всего неба ASI0 и ASI1.

Для кадров, получаемых с помощью камер всего неба НГК, была адаптирована методика выделения и идентификации звезд, разработанная для широкоугольной оптической системы KEO Sentinel. Эта методика подробно описана в работах [Сыренова и др., 2021; Vasilyev et al, 2021]. На первом этапе на кадре производится поиск групп пикселей, интерпретируемых как звезды. Далее, по рассчитанным ранее зависимостям, для каждой найденной группы определяется азимут и угол места. На следующем этапе производится сопоставление времени, азимута и угла места центра группы пикселей на кадре и звезды из каталога PyEphem [<https://pypi.org/project/ephem/>]. Интенсивность звезды в отсчетах АЦП ПЗС камеры рассчитывается по формуле:

$$I = \sum_0^N I_{\text{нп}} - N \cdot I_{\text{фон}}$$

где  $N$  — количество пикселей в группе, интерпретируемой как звезда;  $I_{\text{нп}}$  — отсчеты АЦП одного пикселя в группе;  $I_{\text{фон}}$  — среднее значение пикселей в окрестности звезды в отсчетах АЦП.

Для каналов с узким спектральным диапазоном камер всего неба НГК производителем были проведены работы по абсолютной калибровке. В дальнейшем для спектральных каналов 557.7 нм и 630 нм приводятся данные в энергетических единицах. На рис. 2а приведен временной ход интенсивности Полярной звезды 1 января 2022 г в трех спектральных диапазонах. В каталоге [Харитонов и др., 1978] приведено распределение энергии в спектрах 602 звезд, которые создаются звездами на границе земной атмосферы. Значения освещенностей для длин волн 577.7 нм и 630 нм согласно каталогу составляют  $5.7810^{-2}$  эрг  $\text{см}^{-2}\text{с}^{-1}\text{см}^{-1}$  и  $5.0210^{-2}$  эрг  $\text{см}^{-2}\text{с}^{-1}\text{см}^{-1}$  соответственно. С учетом полуширины пропускания 2 нм интерференционных фильтров 557.7 нм и 630 нм освещенности для каналов камер 557.7 нм и 630 нм составят  $1.15610^{-8}$  эрг  $\text{см}^{-2}\text{с}^{-1}$  и  $1.00410^{-8}$  эрг  $\text{см}^{-2}\text{с}^{-1}$  соответственно. На рис. 2б показан временной ход отношения освещенности, создаваемой Полярной звездой на границе земной атмосферы [Харитонов и др., 1978] к интенсивности Полярной звезды, зарегистрированной в каналах 557.7 нм и 630 нм камеры ASI0. Результаты, представленные на рис. 2а, демонстрируют применимость методики для интерпретации наблю-

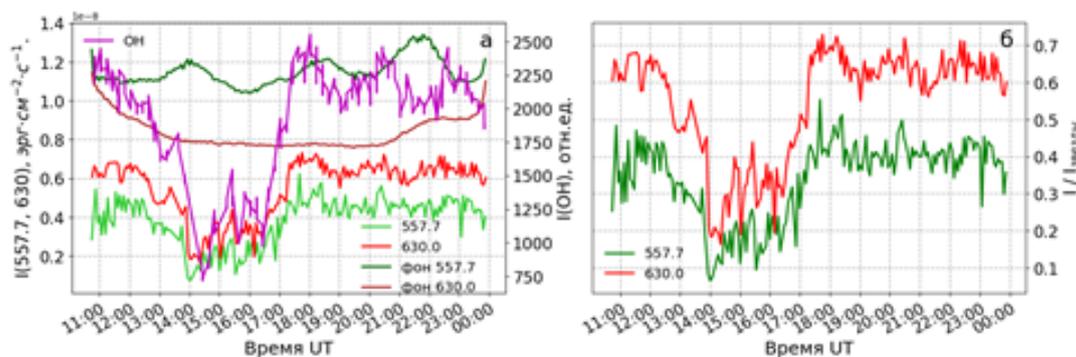


Рис. 2 Временной ход интенсивности Полярной звезды 01.01.2022 г, рассчитанный по данным камеры ASI0 (рис. 2а), в спектральных каналах 557.7 нм (зеленая кривая), 630 нм (красная кривая) и ОН (715–930 нм). Темно-зеленая и темно-красная кривые — временной ход средней по кадру интенсивности в спектральных каналах 557.7 и 630 нм соответственно. На рис. 2б показан временной ход интенсивности Полярной звезды, нормированной на значение внеатмосферной яркости в соответствующих спектральных диапазонах [Харитонов и др., 1978].

дений собственного свечения верхней атмосферы. Локальный максимум средней интенсивности эмиссии 557.7 нм в 14 UT может быть связан с прохождением слабой облачности или дымки, на что указывает снижение интенсивности Полярной звезды. Локальные максимумы в 18:30 и 21:40 UT отражают, скорее всего, вариации атмосферной эмиссии. Уменьшение рассчитанной интенсивности Полярной звезды в более чем три раза на временном промежутке 13–17:30 UT может быть связано, том числе, с недостатками алгоритма выделения звезды на кадре камеры.

На рис. 3 показан временной ход интенсивности нескольких звезд, нормированной на их внеатмосферные яркости. Данные получены с помощью камеры ASI0 1 января 2022 г.

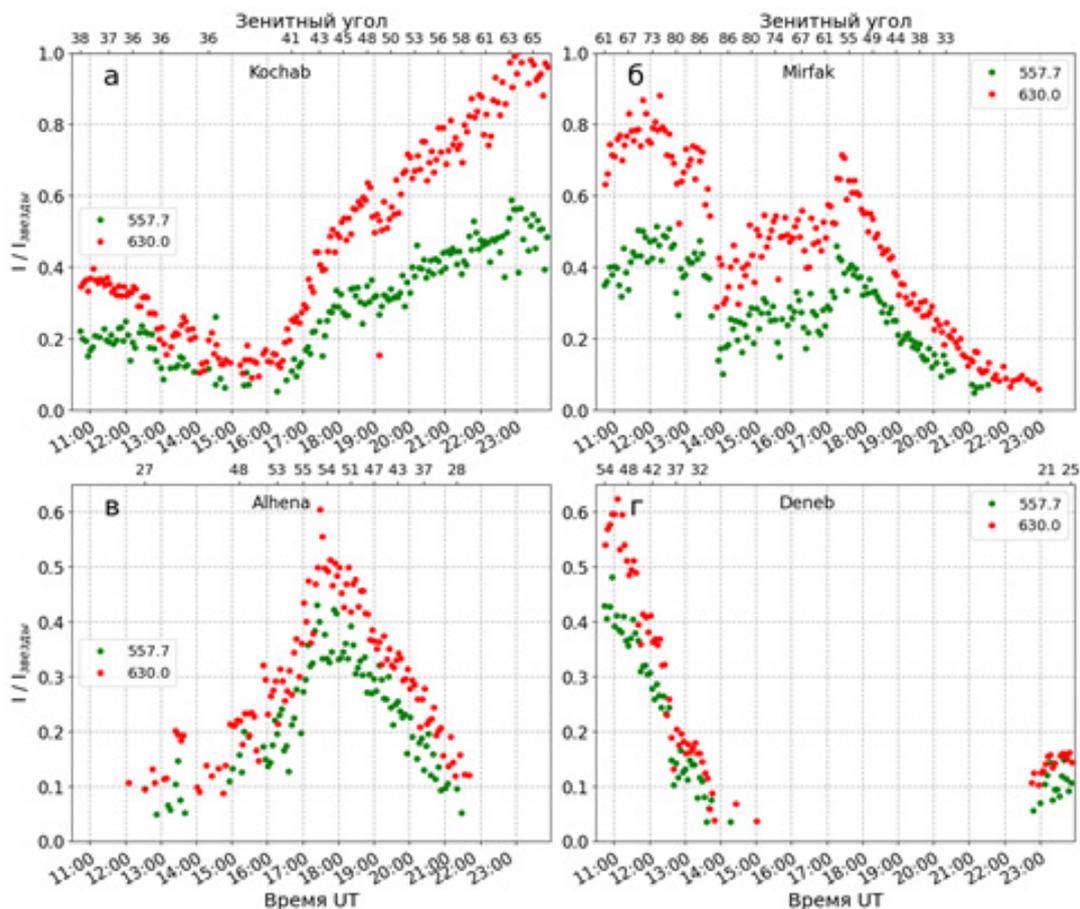


Рис. 3 Временной ход относительной интенсивности звезд Кохаб (а), Мирфак (б), Альхена (в) и Денеб (г) 01.01.2022 г, рассчитанный по данным камеры ASI0 в спектральных каналах 557.7 нм (зеленая кривая) и 630 нм (красная кривая).

Представленные результаты демонстрируют возможность оценки атмосферного поглощения с помощью данных камер всего неба, предназначенных для регистрации пространственного распределения интенсивности атмосферных эмиссий верхней атмосферы Земли. Камеры всего неба НГК работают в мониторинговом режиме и могут использоваться не только в исследованиях верхней атмосферы, но и для экологического мониторинга, а также для дополнения информации о вариациях параметров нижней атмосферы.

В дальнейшем необходима проверка калибровочных коэффициентов, предоставленных производителем камер всего неба. Кроме этого планируется улучшить точность методики определения интенсивности звезд на кадрах камеры. Камеры с узкими светофильтрами имеют свои преимущества и недостатки для задач оценки атмосферного поглощения в темное время суток. С одной стороны, регистрируется практически монохроматический поток излучения, что облегчает расчет атмосферной экстинкции и повышает его точность [Миронов, 2008]. С другой стороны, спектральные каналы таких камер настроены на линии высвечивания атмосферных эмиссий, интенсивности которых даже в геомагнитно спокойные ночи сравнимы, в узком спектральном диапазоне, с интенсивностями звезд (см. рис. 1 и 2а). Это ухудшает отношение сигнал/

шум при процедуре выделения звезды по сравнению с системами с широким спектральным диапазоном или диапазоном вне эмиссионных линий и полос верхней атмосферы. Контроль прозрачности атмосферной толщи в ночное время позволит дополнить данные дневных измерений проводимых, например, с помощью солнечных фотометров CIMEL международной сети Aeronet (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>), и позволит проводить круглосуточный мониторинг облачности и атмосферного поглощения наземными методами.

Работа выполнена в рамках гранта № 075–15–2020–787 Министерства науки и высшего образования РФ на выполнение крупного научного проекта по приоритетным направлениям научно-технологического развития (проект «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории»).

### Список литературы

1. *Васильев Р. В., Артамонов М. Ф., Белецкий А. Б., Жеребцов Г. А., Зоркальцева О. С., Комарова Е. С., Медведева И. В., Михалёв А. В., Подлесный С. В., Ратовский К. Г., Сыренова Т. Е., Тацилин М. А., Ткачев И. Д.* Научные задачи оптических инструментов национального гелиогеофизического комплекса // Солнечно-земная физика. — 2020. — Т. 6. — № 2. — С. 105–122. — DOI 10.12737/szf-62202008. — EDN MIKJNS.
2. *Миронов А. В.* Основы астрофотометрии. Практические основы фотометрии и спектрофотометрии звезд. // М. Физматлит, ISBN978–5–9221–0935–2, 2008 г.
3. *Михалев А. В., Тацилин М. А.* Некоторые задачи солнечно-земной физики, связанные с образованием и динамикой атмосферного аэрозоля. // Оптика атмосферы и океана. — 2007. — Т. 20. — № 06. — С. 555–558.
4. *Михалев А. В., Тацилин М. А., Сакерин С. М.* Влияние атмосферного аэрозоля на результаты наземных наблюдений излучения верхней атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 03. С. 202–207.
5. *Сыренова Т. Е., Белецкий А. Б., Васильев Р. В.* Географическая привязка кадров широкоугольных оптических систем // Журнал технической физики. — 2021. — Т. 91. — № 12. — С. 1990–1996.
6. *Харитонов А. В., Терещенко В. М., Князева Л. Н., 1978.* Сводный спектрофотометрический каталог звезд. Алма-Ата: «Наука».
7. *Vasilyev, T. E. Syrenova, A. B. Beletsky [et al.]* Studying a long-lasting meteor trail from stereo images and radar data // Atmosphere. — 2021. — Vol. 12. — No 7.

# Вклад различных реакций в поведение мезосферной фотохимической системы: анализ на основе трехмерного химико-транспортного моделирования

Беликович М. В., Чубаров А. Г., Куликов М. Ю., Фейгин А. М.

Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова  
Российской академии наук, Нижний Новгород, РФ  
e-mail: [belikovich@ipfran.ru](mailto:belikovich@ipfran.ru), [a.chubarov@ipfran.ru](mailto:a.chubarov@ipfran.ru)

## Аннотация

По результатам трехмерного химико-транспортного моделирования произведена количественная оценка значимости отдельных реакций в поведении концентраций семейств нечетного кислорода и водорода в мезосфере в дневное время суток. На основе годовой эволюции компонент найдены месячные зональные средние с учетом времени суток от отношения вклада отдельной реакции к суммарному источнику/стоку семейства. Согласно полученным результатам, область 80–95 км является переходной с точки зрения набора значимых реакций.

**Ключевые слова:** мезосфера, фотохимия, малые газовые составляющие, семейства.

Интерес к мезосфере имеет как фундаментальную, так и практическую направленность. В данном регионе достигаются уникальные для атмосферы Земли низкие температуры (до 100 К) и давления. В ней происходит ряд малоизученных явлений, таких как полярные мезосферные облака и высотные разряды. С прикладной точки зрения регион интересен для поиска климатических предикторов ввиду высокой чувствительности региона к изменениям в нижележащих слоях. Так скорость изменения температуры мезопаузы за время наблюдений достигает до 0,5–1 К в год, в то время как тренд глобального потепления, наблюдаемый у поверхности Земли, составляет всего 1,5–2 К за период с 1850 по 2020 гг. В последнее время в связи с развитием дистанционного зондирования набирает актуальность использование мезосферы как естественной лаборатории, в частности для исследования высоко реактивных компонент, изучение которых в лабораторных установках сопряжено с множеством технических проблем. Отличительной особенностью региона является значимый, наряду с динамическими процессами переноса, вклад фотохимии.

Основным источником информации о глобальном состоянии является спутниковое дистанционное зондирование, потому как *in situ* измерения возможны исключительно посредством ракет, пуски которых слишком редки, чтобы говорить о проведении измерительных кампаний в глобальном масштабе. Дистанционное зондирование региона представлено микроволновым, инфракрасным и оптическим диапазонами. При этом типична ситуация, когда концентрация мезосферных компонент определяется непрямим способом. Иными словами, когда непосредственно измеряемая величина связана с интересующей характеристикой только в рамках некоторых предположений. Например, измерения концентрации ночного О прибором SABER на спутнике Timed однозначно связаны с измерениями свечения возбужденного ОН только в рамках предположения о химическом равновесии ночного О<sub>3</sub> (см. [1]). Использование подобных предположений позволяет многократно увеличить информационную содержательность дистанционных измерений. Как правило, связь является результатом баланса реакций источников и стоком, то есть следствием локального фотохимического равновесия компонент. В этом случае связь принимает вид алгебраических соотношений, содержащих мгновенные концентрации компонент. Стоит отметить, что фотохимическая связь может накладывать ограничения на временную эволюцию компонент и принимать форму дифференциальных уравнений (см. [2]). К сожалению, нельзя сказать, что в научном сообществе достаточное внимание уделяется проверке фотохимических связей. В цикле работ [3–5] было показано, что в измерениях О прибором SABER в ночное время предположение о химическом равновесии О<sub>3</sub> может нарушаться

существенно выше, чем ранее предполагалось, а в дневное время в используемой связи необходим учет реакции с Н.

Мезосферная фотохимическая система включает множество реакций, однако очевидно, что не все они равнозначны. В ИПФ РАН развит подход (базовых динамических моделей) в основе которого лежит создание приближенного, но значительно упрощенного (с точки зрения количества решаемых дифференциальных уравнений) описания фотохимической системы. Упрощение производится как уменьшением количества рассматриваемых реакций, так и путем замены динамического описания (посредством дифференциальных уравнений), алгебраическим, подразумевающим нахождение подсистем в состоянии локального фотохимического равновесия. Конечный вид приближенной системы зависит от необходимой точности описания. Этот подход оказался очень продуктивен в исследовании мезосферы, в частности в поиске и проверке фотохимических связей, используемых в дистанционном зондировании региона. С помощью него в работах [3–5] был выведен критерий, сигнализирующий о нарушении предположения о равновесии ночного озона в измерениях SABER, что позволило отфильтровать некорректные измерения О.

Для фотохимии мезосферы характерно наличие семейств: групп компонент, которые быстро (малое время жизни) переходят друг в друга. Элементы семьи находятся в локальном фотохимическом равновесии. Концентрация же всего семейства, представляющая сумму всех его компонент с некоторыми множителями, имеет значительно большее время жизни. В данной работе рассматриваются семейства нечетного кислорода ( $O_x = O_3 + O + O(^1D)$ ) и водорода ( $HO_x = H + OH + HO_2 + 2H_2O_2$ ). Наличие семейств само по себе дает связь между компонентами, однако их количество увеличивается, если концентрация всего семейства ( $O_x$  или  $HO_x$ ) находится в состоянии фотохимического равновесия, то есть определяется мгновенным балансом источников и стоков. На практике это позволяет, измеряя малое количество компонент, определить концентрации всех членов семейства. В предыдущих работах [6–8] на основе одномерной модели было показано, что семейства  $O_x$  и  $HO_x$  в дневное время могут находиться в состоянии фотохимического равновесия, на высотах от 60 до 80 км. Однако наиболее адекватным образом связи для практического применения лучше получать в рамках вышеозначенной процедуры создания упрощенной системы. При этом необходимо рассмотреть широкий набор условий близких к реальным. Полученное приближенное описание покажет, можно ли считать концентрации  $O_x$  и  $HO_x$  равновесными и какие при этом реакции должны быть учтены.

Для симуляции реальных условий используется трехмерная химико-транспортная модель. Она осуществляет расчет фотохимии и перенос ветром и диффузией, используя при этом временную эволюцию полей температуры и ветра в качестве входных данных. Рассматриваемая модель, изначально созданная в Институте атмосферной физики Кюлунгсборна, хорошо зарекомендовала себя (см ссылки в [3–5]) в исследовании региона мезосферы-нижней термосферы. Модель рассматривает 17 компонент в качестве динамических переменных и учитывает 64 реакции. Первоначальным шагом в процедуре упрощения системы является оценка вклада различных реакций в правую часть уравнений химической кинетики системы. Такой шаг укажет на реакции явно необходимые для учета. Для проведения оценки мы усредняем по зональной компоненте (с учетом зенитного угла, соответствующего световому дню) отношение отдельного источника/стока семейства к общей сумме источников /стоков. Результат такого анализа представлен на рисунке 1. Стоит отметить, что данного шага еще недостаточно для того, чтобы принять решение об исключении той или иной реакции и упрощенной системы.

Оценка значимости реакций проводилась в рамках наиболее полного (согласно возможностям модели) списка реакций с использованием годовой эволюции компонент. На рисунке 1 представлены оценки, соответствующие реакциям, дающим вклад более 5 % в полный источник/сток для семей  $O_x$  и  $HO_x$ . На рисунке изображены результаты усреднения за июнь. Представленные высоты являются приблизительными. Они рассчитаны по фиксированным уровням давления модели исходя из высоты однородной атмосферы 7 км и давления у поверхности Земли

1013мБар. Проведенный анализ демонстрирует, что единственным значимым источником  $O_x$  во всем рассматриваемом интервале высот является фотодиссоциация  $O_2$  (нет на рисунке). Наиболее значимые стоки до высот 90–100км:  $O+OH \rightarrow H+O_2$  и  $O+HO_2 \rightarrow OH+O_2$ . Реакция  $O_3+H \rightarrow OH+O_2$  значима в достаточно тонком слое на высоте примерно 90км. Выше 100км основное значение имеет сток  $O+O+M \rightarrow M+O_2$ .

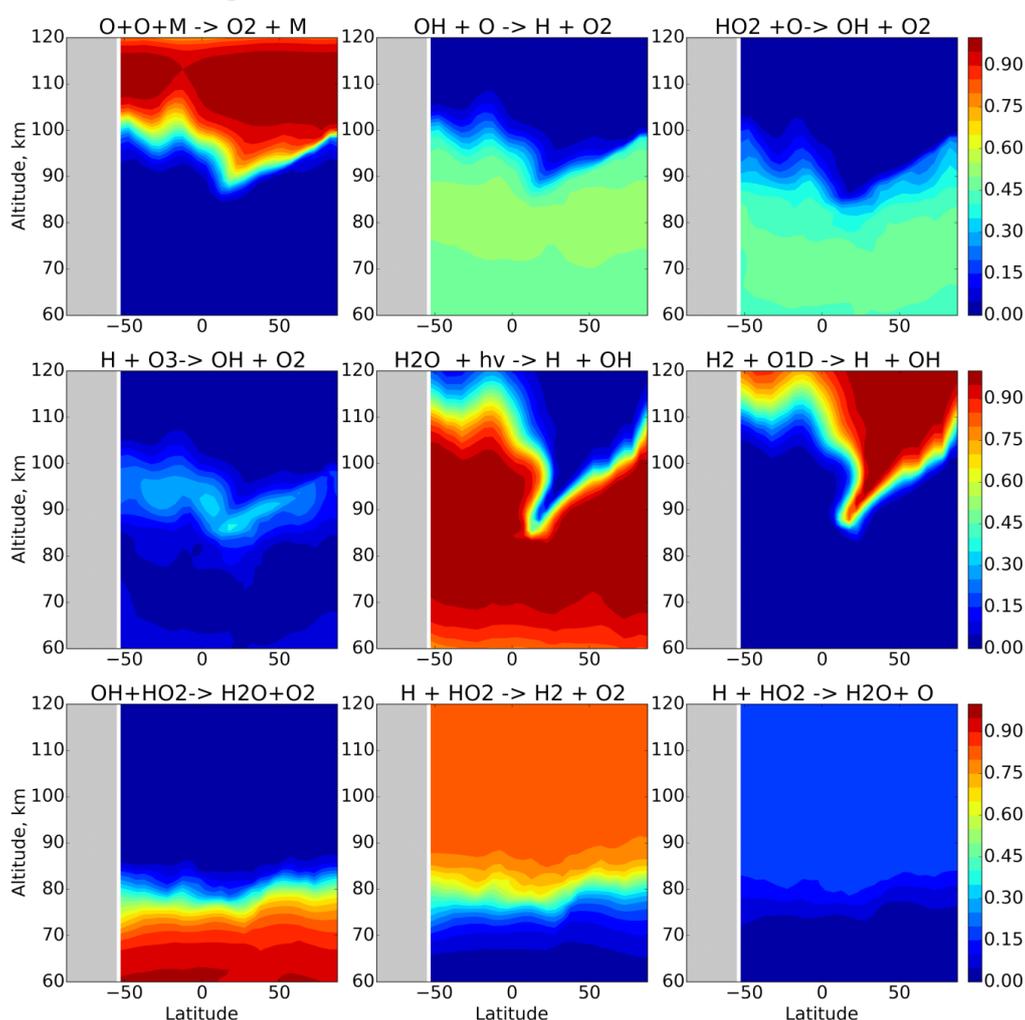


Рисунок 1. Оценка значимости источники и стоки семейств  $O_x$  и  $HO_x$ : зональное среднее (за дневное время в июне) от отношения определенного источника/стока к общему источнику/стоку семейства.

Основными источниками  $HO_x$  являются фотодиссоциация воды ( $H_2O+h\nu \rightarrow H+OH$ ) и  $H_2+O^1D \rightarrow H+OH$ . Основные стоки —  $OH+HO_2 \rightarrow H_2O+O_2$  до 80 км, а выше 80км  $H+HO_2 \rightarrow H_2+O_2$  (80%) и  $H+HO_2 \rightarrow H_2O+O$  (20%). Следует отметить, что граница раздела между актуальными источниками и стоками (в особенности для  $HO_x$ ) имеет достаточно нетривиальный характер и зависит от сезона. Таким образом, область 80–95 км является переходной для значимых реакций. Поэтому снижая верхнюю границу рассматриваемого диапазона можно ожидать приемлемого описания с меньшим количеством реакций.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22–12–00064, <https://rscf.ru/project/22-12-00064/>.

### Список литературы

1. *Mlynczak, M. G., et al. (2013), Atomic oxygen in the mesosphere and lower thermosphere derived from SABER: Algorithm theoretical basis and measurement uncertainty, J. Geophys. Res. Atmos., 118, 5724–5735, doi:10.1002/jgrd.50401.*
2. *Нечаев А. А., Ермакова Т. С., Куликов М. Ю. Определение концентраций малых газовых составляю-*

- щих на высотах нижней и средней мезосферы по временным рядам концентрации озона // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2016. Т. 59, № 7. С. 605–619.
3. Kulikov, M. Y., Belikovich, M. V., Grygalashvyly, M., Sonnemann, G. R., Ermakova, T. S., Nechaev, A. A., and Feigin, A. M.: Daytime ozone loss term in the mesopause region, *Ann. Geophys.*, 35, 677–682, <https://doi.org/10.5194/angeo-35-677-2017>, 2017.
  4. Belikovich M. V., Kulikov M. Yu., Grygalashvyly M., Sonnemann G. R., Ermakova T. S., Nechaev A. A., Feigin A. M. Ozone chemical equilibrium in the extended mesopause under the nighttime conditions // *Advances in Space Research.*— 2018.— Vol. 61, no. 1.— Pp. 426–432.— URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117717307317>.
  5. Kulikov, M. Y., Belikovich, M. V., Grygalashvyly, M., Sonnemann, G. R., Ermakova, T. S., Nechaev, A. A., & Feigin, A. M. (2018). Nighttime ozone chemical equilibrium in the mesopause region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123, 3228–3242. <https://doi.org/10.1002/2017JD026717>
  6. Kulikov M. Yu., Belikovich M. V., Chubarov A. G., Feigin A.M, Retrieval of daytime O and H distributions at the altitudes of the mesosphere—lower thermosphere from satellite measurement data, *Proc. SPIE12341*, 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, P. 123417K; doi: 10.1117/12.2645002
  7. Chubarov A. G., Kulikov M. Yu., Belikovich M. V., Feigin A.M, Analytical criteria for satisfying the condition of photochemical equilibrium of odd oxygen and hydrogen families at the mesospheric altitudes, *Proc. SPIE12341*, 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, P. 123417L; doi: 10.1117/12.2645003
  8. Chubarov A. G., Kulikov M. Yu., Belikovich M. V., Feigin A. M., Photochemical equilibrium of odd oxygen and hydrogen families at the mesospheric altitudes, *Proceedings of SPIE*, vol. 11916, P. 119168G, 2021 <https://doi.org/10.1117/12.2603725>

## The contribution of certain reactions in mesospheric photochemical system: an analysis based on 3D chemical transport modeling

Belikovich M. V., Chubarov A. G., Kulikov M. Yu., Feigin A. M.

Federal Research Center A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia  
e-mail: [belikovich@ipfran.ru](mailto:belikovich@ipfran.ru), [a.chubarov@ipfran.ru](mailto:a.chubarov@ipfran.ru)

We investigate the significance of the reactions in the behavior of the concentrations of odd-oxygen and odd-hydrogen families in daytime mesosphere. Using one year run of chemical-transport model we calculate monthly zonal averages (only factoring daytime results) of the ratio of the right hand side member in kinetic equation concerning certain reaction to the total sum of corresponding sources/sinks of the family. According to the results obtained, the 80–95 km region is transitional in terms of a set of significant reactions.

**Key words:** mesosphere, photo-chemistry, minor constituents, chemical families.

# Экспериментальные исследования корреляции характеристик радио и оптического излучения молниевых разрядов

Бусыгин В. П., Щиплецов М. В., Ковалевская О. И., Ковалевский К. П., Тамара И. В.,  
Ракитянский Б. И., Савочкин Д. Л., Евневич А. Э., Татаринцев Н. Н.

ФГКУ «12 ЦНИИ» Минобороны России, 141307, г. Сергиев Посад, ул. Весенняя, 2Б  
e-mail: [adikbu@yandex.ru](mailto:adikbu@yandex.ru), [fgu12tsnii@mil.ru](mailto:fgu12tsnii@mil.ru)

## Аннотация

Настоящая работа, выполненная сотрудниками ФГКУ «12 ЦНИИ» Минобороны России, посвящена экспериментальному исследованию корреляционных характеристик оптического излучения (ОИ) и электромагнитных импульсов (ЭМИ) молниевых разрядов. Приведено описание экспериментальной установки и условия проведения измерений. Результаты обработки экспериментальных данных за 2022 год показали, что коэффициент корреляции амплитуд сигналов ЭМИ и ОИ молниевых разрядов «в источнике» велик и может достигать значения 0,7, а с увеличением расстояния до грозового очага уменьшается и может достигать значений порядка 0,06.

**Ключевые слова:** грозовой очаг, молниевый разряд, оптическое излучение, электромагнитный импульс, корреляция.

## 1. Введение

Изучению корреляции характеристик параметров электромагнитных импульсов (ЭМИ) и оптического излучения (ОИ) молниевых разрядов по данным наземных и спутниковых измерений посвящен ряд работ [1–7]. Особое внимание уделялось изучению корреляции временных параметров ЭМИ и ОИ молниевых разрядов.

Так, в работах [4–7] было показано, что величина времени задержки ОИ относительно ЭМИ, зависит от выбора характерных точек сигналов для ее вычисления. В работах [4–6] модальное время задержки импульса ОИ относительно ЭМИ измерялось как разница времени между максимумами импульсов. В работе [7] по результатам синхронной регистрации ЭМИ и ОИ молниевых разрядов в грозовой период 2020 года авторами получено эмпирическое распределение времени задержки вступления импульсов ОИ относительно ЭМИ с модальным значением 25 мкс. По результатам синхронной регистрации ЭМИ и ОИ со спутника FORTE [1–3] анализировались задержки времени вступления импульса ОИ относительно максимума ЭМИ, которые составили 59 мкс (для разрядов «облако-земля») и минус 33 мкс (для внутриоблачных событий), а также амплитуды ЭМИ и ОИ в ассоциированных парах импульсов, которые коррелируют в пределах нескольких порядков.

В настоящей работе проводились исследования корреляции амплитудных характеристик ЭМИ и ОИ молниевых разрядов по результатам наземных измерений, исследованию которых до настоящего времени, согласно известным публикациям, не уделялось должного внимания.

## 2. Экспериментальная установка и условия проведения измерений

Для проведения экспериментальных исследований была разработана и изготовлена экспериментальная наземная установка в составе: антенно-фидерного устройства (АФУ), светоприёмного устройства (СПУ), аналого-цифрового преобразователя (АЦП) и персонального компьютера (ПК).

АФУ состояло из штыревой антенны высотой 2,5 м и фидера, соединяющего антенну с входом АЦП. Рабочая полоса пропускания приемной части радиоканала составляла 5 кГц—10 МГц, действующая высота антенны составила  $h_d = 0,17$  м ( $h_d = 0,17$  В/(В/м)).

СПУ состояло из солнечной батареи (СБ), «магазина» сопротивлений нагрузки СБ в диапазоне от 10 Ом до 10 кОм и коммутационного устройства. Сопротивление нагрузки устанавливалось в зависимости от интенсивности фоновой засветки. В качестве СБ был применен фотоэлектрический солнечный модуль с площадью светочувствительной поверхности, равной 1800 см<sup>2</sup>. Оптическое излучение регистрировалось в спектральном диапазоне 0,4–1,1 мкм. Чув-

ствительность оптического канала составила  $3,6 \cdot 10^4$  В/Вт/см<sup>2</sup> в полосе частот 0,01–10 кГц. Угол поля зрения СБ составлял  $2\pi$  стер и ориентировался преимущественно на направление грозового фронта.

Запуск АЦП производился по превышению заданного порога сигналами канала регистрации ЭМИ с записью предыстории.

За период грозовой активности в июне-июле 2022 года было выполнено 802 запуска регистрирующей аппаратуры. Из них при каждом запуске регистрировались как одиночные разряды, сопровождающиеся ЭМИ и ОИ, так и множественные, до десяти и более импульсов за один запуск. Диапазон амплитуд зарегистрированных сигналов ЭМИ и ОИ составлял от единиц милливольт до десяти вольт. Хронология сеансов регистрации грозных разрядов в 2022 году приведена в таблице 1.

Таблица 1

Хронология сеансов регистрации молниевых разрядов в 2022 году

Месяц	Июнь					Июль						
	Дата	09	11	12	13	20	03	05	06	07	10	11
Время, ч	11–21	00–21	05–22	02–14	00–07	16–22	11–22	01–23	02–23	02–23	11–13	
Количество запусков	53	238	146	3	1	6	2	151	17	134	51	

### 3. Результаты измерений и их обсуждение

В ходе обработки результатов регистрации было получено 611 пар ассоциированных импульсов ЭМИ и ОИ молниевых разрядов.

График корреляции амплитуд выделенных импульсов ЭМИ и ОИ представлен на рисунке 1, коэффициент корреляции амплитуд которых составил 0,39. Таким образом, наблюдается корреляция с достаточно большим разбросом, как и в данных измерений со спутника FORTE [1]. Сравнительно небольшая корреляция амплитуд ЭМИ и ОИ молниевых разрядов возможно определяется большим разнообразием трасс распространения излучения как по расстоянию, так и по их природе и состоянию.

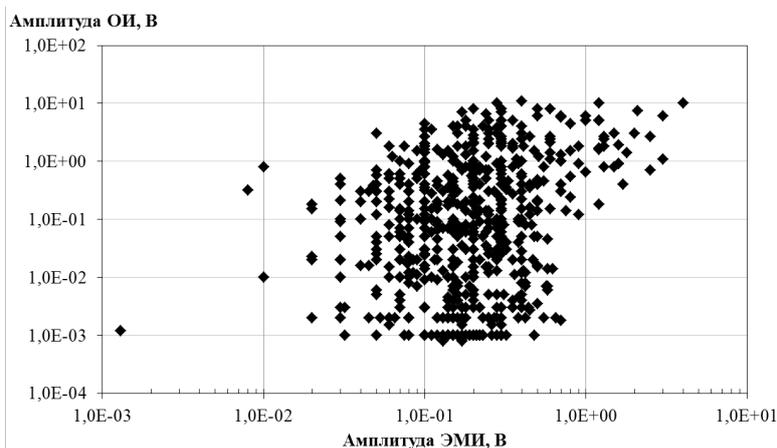


Рисунок 1 — График корреляции амплитуд импульсов ЭМИ и ОИ молниевых разрядов по данным наземной регистрации 2022 года,  $K_{\text{корр}} = 0,39$

Авторами проведен анализ статистических характеристик ассоциированных пар импульсов ОИ и ЭМИ молниевых разрядов в отдельно взятые грозовые периоды. Так, гроза 12 июня 2022 года представляла собой локализованный грозовой очаг, расположенный вблизи пункта регистрации, а гроза 6 июля 2022 года — удаленный грозовой фронт.

Эмпирическая плотность распределения амплитуд импульсов ЭМИ и ОИ молниевых разрядов по данным регистрации 12 июня 2022 года приведена на рисунке 2. Эмпирическая плотность распределения амплитуд импульсов ОИ и ЭМИ молниевых разрядов по данным регистрации 06 июля 2022 года

приведена на рисунке 3.

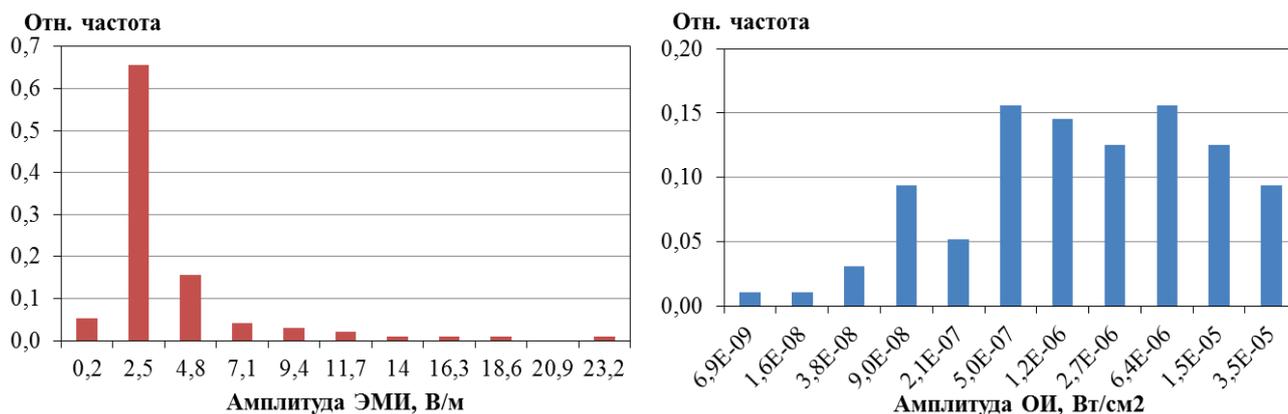


Рисунок 2—Эмпирическое распределение амплитуд импульсов ЭМИ и ОИ молниевых разрядов по данным экспериментальной регистрации 12 июня 2022 года,  $K_{\text{корр}} = 0,68$ .

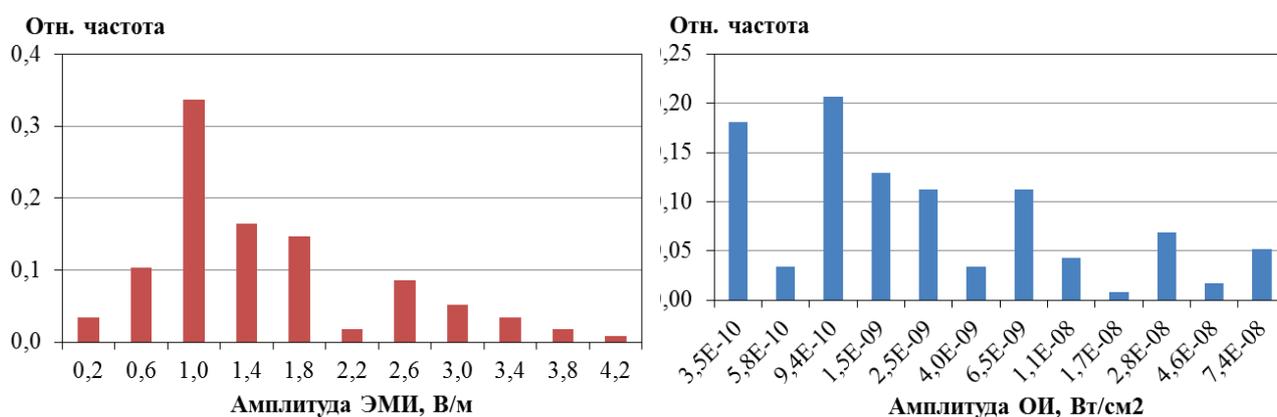


Рисунок 3—Эмпирическое распределение амплитуд импульсов ЭМИ и ОИ молниевых разрядов по данным экспериментальной регистрации 6 июля 2022 года,  $K_{\text{корр}} = 0,06$ .

Различие трасс распространения ЭМИ и ОИ нашло отражение в значениях статистических параметров приведенных распределений, представленных в таблице 2.

Таблица 2

Статистические параметры распределений амплитуд импульсов ОИ и ЭМИ молниевых разрядов ( $m$  – математическое ожидание, СКО—среднеквадратическое отклонение)

Дата	12 июня 2022 года		06 июля 2022 года	
	$m$	СКО	$m$	СКО
ОИ	$4,36 \cdot 10^{-6}$	$6,85 \cdot 10^{-6}$	$7,06 \cdot 10^{-9}$	$1,46 \cdot 10^{-8}$
ЭМИ	2,82	3,76	1,37	0,87

За грозовой период 12 июня 2022 года было получено 96 ассоциированных пар импульсов, а за грозовой период 06 июля 2022 года— 116 ассоциированных пар импульсов. Графики их корреляции представлены на рисунках 4а и 4б соответственно.

Как видно из данных рисунка 4, наблюдается значительный разброс амплитуд сигналов ЭМИ и ОИ молниевых разрядов. Однако наблюдения показывают, что, по всей видимости, корреляция амплитуд ЭМИ и ОИ молниевых разрядов «в источнике» достаточно велика (не менее 0,7), а с удалением грозового очага от пункта наблюдения корреляция амплитуд ЭМИ и ОИ уменьшается.

Таким образом, полученные данные о распределении амплитуд могут быть использованы

в качестве исходных данных для выбора диапазонов чувствительности регистрирующей аппаратуры, а данные о времени задержки — для селекции сигналов молний от сигналов ОИ других источников.

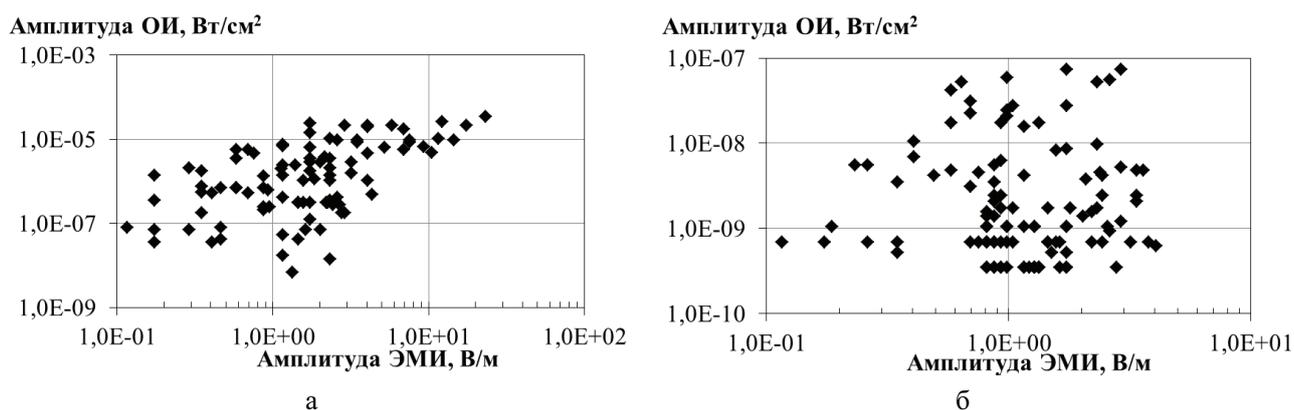


Рисунок 4—График корреляции амплитуд импульсов ЭМИ и ОИ молниевых разрядов по данным экспериментальной регистрации: *a*—12 июня 2022 года,  $K_{\text{корр}} = 0,68$ ; *б*—6 июля 2022 года,  $K_{\text{корр}} = 0,06$

### Список литературы

1. Roussel-Durpe D., Klingner Ph., Carlson L. at al. Four years of operations and results with FORTE // LA-UR-01–2955, AIAA 2001–4627, 2001.
2. Light T.E., Suszcynsky D.M., Jacobson A.R. Coincident radio frequency and optical emissions from lightning, observed with FORTE satellite // Journal of Geophysical Research, Vol.106, № D22, 2001. С. 28223–28231.
3. Suszcynsky D.M., Kirkland M.W., Jacobson A.R. at al. FORTE observations of simultaneous VHF and optical emissions from lightning/ Basic phenomenology // Journal of Geophysical Research, Vol.105, № D2, 2000. С. 2191–2201.
4. Бусыгин В. П., Ковалевская О. И., Щиплецов М. В. и др. Морфологические и статистические характеристики оптических импульсов молниевых разрядов // Инженерная физика, № 11, 2017. С. 44–53.
5. Маркин П. Д., Щиплецов М. В. Совместная регистрация световой и электромагнитной компоненты молниевых разрядов // Доклад на Международном симпозиуме «Атмосферная радиация и динамика», г. Санкт-Петербург, 25–27 июня 2019 г.
6. Changming G., Krider E. Ph. The optical and radiation field signatures produced by lightning return strokes // Journal of Geophysical Research, Vol.87, № C11, 1982. С. 8913–8922.
7. Бусыгин В. П., Щиплецов М. В., Ковалевская О. И. и др. Экспериментальные исследования оптического излучения и электромагнитного импульса молниевых разрядов //Материалы VII Всероссийской научной конференции «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды», г. Санкт-Петербург, ВКА им. А. Ф. Можайского, 2022. С. 191–195.

### Experimental researches of the correlation characteristics of the radio frequency and optical lightning emission

Busygin V. P., Shchiptetsov M. V., Kovalevskaya O. I., Kovalevskii K. P., Tamara I. V., Rakityanskii B. I., Savochkin D. L., Yevnevich A. E., Tatarintsev N. N.

This work, which was carried out by scientists of '12 CSRI' of the Ministry of Defense of Russia, is devoted to the experimental study of optical and radiofrequency emission correlation characteristics of lightning discharges. The description of experimental facility and test conditions are provided. The data based on the 2022 experiments are shown that the correlation coefficient of the amplitudes of radiofrequency and optical emission signals of lightning discharges in the source is large and can reach 0,7, and with increasing distance to the thunderstorm source it decreases and can reach values of the order of 0,06.

**Key words:** thunderstorm source, lightning discharge, optical emission, radio frequency emission, correlation.

# Сопоставление динамики термальных точек и зарегистрированных гроз с динамикой молниевых разрядов на байкальской природной территории в 2012-2018 гг.

Васильев Р.В., Тащилин М.А., Татарников А.В.

Иркутск, Институт Солнечно-Земной Физики СО РАН,  
roman\_vasilyev@iszf.irk.ru

## Аннотация

Грозы являются опасным природным явлением наносящим значительный ущерб энергетическим сетям, системам связи, коммунальным структурам, лесному фонду и пр. Глобальное изменение климата сопровождается сменой типа общей, глобальной циркуляции атмосферы, вследствие чего увеличиваются факторы, способствующие возникновению гроз. Исследования гроз наиболее удобно вести при помощи сетей синхронизированных радиоприёмников СДВ диапазона, которые регистрируют радиосигналы молниевых разрядов и по ним определяют местоположение разряда и его мощность. Поскольку грозы являются одним из основных факторов возникновения пожаров в лесах, без учёта человеческого фактора, исследование динамики пожаров и гроз достаточно актуально как для фундаментальных исследований пожарогенных факторов и их связи с окружающей средой, так и для формирования методов предсказания лесных пожаров. В работе исследованы динамика статистических характеристик и корреляций параметров гроз, термальных точек ассоциированных с пожарами и фактически зарегистрированных пожаров на байкальской природной территории.

Ключевые слова. Атмосферное электричество, грозопеленгатор, AVHRR, термальные точки, лесные пожары

## Введение

Глобальное потепление сопровождается ростом температуры поверхности Земли и тропосферы, в то время как стратосфера холодает. Это эффект связан с увеличением концентрации парниковых газов во всей толще атмосферы, что приводит к увеличению температуры поверхности и усилению радиационного охлаждения верхних слоёв атмосферы Земли, и как следствие к уменьшению статической устойчивости атмосферы. Тенденция смены типов циркуляции атмосферы, в сторону процессов меридионального переноса, вследствие уменьшения температурной разницы между экваториальной и полярной областями планеты в совокупности с упомянутыми процессами уменьшения статической устойчивости приводит к усилению конвективных процессов и ливневых осадков сопровождающихся явлениями атмосферного электричества. Многие модели основанные на различных климатических сценариях показывают на рост глобального количества молниевых разрядов в ближайшем будущем. Это должно приводить к усилению естественных пожаров в тропических и среднеширотных лесах, однако число длительных разрядов молний, которые вызывают пожары, на фоне роста общего количества разрядов неравномерно, и даже может приводить к уменьшению естественных пожаров вызванных грозами в будущем (Pérez-Invernón и др. 2023). Как оказалось, интенсивность вертикального переноса массы в конвективных процессах, которая и определяет количество накапливаемого заряда в облаке, и длительность тока разряда молнии, неоднозначно связана с глобальным увеличением температуры. В то же самое время существуют работы, которые показывают тенденцию увеличения количества молний и количества пожаров по эмпирическим сведениям (Тарабукина и Кононова, 2018). Таким образом исследования совместной динамики лесных пожаров и гроз актуальны для современных климатических моделей и уточнения глобальных и региональных сценариев изменения климата Земли.

## Методы

Динамика гроз оценивалась с использованием сведений о молниевых разрядах зарегистрированных на сети приёмников СДВ диапазона «Верея-МР» (Московенко и др. 2012) предназначенных для выявления из радиоэфира электромагнитных импульсов возникающих

вследствие разрядов молний. Синхронизация приёмников при помощи глобальных спутниковых навигационных сетей позволяет добиться точности регистрации местоположения разряда 1-10 км и субсекундной временной привязки. База данных «Верея-МР» содержит сведения о координатах и времени возникновения молниевых разрядов на территории РФ с 2012 по 2018 гг.

Для оценки динамики пожаров использовались данные о координатах и времени возникновения пожаров Региональной диспетчерской службы ОГАУ «Иркутская база авиационной и наземной охраны лесов», охватывающие территорию Иркутской области за период 2012-2018 гг. Доступ к данным был предоставлен в рамках Соглашения о взаимодействии между ОГАУ «Иркутская база авиационной и наземной охраны лесов» и ИСЗФ СО РАН от 14.03.2023 г. В исследовании использовались сведения о пожарах возникших по причине молниевых разрядов от гроз. Сотрудники министерства лесного комплекса Иркутской области и подведомственных учреждений, в частности, лесной охраны, определяют предварительную причину лесного пожара путем обследования территории, пройденной огнем. Пожару присваивается статус возникшего по причине молниевых разрядов от гроз, если сотрудники лесной охраны обнаруживают на месте возгорания явные признаки поражения молниевым разрядом, например обуглившееся дерево или иные признаки.

Кроме подтверждённых пожаров в исследовании использовалась база данных термальных точек полученная из данных спутниковых наблюдений прибором AVHRR установленном на спутниках POES. Температурные карты поверхности, полученные этим устройством, обрабатывались для поиска локальных минимумов, которые предположительно являются очагами пожаров (Абушенко и др. 1999). Снимки земной поверхности были получены с помощью аппаратно-программного комплекса «Алиса-СК™», который предназначен для приема и обработки информации, передаваемой с полярно-орбитальных искусственных спутников Земли в диапазоне 1.7 ГГц. Комплекс «Алиса-СК™» разработан и обслуживается компанией «Инженерно-технологический центр “СканЭкс”» [<https://www.scanex.ru>].

Возникшему от грозы пожару должен предшествовать один или несколько молниевых разрядов, произошедших вблизи координат пожара, при этом интересен интервал времени в среднем требующийся для развития пожара от молниевых разрядов. Такую временную динамику можно исследовать при помощи статистического анализа временных интервалов между датой пожара и датами молниевых разрядов произошедших в окружности радиусом 10 км с центром в координатах пожара. Даты молниевых разрядов внутри указанной области выбирались в интервале  $\pm 14$  дней от даты пожара. Карта зарегистрированных пожаров и молниевых разрядов выбранных по описанному критерию приведена на рис.1 слева. Гистограмма временных интервалов между молниевыми разрядами и подтверждёнными пожарами за период 2012-2018 гг. приведена на рис. 1 внизу. Исследуемый набор данных характеризуется неравномерным распределением пожаров по поверхности и ограничен границами Иркутской области, а временная динамика пожаров и молний может иметь собственную автокоррелирующую структуру. Поэтому, существует вероятность того, что форма полученного распределения временных интервалов может быть обусловлена указанными особенностями. Проверка возможного влияния структуры набора данных на результат статистической выборки проводилась при помощи численных экспериментов в которых координаты пожара смещались внутри окружности радиусом 20 км, а его время на интервал  $\pm 14$  дней, случайным образом относительно зарегистрированного пожара. Отбор молниевых разрядов в новых координатах проводился по тому же критерию, что и для зарегистрированного пожара. Одна из карт такого численного эксперимента приведена на рис. 1 справа, а статистические распределения десяти проведённых таким образом численных экспериментов и их среднее значение приведены на рис. 1 внизу, линиями красного цвета.

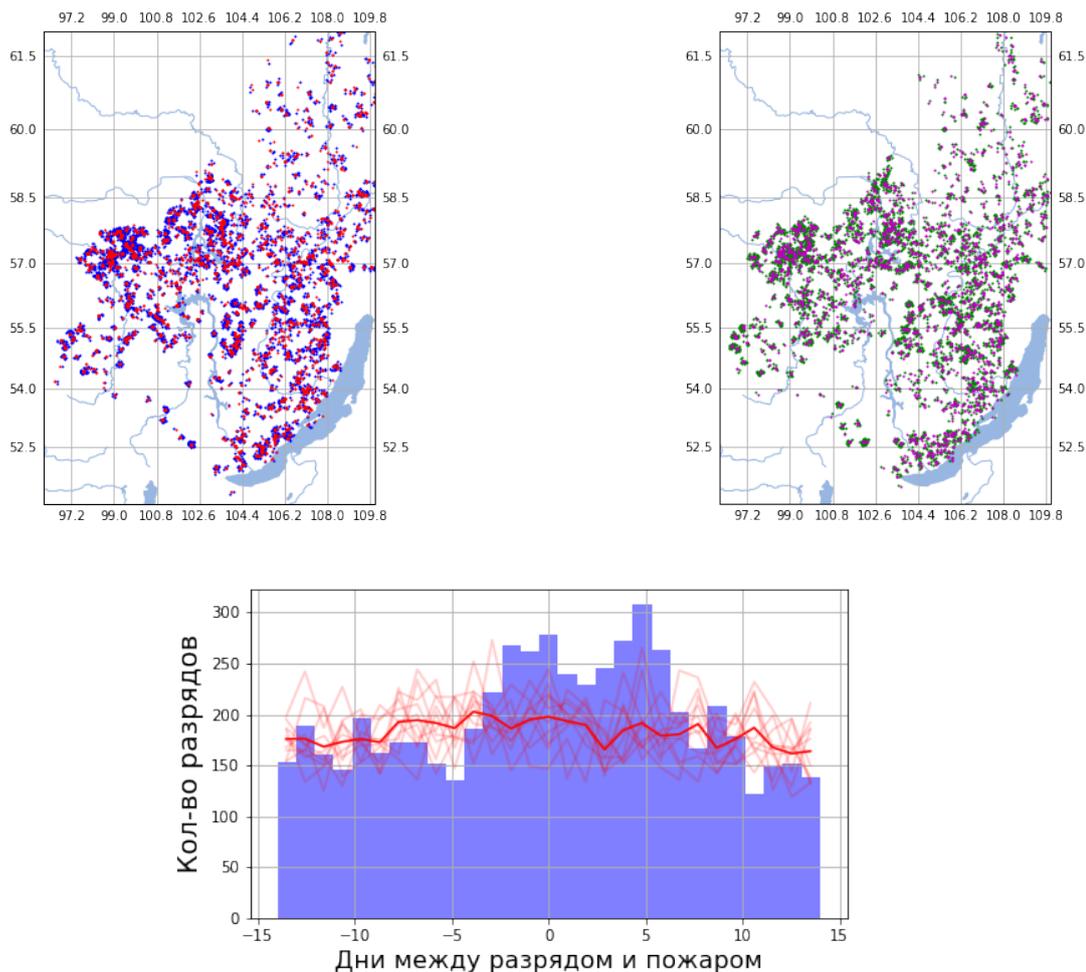


Рисунок 1. Вверху слева, карта зарегистрированных пожаров (красным) и молниевых разрядов выбранных по описанному в тексте критерию (синим). Вверху справа карта численного эксперимента, фиолетовым случайные координаты пожара, зелёным отобранные молниевые разряды. Внизу, распределение временных интервалов между зарегистрированными пожарами и молниевыми разрядами (голубым), красные линии распределения полученные в численных экспериментах (см текст).

Количество временных интервалов между молниевыми разрядами и пожарами приблизительно одинаково в диапазоне от -14 до -5 дней и от 7 до 14 дней, что говорит о том что разряды в эти периоды по всей видимости не связаны с пожаром. Интервалы в диапазоне от -5 до 7 дней превышают средний уровень, здесь можно выделить два максимума шириной приблизительно три дня, один находится перед нулевой отметкой времени (дата пожара), другой через пять дней после пожара. Несмотря на то, что средний результат численных экспериментов находится на уровне случайных совпадений, дисперсия для отдельных экспериментов гипотетически может сформировать полученный результат. Поэтому для дальнейших тестов был задействован набор данных термальных точек. Термальными точками могут быть как действующие лесные пожары, так и разогретые участки поверхности лишённые растительности на фоне леса, или острова на водных объектах, неполадками аппаратуры или помехами при приёме спутниковых данных, наконец антропогенными явлениями. Тем не менее количество термальных точек в привлечённой базе на два порядка выше количества зарегистрированных пожаров, поэтому существует вероятность, что этот набор данных более качественно проявит динамику молниевых разрядов относительно лесных пожаров. Карты термальных точек, молниевых разрядов, статистические распределения временных интервалов между возникновением разрядов и термальных точек, а также результаты численных экспериментов проведённых на наборах данных полученные таким же образом, как и для действующих пожаров, приведены на рис. 2.

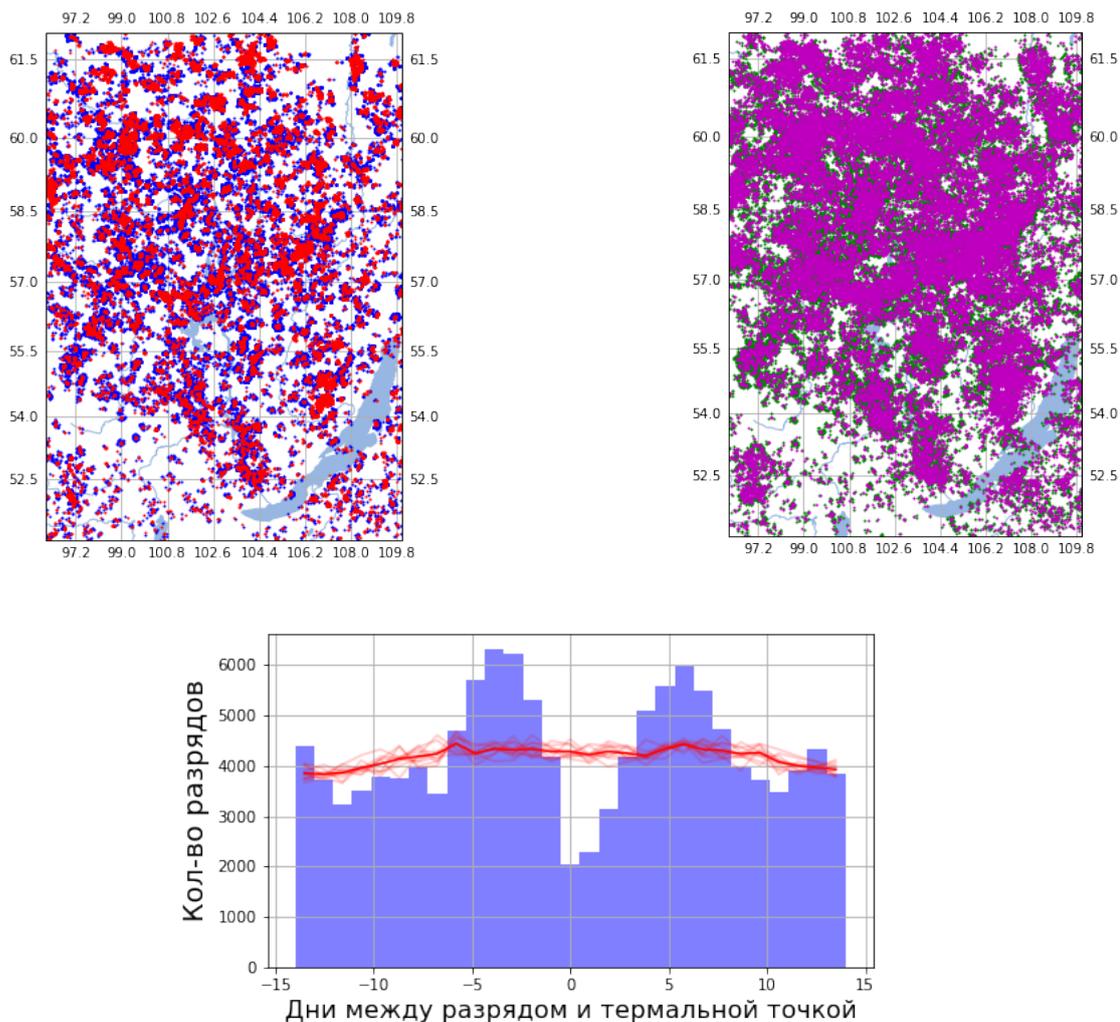


Рисунок 2. То же, что и для рис. 1 но с термальными точками вместо зарегистрированных пожаров.

### Обсуждение

Сопоставление динамики количества молниевых разрядов относительно зарегистрированных пожаров и относительно термальных точек показывает, что отмеченные особенности статистических распределений проявились более отчётливо, похоже, что большинство термальных точек это незарегистрированные пожары. По всей видимости, пожар вызывают разряды произошедшие за 2-4 дня до момента его обнаружения на спутниковых данных. При этом за день до пожара и в день пожара число разрядов должно быть меньше обычного, это связано с тем, что горючий лесоматериал не должен подвергаться действию влаги, для развития пожара. Максимум молниевых разрядов после пожара, вероятно, возникает вследствие выделения тепла, влаги, газовых компонент и сажи во время пожара. Эти компоненты атмосферы способствуют развитию конвективной облачности над очагом пожара, вследствие чего там возникают грозы, увеличивая количество регистрируемых разрядов. Максимум развития грозовой активности над очагом пожара приходится на шестой день.

### Заключение и выводы

Полученные результаты демонстрируют устойчивую связь между временем возникновения пожара и молниевым разрядом. Эту информацию в дальнейшем можно использовать, например для создания нейросети, которая на динамических картах метеопараметров и молниевых разрядов будет определять возможные места возникновения пожаров. Сведения получаемые от грозо-пеленгационных сетей для прогнозирования пожаров от гроз необходимо расширить, дополнив

их информацией о длительности импульса тока, поскольку именно длительные импульсы вызывают возгорания. Эти сведения можно получить используя экспериментальные грозопеленгационные сети (Ткачев и др. 2021).

Задержанный относительно пожара максимум распределения временных интервалов возможно является индикатором отрицательной обратной связи в системе «очаг пожара — атмосфера» которая гипотетически может приводить к гашению летних лесных пожаров индуцированными ими ливнями. Это достаточно интересные сведения, которые могут в значительной степени повлиять на параметризацию гроз и лесных пожаров в климатических моделях. Очевидно, что полученные предварительные выводы необходимо развивать на иных наборах данных, с привлечением моделирования параметров атмосферы.

### **Финансирование**

Работа выполнена в рамках гранта № 075-15-2020-787 Министерства науки и высшего образования РФ на выполнение крупного научного проекта по приоритетным направлениям научно-технологического развития (проект «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории»).

### **Благодарности**

Результаты получены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Ангара» <http://ckp-rf.ru/ckp/3056>

### **Литература**

1. Pérez-Invernón, F.J., Gordillo-Vázquez, F.J., Huntrieser, H. et al. Variation of lightning-ignited wildfire patterns under climate change. *Nat Commun* 14, 739 (2023). <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36500-5>
2. Абушенко Н.А., Минько Н.П., Семенов С.М., Тащилин С.А., Татарников А.В. Автоматизированный алгоритм обнаружения лесных пожаров по многоспектральным данным прибора AVHRR/NOAA// Сборник докладов III Всероссийской научной конференции «Применение дистанционных радиофизических методов в исследованиях природной среды», Муром, 1999. С. 210211.
3. Московенко, В. М. Применение системы грозопеленгации «Веряя-МР» в интересах электроэнергетики России / В. М. Московенко, Б. П. Знаменщиков, С. В. Золотарев // Новое в российской электроэнергетике. – 2012. – № 2. – С. 15-23. – EDN TECYPF.
4. Тарабукина, Л. Д. Циркуляция атмосферы, грозы и лесные пожары в Северной Азии в 2009-2016 гг / Л. Д. Тарабукина, Н. К. Кононова // Жизнь Земли. – 2018. – Т. 40, № 1. – С. 22-30. – EDN YWEOKK.
5. Ткачев, И. Д. Кластерный анализ молниевых разрядов по данным грозопеленгационной сети «Веряя-МР» / И. Д. Ткачев, Р. В. Васильев, Е. П. Белоусова // Солнечно-земная физика. – 2021. – Т. 7, № 4. – С. 91-98. – DOI 10.12737/szf-74202109. – EDN IQLGVV.

### **Abstract**

Thunderstorms are the dangerous natural hazards damaging energetic systems, communications, forests etc. The global climate change accompanied by changing the atmospheric circulation regime therefore grow the factors contribute to the thunderstorms. Research of thunderstorms is useful to perform with network of synchronised radio VLF range registering radiosignals from lightning discharges and retrieving position of lightning and the power of discharge. As thunderstorms are one of important factor for initiation of forest fires (without human factors) the research of fires and thunderstorms rather actual for fundamental research of fires in context of the environment. Besides this is useful for creation of forest fire forecasting methods. We studying the dynamic of statistical properties and correlations parameters of thunderstorms, hot spots associated with fires and registered fires over the Baikal natural territory.

Keyword/ Atmospheric electricity, lightning detection, AVHRR, hot spots, forest fires

# Анализ измерений профиля температуры микроволновым радиометром RPG-HATPRO на станции дистанционного зондирования СПбГУ

Зайцев Н. А.

Санкт-Петербургский государственный университет,  
198504, Санкт-Петербург, Петродворец, ул. Ульяновская 1  
E-mail: [zaitsev.n.spb@gmail.com](mailto:zaitsev.n.spb@gmail.com)

По данным измерений на станции дистанционного зондирования СПбГУ за период 2013–2021 гг. были получены средние значения профилей температуры в тропосфере до высоты 10 км. Используя метод наименьших квадратов (МНК) для первичной интерполяции исследуемых рядов, были получены линейные тренды и составлены таблицы для оценки изменения профиля температуры в тропосфере. Также были обнаружены периоды, где наблюдалось минимальное и максимальное изменение годовой температуры.

**Ключевые слова:** наземное микроволновое дистанционное зондирование, профиль температуры в тропосфере.

## Введение

Методы дистанционного зондирования атмосферы на основе измерений микроволнового (МКВ) излучения развиваются с середины прошлого века, в том числе методы термического зондирования с использованием измерений в полосе кислорода 50–60 ГГц [1–3]. Достигнуты значительные успехи как в теоретических исследованиях, включающих усовершенствование алгоритмов решения обратных задач, так и в экспериментальных исследованиях, направленных на уточнение спектроскопической информации по поглощению МКВ излучения кислородом и создание современной высокоточной автоматизированной аппаратуры.

С августа 2012 года на базе Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) в Ресурсном центре «Геомодель» [4] началась эксплуатация микроволнового радиометра RPGHATPRO производства немецкой компании Radiometer Physics GmbH [5]. Радиометр имеет 7 каналов в области полосы поглощения кислорода 0.5 см и 7 каналов в области линии поглощения водяного пара 1.35 см и предназначен для определения профилей температуры и влажности в тропосфере, а также водозапаса облаков в автоматическом непрерывном режиме.

## Краткое описание оборудования

Технические характеристики микроволнового прибора RPG-HATPRO представлены со всей полнотой на сайте разработчика, там же доступны для загрузки руководства по установке, эксплуатации и проведению измерений [5]. Центральные частоты и значения полуширины каналов радиометра RPGHATPRO представлены в Таблице 1. Форму типичных спектральных аппаратных функций для этих каналов можно найти в работе [6].

Таблица 1

Центральные частоты  $f$  и полуширина  $\Delta f$  каналов аппаратуры RPGHATPRO.

№ канала	1	2	3	4	5	6	7
$f$ [GHz]	22.24	23.04	23.84	25.44	26.24	27.84	31.4
$\Delta f$ [MHz]	230	230	230	230	230	23	230
№ канала	8	9	10	11	12	13	14
$f$ [GHz]	51.26	52.28	53.86	54.94	56.66	57.30	58.00
$\Delta f$ [MHz]	230	230	230	230	600	1000	2000

Прибор установлен на наблюдательной платформе на крыше здания НИИФ СПбГУ на базе Научного парка СПбГУ в ресурсном центре «Геомодель». Географические координаты 59.88107°N, 29.82597°E. Высота установки прибора над уровнем моря 56 метров. Угловое вертикальное сканирование осуществляется в плоскости север-юг в направлении на север. Прибор

работает непрерывно, измерения осуществляются в двух режимах. В основном режиме измеряется интенсивность нисходящего МКВ излучения в зенитном направлении — выдача данных 1 раз в 2 секунды. Дополнительный режим включается периодически (1 раз в 20 минут), в этом режиме производится угловое сканирование. Дополнительный режим предназначен для повышения точности определения температуры и влажности в пограничном слое атмосферы. Такая комбинация режимов работы рекомендована изготовителем прибора и позволяет заметно увеличить информативность МКВ измерений относительно профилей температуры и влажности. Алгоритм изготовителя прибора RPG-HATPRO, который реализован в аппаратуре, основан на методе квадратичной регрессии.



Рис. 1. Внешний вид аппаратуры *RPG-HATPRO*, установленной на крыше здания.

### Результаты измерений

По данным измерений на станции дистанционного зондирования СПбГУ за период 2013–2021 гг. были получены средние значения профилей температуры в тропосфере до высоты 10км. На Рис. 2 представлен временной ряд изменения температуры на некоторых высотах.

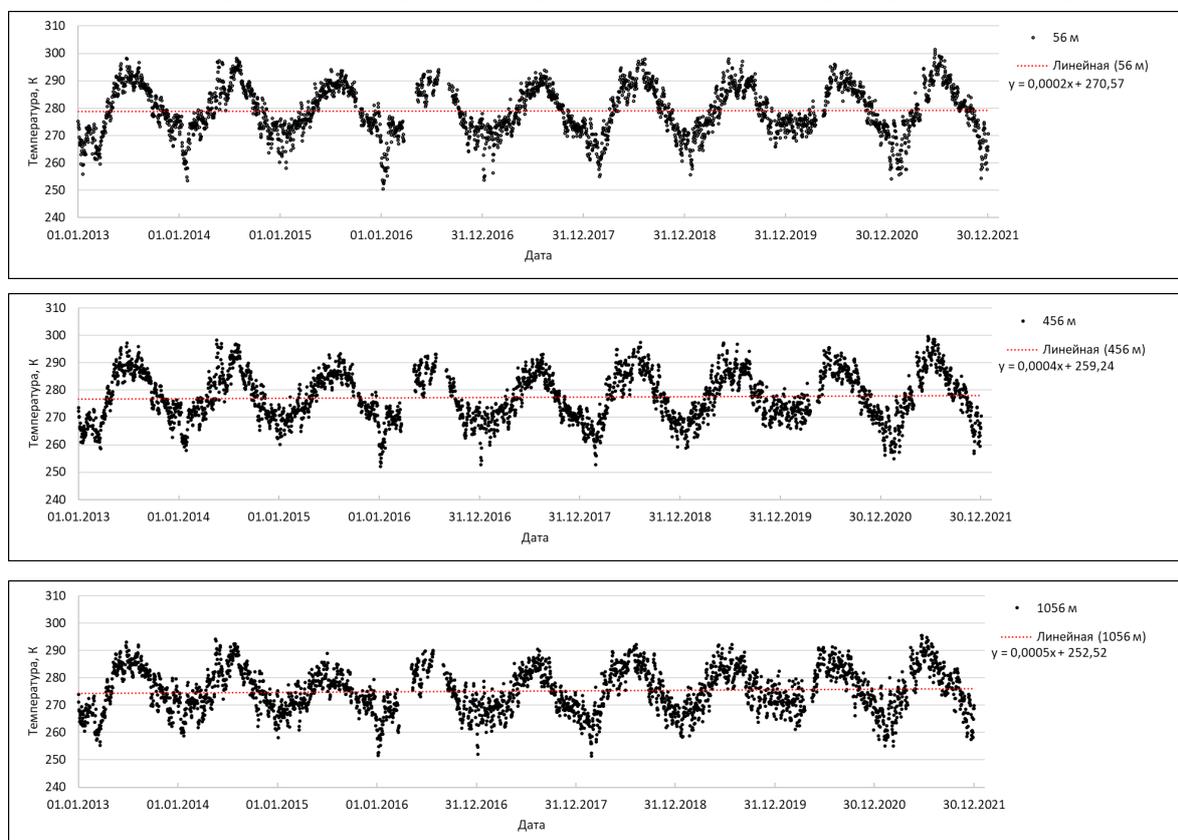


Рис. 2. Временной ряд изменения температуры на высотах 56м, 456м и 1056м.

Принимая во внимание тот факт, что аппаратура RPG-HATPRO позволяет получить оперативную информацию о восстановленных температурных профилях до высот 3–4 км, но при этом наименьшая погрешность определения профиля температуры характерна для слоя до 2 км [7]. По этой причине ограничимся рассмотрением только слоя до 2 км.

Анализируя полученные результаты, можно обратить внимание на характерные периоды, где наблюдалось минимальное изменение годовой температуры (2015 г. —, 2020 г. —) и максимальное изменение годовой температуры (2021 г. —). На Рис. 3 представлена гистограмма изменения годовой разности температуры в приземном слое до высоты 200 м.

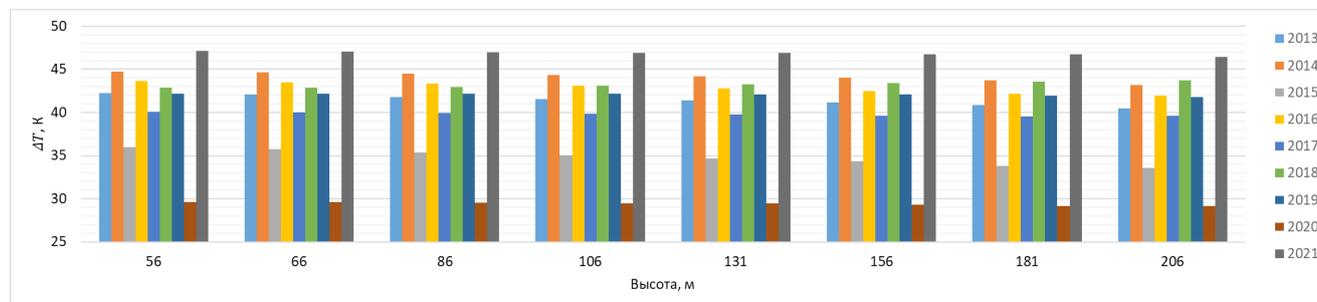


Рис. 3. Гистограмма изменения годовой разности температуры в приземном слое.

На основе первичного анализа временных рядов изменения температуры (период 2013–2021 гг.) была составлена Таблица 2, в которой представлены скорости изменения температуры, рассчитанные по методу наименьших квадратов (МНК).

Таблица 2. Скорость изменения температуры за рассматриваемый период 2013–2021 гг. в слое до 2 км.

Высота, м	56	66	86	106	131	156	181	206	256	306	381	456	531
Скорость, К/день	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0003	0,0003	0,0004	0,0004	0,0005
Скорость, К/год	0,073	0,073	0,073	0,073	0,073	0,073	0,073	0,073	0,1095	0,1095	0,146	0,146	0,1825
Высота, м	606	681	756	856	956	1056	1206	1356	1506	1656	1856	2056	
Скорость, К/день	0,0005	0,0005	0,0006	0,0006	0,0006	0,0005	0,0005	0,0004	0,0003	0,0003	0,0002	0,0001	
Скорость, К/год	0,1825	0,1825	0,219	0,219	0,219	0,1825	0,1825	0,146	0,1095	0,1095	0,073	0,0365	

Исходя из данных Таблицы 2 можно заключить следующее, что скорость роста температуры увеличивается с высотой до ~900 м и достигает значений от ~0,07 К/год до ~0,22 К/год. В дальнейшем планируется провести более подробный анализ.

Работа выполнена с помощью оборудования Научного парка СПбГУ в Ресурсном центре «Геомодель».

## Литература

1. Наумов А. П., Ошарина Н. Н., Троицкий А. В. Наземное термическое зондирование атмосферы в микроволновом диапазоне // Изв. Вузов. Радиофизика. — 1999. — Т. 42. — № 1, С. 45–59.
2. Караитин Д. А., Мухин Д. Н., Скалыга Н. К., Фейгин А. М. Байесов подход к восстановлению вертикального профиля температуры стратосферы по данным наземных измерений солнечного излучения в миллиметровых линиях поглощения молекулярного кислорода // Известия ВУЗов. Радиофизика. — 2009. — Т. 52. — № 10. — С. 785–794.
3. Караитин Д. А., Мухин Д. Н., Скалыга Н. К., Фейгин А. М. Восстановление вертикального профиля температуры стратосферы по данным наземных измерений спектра собственного излучения атмосферы в миллиметровых линиях поглощения молекулярного кислорода // Известия РАН. Серия физическая. — 2009. — Т. 73. — № 12. — С. 1750–1755.
4. Интернет-ресурс 1: РЦ СПбГУ «Геомодель». [Электронный ресурс] / Режим доступа: <http://http://geomodel.spbu.ru/> свободный. — Загл. с экрана.
5. Интернет-ресурс 2. Radiometer Physics GmbH. [Электронный ресурс] / Режим доступа: <http://www.radiometer-physics.de/rpg/html/Home.html> свободный. — Загл. с экрана.
6. Lohnert U. and Maier O. Operational profiling of temperature using ground-based microwave radiometry

at Payerne: prospects and challenges // Atmos. Meas. Tech.— 2012.— V.5.— P. 1121–1134.

7. Зайцев Н. А., Тимофеев Ю. М., Косцов В. С. Сравнение радиозондовых и наземных дистанционных микроволновых измерений профилей температуры в тропосфере. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 05. С. 392–398.

## **Analysis of temperature profile measurements by the microwave radiometer RPG-HATPRO at the remote sensing station of St. Petersburg State University**

Zaitsev N.A.

St. Petersburg State University,  
198504, St. Petersburg, Petrodvorets, st. Ulyanovskaya 1  
E-mail: [zaitsev.n.spb@gmail.com](mailto:zaitsev.n.spb@gmail.com)

According to measurements at the remote sensing station of St. Petersburg State University for the period 2013–2021, average daily values of temperature profiles in the troposphere were obtained up to a height of 10 km. Linear trends were obtained and tables were compiled to assess the change in the temperature profile in the troposphere, using the least squares method (LSM) for the primary interpolation of the studied series. The periods were found where the minimum and maximum changes in annual temperature were observed.

**Keywords:** ground-based microwave remote sensing, temperature profile in the troposphere.

# Оценка интегральной эмиссии монооксида углерода (СО) с территории Санкт-Петербурга по данным наземных FTIR-измерений и результатам дисперсионного моделирования

Ионов Д. В.<sup>1</sup>, Макарова М. В.<sup>1</sup>, Косцов В. С.<sup>1</sup>, Фока С. Ч.<sup>1</sup>, Макаров Б. К.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, физический факультет

<sup>2</sup> НИТИ им. А. П. Александрова, г. Сосновый Бор

e-mail: d.ionov@spbu.ru

## Аннотация

Во время проведения международной измерительной кампании ЕММЕ-2019 и –2020, нацеленной на экспериментальное определение антропогенных эмиссий парниковых газов с территории Санкт-Петербурга, выполнялись наземные спектроскопические измерения общего содержания (ОС) монооксида углерода (СО) в вертикальном столбе атмосферы. Антропогенный вклад в общее загрязнение воздушного городского бассейна монооксидом углерода оценивался по величине экспериментально наблюдаемой разности между ОС СО в подветренной и наветренной точках наблюдений ( $\Delta$ ОС). Моделирование пространственно-временной эволюции шлейфа городского загрязнения выполнялось с помощью модели HYSPLIT. На основе сопряжения результатов моделирования HYSPLIT с данными полевых FTIR-измерений весной 2019 и 2020 гг. получена экспериментальная оценка суммарного выброса СО в атмосферу в размере  $220 \pm 40$  килотонн в год.

**Ключевые слова:** антропогенная эмиссия, монооксид углерода, FTIR, HYSPLIT

## Введение

Монооксид углерода является одной из наиболее значимых и широко распространенных газовых составляющих, загрязняющих атмосферу. Выбросы СО обычно превышают суммарную эмиссию всех других антропогенных примесей (за исключением СО<sub>2</sub>), особенно в городской среде. Практически весь поступающий в атмосферу СО обусловлен сжиганием ископаемого топлива, связанным с человеческой деятельностью. Дистанционные спектроскопические измерения, осуществляемые в инфракрасной (ИК) области спектра, дают информацию о содержании СО на трассе распространения солнечного излучения. Суммарный объем выброса СО может быть оценен на основе сопряжения результатов полевых измерений с данными численного моделирования пространственного распределения СО в атмосфере.

Измерительные кампании ЕММЕ (Emission Monitoring Mobile Experiment) были организованы в 2019 и 2020 гг. в рамках международного проекта VERIFY (<https://verify.lsce.ipsl.fr>). Главная цель ЕММЕ — определение антропогенных эмиссий парниковых газов, углекислого газа (СО<sub>2</sub>) и метана (СН<sub>4</sub>), с территории Санкт-Петербурга. Основным инструментом кампании служил портативный инфракрасный (ИК) Фурье-спектрометр (FTIR) Bruker EM27/SUN, используемый для наземных дистанционных измерений общего содержания (ОС) в вертикальном столбе атмосферы не только СО<sub>2</sub> и СН<sub>4</sub>, но также и монооксида углерода, СО. Концепция ЕММЕ базировалась на дневных FTIR-измерениях ОС ключевых газовых составляющих в двух точках, располагаемых внутри и вне городского шлейфа антропогенного воздушного загрязнения — т. е. с подветренной и с наветренной сторон внешних границ мегаполиса. Основываясь на методе баланса масс и учитывая преимущественное направление и скорость ветра, а также классификацию подстилающей поверхности, были получены оценки удельных потоков измеряемых газовых составляющих в центральной части Санкт-Петербурга [1]. В частности, средняя величина антропогенного потока СО весной 2019 года составила  $251 \pm 104$  тонн/км<sup>2</sup> в год, что в  $\sim 1.6$  раза ниже данных официальной инвентаризации городских загрязнений за 2019 год ( $\sim 400$  тонн/км<sup>2</sup>, [2]).

Настоящая работа направлена на определение интегральной эмиссии СО на основе данных FTIR-измерений полевых кампаний ЕММЕ-2019 и ЕММЕ-2020 и расчётов дисперсионной модели HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectories [3]).

## 1. Измерительная аппаратура, данные наблюдений и численного моделирования

Дистанционные измерения ОС СО выполнялись портативным инфракрасным (ИК) Фурье-спектрометром (FTIR) Bruker EM27/SUN [4, 5]—двумя приборами в кампании 2019 года и одним прибором в кампании 2020 года. Для проведения полевых измерений приборы доставлялись автомобилями к заранее выбранным точкам наблюдений. Обработка FTIR-измерений—определение общего содержания СО в вертикальном столбце атмосферы—осуществлялась с помощью специализированного программного инструмента PROFFAST, стандартно используемого на измерительной сети COCCON: Collaborative Carbon Column Observing Network [5, 6]. Всего за время проведения полевых кампаний 2019 и 2020 дистанционные FTIR-измерения ОС СО выполнялись в 19 различных точках, расположенных преимущественно на периферии города (см. рис. 1а).

Численное моделирование распространения загрязнений выполнялось на основе модели HY-SPLIT в оффлайн версии, сконфигурированной для территории Санкт-Петербурга и его окрестностей по аналогии с [7]. С помощью дисперсионного блока модели проводился расчет 3-мерного поля антропогенного воздушного загрязнения. Размер ячейки пространственного домена составляет  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$  широты и долготы; вертикальная сетка модели задана 10 уровнями на высотах от поверхности до 1500 метров. За основу априорной информации о пространственном распределении источников городской эмиссии СО были взяты данные глобальной инвентаризации эмиссий ODIAC: Open-source Data Inventory for Anthropogenic CO<sub>2</sub> [8]. Поскольку антропогенная эмиссия СО, как и эмиссия СО<sub>2</sub> в существенной мере обусловлены сжиганием топлива (транспорт, теплоэнергетика), пространственные распределения источников этих газовых примесей предполагались схожими (см. рис. 1б). Значения интенсивностей эмиссии в ячейках, характеризующие в оригинальных данных ODIAC эмиссию СО<sub>2</sub>, были масштабированы таким образом, чтобы суммарная годовая эмиссия составляла ~400 тыс. тонн (официальная инвентаризация эмиссии СО с территории Санкт-Петербурга в 2019 году [2]).

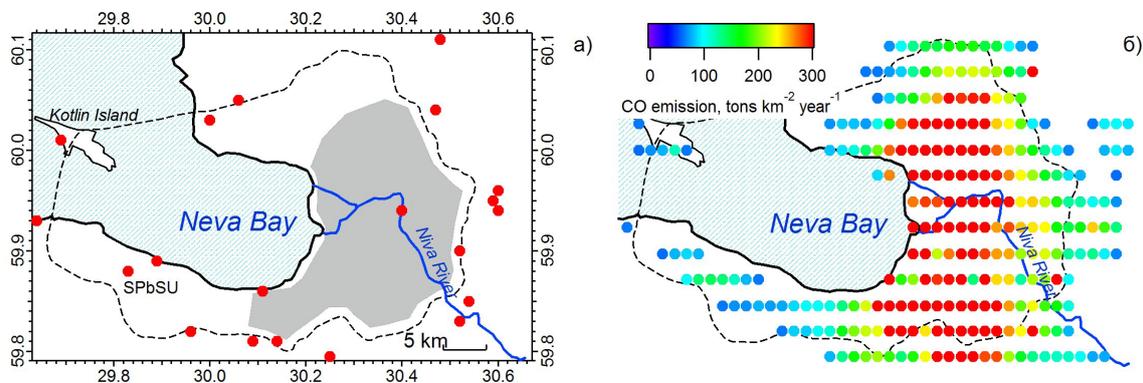


Рис. 1. а) Точки выполнения дистанционных FTIR-измерений вокруг Санкт-Петербурга в период проведения полевых кампаний ЕММЕ. б) Априорное пространственное распределение антропогенной эмиссии СО с территории Санкт-Петербурга, сформированное на основе данных глобальной инвентаризации об антропогенных эмиссиях СО<sub>2</sub> (ODIAC).

## 2. Сопоставление результатов измерений с данными моделирования

Пример результатов FTIR-измерений и модельных расчётов вариаций ОС СО с наветренной и подветренной стороны города 3 апреля 2019 года представлен на рис. 2б. Минимальное содержание ( $\sim 2.3 \times 10^{18}$  молекул см<sup>-2</sup>) было зарегистрировано в этот день в наветренной точке, к юго-западу от города, а максимальное—в подветренной точке, к северо-востоку от города (до  $\sim 2.4 \times 10^{18}$  молекул см<sup>-2</sup>). Такой результат согласуется с пространственным распределением ОС СО, обусловленным преобладающим юго-западным ветром, формирующим смещение интегрального шлейфа городского воздушного загрязнения в северо-восточном направлении (см. рис. 2а). Данные модельных расчётов систематически превышают результаты измерений в под-

ветренной точке на оси шлейфа, что указывает на переоценку уровня эмиссии CO, заданного в модели.

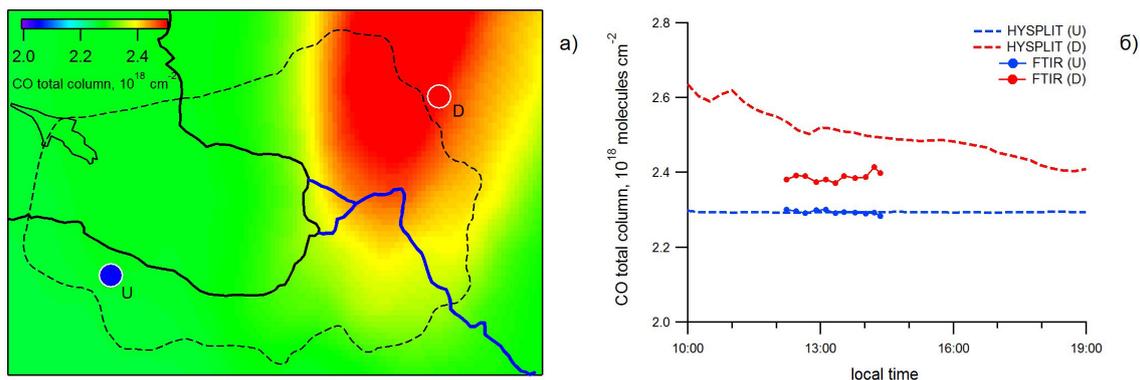


Рис. 2. Сравнение данных FTIR-измерений ОС CO в окрестностях Санкт-Петербурга с результатами численного моделирования 3 апреля 2019 года: а) Пространственное распределение по расчётам модели HYSPLIT на срок 13: 00. б) FTIR-измерения и расчёты HYSPLIT с наветренной (U) и подветренной (D) стороны от города, с 10:00 до 19:00 местного времени.

### 3. Оценка интегральной эмиссии CO с территории Санкт-Петербурга

Сопоставление разностей между результатами FTIR-измерений интегрального содержания CO в подветренной и наветренной точках полевых экспериментов кампаний ЕММЕ-2019 и ЕММЕ-2020 ( $\Delta\text{CO}$ ) с данными дисперсионного моделирования HYSPLIT представлено на рис. 3. Рассчитанные  $\Delta\text{CO}$  систематически превышают результаты измерений, что соответствует завышенной величине априорной эмиссии CO. Линейная регрессия модельных расчётов позволяет приблизить их к данным измерений во всех экспериментах, за исключением одного дня, 27 апреля 2020 года. Выбранное таким образом масштабирование эмиссий соответствует величине интегрального антропогенного выброса CO с территории Санкт-Петербурга в количестве  $218 \pm 37$  тыс. тонн в год (неопределенность оценки эмиссии обусловлена неопределенностью коэффициента масштабирования,  $0.545 \pm 0.092$ ). Это примерно вдвое меньше официальной оценки, опубликованной в 2020 году по данным инвентаризации за 2019 год (402 тыс. тонн [3]), что также соответствует результатам, полученным ранее при определении среднего удельного антропогенного потока CO с территории Санкт-Петербурга [7]. В то же время, полученная здесь величина несколько выше официальных оценок за 2019 и 2020 годы, опубликованных в более поздних отчётах городской инвентаризации (136 тыс. тонн и 132 тыс. тонн, соответственно [9]).

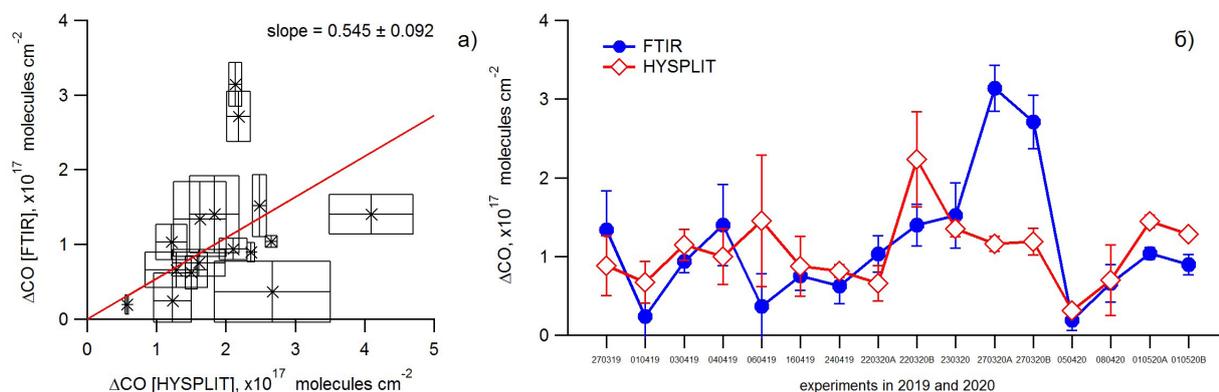


Рис. 3. а) Сопоставление значений  $\Delta\text{CO}$  (разность между содержанием CO в подветренной и наветренной точках), полученных для каждого из дней наблюдений по данным FTIR-измерений и результатам расчётов HYSPLIT. б) Вариация измеренного значения  $\Delta\text{CO}$  от эксперимента к эксперименту, в сравнении с данными моделирования, приведенными к результатам измерений (используя коэффициент линейной регрессии на графике слева).

Очевидно, прямая экстраполяция оценок, полученных нами по результатам измерений в отдельные периоды времени, на весь год, может приводить к систематической ошибке. Наибольший вклад в эту ошибку вносит пренебрежение суточной вариацией городской эмиссии CO<sub>2</sub>, обусловленной цикличностью в интенсивности загрязнения воздуха выбросами автотранспорта. Поскольку используемые в настоящей работе полевые FTIR-измерения выполнялись в дневное время, полученная на их основе оценка годового выброса CO<sub>2</sub> не учитывает ночного снижения эмиссии автотранспортом, что приводит к её систематическому завышению. В отсутствие объективных данных о доли автотранспорта в суммарной городской эмиссии, и о распределении интенсивности транспортной эмиссии по времени суток, определить данную ошибку количественно не представляется возможным. В этой связи полученное нами значение годового выброса CO<sub>2</sub> (218±37 тыс. тонн) следует рассматривать как «оценку сверху».

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Геомодель» за счёт гранта Российского научного фонда (проект № 23–27–00019).

### Список литературы

1. *I Makarova, M. V., Alberti, C., Ionov, D. V., Hase, F., Foka, S. C., Blumenstock, T., Warneke, T., Virolainen, Y., Kostsov, V., Frey, M., Poberovskii, A. V., Timofeyev, Y. M., Paramonova, N., Volkova, K. A., Zaitsev, N. A., Biryukov, E. Y., Osipov, S. I., Makarov, B. K., Polyakov, A. V., Ivakhov, V. M., Imhasin, H. Kh., and Mikhailov, E. F.* Emission Monitoring Mobile Experiment (EMME): an overview and first results of the St. Petersburg megacity campaign 2019 // *Atmos. Meas. Tech.*, 14, 1047–1073, <https://doi.org/10.5194/amt-14-1047-2021>, 2021.
2. *Беляев Д. С., Серебрицкий И. А.* Доклад об экологической ситуации в Санкт-Петербурге в 2019 году // СПб.: ООО «Типография Глори», 180 с, 2020.
3. *Draxler, R. R. and Hess, G. D.* An overview of the HYSPLIT\_4 modelling system for trajectories, dispersion, and deposition // *Aust. Meteor. Mag.*, 47, 295–308, 1998.
4. *Gisi, M., Hase, F., Dohe, S., Blumenstock, T., Simon, A., and Keens, A.* XCO<sub>2</sub>-measurements with a tabletop FTS using solar absorption spectroscopy // *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 2969–2980, <https://doi.org/10.5194/amt-5-2969-2012>, 2012.
5. *Frey, M., Sha, M. K., Hase, F., Kiel, M., Blumenstock, T., Harig, R., Surawicz, G., Deutscher, N. M., Shioimi, K., Franklin, J. E., Bösch, H., Chen, J., Grutter, M., Ohyama, H., Sun, Y., Butz, A., Mengistu Tsidu, G., Ene, D., Wunch, D., Cao, Z., Garcia, O., Ramonet, M., Vogel, F., and Orphal, J.* Building the Collaborative Carbon Column Observing Network (COCCON): long-term stability and ensemble performance of the EM27/SUN Fourier transform spectrometer // *Atmos. Meas. Tech.*, 12, 1513–1530, <https://doi.org/10.5194/amt-12-1513-2019>, 2019.
6. COCCON (Collaborative Carbon Column Observing Network): <http://www.imk-asf.kit.edu/english/COCCON.php>
7. *Ionov, D. V., Makarova, M. V., Hase, F., Foka, S. C., Kostsov, V., Alberti, C., Blumenstock, T., Warneke, T.* The CO<sub>2</sub> integral emission by the megacity of St. Petersburg as quantified from ground-based FTIR measurements combined with dispersion modelling // *Atmos. Chem. Phys.*, 21, 10939–10963, <https://doi.org/10.5194/acp-21-10939-2021>, 2021.
8. *Oda, T. and Maksyutov, S.* A very high-resolution (1 km × 1 km) global fossil fuel CO<sub>2</sub> emission inventory derived using a point source database and satellite observations of nighttime lights // *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 543–556, <https://doi.org/10.5194/acp-11-543-2011>, 2011.
9. *Беляев Д. С., Серебрицкий И. А.* Доклад об экологической ситуации в Санкт-Петербурге в 2020 году // Ижевск: ООО «ПРИНТ», 253 с, 2021.

## Assessment of carbon monoxide (CO) integral emission from the territory of St. Petersburg based on ground-based FTIR measurements and dispersion modeling

Ionov D. V.<sup>1</sup>, Makarova M. V.<sup>1</sup>, Kostsov V. S.<sup>1</sup>, Foka S. C.<sup>1</sup>, Makarov B. K.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> St. Petersburg State University, Faculty of Physics

<sup>2</sup> Federal state unitary enterprise “Alexandrov Research Institute of Technology”  
e-mail: d.ionov@spbu.ru

During the international measuring campaign EMME-2019 and –2020 aimed at experimental determination of anthropogenic greenhouse gas emissions from the territory of St. Petersburg, ground-based spectroscopic measurements of total carbon monoxide (CO) in the vertical column (TC) of the atmosphere were also performed. The anthropogenic contribution to the total urban air pollution by carbon monoxide was estimated by the value of the experimentally observed difference between the CO TC at downwind and upwind observation points ( $\Delta TC$ ). Simulation of the spatial and temporal evolution of the urban pollution plume was performed using the HYSPLIT model. By means of coupling the HYSPLIT modeling results with the FTIR field measurement data in spring 2019 and 2020, an experimental estimate of the total atmospheric CO emission of  $220 \pm 40$  kilotons per year was obtained.

**Keywords:** anthropogenic emissions, carbon monoxide, FTIR, HYSPLIT

# Оценка интегральной эмиссии окислов азота ( $\text{NO}_x$ ) с территории Санкт-Петербурга на основе мобильных DOAS-измерений и дисперсионного моделирования

Ионов Д. В.<sup>1</sup>, Макарова М. В.<sup>1</sup>, Косцов В. С.<sup>1</sup>, Фока С. Ч.<sup>1</sup>, Макаров Б. К.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, физический факультет

<sup>2</sup> НИТИ им. А. П. Александрова, г. Сосновый Бор

e-mail: d.ionov@spbu.ru

## Аннотация

В период проведения международной измерительной кампании ЕММЕ-2019, нацеленной на экспериментальное определение антропогенных эмиссий парниковых газов с территории Санкт-Петербурга, была выполнена серия мобильных DOAS-измерений тропосферного содержания (ТС) диоксида азота ( $\text{NO}_2$ ). Эти наблюдения проводились на замкнутой кольцевой автотрассе (КАД), огибающей большую часть города, и служили средством объективного контроля местоположения шлейфа антропогенного воздушного загрязнения и его эволюции в период измерительной кампании. В настоящей работе данные DOAS-измерений, выполненных в течение 9 дней марта-апреля 2019 года, использованы для определения интегральной антропогенной эмиссии  $\text{NO}_x$  с территории мегаполиса города Санкт-Петербург. Моделирование пространственно-временной эволюции шлейфа городского загрязнения осуществлялось с помощью модели HYSPLIT. На основе сопряжения результатов моделирования с данными мобильных измерений DOAS получена экспериментальная оценка суммарного выброса  $\text{NO}_x$  в атмосферу в размере  $80 \pm 30$  килотонн в 2019 году.

**Ключевые слова:** антропогенная эмиссия, окислы азота, двуокись азота, DOAS, HYSPLIT

## Введение

Загрязнение приземной атмосферы вблизи крупных городов и промышленных центров в значительной мере связано с антропогенной эмиссией различных газовых примесей, в том числе окислов азота ( $\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$ ). Дистанционные спектроскопические измерения, осуществляемые в видимой области спектра, дают информацию о содержании двуокиси азота ( $\text{NO}_2$ ) на трассе распространения солнечного излучения. Относительно стабильное соотношение между  $\text{NO}_2$  и  $\text{NO}$  в городском воздухе позволяет судить о мощности эмиссии  $\text{NO}_x$  на основе данных измерений  $\text{NO}_2$ .

Измерительные кампании ЕММЕ (Emission Monitoring Mobile Experiment) были организованы в 2019 и 2020 гг. в рамках международного проекта VERIFY (<https://verify.lsce.ipsl.fr>). Главная цель ЕММЕ — определение антропогенных эмиссий парниковых газов  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  с территории Санкт-Петербурга. Основным инструментом кампании служил портативный инфракрасный (ИК) Фурье-спектрометр (FTIR) Bruker EM27/SUN, используемый для наземных дистанционных измерений общего содержания (ОС)  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в вертикальном столбе атмосферы. В целом, концепция ЕММЕ базировалась на дневных FTIR-измерениях ОС ключевых газовых составляющих в двух точках, располагаемых внутри и вне городского шлейфа антропогенного воздушного загрязнения — т.е. с подветренной и с наветренной внешних сторон границ мегаполиса. В период кампании 2019 года объективный контроль местоположения шлейфа и его эволюции осуществлялся благодаря мобильным DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy [1]) измерениям тропосферного содержания (ТС)  $\text{NO}_2$ , выполняемым на замкнутой кольцевой трассе (КАД), огибающей большую часть Санкт-Петербурга. Основываясь на методе баланса масс и учитывая преимущественное направление и скорость ветра, а также классификацию подстилающей поверхности, были получены оценки удельных потоков измеряемых атмосферных газов в центральной части Санкт-Петербурга [2]. В частности, средняя величина антропогенного потока  $\text{NO}_x$  составила  $66 \pm 28$  тонн/км<sup>2</sup> в год, что довольно близко к данным официальной инвентаризации городских загрязнений за 2019 год ( $\sim 70$  тонн/км<sup>2</sup> [3]).

Настоящая работа направлена на определение интегральной эмиссии  $\text{NO}_x$  на основе данных DOAS-измерений кампании EMME-2019 и расчётов дисперсионной модели HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectories [4]).

## 1. Измерительная аппаратура, данные наблюдений и численного моделирования

Для проведения мобильных DOAS-измерений использовался комплекс спектральной аппаратуры и алгоритм интерпретации данных наблюдений, разработанные и ранее апробированные при реализации мобильных измерений тропосферного содержания  $\text{NO}_2$  в районе Санкт-Петербурга [5, 6]. Основой измерительного комплекса является компактный USB-спектрометр (Ocean Optics HR4000), обеспечивающий регистрацию спектров рассеянного из зенита солнечного излучения в интервале  $\sim 400\text{--}610$  нм с спектральным разрешением  $\sim 0.6$  нм.

Мобильные DOAS-измерения выполнялись в течение 9 дней марта-апреля 2019 года. В результате каждого такого полевого эксперимента получена серия данных о содержании  $\text{NO}_2$  в нижней тропосфере (в пограничном слое атмосферы) на замкнутом кольцевом маршруте КАД. Все измерения выполнялись в будние дни, с понедельника по четверг. Пример результата мобильных DOAS-измерений TC  $\text{NO}_2$  в точках маршрута 24 апреля представлен на рис. 1а. Наиболее низкие значения ( $\sim 4 \times 10^{15}$  молекул  $\text{см}^{-2}$ ) были зарегистрированы в этот день в северо-западной части маршрута (акватория Невской губы), а максимальные — в восточной (до  $\sim 40 \times 10^{15}$  молекул  $\text{см}^{-2}$ ). Такое пространственное распределение обусловлено преобладающим западным ветром, формирующим смещение интегрального шлейфа городского воздушного загрязнения в восточном направлении.

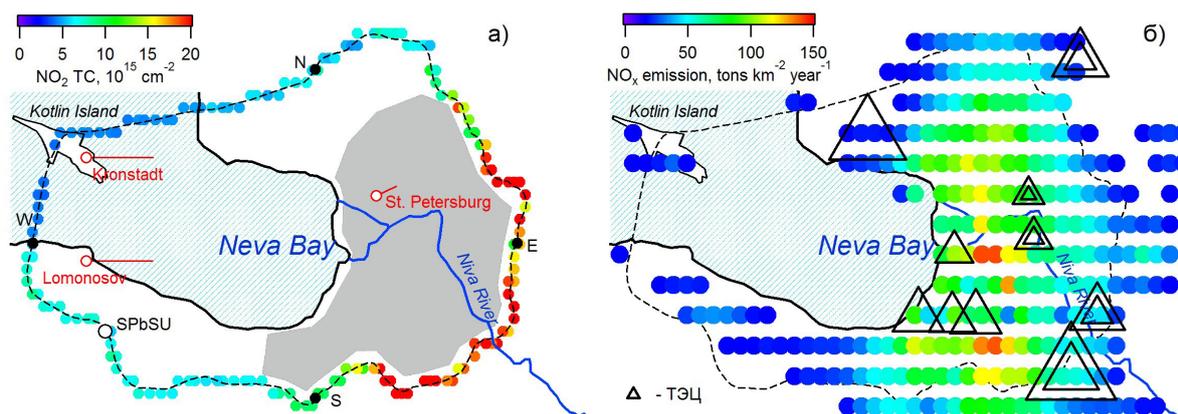


Рис. 1. а) Данные мобильных DOAS-измерений TC  $\text{NO}_2$  вокруг Санкт-Петербурга по трассе КАД 24 апреля 2019 года. Красными линиями обозначено направление и сила приземного ветра на 12:00 по данным наблюдений метеорологических станций. б) Априорное пространственное распределение антропогенной эмиссии  $\text{NO}_x$  с территории Санкт-Петербурга, сформированное на основе данных глобальной инвентаризации об антропогенных эмиссиях  $\text{CO}_2$  (ODIAC). Треугольные символы обозначают расположение основных городских теплоэлектроцентралей (ТЭЦ); двойными треугольниками обозначены ТЭЦ, влияние которых наиболее заметно сказывается в результатах мобильных DOAS-измерений.

Численное моделирование распространения загрязнений выполнялось на основе модели HYSPLIT в оффлайн версии, сконфигурированной для территории Санкт-Петербурга и его окрестностей по аналогии с [7]. С помощью дисперсионного блока модели проводился расчет 3-мерного поля антропогенного воздушного загрязнения. Размер ячейки пространственного домена составляет  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$  широты и долготы; вертикальная сетка модели задана 10 уровнями на высотах от поверхности до 1500 метров. За основу априорной информации о пространственном распределении источников городской эмиссии  $\text{NO}_x$  были взяты данные глобальной инвентаризации эмиссий ODIAC: Open-source Data Inventory for Anthropogenic  $\text{CO}_2$  [8]. Поскольку антропогенная эмиссия  $\text{NO}_x$ , как и эмиссия  $\text{CO}_2$  в существенной мере обусловлены сжиганием топлива (транспорт, теплоэнергетика), пространственные распределения источников этих газовых

примесей предполагались схожими (см. рис. 1б). Значения интенсивностей эмиссии в ячейках, характеризующие в оригинальных данных ODIAC эмиссию  $\text{CO}_2$ , были масштабированы таким образом, чтобы суммарная годовая эмиссия составляла ~63 тыс. тонн (официальная инвентаризация эмиссии  $\text{NO}_x$  с территории Санкт-Петербурга в 2019 году [3]).

## 2. Сопоставление результатов мобильных измерений с данными моделирования

Большая часть маршрутов мобильных экспериментов демонстрирует качественно близкое согласие между результатами DOAS-измерений и расчётами модели в воспроизводстве общего характера вариации содержания  $\text{NO}_2$  — плавный рост и спад при пересечении городского шлейфа. Вместе с тем, в отдельные дни в результатах измерений наблюдаются участки локального роста  $\text{NO}_2$ , не воспроизводимые моделью. Детальный анализ пространственных распределений содержания  $\text{NO}_2$  по маршрутам измерений и соответствующих им полей приземного ветра позволяет предположить влияние мощных локальных эмиссий  $\text{NO}_x$ , не представленных в используемой нами инвентаризации источников. Наиболее вероятной причиной таких выбросов может быть работа крупных городских теплоэлектроцентралей (ТЭЦ), находящихся в черте города и на его ближайшей периферии. Расположение основных 10 ТЭЦ, обслуживающих население и промышленность Санкт-Петербурга, показано на рис. 1б. Для проверки предположения о детектировании вклада эмиссий ТЭЦ в данных мобильных DOAS-измерений содержания  $\text{NO}_2$  была выполнена серия специальных расчётов HYSPLIT с учётом дополнительных источников в точках расположения ТЭЦ. Интенсивность эмиссий  $\text{NO}_x$  подбиралась так, чтобы с одной стороны в результатах расчётов воспроизводились наблюдаемые в данных измерений локальные максимумы содержания  $\text{NO}_2$ , а с другой — не появлялись новые, отсутствующие в измерениях. Полученная таким образом конфигурация источников состоит из пяти ТЭЦ с равными интенсивностями эмиссии (~5 тыс. тонн в год, см. рис. 1б).

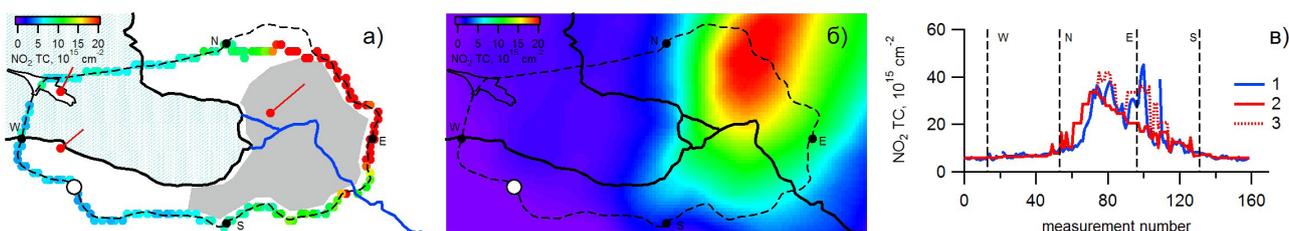


Рис. 2. Сравнение данных DOAS-измерений TC  $\text{NO}_2$  вокруг Санкт-Петербурга с результатами численного моделирования 4 апреля 2019 года: а) Данные мобильных DOAS-измерений по трассе КАД. б) Расчёт дисперсионной модели HYSPLIT на срок 13:00. в) TC  $\text{NO}_2$  на маршруте по данным измерений (1) и результатам моделирования, без учёта эмиссий  $\text{NO}_x$  ТЭЦ (2) и с учётом (3).

На рис. 2 наряду с данными DOAS-измерений на трассе КАД, выполненными 4 апреля 2019 года (а), представлено модельное пространственное распределение TC  $\text{NO}_2$  в этот день, рассчитанное на срок 13:00 (б), а также сопоставление результатов измерений по маршруту движения с данными моделирования с учётом и без учёта эмиссий  $\text{NO}_x$  основными городскими ТЭЦ (в). Модельные расчёты, выполненные с учётом дополнительных эмиссий ТЭЦ, демонстрируют более близкое согласие с результатами мобильных DOAS-измерений (см. рис. 2в).

## 3. Оценка интегральной эмиссии $\text{NO}_x$ с территории Санкт-Петербурга

Для корректного сопряжения данных измерений с результатами расчётов рассматривались средние значения содержания  $\text{NO}_2$  по трассе наблюдений, полученные для каждого из экспериментов — как в данных мобильных DOAS-измерений, так и в результатах расчётов HYSPLIT (см. рис. 3). Сравнение данных измерений с результатами моделирования показывает, что в среднем модель заметно занижает наблюдаемый уровень загрязнения атмосферы окислами азота. Более низкое, по сравнению с измеренным, содержание  $\text{NO}_2$  в результатах модельных расчетов указывает на недооценку заданной в модели интенсивности антропогенной эмиссии  $\text{NO}_x$ .

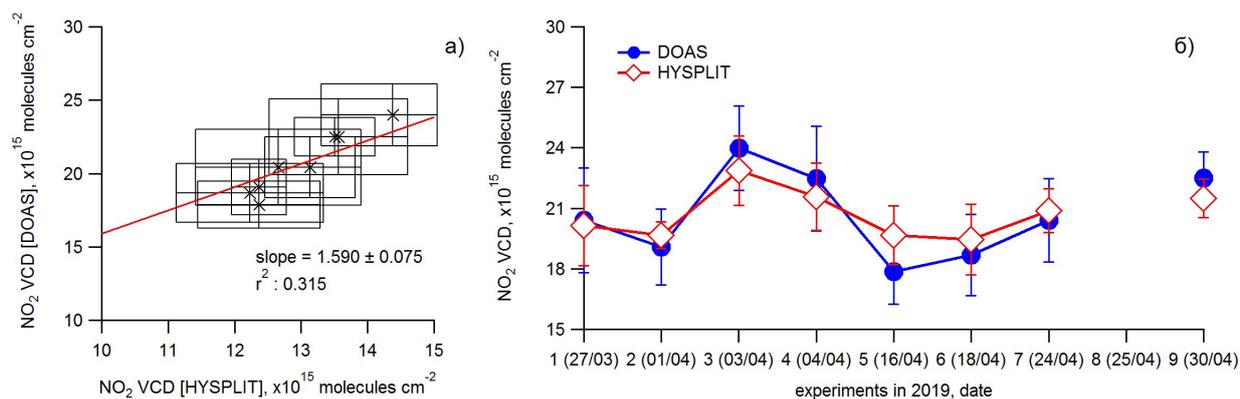


Рис. 3. а) Сопоставление средних значений содержания  $\text{NO}_2$  в шлейфе городского загрязнения, полученных для каждого из мобильных экспериментов из данных DOAS-измерений и результатов расчётов HYSPLIT. б) Вариация среднего значения измеренного содержания  $\text{NO}_2$  от эксперимента к эксперименту, в сравнении с данными моделирования, приведенными к результатам измерений (используя коэффициент линейной регрессии на графике слева).

Приближенная оценка интегральной эмиссии  $\text{NO}_x$  может быть получена исходя из величины коэффициента линейной регрессии между расчётом модели и результатами измерений. Так, коэффициенту  $1.590 \pm 0.075$ , приведённому на рис. 3а, соответствует эмиссия  $\text{NO}_x$  равная  $100 \pm 5$  тыс. тонн в год. Эта величина заметно превышает официальные данные о суммарном антропогенном выбросе  $\text{NO}_x$  с территории города ( $\sim 63$  тыс. тонн за 2019 год [3]). Частично, расхождения между данными инвентаризаций о среднегодовых эмиссиях и результатами анализа мобильных экспериментов могут быть связаны с ограниченным временем проведения измерений — как в течение суток, так и в течение года. Все наши мобильные измерения были выполнены в весеннее время года, в будние дни и вблизи полудня. Используя простые предположения об известных суточном, недельном и годовом циклах городского антропогенного загрязнения, окончательная «оценка снизу» суммарного выброса  $\text{NO}_x$  в атмосферу составила  $77 \pm 27$  тыс. тонн в год.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Геомодель» за счёт гранта Российского научного фонда (проект № 23–27–00019).

### Список литературы

1. Platt U. and J. Stutz. Differential Optical Absorption Spectroscopy (DOAS), Principles and Applications // ISBN978–3–540–21193–8, Springer, Berlin-Heidelberg, <https://doi.org/10.1007/978-3-540-75776-4>, 2008.
2. Makarova, M. V., Alberti, C., Ionov, D. V., Hase, F., Foka, S. C., Blumenstock, T., Warneke, T., Virolainen, Y., Kostsov, V., Frey, M., Poberovskii, A. V., Timofeyev, Y. M., Paramonova, N., Volkova, K. A., Zaitsev, N. A., Biryukov, E. Y., Osipov, S. I., Makarov, B. K., Polyakov, A. V., Ivakhov, V. M., Imhasin, H. Kh., and Mikhailov, E. F. Emission Monitoring Mobile Experiment (EMME): an overview and first results of the St. Petersburg megacity campaign 2019 // Atmos. Meas. Tech., 14, 1047–1073, <https://doi.org/10.5194/amt-14-1047-2021>, 2021.
3. Беляев Д. С., Серебрицкий И. А. Доклад об экологической ситуации в Санкт-Петербурге в 2019 году // СПб.: ООО «Типография Глори», 180 с, 2020.
4. Draxler, R. R. and Hess, G. D. An overview of the HYSPLIT\_4 modelling system for trajectories, dispersion, and deposition // Aust. Meteor. Mag., 47, 295–308, 1998.
5. Ionov, D. V. and Poberovskii A. V. Quantification of  $\text{NO}_x$  emission from St. Petersburg (Russia) using mobile DOAS measurements around the entire city // Int. J. Remote Sensing, 36 (9), 2486–2502, <https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1042123>, 2015.
6. Ионоу Д. В., Поберовский А. В. Двуокись азота в воздушном бассейне Санкт-Петербурга: дистанционные измерения и численное моделирование // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. N.4. С. 422–433.
7. Ionov, D. V., Makarova, M. V., Hase, F., Foka, S. C., Kostsov, V., Alberti, C., Blumenstock, T., Warneke, T. The  $\text{CO}_2$  integral emission by the megacity of St. Petersburg as quantified from ground-based FTIR measurements combined with dispersion modelling // Atmos. Chem. Phys., 21, 10939–10963, <https://doi.org/10.5194/acp-21-10939-2021>, 2021.

org/10.5194/acp-21-10939-2021, 2021.

8. Oda, T. and Maksyutov, S. A very high-resolution (1 km × 1 km) global fossil fuel CO<sub>2</sub> emission inventory derived using a point source database and satellite observations of nighttime lights // Atmos. Chem. Phys., 11, 543–556, <https://doi.org/10.5194/acp-11-543-2011>, 2011.

### **Assessment of nitrogen oxides (NO<sub>x</sub>) integral emission from the territory of St. Petersburg based on mobile DOAS measurements and dispersion modeling**

Ionov D. V.<sup>1</sup>, Makarova M. V.<sup>1</sup>, Kostsov V. S.<sup>1</sup>, Foka S. C.<sup>1</sup>, Makarov B. K.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> St. Petersburg State University, Faculty of Physics

<sup>2</sup> Federal state unitary enterprise “Alexandrov Research Institute of Technology”  
e-mail: d.ionov@spbu.ru

During the international measurement campaign EMME-2019 aimed at experimental determination of anthropogenic greenhouse gas emissions from the territory of St. Petersburg, a series of mobile DOAS-measurements of tropospheric nitrogen dioxide (NO<sub>2</sub>) content (TC) was performed. These observations were carried out on a circular highway, enclosing most of the city, and served as a means of independent control of the location of the plume of anthropogenic air pollution and its evolution during the measurement campaign. In the present paper, the data from mobile DOAS measurements taken over 9 days in March-April 2019 are used to determine the integral anthropogenic NO<sub>x</sub> emissions from the metropolitan area of the city of St. Petersburg. Modeling of the spatial and temporal evolution of the urban pollution plume was performed using the HYSPLIT model. By means of coupling the simulation results with DOAS mobile measurement data, an experimental estimate of total NO<sub>x</sub> emissions to the atmosphere of 80 ± 30 kilotons in 2019 was obtained.

**Keywords:** anthropogenic emissions, nitrogen oxides, nitrogen dioxide, DOAS, HYSPLIT

# Определение контраста суша-море в значениях водозапаса облаков по многоугловым наземным микроволновым измерениям в области береговой линии

Косцов В. С.<sup>1</sup>, Ионов Д. В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, физический факультет  
e-mail: v.kostsov@spbu.ru

Комбинированные многоугловые наземные измерения собственного микроволнового (МКВ) излучения современными радиометрами дают возможность изучать горизонтальные неоднородности поля влажности в тропосфере и пространственного распределения водозапаса облаков (ВО). Однако практическая реализация такого эксперимента сложна и требует тщательного анализа информативности измерений, оценки погрешностей алгоритма обработки данных и разработки процедур контроля качества. В данной работе анализируется применение разработанного нами алгоритма восстановления ВО, основанного на обращении уравнения переноса излучения, к задаче обнаружения горизонтальных неоднородностей ВО с помощью наземных микроволновых наблюдений в окрестности береговой линии. Исследование основано на данных, полученных с помощью МКВ радиометра RPG-НАТPRO, расположенного в пригороде Санкт-Петербурга, Россия, на расстоянии 2,5 км от береговой линии Невской губы (Финский залив) и работающего в режиме углового сканирования в вертикальной плоскости. Анализируется возможность обнаружения горизонтальной неоднородности пространственного распределения водозапаса облаков, а именно контраста ВО суша-море, для различных геометрий измерений (углов места) и значений высоты нижней границы облаков. В результате обработки МКВ измерений на наблюдательной станции Санкт-Петербургского государственного университета получены среднемесячные значения разности ВО суша-море для летних месяцев за период 2013–2021 гг. Для 24 из 25 месяцев качественных наблюдений среднемесячная разность ВО суша-море положительна (большие значения над сушей и меньшие над водой) и может достигать 0,010–0,013 кг м<sup>-2</sup>.

**Ключевые слова:** водозапас облаков, наземное микроволновое зондирование тропосферы, контраст суша-море

## Введение

Измерения водозапаса облаков (ВО) с помощью спутниковых приборов SEVIRI и AVHRR продемонстрировали систематические различия между значениями ВО над сушей и над поверхностями Балтийского моря и озер Северной Европы [1, 2, 3]. В качестве причины этих различий в весеннее и летнее время был предложен следующий механизм [1]: приток холодной воды от таяния снега и льда охлаждает приповерхностный слой атмосферы над водоемами. В результате, в отличие от земной поверхности, этот слой над водоемами становится очень устойчивым, препятствуя образованию облаков. Этот механизм, однако, не объясняет существования разницы суша-море в значениях водозапаса облаков в холодное время года, когда и суша, и водная поверхность покрыты снегом и льдом. До настоящего времени исследованию контрастов в значениях ВО над сушей и морем в Северной Европе уделялось мало внимания.

В работе [4] была предпринята попытка обнаружить различия в значениях ВО над сушей и морем с помощью наземных микроволновых наблюдений, проведенных у береговой линии Финского залива в окрестностях Санкт-Петербурга, Россия. Для этого использовался радиометр RPG-НАТPRO, расположенный в 2,5 км от береговой линии и работающий в режиме углового сканирования с ориентацией линии визирования в сторону береговой линии. Таким образом, радиометр зондирует воздушные участки над сушей (при угле места 90°) и над акваторией (при 7 углах места в диапазоне от 4,8° до 30°). Метод линейной регрессии был применен к микроволновым измерениям в двух спектральных каналах 31,4 ГГц и 22,24 ГГц. Контраст суша-море в значениях ВО определялся как разница между значениями ВО, полученными по наблюдениям в зенитном и незенитном направлениях. Результаты продемонстрировали существование разницы суша-море в значениях ВО во все сезоны, и эта разница положительна, как и в случае спутниковых измерений (большие значения ВО над сушей и меньшие над морем). В то же время показано, что проблема обнаружения контраста ВО суша-море является сложной и требует даль-

нейших исследований с целью повышения точности метода восстановления водозапаса.

В исследовании [5] были продемонстрированы существенные преимущества метода статистической регуляризации по сравнению с методом линейной регрессии при определении водозапаса облаков наземным микроволновым методом. В настоящей работе описаны результаты применения этого более точного и надежного (в плане контроля качества данных) метода в задаче определения контраста суша-море в значениях ВО.

### Описание метода

Функционирующий на физическом факультете Санкт-Петербургского государственного университета микроволновый радиометр НАТPRO предоставляет уникальную возможность исследования трех параметров атмосферы — температуры, содержания водяного пара, водозапаса облаков. Радиометр расположен в пригороде Санкт-Петербурга, в городе Петродворце, в 2.5 км от береговой линии Финского залива. Радиометр имеет 14 каналов в спектральной области 22–60 ГГц, что позволяет определять вертикальные профили температуры и влажности в тропосфере одновременно с водозапасом облаков. Ледяная фаза облаков не определяется с помощью таких наблюдений. Наблюдения являются практически всепогодными, за исключением периодов осадков. Угловое сканирование происходит в направлении Финского залива, поэтому комбинирование измерений в зенит и измерений при малых углах места позволяет одновременно определять атмосферные параметры над сушей и над водной поверхностью, см. рис. 1.

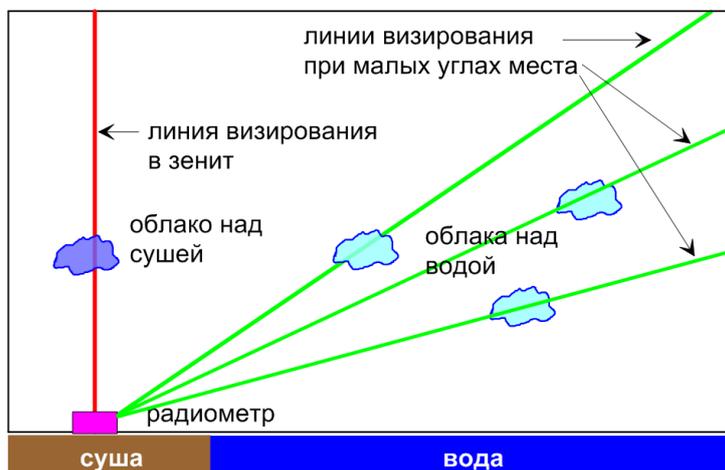


Рис. 1. Иллюстративная схема углового сканирования для измерений водозапаса облаков над сушей и акваторией водного объекта.

Измерения проводятся с лета 2012 года по настоящее время. Решение обратной задачи по восстановлению значений атмосферных параметров из измерений яркостной температуры нисходящего микроволнового излучения в зенитном направлении осуществляется с помощью оригинального многопараметрического метода, учитывающего различные виды дополнительной информации о параметрах и связях между ними [6]. Метод был адаптирован для обработки измерений радиометра НАТPRO [7] и за прошедшие годы претерпел несколько модификаций. Специальная модификация для совместной обработки зенитных и внезенитных измерений позволяет определять значения атмосферных параметров на одной и той же высоте над сушей и водной поверхностью с одинаковой погрешностью, что важно при исследовании горизонтальных неоднородностей атмосферных параметров. При обработке измерений учитываются спектральная аппаратная функция прибора, его угловая апертура, а также эффект рефракции при малых углах места. Значение систематической погрешности определения ВО определяется на основе измерений в безоблачной атмосфере. Осуществляется контроль качества получаемых данных по нескольким критериям. Исследования показали, что оптимальными значениями угла места для измерений над водной поверхностью являются  $14.4^\circ$  и  $11.4^\circ$  (для конкретного расположения радиометра относительно береговой линии). Значения водозапаса, полученные над водой вдоль луча визирования для облаков на высотах от 1 до 4 км, приводятся к значениям, соответствующим

щим интегрированию по вертикали в приближении локальной горизонтальной однородности облака.

### Основные результаты и выводы

Результаты определения разности (контраста) ВО суша-море для летних месяцев за период 2013–2021 гг. представлены на рис. 2 в виде гистограмм. Были обработаны измерения в течение 27 летних месяцев. Для августа 2015 г. результаты не прошли контроль качества из-за случайной неточности в калибровке прибора, а в августе 2016 г. возникли проблемы с электропитанием, что привело к потере измерений. Таким образом, в нашем распоряжении были высококачественные данные за 25 месяцев.

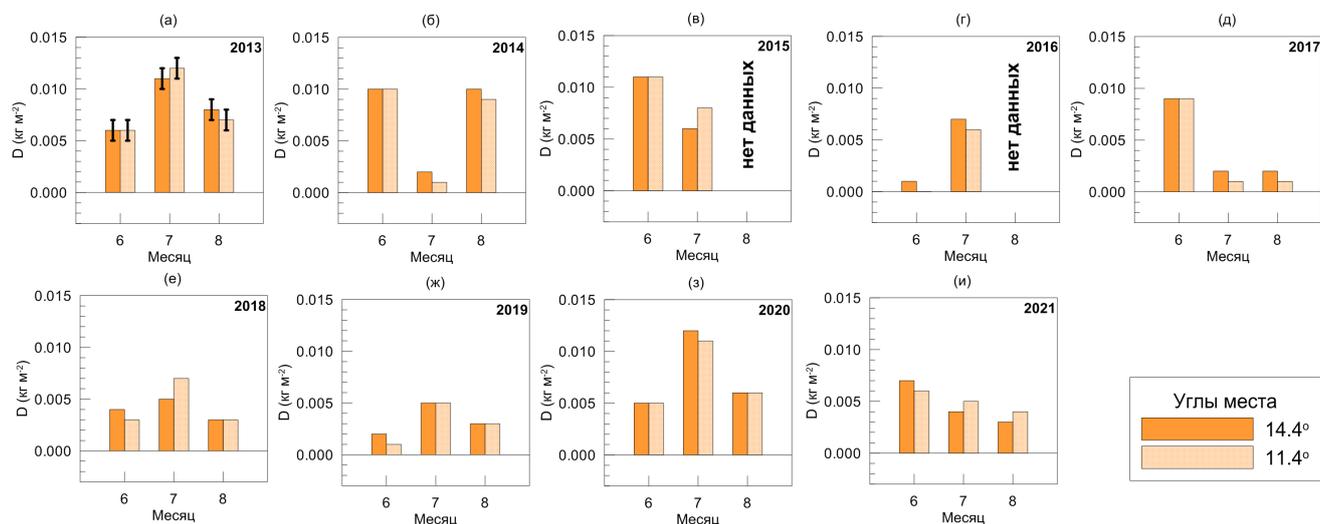


Рис. 2: Результаты восстановления контраста ВО суша-море для летних месяцев в период 2013–2021 гг. Неопределенности результатов показаны в виде отрезков погрешностей на панели (а).

Только для одного из двадцати пяти месяцев (июнь 2016 г.) разность ВО суша-море  $D$  для угла места  $11.4^\circ$  равна нулю. Для всех остальных 24-х из 25-и месяцев значения  $D$  разности ВО над сушей и морем положительны независимо от угла места микроволновых измерений. Этот результат находится в хорошем качественном согласии со спутниковыми данными, демонстрирующими положительные отличия для теплого времени года, когда холодная вода охлаждает приповерхностный воздух и делает атмосферу над водоемом устойчивой, что предотвращает конвекцию и образование облаков. Отметим, что значения контраста ВО меняются из года в год и из месяца в месяц. Величина разности значительно варьирует: от  $0,001\text{--}0,002 \text{ кг м}^{-2}$  до  $0,011\text{--}0,012 \text{ кг м}^{-2}$ . Необходимо подчеркнуть, что малые измеренные значения контраста ВО являются свидетельством сложности решаемой задачи, а также указывают на то, что результаты должны быть очень чувствительными к процедурам оценки систематической погрешности и контроля качества данных.

Для сравнения результатов, полученных двумя алгоритмами (линейная регрессия и статистическая регуляризация) были проведены два теста. В первом тесте регрессионный алгоритм применялся к измерениям НАТPRO, которые успешно прошли контроль качества, встроенный в регуляризационный алгоритм (сходимость итерационного процесса и проверка спектральной невязки). Во втором тесте регрессионный алгоритм применялся ко всем измерениям (без контроля качества). Результат оказался весьма показательным. В первом случае среднемесячные результаты, полученные с помощью двух алгоритмов, находились в хорошем качественном и количественном соответствии. Во втором тесте результаты, полученные двумя алгоритмами, имели существенные отличия. Эти тесты однозначно указывают на превосходство регуляризационного алгоритма и соответствующих процедур контроля качества данных над регрессионным алгоритмом в задаче оценки контраста суша-море в значениях водозапаса облаков.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» Научного парка СПбГУ.

## Список литературы

1. *Karlsson K. A.* 10 Year Cloud Climatology Over Scandinavia Derived From NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer Imagery // *Int. J. Climatol.* 23. 1023–1044. <https://doi.org/10.1002/joc.916>, 2003.
2. *Kostsov V. S., Kniffka A., and Ionov D. V.* Cloud liquid water path in the sub-Arctic region of Europe as derived from ground-based and space-borne remote observations // *Atmos. Meas. Tech.*, 11 5439–5460. <https://doi.org/10.5194/amt-11-5439-2018>. 2018.
3. *Kostsov V. S., Kniffka A., Stengel M., and Ionov D. V.* Cross-comparison of cloud liquid water path derived from observations by two space-borne and one ground-based instrument in northern Europe // *Atmos. Meas. Tech.* 12. 5927–5946. <https://doi.org/10.5194/amt-12-5927-2019>. 2019.
4. *Kostsov V. S., Ionov D. V., and Kniffka A.* Detection of the cloud liquid water path horizontal inhomogeneity in a coastline area by means of ground-based microwave observations: feasibility study // *Atmos. Meas. Tech.* 13. 4565–4587. <https://doi.org/10.5194/amt-13-4565-2020>. 2020.
5. *Kostsov V. S., Ionov D. V., Biryukov E. Yu., and Zaitsev N. A.* Cross-validation of two liquid water path retrieval algorithms applied to ground-based microwave radiation measurements by the RPG-HATPRO instrument // *Int. J. Remote Sensing.* 39(5). 1321–1342. <https://doi.org/10.1080/01431161.2017.1404163>. 2018.
6. *Kostsov V. S.* General approach to the formulation and solution of the multi-parameter inverse problems of atmospheric remote sensing with measurements and constraints of different types // *Int. J. Remote Sens.* 36. 2973–3004. <https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1054961>. 2015.
7. *Kostsov V. S.* Retrieving Cloudy Atmosphere Parameters from RPG-HATPRO Radiometer Data // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 51. 156–166. <https://doi.org/10.1134/S0001433815020085>. 2015.

## Derivation of the land-sea contrast of cloud liquid water path from multi-angle ground-based microwave measurements in a coastline area

Kostsov V. S.<sup>1</sup>, Ionov D. V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> St.Petersburg State University, Faculty of Physics  
e-mail: v.kostsov@spbu.ru

Combined multi-angle ground-based measurements of self-emitted microwave (MW) radiation by modern microwave radiometers provide an opportunity to study horizontal inhomogeneities of the humidity field in the troposphere and of the cloud liquid water path (LWP) spatial distribution. However, practical applications are difficult and require thorough analysis of the information content of measurements, assessment of errors of data processing algorithm and the development of the quality control procedures. In this study, we analyse the application of LWP retrieval algorithm based on the inversion of the radiative transfer equation to the problem of detection of the LWP horizontal inhomogeneities by means of ground-based microwave observations in the vicinity of a coastline. The study is based on data acquired by the MW radiometer RPG-HATPRO which is located in the suburbs of St.Petersburg, Russia, at 2.5 km distance from the coastline of the Neva Bay (the Gulf of Finland) and is operating in angular scanning mode in the vertical plane. The possibility to detect LWP horizontal inhomogeneity, namely the LWP land-sea contrast, for different measurement geometries (elevation angles) and values of cloud base height is analysed. As a result of processing the MW measurements at the observational site of St.Petersburg State University, the monthly-averaged values of the LWP land-sea difference have been obtained for summer months within the period 2013–2021. For 24 out of 25 months of high quality observations, the LWP land-sea monthly difference is positive (larger values over land and smaller values over water) and can reach 0.010–0.013 kg m<sup>-2</sup>.

**Keywords:** cloud liquid water path, ground-based microwave remote sensing of the troposphere, land-sea contrast

## Проект карбонового полигона «Ладога»

Макарова М. В.<sup>1\*</sup>, Абакумов Е. В.<sup>1</sup>, Шевченко Е. В.<sup>1</sup>, Парамонова Н. Н.<sup>2</sup>, Пахомова Н. В.<sup>1</sup>,  
Львова Н. А.<sup>1</sup>, Ветрова М. А.<sup>1</sup>, Гузов Ю. Н.<sup>1</sup>, Ивахов В. М.<sup>2</sup>, Ионов Д. В.<sup>1</sup>, Лобанова П. В.<sup>1</sup>,  
Микушев С. В.<sup>1</sup>, Михайлов Е. Ф.<sup>1</sup>, Павловский А. А.<sup>1</sup>, Титов В. О.<sup>1</sup>, Фока С. Ч.<sup>1</sup>,  
Хорошавин А. В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>ФГБУ «Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова», г. Санкт-Петербург, Россия

[\\*email: m.makarova@spbu.ru](mailto:m.makarova@spbu.ru)

Изменение климата — важнейшая международная проблема XXI века. Территория Российской Федерации находится в области значительных наблюдаемых и прогнозируемых изменений климата. Для достижения Россией углеродной нейтральности к 2060 году, необходима национальная система мониторинга эмиссии и поглощения парниковых газов. С этой целью Министерство науки и высшего образования запустило программу создания сети карбоновых полигонов. Санкт-Петербургский государственный университет (оператор) совместно с Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова, Российским государственным педагогическим университетом им. А. И. Герцена, Агрофизическим научно-исследовательским институтом, Институтом океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Балтийским федеральным университетом имени Иммануила Канта, Фондом «Нансен-центр» (участники) разработали проект карбонового полигона «Ладога», нацеленный на оценку потоков парниковых газов в атмосферу для территории Ленинградской области и исследование потенциала поглощения парниковых газов лесными и водными экосистемами Северо-Запада России. Развитие проекта предусматривает создание карбоновой фермы на территории Ленинградской области.

**Ключевые слова:** углеродная нейтральность, углеродный цикл, депонирование углерода, углеродный баланс, карбоновый полигон, климатический проект, углекислый газ, парниковые газы, репрезентативные экосистемы, климатические изменения

### 1. Введение

Территория Российской Федерации в силу своих географических размеров и особенностей находится в области значительных наблюдаемых и прогнозируемых изменений климата. При этом последствия глобального потепления для экосистемы и экономики страны могут быть различны и иметь как положительный, так и отрицательный эффект. Для достоверных прогнозов изменений климата Земли необходимо формирование сценариев изменений газового состава, учитывающих влияние антропогенных и естественных факторов, в том числе сценариев изменений содержания углекислого газа, метана и других парниковых газов. В этой связи необходимы как регулярные измерения содержания этих газов в атмосфере, так и изучение их естественных и антропогенных источников и стоков для построения достоверных моделей их кругооборота в природе.

Основной задачей *карбоновых полигонов*, создаваемых в рамках пилотной программы Министерства науки и высшего образования РФ (Carbon-polygons.ru), является разработка технологий и методов определения потоков климатически важных газов, основное внимание здесь уделяется изучению процессов поглощения и депонирования парниковых газов различными типами природных сред и экосистем [1].

В настоящей работе представлены основные результаты междисциплинарных исследований, которые были осуществлены при разработке проекта объединенного карбонового полигона «Ладога» и подготовке его финансово-экономического обоснования.

### 2. Концепция объединенного карбонового полигона «Ладога»

Создание на территории Ленинградской области объединенного карбонового полигона «Ладога», включающего сухопутную и морскую измерительные площадки — это долговременный, имеющий приоритетное значение для обеспечения климатической и экологической безопасности региона, проект, подготовленный Санкт-Петербургским государственным университетом (оператор), Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова, Российским государ-

ственным педагогическим университетом им. А. И. Герцена, Агрофизическим научно-исследовательским институтом, Институтом океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Балтийским федеральным университетом имени Иммануила Канта, Фондом «Нансен-центр» (участники) при содействии Правительства Ленинградской области. Этот проект нацелен на исследование и оценку секвестрационного углеродного потенциала экосистем Ленинградской области, согласованную с международными правилами, с последующей возможностью уточнения углеродного следа предприятий для сокращения финансовой нагрузки от введения трансграничного углеродного налога и (или) от обязанности реализовывать в качестве регулируемой организации (согласно ФЗ № 296) другие, часто более дорогостоящие, климатические проекты.

*Планируемая структура сухопутной части карбонового полигона «Ладога» [2]:*

- стационарный полигон на территории земельного участка ФГБУ «ГГО» (~150.6 га, Ленинградская область, п. Воейково)— основной комплекс научного оборудования объединенного карбонового полигона «Ладога», включая наблюдательную вышку для измерения потоков парниковых газов. На рис. 1 приведена карта участка, где планируется размещение стационарного полигона;
- быстроразвертываемая измерительная обсерватория («мобильный полигон») — для осуществления мобильных комплексных измерительных кампаний по изучению естественных и антропогенных (в том числе природоподобных) источников и стоков парниковых газов, как на территории полигона, так и за его пределами;
- действующие станции атмосферного мониторинга ФГБУ «ГГО» и СПбГУ, входящие в международные измерительные сети ГСА ВМО (Глобальная служба атмосферы Всемирной метеорологической организации) и NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change);
- российский центр обеспечения сопоставимости и калибровки для расширяющейся сети станций и полигонов — на базе действующих станций атмосферного мониторинга СПбГУ и ФГБУ «ГГО» (п. Воейково и г. Петергоф).

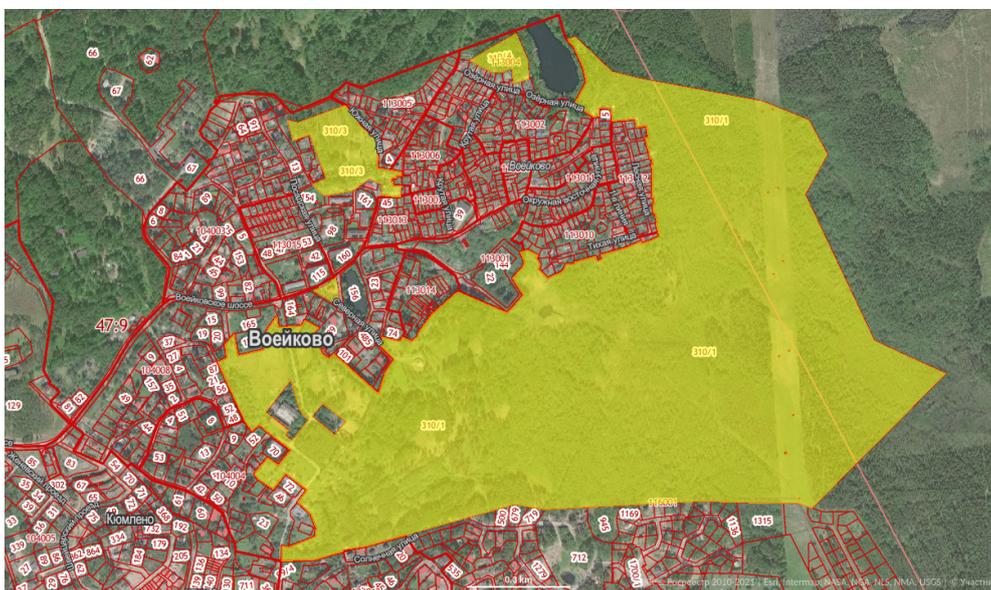


Рис. 1 Предполагаемое местоположение стационарного полигона в п. Воейково, Ленинградская область (выделено желтым цветом).

На лесном участке, где планируется организовать стационарный полигон, долгое время располагается экспериментальная база ФГБУ «ГГО». С 50-х годов XX века на ней осуществляется широкий спектр атмосферных и метеорологических наблюдений, включая запуски метеорологических зондов в рамках программы ВМО; с 1996 года ведется регулярный мониторинг концентраций и потоков парниковых газов [3].

Осенью 2021 года на территории участка ФГБУ «ГГО» был проведен комплекс подготови-

тельных исследовательских работ: детальное изучение рельефа местности; описание растительности и характеристик экосистемы; разрез почвы и элементный анализ проб грунта. Предварительно на участке выделено две измерительных площадки с рельефом, репрезентативным для Ленинградской области:

- камовая возвышенность (приледниковые отложения, образовавшиеся в последствии Валдайского оледенения);
- межкамовое понижение рельефа, переувлажненная территория.

### 3. Карбоновые фермы в контексте климатических проектов

Развитие проекта объединенного карбонового полигона «Ладога» предусматривает создание карбоновой фермы на территории Ленинградской области. Карбоновые фермы в РФ можно отнести к природным климатическим проектам (nature-based solutions), если в контексте отечественного законодательства они удовлетворяют основным критериям климатического проекта (Приказ Минэкономразвития РФ № 248, 11.05.2022). Отметим, что эффект природных климатических проектов с точки зрения дополнительности может быть и отрицательным, и в таком случае реализовать и монетизировать такой проект будет невозможно [4], поэтому перед реализацией климатического проекта важно оценить его экономический эффект.

В настоящее время в России активно разрабатывается нормативно-правовая и методологическая база реализации климатических проектов. Так, к наиболее перспективным направлениям развития лесоклиматических проектов можно отнести следующие [4]:

- защита экосистем (проекты по добровольному сохранению лесов; лесопожарные проекты по снижению горимости лесов);
- устойчивое управление экосистемами (проекты по устойчивой интенсификации лесопользования);
- восстановление экосистем (лесовосстановление; облесение и лесоразведение; обводнение водно-болотных угодий и торфяников).

Остановимся на конкретном типе лесоклиматических проектов — лесоразведение на неиспользуемых сельскохозяйственных землях (усиление поглощения углерода путем изменения землепользования). При базовом сценарии проекта (т.н. базовая линия) земли возвращены в сельскохозяйственный оборот, деревья и кустарники удалены. Проектный сценарий предполагает предотвращение лесозаготовок, управление лесным хозяйством.

Оценим перспективы развития данного типа климатических проектов для Ленинградской области. Будем исходить из предположения, что территории лесных площадей, находившиеся ранее в составе государственных земель сельхозназначения Ленинградской области, могут быть задействованы под карбоновые фермы (климатические проекты по лесоразведению, усилению поглощения углерода путем изменения землепользования). Для общей площади карбоновых ферм ~677.9 тыс. Га. (~8.1 % от всей территории Ленинградской области) была сделана оценка потенциала поглощения CO<sub>2</sub>, она составила 3700 ± 1900 кт CO<sub>2</sub>/год или (1000 ± 520) · 10<sup>6</sup>кг C/год. Показано, что потенциал поглощения CO<sub>2</sub> таких карбоновых ферм может составлять до ~20 % от интегральной эмиссии CO<sub>2</sub> Ленинградской области и не более 8 % от интегральной эмиссии CO<sub>2</sub> для объединенного региона, состоящего из Ленинградской области и Санкт-Петербурга [2]. Экономический эффект от функционирования карбоновых ферм может быть достигнут только в долгосрочной перспективе. При сохранении текущего уровня цен за тонну CO<sub>2</sub> (35 долл./т CO<sub>2</sub>), за 75-летний цикл существования участок леса площадью 1 га принесет доход, обусловленный только депонированием CO<sub>2</sub> из атмосферы, на уровне ~9.5 тыс. долл.[2]. Этим определяется экономическая целесообразность создания карбоновых ферм, которая обусловлена потенциальной возможностью выпуска углеродных единиц, которые будут либо обращаться на углеродных биржах, либо приниматься к зачету в качестве результатов деятельности, направленной на сокращение углеродных выбросов. В России в настоящее время создаются важнейшие институциональные предпосылки функционирования секвестрационной углеродной индустрии, что предопределяет конкурентные преимущества для организаций, выступающих *флагманами этого*

процесса, в том числе в качестве инвесторов данной индустрии.

### Финансирование и благодарности

Работа выполнена при поддержке гранта СПбГУ № GZ\_MDF\_2023–1, ID pure 101662710.

### Литература

1. *Abakumov, E., Polyakov, V.* (2021). Carbon Polygons and Carbon Offsets: Current State, Key Challenges and Pedological Aspects. *Agronomy*, 11, 2013. <https://doi.org/10.3390/agronomy11102013>.
2. *Makarova, et al.* From carbon polygon to carbon farm: The potential and ways of developing the sequestration carbon industry in the Leningrad Region and St. Petersburg, *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, V.68(1), 2023, <https://doi.org/10.21638/spbu07.2023.105>.
3. *Zinchenko, et al.* [Estimation of methane emissions in the St. Petersburg, Russia, region: An atmospheric nocturnal boundary layer budget approach](https://doi.org/10.1029/2001JD001369). *J. Geophys. Res.*, 107, 4416, 2002, <https://doi.org/10.1029/2001JD001369>.
4. Компания «Деловые Решения и Технологии» (2022). Совместное исследование GCI 4 Boards и ДРТ. “Климатические проекты: риски и возможности для бизнеса”. <https://delret.ru/research/klimaticheskie-proekty-riski-i-vozmozhnosti-dlya-biznesa>.

### Project of Ladoga Carbon Polygon

МАКАРОВА М. В.<sup>1\*</sup>, АБАКУМОВ Е. В.<sup>1</sup>, ШЕВЧЕНКО Е. В.<sup>1</sup>, ПАРАМОНОВА Н. Н.<sup>2</sup>, ПАХОМОВА Н. В.<sup>1</sup>, ЛВОВА Н. А.<sup>1</sup>, ВЕТРОВА М. А.<sup>1</sup>, ФОКА С. С.<sup>1</sup>, ГУЗОВ ИУ. Н.<sup>1</sup>, ИВАКHOV В. М.<sup>2</sup>, ИОНОВ Д. В.<sup>1</sup>, ХНОРОШАВИН А. В.<sup>1</sup>, ЛОБАНОВА П. В.<sup>1</sup>, МИКУШЕВ С. В.<sup>1</sup>, МИХАЙЛОВ Е. Ф.<sup>1</sup>, ПAVЛОВСКИЙ А. А.<sup>1</sup>, ТИТОВ В. О.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> St.Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup> Voeikov Main Geophysical Observatory, St. Petersburg, Russia

\*email: [m.makarova@spbu.ru](mailto:m.makarova@spbu.ru)

Climate change is one of the most important global problems of the 21<sup>st</sup> century. The territory of Russia is located in an area of significant observed and forecasted climate change. Achieving Russia’s carbon neutrality by 2060 requires the development of a national system for monitoring greenhouse gas emissions and uptake. To achieve this goal, the Ministry of Science and Higher Education launched a pilot programme to create a national network of carbon polygons. St. Petersburg State University (operator) together with the Voeikov Main Geophysical Observatory, Herzen State Pedagogical University, Agrophysical Research Institute, Shirshov Institute of Oceanology RASs, Immanuel Kant Baltic Federal University, and the Nansen Center Foundation (participants) developed the Project of Ladoga Carbon Polygon aimed at assessing greenhouse gas fluxes into the atmosphere for the territory of the Leningrad Region and studying the potential for greenhouse gas absorption by forest and aquatic ecosystems of the North West of Russia. The evolution of the project assumes the creation of a carbon farm (nature-based solutions) on the territory of the Leningrad Region.

**Keywords:** carbon neutrality, carbon cycle, carbon absorption, carbon balance, carbon polygon, nature-based solution, carbon dioxide, greenhouse gases, representative ecosystems, climate change

# Пятнадцать лет FTIR-измерений газового состава атмосферы в СПбГУ

Макарова М.В. \*, Ионов Д.В., Поберовский А.В., Поляков А.В., Имхасин Х.Х., Косцов В.С.,  
Фока С.Ч.

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

[\\*email: m.makarova@spbu.ru](mailto:m.makarova@spbu.ru)

## Аннотация

Глобальные изменения климата являются одной из важнейших научных, социальных и экономических проблем современности. Чтобы оценить значимость таких изменений и понять связанные с ними физические и химические процессы, необходим долгосрочный мониторинг состава атмосферы. Наземные инфракрасные Фурье-спектрометрические (FTIR) измерения прямого солнечного излучения представляют особый интерес для исследования климата, позволяя детально изучать изменения газового состава атмосферы и сопутствующие климатические процессы. Атмосферный FTIR-мониторинг, осуществляющийся с 2009 года в Санкт-Петербургском государственном университете (СПбГУ), позволяет определять общее содержание (ТС) более 20 газовых примесей атмосферы, включая парниковые и химически активные газы. В работе дан краткий обзор стационарных и мобильных FTIR-измерений, проводившихся в течение последних 15 лет на кафедре физики атмосферы СПбГУ и нацеленных, как на исследования временных изменений состава атмосферы для урбанизированных районов, так и на оценку выбросов климатически важных газов с территории Санкт-Петербургской агломерации.

*Ключевые слова:* ИК Фурье-спектрометрические измерения прямого солнечного излучения, газовый состав атмосферы, парниковые газы, химически активные газы, антропогенные эмиссии в атмосфере, выбросы мегаполисов, мобильные измерительные кампании

## 1. Введение

Исследования газового состава атмосферы методом ИК Фурье-спектрометрии (Fourier Transform InfraRed, FTIR) осуществляются на кафедре физики атмосферы Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) начиная с 2009 года. С этой целью на станции атмосферного мониторинга СПбГУ (РЦ «Геомодель») ведутся наземные стационарные FTIR-измерения высокоразрешенных спектров прямого солнечного излучения. Эти наблюдения осуществляются в содружестве с международной измерительной сетью Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC). В 2019-2020 годах были организованы и проведены мобильные FTIR-измерения прямого солнечного излучения с низким спектральным разрешением, мониторинг осуществлялся по программе и аппаратурой измерительной сети COCCON (Collaborative Carbon Column Observing Network). Полученные результаты стационарного и мобильного FTIR-мониторинга используются:

- для исследования временных изменений (долговременного тренда, годового хода, аномалий) долгоживущих ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SF}_6$  и  $\text{OCS}$ ) и короткоживущих ( $\text{CO}$ ,  $\text{HCN}$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{H}_2\text{CO}$ ,  $\text{CH}_3\text{OH}$ ,  $\text{HCOOH}$ ,  $\text{C}_2\text{H}_2$ ,  $\text{NH}_3$  и  $\text{NO}_2$ ) климатически активных газов атмосферы;
- для оценки выбросов углеродсодержащих газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ) с территории Санкт-Петербургской агломерации.

## 2. Стационарный FTIR-мониторинг газового состава атмосферы

Стационарный Фурье-спектрометр Bruker IFS 125HR, имеющий высокое спектральное разрешение  $\Delta\nu \leq 0.002 \text{ см}^{-1}$ , установлен на станции атмосферного мониторинга СПбГУ: 35 км к юго-западу от центра Санкт-Петербурга,  $59,88^\circ$  с.ш.,  $29,83^\circ$  в.д., 20 м над уровнем моря. Спектры прямого солнечного излучения в среднем ИК диапазоне регистрируются в условиях безоблачного неба или достаточных для регистрации спектра разрывах облачности. Время регистрации одного спектра (8-10 интерферограмм) составляет 10-12 минут.

Для получения общего содержания (ТС) газов во всей толще атмосферы FTIR-спектры обрабатываются пакетом программ SFIT4, который реализует алгоритмы статистической регуляризации (Rodgers, 2000) и регуляризации Тихонова-Филлипса (Tikhonov, 1963). Отметим, что для некоторых газов информативность FTIR-измерений позволяет определять не только их общее

содержание, но также и элементы профиля объемного отношения смеси. Априорная информация о вертикальных профилях газовых компонентов и метеопараметров, используемая при решении обратной задачи, формировалась по результатам расчетов химико-климатической модели WACCM (Garcia et al., 2007) и данных NCEP (NOAA/NWS/National Centers for Environmental Prediction). При обработке FTIR-спектров прямого солнечного излучения используется спектроскопическая информация баз данных HITRAN (Gordon et al., 2017) и ATM (Toon et al., 2016) различных версий (в зависимости от спектрального интервала и определяемых газов). В табл. 1 в сжатом виде представлены:

- основная информация о стратегиях восстановления некоторых атмосферных газов ( $\text{CH}_4$ , OCS, CO, HCN,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{CH}_3\text{OH}$  и  $\text{C}_2\text{H}_2$ ), включая спектральные интервалы, используемые для определения исследуемых газов; список мешающих газов, одновременно определяемых с основным газом; тип регуляризации (OE – статистическая регуляризация, T-P – регуляризация Тихонова-Филлипса);
- результаты FTIR-мониторинга  $\text{CH}_4$ , OCS, CO, HCN,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{CH}_3\text{OH}$  и  $\text{C}_2\text{H}_2$  на станции атмосферного мониторинга СПбГУ за 2009-2022 годы, включая средние значения общего содержания ( $\text{TC}_{\text{cp}}$ ) и концентрации в толще атмосферы ( $X_{\text{GAS}}$ ) исследуемых газов; средние значения DOFS (Degrees of freedom for signal – количество независимо определяемых элементов профиля концентрации газа в атмосфере); средние значения случайной и систематической погрешности определения общего содержания газа в атмосфере.

Таблица 1

Основной определяемый газ; спектральные интервалы; мешающие газы, определяемые одновременно с основным; тип регуляризации; среднее значение общего содержания газа ( $\text{TC}_{\text{cp}}$ ) за 2009-2022 годы; среднее значение средней атмосферной концентрации ( $X_{\text{GAS}}$ ) за 2009-2022 годы; значение DOFS (см. текст); среднее значение случайной и систематической погрешностей определения общего содержания исследуемых газов в атмосфере.

Опред. газ	Спектральные интервалы, $\text{см}^{-1}$	Мешающие газы, тип регуляризации	$\text{TC}_{\text{cp}}$ , молек/ $\text{см}^2$	$X_{\text{GAS}}$ , parts per volume	DOFS	Погрешность	
						Случ., %	Сист., %
$\text{CH}_4$	2613.70 – 2615.40 2835.50 – 2835.80 2921.00 – 2921.60	HDO, $\text{H}_2\text{O}$ , $\text{CO}_2$ , $\text{NO}_2$ T-P	$3.887 \cdot 10^{19}$	1.809 ppmv	2.54	1.5	3.6
OCS	2030.75 – 2031.06 2047.85 – 2048.24 2049.77 – 2050.18 2051.18 – 2051.46 2054.33 – 2054.67	$\text{CO}_2$ , $\text{O}_3$ , CO, $^{16}\text{O}^{12}\text{C}^{18}\text{O}$ , $\text{H}_2^{16}\text{O}$ , $\text{H}_2^{18}\text{O}$ OE	$9.474 \cdot 10^{15}$	440.8 pptv	<b>2.52</b>	1.7	3.4
CO	2057.70 – 2058.00 2069.56 – 2069.76 2157.50 – 2159.15	$\text{O}_3$ , $\text{N}_2\text{O}$ , $\text{H}_2\text{O}$ , OCS, $\text{CO}_2$ OE	$2.042 \cdot 10^{18}$	95.01 ppbv	2.61	1.9	3.0
HCN	3268.05 – 3268.35 3331.40 – 3331.80	$\text{CO}_2$ , $\text{H}_2\text{O}$ , $\text{N}_2\text{O}$ , $\text{H}_2^{17}\text{O}$ , $\text{H}_2^{18}\text{O}$ OE	$5.457 \cdot 10^{15}$	254.1 pptv	1.40	15	5.4
$\text{C}_2\text{H}_6$	2976.66 – 2976.95 2983.20 – 2983.55	$\text{H}_2\text{O}$ , $\text{O}_3$ , $\text{CH}_4$ , $\text{CH}_3\text{Cl}$ OE	$2.289 \cdot 10^{16}$	1.064 ppbv	1.27	3.4	4.6
$\text{C}_2\text{H}_2$	3250.25 – 3251.11	$\text{H}_2\text{O}$ , $\text{H}_2^{18}\text{O}$ T-P	$3.510 \cdot 10^{15}$	163.0 pptv	1.50	36	6.6

Опред. газ	Спектральные интервалы, см <sup>-1</sup>	Мешающие газы, тип регуляризации	TC <sub>cp</sub> , молек/см <sup>2</sup>	X <sub>GAS</sub> , parts per volume	DOFS	Погрешность	
						Случ., %	Сист., %
CH <sub>3</sub> OH	992.00 – 998.70 1029.00 – 1037.00	O <sub>3</sub> , O <sub>3</sub> <sup>686</sup> , O <sub>3</sub> <sup>668</sup> , O <sub>3</sub> <sup>676</sup> , O <sub>3</sub> <sup>667</sup> , H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> T-P	2.13810 <sup>16</sup>	996.4 pptv	1.00	27	26

### 3. Мобильные FTIR-измерения эмиссий климатически активных газов с территории Санкт-Петербурга

Мобильные измерительные кампании EMME (Emission Monitoring Mobile Experiment) проводились СПбГУ совместно с коллективами Karlsruhe Institute of Technology и Bremen University в 2019-2020 гг (Makarova et al., 2021; Ionov et al., 2021).

Основная цель EMME – на основе мобильных FTIR-измерений с использованием Фурье-спектрометров Bruker EM27/SUN осуществить оценку эмиссии CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и CO для Санкт-Петербурга – мегаполиса с населением ~5.4 млн. человек.

Основной аппаратурой, использовавшейся при проведении измерительной кампании EMME, были два портативных спектрометра Bruker EM27/SUN, с помощью которых с подветренной и наветренной сторон города осуществлялись наземные FTIR-измерения. На следующем этапе, при обработке зарегистрированных спектров прямого солнечного излучения, извлекалась информация об общем содержании CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и CO, как в шлейфе городских загрязнений, так и вне шлейфа. В местах проведения FTIR-измерений у поверхности земли, а также с использованием воздушного змея большой площади на высоте ~100 метров (при благоприятном ландшафте и благоприятных ветровых условиях), осуществлялся отбор проб воздуха для последующего лабораторного анализа. Планирование кампании на каждый день полевых измерений включало определение оптимального местоположения Фурье-спектрометров Bruker EM27/SUN на основе прогнозов погоды в сочетании с численным моделированием переноса загрязнений в районе города (модель HYSPLIT). В зависимости от фактической эволюции шлейфа NO<sub>2</sub>, регистрируемого посредством мобильных DOAS-измерений вдоль кольцевой автодороги вокруг Санкт-Петербурга (для этого на автомобиле был установлен спектрометр OceanOptics HR4000), в режиме реального времени принималось решение о необходимости корректировки мест расположения Фурье-спектрометров.

Оригинальность концепции измерительной кампании EMME состоит в комплексности применяемого подхода, который заключается не только в одновременном использовании нескольких измерительных систем, но и в предварительном планировании эксперимента на основе прогноза погоды, численного моделирования распространения шлейфа городских загрязнений, а также оперативной корректировке плана эксперимента на основе мобильного мониторинга движения шлейфа в процессе проведения полевых измерений (Makarova et al., 2021).

Определение среднего значения потока CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и CO в атмосферу с территории Санкт-Петербурга проводилось методом баланса масс (боксовая модель) с использованием экспериментальных значений разницы между общим содержанием газа с подветренной и наветренной сторон города (Makarova et al., 2021). Для CO<sub>2</sub> значение среднего потока для территории Санкт-Петербурга составило (89±28) кт/(км<sup>2</sup>·год), что в два раза выше соответствующего значения, полученного по базе данных EDGAR. Получено, что поток метана составляет (135±68) кт/(км<sup>2</sup>·год), это примерно на порядок больше величины, приводимой в отчетах Комитета по природопользованию, охране окружающей среды и обеспечению экологической безопасности Санкт-Петербурга (~17 кт/(км<sup>2</sup>·год) для 2017 года). В то же время, для CO и NO<sub>x</sub> были получены близкие к официальным данным значения интенсивности антропогенной эмиссии города: CO – (251±104) кт/(км<sup>2</sup>·год) и 280 кт/(км<sup>2</sup>·год) (официальные данные); NO<sub>x</sub> (66±28) кт/(км<sup>2</sup>·год) и 47 кт/(км<sup>2</sup>·год) (официальные данные).

## Финансирование и благодарности

Исследования выполнены при поддержке гранта СПбГУ № GZ\_MDF\_2023-1, ID pure 101662710. FTIR-измерения с использованием аппаратуры Bruker IFS 125HR проведены с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» (Научный парк СПбГУ).

## Литература:

1. Garcia R. R. et al. Simulation of secular trends in the middle atmosphere, 1950–2003 // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. P. D09301. doi:10.1029/2006JD007485.
2. Gordon I. E. et al. The HITRAN2016 molecular spectroscopic database // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2017. V.203. P. 3–69. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2017.06.038>.
3. Ionov D. V. et al. The CO<sub>2</sub> integral emission by the megacity of St Petersburg as quantified from ground-based FTIR measurements combined with dispersion modelling, Atmos. Chem. Phys., 21, 10939–10963, <https://doi.org/10.5194/acp-21-10939-2021>, 2021.
4. Makarova M. V. et al. Emission Monitoring Mobile Experiment (EMME): an overview and first results of the St. Petersburg megacity campaign 2019, Atmos. Meas. Tech., 14, 1047–1073, <https://doi.org/10.5194/amt-14-1047-2021>, 2021.
5. Rodgers C. D. Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and Practice, Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics, Vol. 2 // ISBN978-981-02-2740-1. World Scientific Publishing Co. Singapore. 2000. P. 256. <https://doi.org/10.1142/3171>.
6. Tikhonov A. On the solution of incorrectly stated problems and a method of regularization // Dokl. Acad. Nauk SSSR. 1963. V. 151. P. 501–504.
7. Toon G. C. et al. HITRAN spectroscopy evaluation using solar occultation FTIR spectra // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2016. V.182. P. 324–336. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2016.05.021>.

## Fifteen years of FTIR measurements of the gaseous composition of the atmosphere at SPbU

Makarova M.V.\*, Ionov D.V., Poberovskii A.V., Polyakov A.V., Imkhasin H.H., Kostsov V.S., Foka S.C.

St.Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

\*email: [m.makarova@spbu.ru](mailto:m.makarova@spbu.ru)

## Abstract

Global climate change is one of the most important scientific, societal and economic contemporary challenges. In order to assess the significance of such changes and to better understand the physical and chemical processes involved, continuous, consistent, long-term monitoring of the atmospheric composition is indispensable. Fourier Transform InfraRed (FTIR) measurements of direct solar radiation are of particular interest for climate research allowing atmospheric gaseous composition and multiple climate processes to be monitored in detail. Atmospheric FTIR monitoring, which has been carried out since 2009 at St. Petersburg State University (SPbU), makes it possible to retrieve the total column of more than 20 trace gas components in the atmosphere, including greenhouse and reactive gases. The paper provides an overview of stationary and mobile FTIR measurements carried out at the Department of Atmospheric Physics of St. Petersburg State University over the past 15 years and aimed both at studying the temporal evolution of the atmospheric composition for urban areas and at assessing emissions of climatically important gases from the territory of the St. Petersburg agglomeration.

**Keywords:** Fourier transform IR measurements of direct solar radiation, gas composition of the atmosphere, greenhouse gases, reactive gases, anthropogenic emissions into the atmosphere, emissions from megacities, mobile field campaigns

# Наземные FTIR-измерения тропосферного содержания NO<sub>2</sub>

Макарова М. В.<sup>1\*</sup>, Ионов Д. В.<sup>1</sup>, Имхасин Х. Х.<sup>1</sup>, Поберовский А. В.<sup>1</sup>, Поляков А. В.<sup>1</sup>,  
Косцов В. С.<sup>1</sup>, Макаров Б. К.<sup>1,2</sup>, Фока С. Ч.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Научно-исследовательский технологический институт имени А. П. Александрова,  
г. Сосновый Бор, Россия

\*email: [m.makarova@spbu.ru](mailto:m.makarova@spbu.ru)

## Аннотация

На основе анализа FTIR-спектров высокого спектрального разрешения, зарегистрированных на станции атмосферного мониторинга СПбГУ в период 2009–2022 гг., исследованы различные методики определения тропосферного содержания NO<sub>2</sub> по наземным измерениям прямого солнечного излучения в среднем ИК-диапазоне. Среди протестированных трех вариантов методик наилучшее согласие с одновременными независимыми DOAS-измерениями тропосферного содержания NO<sub>2</sub> на той же станции мониторинга продемонстрировала методика, основанная на использовании спектрального интервала 2914.30–2914.85 см<sup>-1</sup> в сочетании с регуляризацией Тихонова-Филлипа. По результатам FTIR и DOAS измерений получены линейные оценки скорости изменения тропосферного содержания NO<sub>2</sub> в районе Санкт-Петербурга за период 2009–2022 гг., а также оценки сезонных вариаций.

**Ключевые слова:** диоксид азота, наземные FTIR-измерения, наземные DOAS-измерения, тропосферное содержание, обратные задачи атмосферной оптики

## 1. Введение

Уровни загрязнения воздуха в современных мегаполисах определяются интенсивностью антропогенной эмиссии газовых и аэрозольных компонентов в атмосферу. Диоксид азота (NO<sub>2</sub>), большая часть антропогенных выбросов которого связана с работой автотранспорта, относится к веществам второго класса опасности. Высокие концентрации NO<sub>2</sub> в атмосферном воздухе представляют угрозу здоровью человека; в тропосфере NO<sub>2</sub> играет важную роль в процессах формирования фотохимического смога, участвует в образовании тропосферного озона, а также является одной из причин кислотных осадков [1]. Концентрации NO<sub>2</sub> в городах контролируются на сети станций единой государственной системы мониторинга загрязнения атмосферного воздуха [2].

В Санкт-Петербургском государственном университете (СПбГУ) проводится многолетний наземный дистанционный мониторинг NO<sub>2</sub> в атмосфере, основанный на измерениях [3,4]:

- видимого рассеянного солнечного излучения — метод DOAS-спектроскопии (Differential Optical Absorption Spectroscopy);
- прямого солнечного ИК-излучения — метод FTIR-спектроскопии (Fourier-Transform InfraRed).

Целью настоящей работы являлась разработка оптимальной методики определения тропосферного содержания NO<sub>2</sub> ( $\text{TrC}_{\text{FTIR}}$ ) по наземным FTIR-спектрам прямого солнечного излучения. Сложность данной задачи определяется:

- малым количеством интенсивных линий NO<sub>2</sub> в регистрируемых FTIR-спектрах в среднем ИК диапазоне (что, в том числе, обусловлено спектральной чувствительностью используемой аппаратуры);
- наличием сильных полос поглощения «мешающих» атмосферных газов.

## 2. Методы и материалы

Исследование было основано на использовании архивов FTIR-измерений за 2009–2022 гг. и DOAS-измерений за 2008–2022 гг., имеющихся на станции атмосферного мониторинга СПбГУ. Решение поставленной задачи осуществлялось в три этапа:

- формирование списка наиболее перспективных методик определения тропосферного

содержания  $\text{NO}_2$  по спектроскопическим измерениям прямого солнечного излучения в среднем ИК-диапазоне (на основе публикаций [5], а также анализа спектроскопической информации о линиях  $\text{NO}_2$  в среднем ИК-диапазоне [6,7]);

- тестирование выбранных методик с различными типами и степенями регуляризации. Использовались статистическая регуляризация (OE, Optimal Estimation) и регуляризация Тихонова-Филлипса (Т-Р, **Tikhonov-Phillips**);
- анализ результатов определения  $\text{TrC}_{\text{FTIR}} \text{NO}_2$ , полученных при тестировании методик, с целью выбора оптимального варианта методики;
- анализ характеристик временной изменчивости  $\text{TrC}_{\text{FTIR}}$  в сравнении с результатами одновременных DOAS-измерений.

На первом этапе были выбраны следующие три методики:

- два спектральных интервала  $2914.55\text{--}2914.74 \text{ см}^{-1}$  и  $2925.84\text{--}2925.95 \text{ см}^{-1}$  (определяемые компоненты:  $\text{NO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{H}_2\text{CO}$ ,  $\text{OCS}$ ,  $\text{CH}_3\text{D}$ ,  $\text{HDO}$  и  $\text{HCL}$ ). Эта методика применяется на станциях сети IRWG NDACC (Infrared Working Group of the Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) для определения общего содержания  $\text{NO}_2$  [5];
- один спектральный интервал  $2914.30\text{--}2914.85 \text{ см}^{-1}$  (определяемые компоненты:  $\text{NO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{H}_2\text{CO}$ ,  $\text{OCS}$ ,  $\text{CH}_3\text{D}$  и  $\text{HDO}$ ). Данная методика для **определения стратосферного содержания  $\text{NO}_2$  разработана в рамках валидационной кампании спутниковой аппаратуры TROPOMI Sentinel-5P** [8];
- два спектральных интервала  $2890.275\text{--}2890.378 \text{ см}^{-1}$  и  $2914.30\text{--}2914.85 \text{ см}^{-1}$  (определяемые компоненты:  $\text{NO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{H}_2\text{CO}$ ,  $\text{OCS}$ ,  $\text{CH}_3\text{D}$  и  $\text{HDO}$ . Методика, впервые предложенная в настоящей работе.

Далее, на втором этапе, было проведено тестирование методик с различными типами и степенями регуляризации. При этом тестовые расчеты выполнялись на массиве FTIR-измерений 2013–2014 гг. (1399 спектров). Обработка спектров осуществлялась программным обеспечением SFIT4 (v. 4.09.4.4) [9]. Используемая входная спектроскопическая информация — база данных ATM 20 [7].

При выборе оптимального варианта методики (третий этап), нами использовались следующие целевые критерии/функции, характеризующие качество решения обратной задачи атмосферной оптики [21]:

- RMS (Root mean square) — значение среднеквадратического рассогласования между измеренным и рассчитанным спектрами (невязка);
- DOFS (Degrees of freedom for signal) — количество независимо восстанавливаемых элементов вертикального профиля газа в атмосфере, которое характеризует, может ли быть определено общее содержание (т.е.  $\text{DOFS} \geq 1.0$ ) или также элементы вертикального распределения газа в атмосфере (т.е.  $\text{DOFS} \geq 2.0$ );
- $\delta_{\text{sys}}$  и  $\delta_{\text{rand}}$  — случайная и систематическая погрешности определения содержания газа;
- $r_{\text{FTIR-DOAS}}$  — коэффициент корреляции между одновременными FTIR- и DOAS-измерениями тропосферного содержания  $\text{NO}_2$ .

Предполагалось, что оптимальная методика обеспечивает минимум RMS,  $\delta_{\text{sys}}$ ,  $\delta_{\text{rand}}$  и максимум DOFS и  $r_{\text{FTIR-DOAS}}$ .

### 3. Основные результаты и их обсуждение

В результате анализа было получено, что среди протестированных вариантов методик наилучшее согласие с одновременными независимыми DOAS-измерениями тропосферного содержания  $\text{NO}_2$  показала методика, основанная на использовании спектрального интервала  $2914.30\text{--}2914.85 \text{ см}^{-1}$  в сочетании с регуляризацией Тихонова-Филлипса с параметром  $\alpha=100$ . Чувствительность FTIR-измерений для выбранной методики имеет минимум у поверхности земли и увеличивается с высотой в тропосфере. Для периода 2013–2014 гг., использовавшегося при тестировании FTIR-методики, значения коэффициента корреляции между совпадающими по времени единичными FTIR- и DOAS-

измерениями составляет  $r_{\text{FTIR-DOAS}}=0.68$ , систематическая разница  $\text{diff}_{\text{FTIR-DOAS}}=(2.1\pm 3.2)\cdot 10^{15}$  молек./ $\text{см}^2$ , среднеквадратическая разность  $\sigma_{\text{FTIR-DOAS}}=(3.9\pm 5.3)\cdot 10^{15}$  молек./ $\text{см}^2$ .

В заключение, нами был проведен сравнительный анализ:

- результатов единичных измерений  $\text{TrC}_{\text{FTIR}} \text{NO}_2$  и  $\text{TrC}_{\text{DOAS}} \text{NO}_2$  для периода с 12 по 15 сентября 2013 г.;
- массивов среднедневных значений  $\text{TrC}_{\text{FTIR}} \text{NO}_2$  и  $\text{TrC}_{\text{DOAS}} \text{NO}_2$ , полученных в течение 2009–2022 годов;
- годового хода  $\text{TrC} \text{NO}_2$ , полученного по данным FTIR- и DOAS-измерений.

Показано, что в случае значительных вариаций тропосферного содержания  $\text{NO}_2$ , наблюдавшихся, например, 12–15 сентября 2013 г., значение коэффициента корреляции  $r$  между единичными FTIR- и DOAS-измерениями может составлять  $\sim 0.9$  и выше (см. Рис. 1).

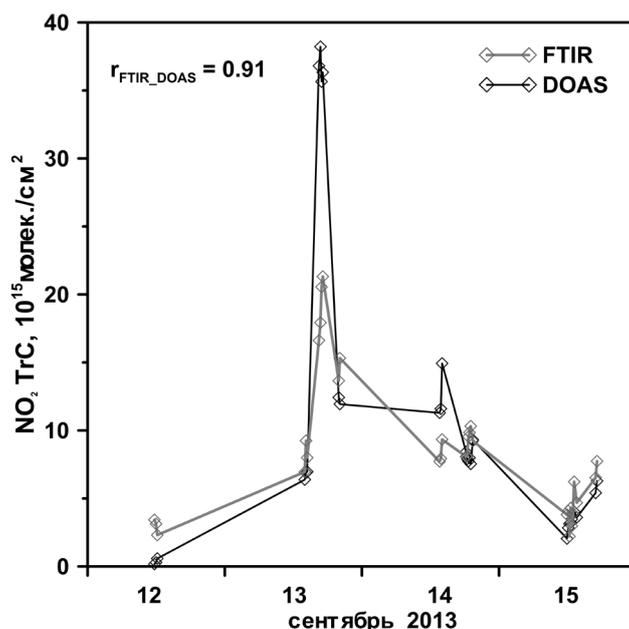


Рис. 1. Данные одновременных измерений  $\text{TrC}_{\text{FTIR}} \text{NO}_2$  и  $\text{TrC}_{\text{DOAS}} \text{NO}_2$  для 12–15 сентября 2013 г.

Результаты долговременного FTIR- и DOAS-мониторинга на станции СПбГУ за 2009–2022 гг. свидетельствуют об увеличении содержания  $\text{NO}_2$  в тропосфере, при этом полученные линейные оценки скорости роста отличаются:  $(3.83\pm 0.02)\%$  в год для  $\text{TrC}_{\text{DOAS}}$  и  $(0.71\pm 0.01)\%$  в год для  $\text{TrC}_{\text{FTIR}}$ , что может быть обусловлено различиями в чувствительности и геометрии измерений рассматриваемых наземных систем дистанционного зондирования.

Сезонные изменения, полученные по результатам FTIR- и DOAS-измерений (см. Рис. 2), характеризуются максимальными значениями в мае-июне и минимальными — в ноябре, при этом относительные амплитуды среднего годового хода  $\text{TrC}_{\text{FTIR}}$  и  $\text{TrC}_{\text{DOAS}}$  за 2009–2022 гг. отличаются примерно в два раза:  $\sim 60\%$  и  $\sim 110\%$ , соответственно.

Финансирование и благодарности: исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда (проект № 23–27–00019). Фурье-спектрометрические измерения проведены с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» (Научный парк СПбГУ).

1. Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change // ISBN978–0471720188 (2nd edition). 2006. P. 1232. New York: John Wiley & Sons.
2. Экологический портал Санкт-Петербурга. Комитет по природопользованию, охране окружающей среды и обеспечению экологической безопасности. Состояние окружающей среды. Атмосферный воздух: <https://www.infoeco.ru/index.php?id=53>.
3. Ионов Д. В., Тимофеев Ю. М., Поберевский А. В. Спектроскопические измерения содержания  $\text{O}_3$  и  $\text{NO}_2$  в атмосфере: коррекция наземного метода и результаты сопоставления с данными спутниковых измерений // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28(8). С. 704–710.
4. Ionov D. V., et al. Stratospheric  $\text{NO}_2$  content according to data from ground-based measurements of solar IR radiation // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2013. V.49. P., 519–529. <https://doi.org/10.1134/S0001433813040051>.

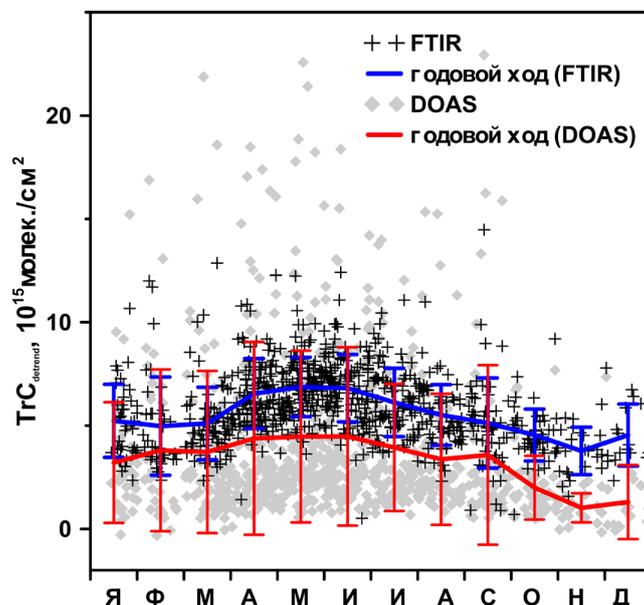


Рис. 2. Средний годовой ход тропосферного содержания  $\text{NO}_2$ , полученный по данным FTIR- и DOAS-измерений за период 2009–2022 гг., а также массивы среднедневных значений с исключенным долговременным трендом ( $\text{TrC}_{\text{detrrend}}$ ).

### Литература

5. *García O. E., et al.* Twenty years of ground-based NDACC FTIR spectrometry at Izaña Observatory—overview and long-term comparison to other techniques // *Atmos. Chem. Phys.* 2021. V. 21. P. 15519–15554. <https://doi.org/10.5194/acp-21-15519-2021>.
6. Seinfeld J. H., Pandis S. N. Atmospheric *Gordon I. E., et al.* The HITRAN2016 molecular spectroscopic database // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2017. V.203. P. 3–69. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2017.06.038>.
7. *Toon G. C., et al.* HITRAN spectroscopy evaluation using solar occultation FTIR spectra // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2016. V.182. P. 324–336. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2016.05.021>.
8. S5P Routine Operations Consolidated Validation Report. Issue 18.01.00. 3 April 2023. P. 196. <https://mpc-vdaf.tropomi.eu/ProjectDir/reports/pdf/S5P-MPC-IASB-ROCVR-18.01.00-FINAL.pdf>
9. *Hase F., et al.* Intercomparison of retrieval codes used for the analysis of high-resolution, ground-based FTIR measurements // *J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer.* 2004. V. 87. P. 25–52.

### Ground-based FTIR measurements of $\text{NO}_2$ tropospheric column

Makarova M. V.<sup>1\*</sup>, Ionov D. V.<sup>1</sup>, Imkhasin H. H.<sup>1</sup>, Poberovskii A. V.<sup>1</sup>, Polyakov A. V.<sup>1</sup>, Kostsov V. S.<sup>1</sup>,  
Makarov B. K.<sup>1,2</sup>, Foka S. C.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup> Federal state unitary enterprise “Alexandrov Research Institute of Technology”, Sosnovy Bor, Russia

\*email: [m.makarova@spbu.ru](mailto:m.makarova@spbu.ru)

### Abstract

On the basis of the analysis of high-resolution FTIR spectra recorded at the atmospheric monitoring station of St. Petersburg State University during 2009–2022, various retrieval strategies for deriving the  $\text{NO}_2$  tropospheric column from ground-based measurements of direct solar radiation in the mid-IR range have been investigated. Among the tested three variants of the retrieval strategies, the best agreement with simultaneous independent DOAS measurements of  $\text{NO}_2$  tropospheric column at the same monitoring station was demonstrated by the strategy which use the spectral interval 2914.30–2914.85  $\text{cm}^{-1}$  in combination with Tikhonov-Phillips regularization. Linear trend of  $\text{NO}_2$  tropospheric column in the St. Petersburg region for 2009–2022, as well as characteristics of seasonal variations, have been derived from the results of FTIR and DOAS measurements.

**Keywords:** nitrogen dioxide, ground-based FTIR measurements, ground-based DOAS measurements, tropospheric column, inverse problems of atmospheric optics

# Изучение пространственных распределений аэрозоля в тропосфере по данным проекта DELICAT

Мамонтов А. Е., Федорова О. В., Горбунов М. Е.

Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, г. Москва, Россия  
[alex1372049@gmail.com](mailto:alex1372049@gmail.com), [ovfedorova@mail.ru](mailto:ovfedorova@mail.ru), [gorbunov@mail.ru](mailto:gorbunov@mail.ru)

## Аннотация

В работе рассмотрены спектры флуктуаций мощности рассеянного сигнала, полученного в измерениях в экспериментальных полетах общеевропейского научного проекта DELICAT, с целью изучения пространственных спектров флуктуаций плотности аэрозоля. Для анализа выбирались отрезки полета с постоянными: высотой, направлением и скоростью самолета. Сигнал рассматривается на плоскости, где одной координатой является расстояние от самолета до рассеивающего объема, а другой — путь самолета относительно воздушной массы, получаемый интегрированием воздушной скорости. В этих координатах облака аэрозоля проявляются в виде полос, наклоненных под углом 45 градусов. Для вычисления усредненных одномерных пространственных спектров флуктуаций плотности аэрозоля используется двумерное преобразование Фурье. В полученных таким образом двумерных спектрах наблюдаются ярко выраженные гребни. По этим спектрам были получены усредненные одномерные пространственные спектры. Предполагается сильная взаимосвязь спектров флуктуации плотности аэрозоля с аналогичными спектрами плотности земной атмосферы.

**Ключевые слова:** лидар, рассеянное излучение, аэрозоль, двумерное преобразование Фурье, спектральный анализ

В 2009–2015 г. выполнялся проект DELICAT (DEmonstration of LIdar based Clear Air Turbulence detection — Демонстрация обнаружения турбулентности ясного неба (ТЯН) при помощи лидара), с участием ИФА РАН [1–6]. Для решения задачи обнаружения ТЯН впереди по курсу самолета на расстояниях до 30 км в режиме реального времени предполагалось использовать бортовой лидар. Вызванные наличием аэрозоля флуктуации интенсивности рассеянного излучения являются основной помехой при таком способе решения задачи зондирования турбулентности. Обсуждались четыре способа решения данной задачи.

1. Импульсный когерентный доплеровский лидар. Достоинством этого метода является то, что аэрозольные частицы являются трассером. Недостатком же является низкая чувствительность.
2. Обычный лидар с фильтром рассеяния Ми/Рэлея [3, 4]. Фильтр использует тот факт, что спектр рассеяния Ми узок, а Рэлея широк.
3. Лидар усиления обратного рассеяния (УОР) [7, 8]. Принцип действия такого прибора основан на том, что УОР не зависит от природы рассеивателей.
4. Лидар, измеряющий рассеянное излучение в двух поляризациях. Аэрозоль может быть обнаружен по деполаризованному сигналу в кросс-поляризации. Недостаток этого метода в том, что не все виды аэрозоля приводят к деполаризации.

В проекте был реализован лидар с двумя поляризациями. *Применение такого прибора в экспериментальных полетах не позволило надежно обнаруживать ТЯН, но была получена информация о скоплениях аэрозоля.*

Прибор имеет следующие характеристики: длина волны зондирующего излучения 355 нм; длительность зондирующего лазерного импульса 7 нс; частота посылок импульсов 100 Гц; излучаемая средняя мощность 7 Вт; угловая расходимость зондирующего пучка 0.15 мрад. Приемник рассеянного излучения с объективом диаметром 15 см снабжен отсекающим солнечное излучение светофильтром с полосой пропускания 0.5 нм. Продолжительность регистрации мощности рассеянного излучения после каждого посланного лазерного импульса составляла 0.1 мс, что соответствует дальности зондирования 15 км [7]. У лидара 2 приемных канала для ко- и кросс-поляризованного излучения.

Наши предыдущие работы по данным DELICAT [9, 10] были посвящены изучению характеристик флуктуаций интенсивности сигнала и методике выявления слабых скоплений аэрозоля.

Данное исследование посвящено анализу пространственных спектров флуктуаций плотности аэрозоля. Для анализа выбирались отрезки полета с постоянными: высотой, направлением и скоростью самолета. Обрабатывались только данные ко-поляризации. Исследование данных кросс-поляризации планируется в дальнейшем. Сигнал рассматривается на плоскости, где одной координатой является расстояние от самолета до рассеивающего объема, а другой — путь самолета относительно воздушной массы, получаемый интегрированием воздушной скорости. В этих координатах облака аэрозоля проявляются в виде полос, наклоненных под углом 45 градусов.

Для анализа флуктуаций концентрации аэрозоля был предложен новый метод обработки — использование двумерного преобразования Фурье. Новизна заключается в том, что с помощью данного метода можно выделить сигнал, рассеянный неподвижными скоплениями аэрозоля. Временной эволюцией скоплений аэрозоля мы пренебрегаем. Рисунок 1 иллюстрирует процедуру расчетов. Сначала были вычислены двумерные Фурье-спектры выбранных зон полетов: а) с отсутствующим аэрозолем, что позволяет оценить уровень шумов; б) с присутствием облаков аэрозоля. Для сравнения спектров, относящимся к разным условиям, выполнялась нормировка на дисперсию сигнала в пределах рассматриваемой области. На спектрах облака аэрозоля проявляются как гребни, наклоненные под углом 45 градусов. Диагональные сечения спектров вдоль этих гребней равны одномерным пространственным спектрам флуктуаций концентрации аэрозоля. Оценка наклона полученных одномерных спектров дает степенное значение от 2 до 2.5.

Рис. 1. На панели А — 60-сек фрагмент данных измерений в полете 10, 12 августа 2013 г., высота около 10100 м, показана интенсивность обратного рассеяния, умноженная на квадрат расстояния и для наглядности усредненная по 3-м точкам расстояния и 9-ти временным точкам. Рамкой очерчена область, выбранная для спектральной обработки. Б — интенсивность для области внутри рамки (без усреднения) после преобразования временной координаты  $Y$  в пространственную и интерполяции на равномерную сетку по этой координате. В — центральная часть двумерного спектра. Г — диагональное сечение спектра.

### Список литературы

1. European Community's Seventh Framework Program (FP7/2007–2013) under grant agreement № 233801.
2. *Kopec J., Vrancken P.* DELICAT Demonstration of Lidar-Based CAT Clear Air Turbulence detection. [http://elib.dlr.de/87930/1/DELICAT-RoyMetSoc\\_20140115\\_DLR-ICM\\_p.pdf](http://elib.dlr.de/87930/1/DELICAT-RoyMetSoc_20140115_DLR-ICM_p.pdf).
3. *Patrick Vrancken, Martin Wirth, Dimitry Rempel, Gerhard Ehret, Agnes Dolfi-Bouteyre, Laurent Lombard, Thierry Gaudo, David Rees, Herve Barny, Philippe Rondeau, Francis Dalaudier.* Clear air turbulence detection and characterisation in the DELICAT airborne lidar project. [http://delicat.inoe.ro/files/DELICAT\\_ILRC25.pdf](http://delicat.inoe.ro/files/DELICAT_ILRC25.pdf).
4. *Feneyrou P., Lehureau J. C., Barny H.* Performance evaluation for long range turbulence detection using ultraviolet lidar. *Appl. Optics.* 2009. V. 48. № 19. P. 3750–3759.
5. DELICAT Report Summary, [http://cordis.europa.eu/result/rcn/153152\\_en.html](http://cordis.europa.eu/result/rcn/153152_en.html)
6. DELICAT Final Report, <https://cordis.europa.eu/docs/results/233/233801/final1-d6300-final-report.pdf>.
7. *Gurvich A. S.* Lidar positioning of higher clear-air turbulence regions. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2014. V. 50. Issue 2. P. 143–151. <https://doi.org/10.1134/S0001433814020054>.
8. *Alexander S. Gurvich, Kulikov Victor A.* Lidar sensing of the turbulence based on the backscattering enhancement effect. *Proc. SPIE8610, Free-Space Laser Communication and Atmospheric Propagation XXV*, 86100U, 2013. <https://doi.org/10.1117/12.2005140>.
9. *Fedorova O. V., Koval O. A., Mamontov A. E.* Lidar observations of the structure and evolution of aerosol clusters in the DELICAT project. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2019, V. 231, 012016. doi:10.1088/1755-1315/231/1/012016.
10. *Федорова О. В., Мамонтов А. Е., Коваль О. А.* Наблюдения атмосферного аэрозоля с самолета в проекте DELICAT. *Международный научно-исследовательский журнал*, 2020, № 4, с. 68–82. <https://doi.org/10.23670/IRJ.2020.94.4.012>.

## Study of spatial distributions of aerosol in the troposphere according to the data of the DELICAT

Mamontov A. E., Fedorova O. V., Gorbunov M. E.

A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics (IAPh)  
[alex1372049@gmail.com](mailto:alex1372049@gmail.com), [ovfedorova@mail.ru](mailto:ovfedorova@mail.ru), [gorbunov@ifaran.ru](mailto:gorbunov@ifaran.ru)

In this paper, the fluctuation spectra of the power of the scattered signal are considered in order to study the spatial spectra of aerosol density fluctuations. For analysis, flight segments were selected with constants: altitude, direction and speed of the aircraft. The signal is presented in two coordinates: the position of the aircraft—the position of the scatterer. At these coordinates, aerosol clouds appear as bands inclined at an angle of 45 degrees. In order to calculate the averaged one-dimensional spatial spectra of aerosol concentration fluctuations, a two-dimensional Fourier transform is used. In the spectra obtained in this way, pronounced ridges are observed. After further analysis, averaged one-dimensional spatial spectra of aerosol concentration fluctuations were obtained. A strong correlation is assumed between the density spectra of aerosol fluctuations and similar density spectra of the earth's atmosphere.

**Keywords:** lidar, scattered radiation, aerosol, two-dimensional Fourier transform, spectral analysis

# ВАРИАЦИИ ИНТЕГРАЛЬНОГО ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ В ПЕРИОДЫ СИЛЬНОЙ КОНВЕКЦИИ

Хуторова О. Г., Маслова М. В., Хуторов В. Е.

Казанский федеральный университет 420008 г. Казань, Кремлевская 18

*E-mail: olga.khutorova@kpfu.ru*

## Аннотация

В работе решается задача выявления связи измеряемого с помощью ГНСС приемников интегрального влагосодержания атмосферы с характеристиками конвективных процессов по данным мониторинга в г. Казань за 2009–2021 гг. Показано, что статистические характеристики интегрального влагосодержания атмосферы значительно изменяется в зависимости от индексов, зависящих от потенциальной доступной энергии неустойчивости и вертикального сдвига ветра. Обнаружено, что при максимум интегрального влагосодержания достигается на 30–60 минут раньше, чем максимум вариации конвективных индексов на характерных временных масштабах 2–4 часа.

**Ключевые слова:** ГНСС, атмосферная конвекция, интегральное влагосодержание атмосферы

## Введение

В связи с изменением климата растет число сильных ливней, гроз, шквалов и других опасных погодных явлений мезомасштаба, связанных с конвективными процессами (Чернокульский и др. 2022). Мониторинг и точный прогноз мезомасштабных конвективных явлений все ещё представляет собой чрезвычайно сложную проблему. Требуются экспериментальные данные с большим временным и пространственным разрешением.

## ГНСС зондирование тропосферы

Основной показатель влияния нейтральной атмосферы на распространение спутниковых сигналов—это зенитная тропосферная задержка ГНСС сигналов. ZTD состоит из двух компонент—гидростатической (ZHD) и влажной (ZWD). ZHD с высокой точностью моделируется по известным значениям приземных метеопараметров (Santerre, 1989). По ZWD оценивают интегральное влагосодержание атмосферы IWV—содержание водяного пара в вертикальном атмосферном столбе (Bevis, Businger, 1992).

В данной работе ставится задача выявить изменчивость интегрального влагосодержания в зависимости от различных индексов неустойчивости атмосферы, характеризующих высокую вероятность опасных мезомасштабных явлений.

В Казанском федеральном университете было разработано собственное приложение TropoGNSS (свидетельство о регистрации программ для ЭВМ № 2014614454), которое позволяет оценивать тропосферные параметры ZTD и IWV (Калинников, 2019).

За 2009–2021 гг. в Казанском университете получены длинные ряды данных ГНСС мониторинга атмосферы в г. Казани с временным разрешением 5 минут. Далее мы сопоставим результаты ГНСС мониторинга IWV с показателями интенсивности конвективных процессов за весь период наблюдений.

## Характеристики конвективной неустойчивости атмосферы

На основе данных о скорости и направлении ветра, влажности и температуры воздуха на определенных высотах или изобарических поверхностях рассчитывались характеристики, которые часто используются для оценки вероятности опасных конвективных явлений. Для оценки конвективных процессов использовались физико-статистические параметры неустойчивости, рассчитанные по метеопараметрам, представленным в виде данных реанализа ERA5, полученных по модели ECMWF (Hersbash et al., 2020).

Для сравнения были выбраны индексы, характеризующие вероятность сильных ливней, гроз и смерчей:

- Vertical Totals (VT)—разница температур между уровнями 850 гПа и 500 гПа;
- Total Totals (TT)—итоговый суммарный показатель;
- Индекс Вайтинга или K Index;
- Сдвиг ветра в слое 1 км или Low level Shear (LLS);
- Сдвиг ветра в слое 3 км или Mid-level Shear (MLS);
- Сдвиг ветра в слое 6 км или Deep Layer Shear (DLS);
- Энергия противодействия конвекции (Convective Inhibition, CIN);
- Доступная потенциальная энергия неустойчивости или Convective Available Potential Energy (CAPE);
- Восходящая вертикальная скорость или Upward Vertical Velocity (UVV);
- Параметр генерации вихря или VGP;
- Комплексный индекс WMAXSHEAR;
- Количество выпавших осадков (TP).

Все индексы рассчитывались по данным ERA5 для координат антенн приемников ГНСС в г. Казани.

### **Статистические свойства интегрального влагосодержания**

За период 2015–2020 гг. (с 15 апреля по 15 сентября) были рассчитаны длинные ряды всех индексов с временным шагом 1 час. По каждому из параметров согласно их критическим значениям были сформированы выборки интегрального влагосодержания и его среднечасовой дисперсии, которые характеризовали условия слабой и сильной конвекции. Критическое значение общего количества осадков мы выбрали равным 1 мм. Мы сравнивали распределения выборок интегрального влагосодержания попарно в зависимости от каждого индекса. Получены следующие закономерности.

С помощью критерия Пирсона показано, что распределения IWV не соответствуют нормальному. Поэтому для попарной проверки различий распределений при различных индексах, соответствующих сильной и слабой конвекции, использовались не только критерии Стьюдента и ANOVA, но и критерий Краскела-Уоллиса проверки распределений на соответствие их медианных значений.

Обнаружено, что отбор по сдвигу ветра в слое 1 км и по величине энергии противодействия конвекции не дает достоверных различий статистических параметров интегрального влагосодержания. Отбор по MLS, DLS, K, VT, TP, TT показали статистически достоверные отличия распределений, но величина разности средних значений IWV соответствующих сильной и слабой конвекции составляет менее 7 мм осажженной воды. Большие различия в 10 мм дали такие индексы как CAPE, UVV, VGP, WMAXSHEAR.

### **Когерентные вариации параметров конвекции и интегрального влагосодержания**

Далее мы исследовали синхронность пиковых значений индексов конвекции и интегрального влагосодержания, измеренного с помощью ГНСС. Для выявления синхронности вариаций параметров конвективной активности и измеряемых IWV оценивалась локальная вейвлет-корреляция рядов в масштабах от 1 до 12 часов. В качестве материнской функции взята функция Морле (Torrence, 1998). Комплексный вейвлет нужен для того, чтобы находить фазовый сдвиг когерентных вариаций в рядах исследуемых параметров. Для выделения квазипериодических процессов и исследования их когерентности параметр вейвлета  $\Omega$  обычно выбирают равным 6. В данной работе мы выбрали этот параметр равным 1 для выделения одиночных импульсов необходимого временного масштаба.

Был проведен вейвлет-анализ временных рядов осадков, энергии противодействия конвекции, доступной потенциальной энергии неустойчивости и других индексов за 2009–2021 гг. В каждом из рядов с помощью вейвлет-анализа выделялись значимые с вероятностью более 90 % события превышения пороговых значений, оценивался масштаб события, время его максимума. Выделялись события с уровнем корреляции не ниже 0,8. При этом уровень каждого

индекса конвекции должен быть не ниже значений, представленных в табл. 1, чтобы выявлять периоды с достаточно мощной энергией конвективных процессов (Gracier, 2012).

Рассчитывалась вейвлет-корреляция выделенного импульса с вариациями интегрального влагосодержания соответствующего временного масштаба и сдвиг фаз между ними.

Когерентность вариаций интегрального влагосодержания с вариациями всех исследуемых конвективных параметров наиболее часто обнаруживается на временных масштабах от 1 до 4 часов, как и следовало ожидать.

Гистограммы распределений фазового сдвига, представленные на рис. 1, показывают, что вариации IWV как правило опережают вариации VT, UVV и DLS менее, чем на час.

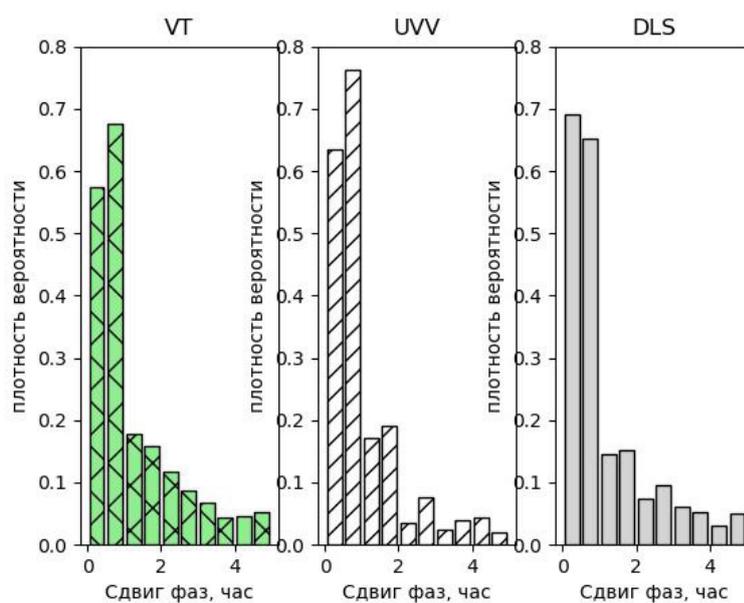


Рис. 1 Гистограммы распределений: фазовых сдвигов мезомасштабных вариаций IWV относительно когерентных вариаций VT, UVV, DLS

Критерий Пирсона показал, что распределения фазовых сдвигов не являются нормальными, поэтому были сделаны оценки медианных значений сдвигов фаз между когерентными вариациями IWV и различных показателей конвективных процессов.

Анализ распределения фазового сдвига вариаций IWV и CAPE показывает, что вариации зенитной тропосферной задержки опережают вариации CAPE в среднем на полтора часа. Аналогичные результаты были получены и для вариаций ZTD.

### Заключение

Результаты нашей работы, так же, как и цитируемые источники показали, что дистанционное зондирование тропосферы с помощью глобальных навигационных спутниковых систем определено стоит использовать как инструмент мониторинга конвективных процессов. Быстро развивающиеся атмосферные неоднородности, которые могут быть предвестниками опасных погодных явлений, таких как сильные осадки, грозы и смерчи отражаются в когерентных им вариациях интегрального влагосодержания атмосферы, оценку которого существующими сетями ГНСС-приемников можно получать с высоким временным разрешением.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект 23–27–00222). Данные ГНСС мониторинга собраны при по программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета («ПРИОРИТЕТ-2030»).

### Литература

1. Bevis M S, Businger T. A. GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System // J. Geophys. Res., 1992. V. 97, N. D14. P. 15787–15801.

2. ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present // <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>
3. *Gracier J.*, Convection parameters. 2012 URL: <http://www.juergen-grieser.de/ConvectionParameters/ConvectionParameters.pdf>.
4. *Santerre R.* GPS satellite sky distribution: impact on the propagation of some important errors in precise relative positioning. Brunswick: UNB, 1989.
5. *Torrence G., Compo G.P.* A Practical Guide to Wavelet Analysis // *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 1998. V.79. — № 1. — P. 61–78.
6. *Калинников В. В., Хуторова О. Г.* Валидация интегрального содержания водяного пара по данным наземных измерений сигналов ГНСС // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана.* 2019. Т. 55. № 4. С. 58–63.
7. *Чернокульский А. В., Елисеев А. В., Козлов Ф. А., Коришупова Н. Н., Курганский М. В., Мохов И. И., Семенов В. А., Швець Н. В., Шихов А. Н., Ярынич Ю. И.* Опасные атмосферные явления конвективного характера в России: наблюдаемые изменения по различным данным // *Метеорология и гидрология.* 2022. № 5. С. 27–41.

### Abstract

The paper solves the problem of identifying the relationship between the integral water vapor of the atmosphere measured using GNSS receivers and the characteristics of convective processes according to monitoring data in Kazan for 2009–2021. It is shown that the statistical characteristics of the integral water vapor of the atmosphere significantly change depending on the indices depending on the potential available instability energy and vertical wind shear. It was found that at the maximum of the integral water vapor is reached 30–60 minutes earlier than the maximum of the variation of the convective indices on the characteristic time scales of 2–4 hours.

**Keywords:** GNSS, atmospheric convection, integral water vapor of the atmosphere

# Восстановление вертикального распределения $\text{NO}_2$ в нижней тропосфере по многоугловым спектральным измерениям рассеянной солнечной радиации

Постыляков О. В. (1, \*), Шамсутдинов Д. Р. (1, 2), Боровский А. Н. (1), Чуличков А. И. (1, 2)

(1) ИФА им. А. М. Обухова РАН, (2) МГУ им. М. В. Ломоносова (\*) oleg.postylyakov@gmail.com

## Аннотация

Рассматривается новый подход к восстановлению вертикального распределения двуокиси азота в атмосфере по наземным измерениям методом MAX-DOAS, который использует при построении оценки информацию об ожидаемом количестве локальных максимумов в профиле  $\text{NO}_2$ . Оценка строится на основе методов линейного программирования.

**Ключевые слова:** профиль двуокиси азота, метода MAX-DOAS, линейное программирование.

Оксиды азота  $\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$  являются одним из ключевых индикаторов антропогенного загрязнения воздуха, поскольку их основным источником является высокотемпературное горение топлива на объектах промышленности и транспорта [1]. Наряду с приземными измерениями концентраций  $\text{NO}$  и  $\text{NO}_2$  получили распространение наблюдения содержания  $\text{NO}_2$  в нижней тропосфере дистанционным методом многоугловой дифференциальной спектроскопии (MAX DOAS). Ранее при решении задачи оценивания вертикального профиля примеси по таким измерениям использовались методы байесовского оценивания [2]. Однако в большинстве случаев информации для корректного задания функции случайного распределения  $\text{NO}_2$  оказывается недостаточно, что приводит к разбросу результатов, получаемых различными группами. Чтобы избежать этого в данной работе предлагается другой подход, состоящий в сужении класса возможных профилей на основе предположения о количестве возможных экстремумов в восстанавливаемом вертикальном распределении  $\text{NO}_2$ . Так в утренние часы, при высокой вероятности температурных инверсий, можно предполагать наличие нескольких максимумов в распределении примеси. После установления конвективного перемешивания более вероятно распределение  $\text{NO}_2$  с одним максимумом. Подобное распределение примеси подтверждается баллонными измерениями  $\text{NO}_2$  [3]. При этом априорная информация об ожидаемом количестве слоев может корректироваться, например, по данным температурного профилимера.

В результате первого этапа обработки наблюдений MAX DOAS получают набор измерений наклонных содержаний  $\text{NO}_2$  при углах визирования  $q_i, i=1, \dots, m$

$$\xi(\theta_i) = \int_0^H m(h, \theta_i) n(h) dh + v_i, \quad (1)$$

искаженных шумом  $v_i$ . Здесь  $m(h, \theta_i)$  - послойная эффективная воздушная масса слоя на высоте  $h$ ,  $H$  - высота слоя  $\text{NO}_2$ ,  $n(h)$  - искомая концентрация  $\text{NO}_2$  на высоте  $h$ . Величины  $m(h, \theta_i)$  вычисляются с использованием линеаризованной модели переноса излучения [4].

После дискретизации схему измерения (1) можно записать в виде  $\xi = \mathbf{Mn} + \mathbf{v}$ , где  $\xi, \mathbf{Mn}, \mathbf{v}$  - векторы размерности  $m$ ,  $\mathbf{M}$  - матрица  $m \times N$ , переводящая вектор концентраций  $\text{NO}_2$   $\mathbf{n} = (n(h_1), \dots, n(h_N))^T$  размерности  $N$  в вектор  $\mathbf{Mn}$ . Рассмотрим подход, состоящий в существенном сужении класса возможных профилей  $\{\mathbf{n}\}$ . Будем предполагать, что профиль концентрации представляет собой унимодальную функцию, что означает, что  $n(h)$  не убывает на интервале от 0 до некоторой высоты  $h_c$  и не возрастает на интервале от  $h_c$  до  $H$ . Тогда для координат вектора  $\mathbf{n}$  выполнены неравенства  $n_1 \leq \dots \leq n_c$  и  $n_c \geq \dots \geq n_N$ . Для оценки вектора  $\mathbf{n}$  решим задачу на минимум

$$\min_c \left\{ \min_{n_1 \leq \dots \leq n_c, n_c \geq \dots \geq n_N} \left\{ \max_i \left| \xi_i - \sum_{k=1}^N M_{ik} n_k \right| \right\} \right\}. \quad (2)$$

При фиксированном положении высоты максимума концентрации  $h_c$  задача на минимум по координатам вектора  $\mathbf{n}$  сводится к задаче линейного программирования [5, 6]. Минимизация по  $c$  производится перебором  $c=1, \dots, N$ .

Проверить согласие предположения об унимодальности профиля концентрации  $\text{NO}_2$  с результатом измерения можно, если известны ограничения на координаты  $n_i$  погрешности измерения. Если  $|n_i| \leq \varepsilon$ , то полученный минимизацией (2) профиль не противоречит результату измерения, если значение минимума (2) не больше, чем  $\varepsilon$ . Если же это условие не выполнено, можно усложнить модель, считая, что профиль концентрации имеет два максимума и один минимум.

На рисунках 1 и 2 показаны примеры восстановления профиля  $\text{NO}_2$  в численных экспериментах для различных отношений сигнал/шум: расположенные выше панели рисунков соответствуют более высокому отношению. Уровень шума определения наклонного содержания примеси варьировался в пределах от  $0.1 \cdot 10^{15}$  молекул/см<sup>2</sup> до  $0.3 \cdot 10^{15}$  молекул/см<sup>2</sup>, что соответствует результатам, полученным в работе [7]. Рассмотрено восстановление для версий профилей  $\text{NO}_2$  с двумя значениями содержания в максимуме:  $6 \cdot 10^{12}$  молекул/см<sup>3</sup> и  $60 \cdot 10^{12}$  молекул/см<sup>3</sup>. Два параметра: уровень шума и максимум профиля, - определяют отношение сигнал/шум. Рассмотрено восстановление при выполнении измерений спектра для набора зенитных углов направления визирования:  $0^\circ, 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 60^\circ, 70^\circ, 75^\circ, 80^\circ, 82^\circ, 84^\circ, 85^\circ, 86^\circ, 87^\circ, 88^\circ, 89^\circ, 89.3^\circ, 89.6^\circ, 89.8^\circ, 89.9^\circ$ . Расчеты выполнены для измерения вблизи 450 нм, зенитного угла солнца  $90^\circ$ , альбедо 5%.

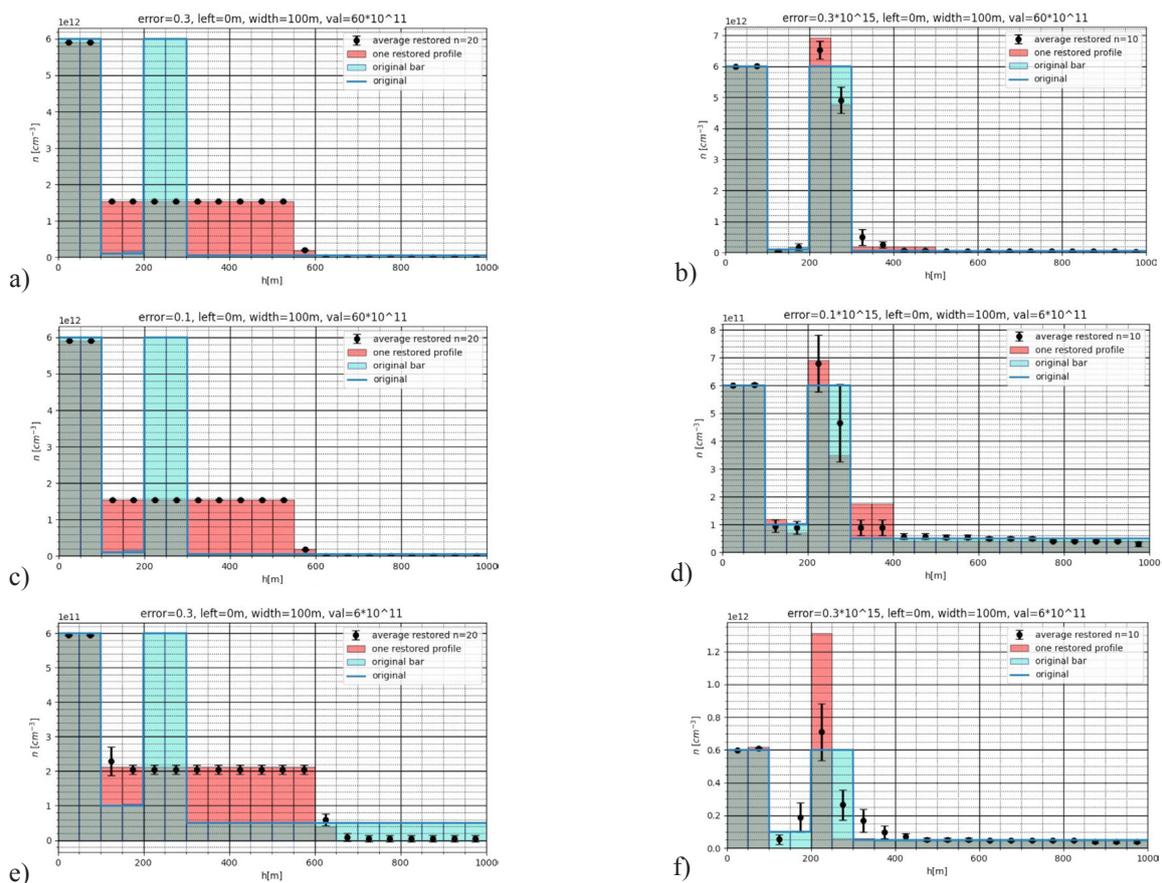


Рис.1. Пример восстановления профиля  $\text{NO}_2$  с двумя слоями толщиной 100 м, расположенными на высотах от 0 до 300 м. *a, c, e* – восстановление для унимодального профиля; *b, d, f* – восстановление для профиля с 2 максимумами. Отношение сигнал/шум для *a* и *b* больше, чем для *c* и *d*; для *c* и *d* больше, чем для *e* и *f*. Исходный профиль показан голубым, восстановленный для одной из реализаций шума измерения профиль – красным, область пересечения – серая. Черные точки – средний восстановленный профиль, отложенные черным интервалы соответствуют дисперсии оценки профиля.

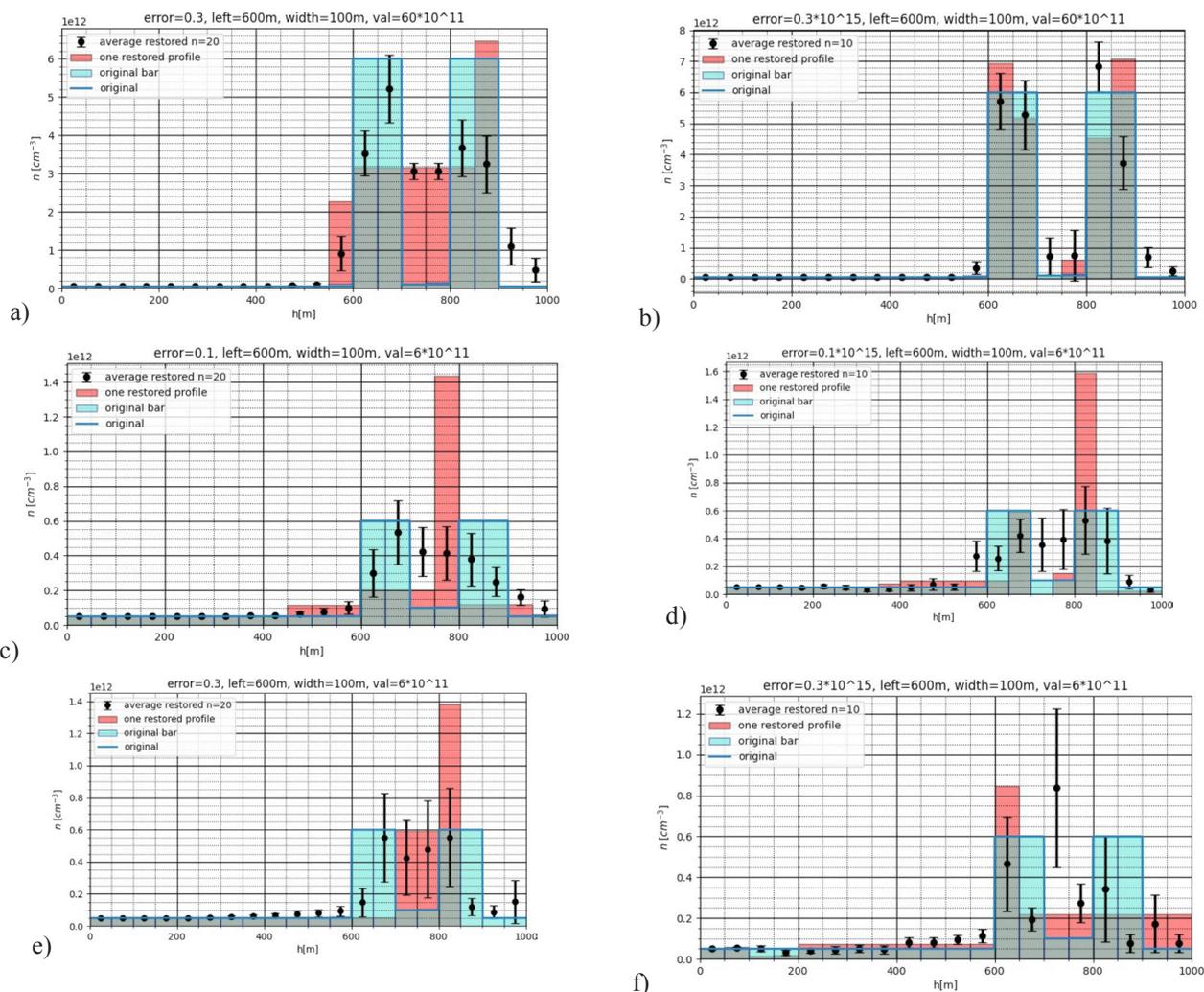


Рис.2. То же, что на рис. 1, но для профиля  $\text{NO}_2$  с двумя слоями толщиной 100 м, расположенными на высотах от 600 до 900 м.

По приводимым примерам восстановления профиля можно заметить, что возможности восстановления слоев в распределении примеси зависят как от отношения сигнал/шум, так и от высоты расположения слоев. Если для слоев, расположенных вблизи земли: ниже 300 м, два слоя разрешаются при всех рассмотренных отношениях сигнал/шум, то для высот 600-900 м в случае (f) два слоя не различаются.

### Список литературы

1. Иванов В. А., Постыляков О. В. Оценка интегрального содержания  $\text{NO}_2$  в пограничном слое атмосферы по наблюдениям рассеянной в зените солнечной радиации. Оптика атмосферы и океана, 2010, 23, 6, 471–475.
2. Friess, U. et al. Intercomparison of MAX-DOAS vertical profile retrieval algorithms: studies using synthetic data, Atmos. Meas. Tech., 12, 2155–2181, <https://doi.org/10.5194/amt-12-2155-2019>, 2019.
3. Pisano J. T., McKendry I., Steyn D. G., Hastie D. R. Vertical nitrogen dioxide and ozone concentrations measured from a tethered balloon in the Lower Fraser Valley. Atmospheric Environment, 31, 14, 2071–2078, 1997.
4. Постыляков О. В. Модель переноса радиации в сферической атмосфере с расчетом послойных воздушных масс и некоторые ее приложения. Известия РАН, ФАО, 2004, 40, № 3, 314–329.
5. Васильев Ф. П. Методы оптимизации. В 2 книгах. 2011, 1056 с.
6. Чуличков А. И. Экстремальные задачи. Конспект лекций. 1996, 77 с.
7. Borovski A., Postylyakov O., Elovkhov A., Bruchkouski I. Study of different operational modes of the IAP 2-port-DOAS instrument for atmospheric trace gases investigation during CINDI-2 campaign basing on residual noise analysis. Proc. SPIE, 2017, Vol. 10466, 104662Z-9, doi: 10.1117/12.2285798.

# Retrieval of the vertical distribution of NO<sub>2</sub> in the lower troposphere from MAX DOAS measurements

Postylyakov O.V.(1,\*), Shamsutdinov D.R. (1,2), Borovsky A.N. (1), Chulichkov A.I. (1,2)

(1) A.M. Obukhov IAP RAS, (2) M.V. Lomonosov MSU

(\*) oleg.postylyakov@gmail.com

A new approach is considered for reconstructing the vertical distribution of nitrogen dioxide in the atmosphere from ground-based measurements using the MAX-DOAS method, which uses information on the expected number of local maxima in the NO<sub>2</sub> profile when constructing an estimate. The estimate is based on linear programming methods.

**Keywords:** nitrogen dioxide profile, MAX-DOAS method, linear programming.

# Исследование средней атмосферы Рэлеевским лидаром в Якутии

Титов С. В., Николашкин С. В.

Институт космических исследований и аэронавтики им. Ю. Г. Шафера СО РАН, г. Якутск, Россия, [nikolashkin@ikfia.ysn.ru](mailto:nikolashkin@ikfia.ysn.ru), [stitev@ikfia.ysn.ru](mailto:stitev@ikfia.ysn.ru)

## Аннотация

В ходе зондирований в 2012 году наблюдалось нетипичное наполнение стратосферного аэрозоля на различных высотных уровнях, мы это связываем с протонными вспышками на солнце 23 января и 7 марта 2012 года, также 2013 году был зафиксирован аэрозольный слой от Челябинского метеорита. Рассмотрены особенности формирования и распада ВСП около Якутска и их зависимость от фаз квази-двухлетних колебаний (КДК) экваториального среднего зонального ветра, и индекса Nino3.4 SST. А также влияние ВСП на интенсивность мюонной компоненты вторичных космических лучей. Описан случай прохождения ВГВ зарегистрированный лидаром и камерой всего неба. Работа выполнена в рамках государственного задания (номер госрегистрации № 122011700172–2).

Ключевые слова: лидар, камера всего неба, коэффициент аэрозольного рассеяния, челябинский болид, внезапные стратосферные потепления, внутренние гравитационные волны, интенсивность мюонной компоненты вторичных космических лучей.

## Основные характеристики лидара

С 2004 г. в ИКФИА СО РАН (г. Якутск) на полигоне ШАЛ (61.66N, 129.37S) запущен на постоянную эксплуатацию стратосферный лидар. В качестве передатчика используется твердотельный лазер LQ-129В (Фирма Solar LS, Минск) (NdYAG) мощностью 300 мДж на второй гармонике с длиной волны 532 нм, с длительностью импульса 13 нс в моноимпульсном режиме, работающий на частоте 20 Гц. Приемником служит направленный в зенит телескоп системы Ньютона с диаметром 0,6 м и фокусным расстоянием 2 м. Пространственное разрешение системы от 75 до 300 м в зависимости от задачи. Регистрация ведется на компьютере через специальный блок счета фотонов, подсоединяемый через USB2.0 порт, при помощи интерфейсной программы, написанной с использованием пакета виртуальных приборов LabView 6.1.

## Аэрозольные исследования

За период наблюдений с 2004 по 2017 год проведено около 2300 сеансов лидарного зондирования средней атмосферы. В ходе обработки данных за 20 февраля 2013 г. был обнаружен аэрозольный слой на высоте 39–40 км с коэффициентом аэрозольного рассеяния  $R \sim 1,5$ . Слой отчетливо наблюдался на 5 профилях, полученных с временным интервалом 10 минут, начиная с 23:41 до 00:21 LT (UT+10), а на профилях в 20:34 и на 03:02 и последующих его нет. Максимальное значение коэффициента аэрозольного рассеяния составляет 1,69 на высоте 39,55 км в 23:51, а минимальное значение коэффициента аэрозольного рассеяния составляет 1,36 на высоте 39,25 км в 00:21 (рис. 1).



Рисунок 1 — Профили коэффициента аэрозольного рассеяния 20.03.13 по лидарным измерениям в Якутске. Вертикальные линии сетки соответствуют  $R=1$ , и каждое измерение смещено на 1 для удобства восприятия

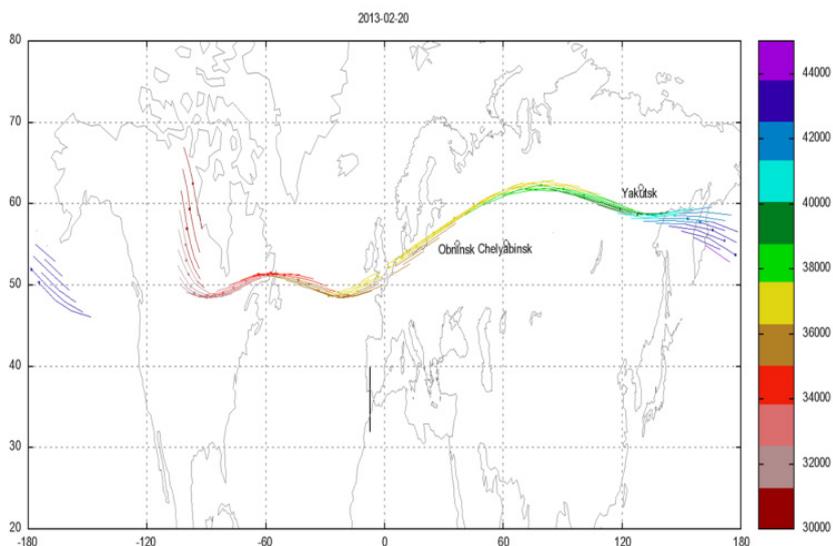


Рисунок 2—Карты траекторий воздушных масс с 20 февраля 2013. построены суточные отрезки траекторий за эту дату от 0 до 24 часов, цветом показаны высоты траекторий

Нашими коллегами из Сибирского федерального университета (г. Красноярск) были произведены расчеты траекторий воздушных масс для интервала дат с 15 по 28 февраля, начатых с момента наблюдения образования метеорного следа 15 февраля в 3:20 UT на высотах от 30 до 42 км, с шагом 0.25 км по высоте. Переносимый атмосферной циркуляцией метеорный след достиг в первый раз Якутска 15–16 февраля, следующий раз при втором витке 20–21 февраля (рис. 2) и на третьем витке 24–25 февраля. К сожалению, 15–16 февраля лидарное зондирование не проводилось, а 24–25 февраля в данных аэрозольный слой не обнаруживался. Этот аэрозольный слой был вызван прохождением болида через атмосферу.

При анализе результатов наблюдений коэффициента аэрозольного рассеяния  $R$  с января по март 2012 г., во время солнечных протонных событий (СПС). Обнаружено аэрозольное наполнение на уровне стратосферы после солнечных протонных событий 23–24 января и на уровне мезосферы после солнечных протонных событий 7–8 марта (рис. 3, рис. 4) Такая высотная разность в образовании аэрозоля, по-видимому, связана с разностью высоты ионизации атмосферы заряженными частицами [1,4].

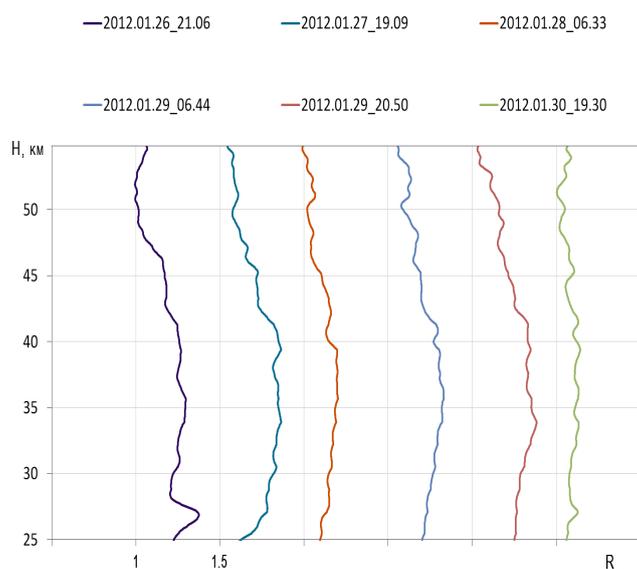


Рисунок 3—Профили коэффициента аэрозольного рассеяния с 26 по 30 января 2012 по лидарным измерениям в Якутске

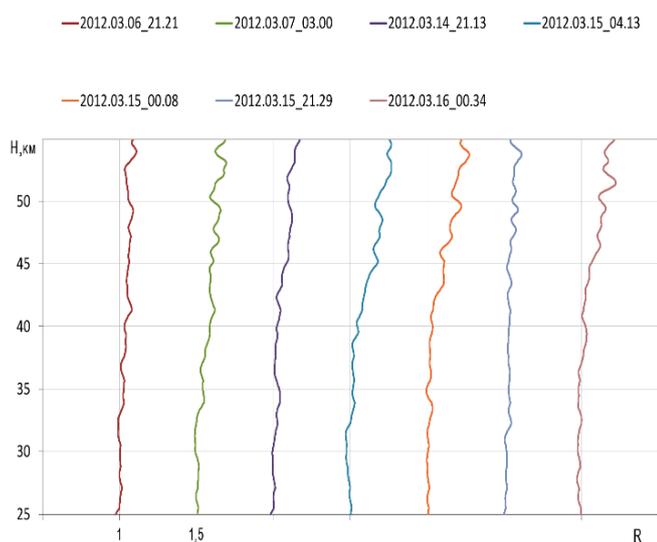


Рисунок. 4—Профили коэффициента аэрозольного рассеяния 6,7,14,15,16 марта 2012 по лидарным измерениям в Якутске.

### Исследования температуры средней атмосферы во время ВСП

Полярная и субполярная зимняя стратосфера Северного полушария характеризуется весьма динамичным поведением, связанным с взаимодействием распространяющихся в тропосфере планетарных волн со стоячей волной орографического происхождения, также средним зональным потоком. При определенных условиях это взаимодействие приводит к явлению т.н. внезапного стратосферного потепления. ВСП характеризуются резким повышением температуры в стратосфере и наблюдаются в зимний период в полярных и субполярных зонах. В зависимости от величины потепления и наличия обращения направления среднего зонального ветра с западного на восточное его подразделяют на типы «major» и «minor» [2,3,5].

Для примера на Рис. 5, представлены результаты лидарных и спутниковых измерений температурного профиля атмосферы около Якутска за зиму 2011–2012 гг. Высотно-временной ход температуры построен по данным 65 ночных лидарных зондирований с промежутками от 1 до 7 дней, и 41 ночного измерения температуры со спутника MLS (Aura) с промежутками от 1 до 10 дней в зависимости от пролета спутника около точки наблюдения. Разница в измеренных температурах составила не более 10 градусов, что, по-видимому, вызвано тем, что спутник пролетает не точно над пунктом наблюдения, а на некотором удалении, в зависимости от траектории, и самим методом лимбовых измерений температурного профиля.

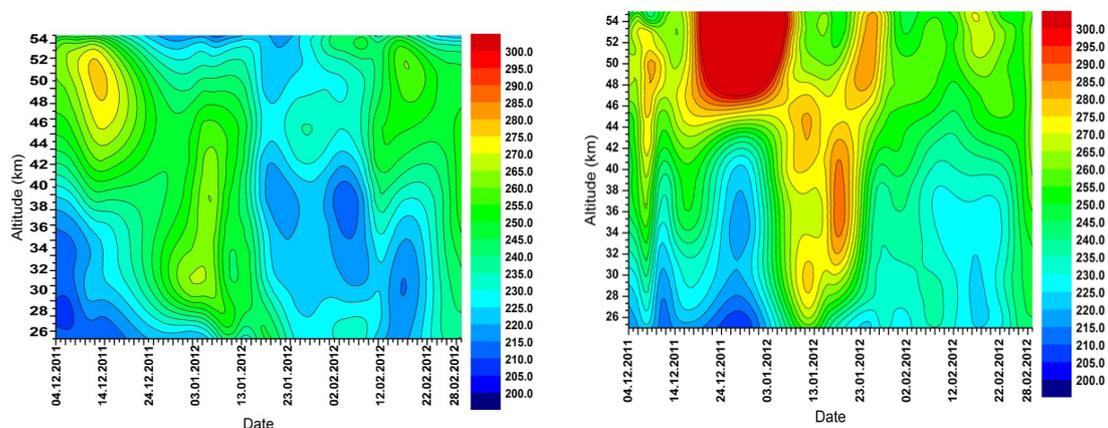


Рисунок 5—Пример высотно-временной ход температуры зимний период 2011–2012 по данным лидара (справа) и прибора MLS спутника «Aura» (слева)

### Связь ВСП около Якутска с КДК и индексом Nino 3.4 SST

Для исследования зависимости характеристик ВСП, зарегистрированных над Якутском от фаз квазидвухлетних колебаний (КДК) экваториального средне зонального ветра (ЭСЗВ) и индексом Nino 3.4 SST. Мы рассмотрели временной ход стратосферного ветра на уровне 10 гПа на станции Сингапур (Рис. 6) и временной ход среднемесячной температуры поверхности океана (SST) в районе Nino 3.4 (рис. 7). На графиках нанесены события ВСП (круглыми маркерами обозначены потепления типа «major», квадратными — «minor» за весь период проведения лидарных наблюдений в Якутске). Из рисунка видно, что ВСП над Якутском происходят в основном в моменты локальных экстремумов скорости ветра, за исключением потепления зимы 2010–2011 года. Из 12 событий ВСП 10 приходится на локальный минимум индекса Nino 3.4 SST, причем из них 7 событий ВСП типа «major» и 3 события типа «minor». Данный результат говорит о существовании динамической связи скорости экваториальной стратосферной циркуляции с динамикой атмосферы средних и высоких широт и связанными с ней атмосферными неустойчивостями в зимнее время.

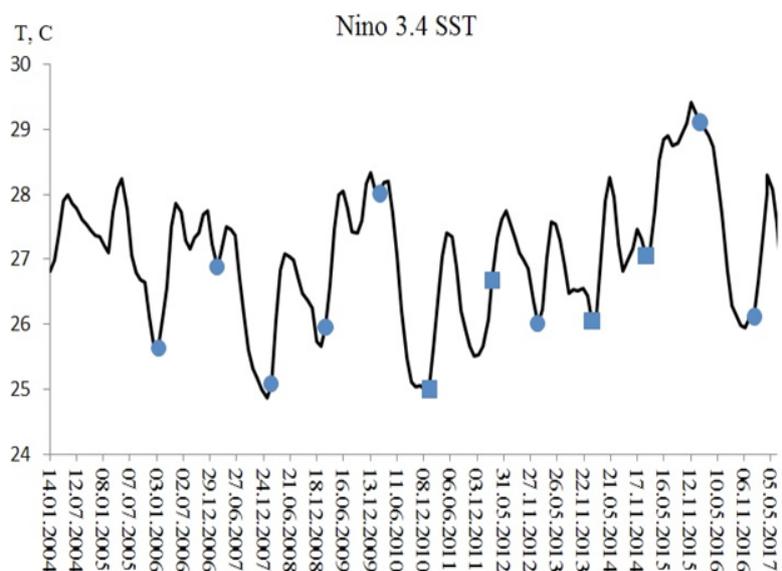


Рисунок 6 — Высотно-временной ход ЭСЗВ на уровнях 10 гПа. Маркерами обозначены моменты ВСП над Якутском

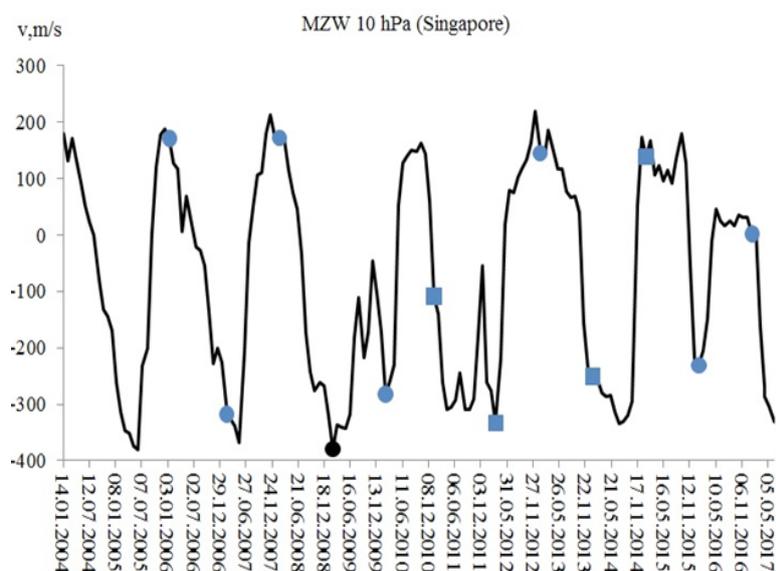


Рисунок 7 — Временной ход среднемесячной температуры поверхности океана в районе Nino 3.4. Маркерами показаны моменты ВСП над Якутском.

## Влияние ВСП на интенсивность мюонной компоненты вторичных космических лучей

В результате анализа двух событий зимних стратосферных потеплений над Якутском— 2010 г. (major) и 2011 г. (minor) показано, что ВСП влияют на интенсивность потока мюонов, зарегистрированных подземным мюонным телескопом станции космических лучей «Якутск» на глубине 40 м водного эквивалента. В анализе использовались среднесуточные значения данных температуры и мюонов. Данный период также был выбран во время минимума солнечной активности для исключения случаев вспышек и Форбуш-эффектов в космических лучах. В обоих случаях обнаруживается влияние резкого повышения температуры стратосферы во время ВСП в виде роста интенсивности мюонов. Аналогичный результат по данным нейтринного детектора MINOS получен в [7], где авторы установили связь интенсивности мюонов с положением стратосферного полярного вихря и, связанным с ним изменением давления и направления ветра с соответствующим изменением эффективной для образования мюонов температуры.

Установлено, что наиболее соответствует вариации интенсивности мюонов температура на уровне 14 км рисунок 8 в случае ВСП над Якутском, когда наблюдается также разворот средне-зонального ветра на уровне 10 кПа. А в периоды слабых потеплений наиболее эффективной оказалась температура на уровне 20 км рисунок 9, когда не наблюдается разворот среднего зонального ветра.

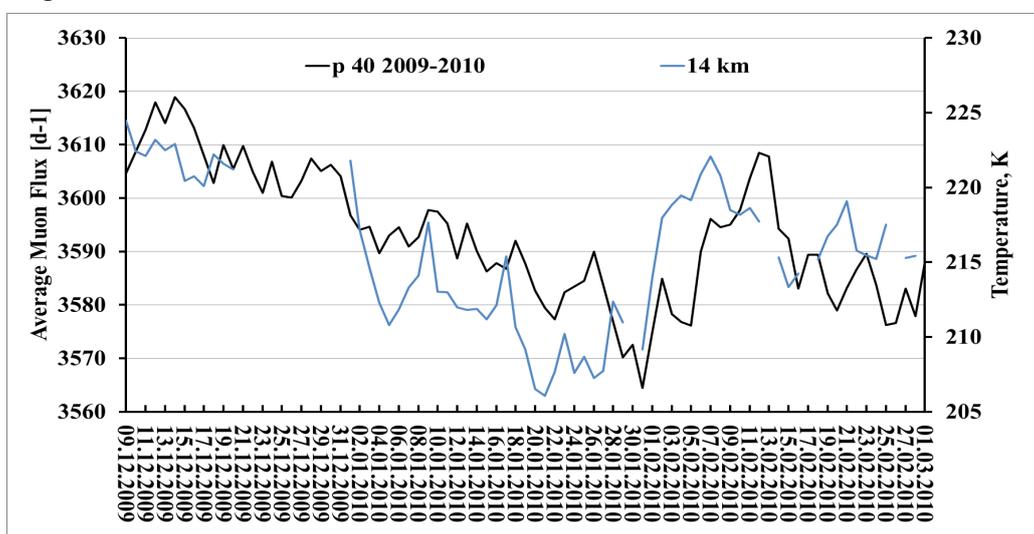


Рисунок 8—Ход потока мюонов и стратосферной температуры на уровне 14 км над Якутском в зимний сезон 2009–2010 гг.

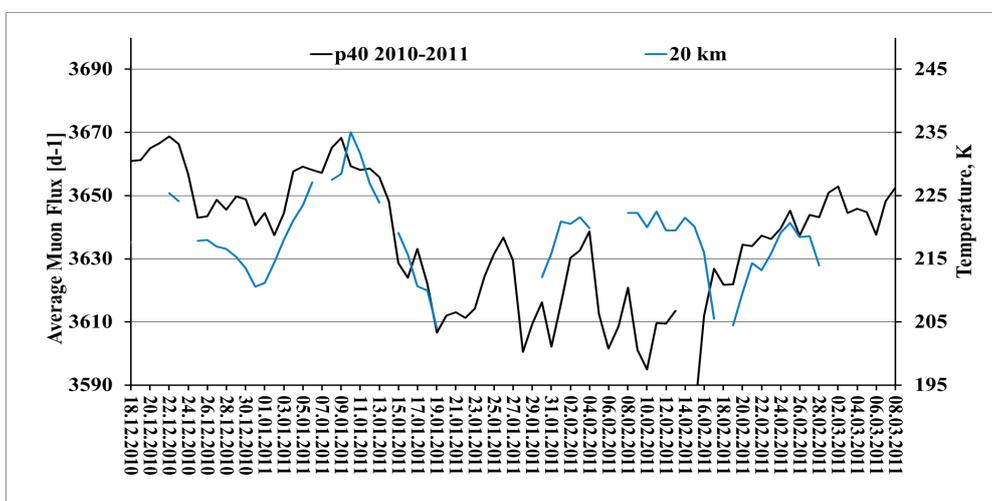


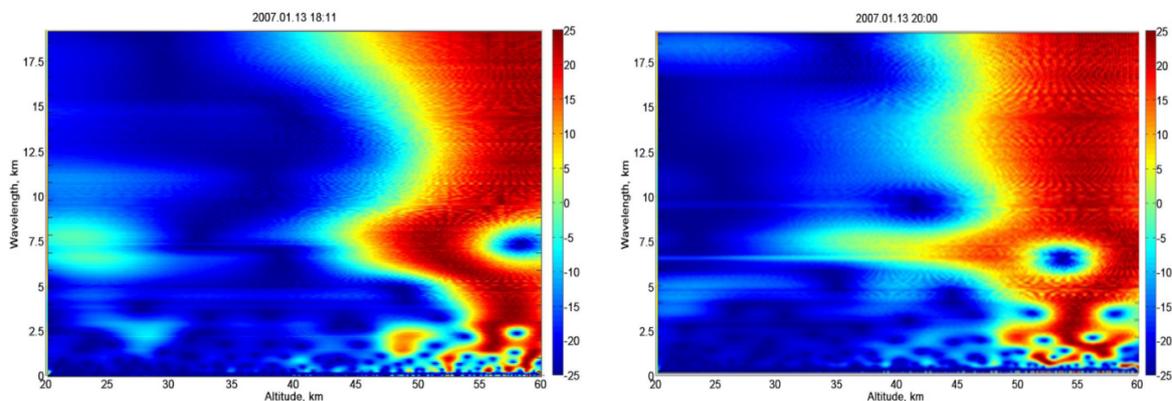
Рисунок 9—Ход потока мюонов и стратосферной температуры на уровне 20 км над Якутском в зимний сезон 2010–2011 гг.

## Исследование параметров ВГВ в средней атмосфере

Для исследования волновых процессов было использовано, непрерывное вейвлет-преобразование с помощью материнского вейвлета Гауссиана 8-го порядка. Флуктуации профиля температуры связаны с внутренними гравитационными волнами были получены путем сглаживания температурного профиля атмосферы скользящим окном 2 км и вычитанием средне ночного профиля. В результате вейвлет-преобразования были выявлены две основные квазимонохроматические волнообразные (КВС) структуры с длинами волн 2–4 км и 5–7 км. [6]. Основное изменение длины волны квазимонохроматических волнообразных структур происходит на высоте стратосферы.

Для исследования параметров ВГВ был выбран день одновременной работы камеры всего неба и лидара на протяжении ночи с регистрацией волновой активности на двух приборах. Выбранным критериям соответствовали данные, полученные ночью 13 января 2007 года. В ходе непрерывного комплексного вейвлет анализа вариаций температурного профиля в 18:11 LT и 20:00 LT (Рис. 10.) было обнаружено прохождение ВГВ с длиной волны примерно 7,5 км с вертикальной скоростью около 7–10 км/ч, сначала на высоте около 22 км и через 2 часа на высоте 38 км. В этот вечер на камере всего неба над оптической станцией Маймага (63°N, 129.5°E), с 23:58 LT до 00:10 LT было зарегистрировано прохождение ВГВ через излучающий слой ОН в мезосфере на высоте ~78 км, с длиной волны ~25 км, горизонтальной скоростью ~50 м/с, периодом ~8 мин и азимутальным направлением ~300 градусов, толщина слоя ОН по данным спутника TIMED составила ~7 км. Мы предполагаем, что на двух приборах зафиксировано прохождение одного и того же пакета ВГВ из нижних слоев атмосферы в мезосферу.

По полученным на двух оптических приборах параметрам ВГВ, можно отметить следующие особенности прохождения ВГВ через среднюю атмосферу: наблюдаемая ВГВ была генерирована в слое атмосферы ниже 20 км, причем генерация или фильтрация ВГВ происходит дискретно. Вертикальная скорость ВГВ на высотах стратосферы составила 7–10 км/ч, а на высотах мезосферы 30 км/ч.



**Рисунок 10** — Модуль комплексного вейвлет преобразования вариаций температурного профиля в 18:11 LT и 20:00 LT.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arnold, F.* Atmospheric Aerosol and Cloud Condensation Nuclei Formation: A Possible Influence of Cosmic Rays?. *Space Sci Rev* 125, 169–186 (2006). doi:10.1007/s11214-006-9055-4
2. *Labitzke K.* Stratospheric mesospheric midwinter disturbances: A summary of observed characteristics // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 9665–9678. 1
3. *Matsuno T.*, 1971. A dynamical model of the stratospheric sudden warming. // *Journal of Atmospheric Sciences*, 28(6), 1479–1493.
4. *Svensmark, H., J. O. P. Pedersen, N. D. Marsh, M. B. Enghoff, and U. I. Uggerhj* (2007), Experimental evidence for the role of ions in particle nucleation under atmospheric conditions, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 463, 385–396, doi:10.1098/rspa.2006.1773.

5. *VonZahn U., Fiedler J., Naujokat B., Jangematz U., Kruger K.* A note on record–high temperatures at the northern polar stratopause in winter 1997/98 // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. No. 22. P. 4169–4172
6. *Werner R. et al.* Application of wavelet transformation to determine wavelengths and phase velocities of gravity waves observed by lidar measurements // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.* — 2007. — T. 69. — № . 17. — C. 2249–2256.
7. *Osprey S., et al.*, 2009, Sudden stratospheric warmings seen in MINOS deep underground muon data. *Geophysical Research Letters*, 36, L05809, doi: 10.1029/2008GL036359.

### **Abstract**

During soundings in 2012, an atypical filling of stratospheric aerosol was observed at various altitude levels, we attribute this to proton flares on the sun on January 23 and March 7, 2012, and in 2013 an aerosol layer from the Chelyabinsk meteorite was recorded. The features of the formation and decay of SSWs near Yakutsk and their dependence on the phases of the quasi-biennial oscillations (QBOs) of the equatorial mean zonal wind and the Nino3.4 SST index are considered. As well as the effect of SSW on the intensity of the muon component of secondary cosmic rays. The case of internal gravity waves passage recorded by lidar and all-sky camera is described. This work was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation and Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (registration number 122011700172–2).

# Опτικο-информационное обеспечение обнаружения артефактов роботизированной системой на сложном фоне

Якименко Ю. И.<sup>1</sup>, Бобков В. И.<sup>1</sup>, Смолин В. А.<sup>1</sup>, Якименко И. В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Филиал ФГБОУ ВО «НИУ «МЭИ» в г. Смоленске,  
Энергетический пр., д. 1, Смоленск, 214013, РФ

## Аннотация

В работе предложен путь разработки метода оптико-информационного обеспечения обнаружения артефактов роботизированной системой на сложном фоне при следующих допущениях: артефактом, подлежащим обнаружению, является беспилотное воздушное судно; информационным каналом роботизированной системы является пассивная оптико-электронная система с широким полем зрения, работающая в дальнем инфракрасном диапазоне (8–13 мкм); видеоинформация о находящихся в поле зрения пассивной оптико-электронной системы фоне и артефактах представляется в бинарном виде. Атмосферный фон, на котором происходит обнаружение беспилотное воздушное судно, формируется излучением облачной атмосферы при наблюдении с земной поверхности. Особый интерес вызывает сложный фон, созданный кучевыми облаками различной балльности или другими классами облаков, имеющими разрывы. Пассивная оптико-электронная система в процессе приема и обработки излучения атмосферного фона и беспилотного воздушного судна формирует на конечном устройстве видеопоток, каждый кадр которого представляет собой двумерный массив, элементы которого содержат информацию об уровне энергетической яркости излучения в выбранном направлении.

**Ключевые слова/** Инфракрасный диапазон, поле зрения, пассивная оптико-электронная система, роботизированная система, атмосферный фон, фоно-целевое изображение, артефакт, беспилотное воздушное судно.

Целью научного исследования является разработка метода оптико-информационного обеспечения обнаружения артефактов роботизированной системой на сложном фоне при следующих допущениях:

- артефактом, подлежащим обнаружению, является беспилотное воздушное судно (БВС);
- информационным каналом роботизированной системы является пассивная оптико-электронная система (ПОЭС) с широким полем зрения, работающая в дальнем инфракрасном диапазоне (8–13 мкм);
- видеоинформация о находящихся в поле зрения ПОЭС фоне и артефактах после окончательной обработки представляется в бинарном виде.

Атмосферный фон (АФ), на котором происходит обнаружение БВС, формируется излучением облачной атмосферы при наблюдении с земной поверхности. Особый интерес вызывает сложный фон, созданный кучевыми облаками различной балльности или другими классами облаков, имеющими разрывы. ПОЭС в процессе приема и обработки излучения атмосферного фона и БВС формирует на конечном устройстве видеопоток, каждый кадр которого представляет собой двумерный массив, элементы которого содержат информацию об уровне энергетической яркости излучения атмосферного фона в выбранном направлении.

Разработанный метод оптико-информационного обеспечения обнаружения артефактов роботизированной системой на сложном фоне основанный на фоновом принципе извлечения информации состоит из трех способов получения необходимых составляющих оптико-информационного обеспечения: пространственного; пространственно-временного; временного.

Способ получения пространственного оптико-информационного обеспечения обнаружения артефактов роботизированной системой на сложном фоне, позволяет путем последовательного применения алгоритма сегментации и алгоритма пороговой обработки сегментов фоно-целевого изображения (ФЦИ) получить информацию о наличии артефактов в поле зрения ПОЭС, представленную в бинарном виде с возможностью определения координат БВС.

Экспериментальные исследования позволили оценить в двух направлениях угловые размеры неоднородностей АФ, что стало основой пространственной составляющей оптико-информаци-

онного обеспечения обнаружения изображения БВС на АФ. Исследования пространственной структуры излучения АФ заключаются в оценке зависимости коэффициента пространственной корреляции  $R(n)$  различных форм облачности в горизонтальном направлениях между строками и в вертикальном направлениях между столбцами массивов ФЦИ (рисунок 1).



Рисунок 1 — Методика исследования пространственной структуры излучения АФ

Анализ результатов исследований излучения неоднородностей АФ позволил разделить на две группы в зависимости от их углового размера:

- в первую группу входят те классы облачности, которые содержат мелкомасштабные неоднородности величиной  $5 \div 15^\circ$  в вертикальном и горизонтальном направлениях: кучевая (Cu), высококучевая (Ac), перистокучевая (Cs) и перистая (Ci) (рисунок 2, а).
- вторая группа включает классы облачности, которые содержат крупномасштабные неоднородности с угловыми размерами, превышающими полученные ФЦИ, составляют  $25 \div 40^\circ$ : слоистая (St), слоисто-кучевая (Sc), перисто-слоистая (Cs) формы облачности и ясное небо (рисунок 2, б).

На основе полученных знаний о пространственных спектрах неоднородностей АФ и точечных изображений БВС был разработан пространственный способ обнаружения БВС на АФ. Сущность способа заключается в том, что в отличие от существующих способов, перед применением алгоритма пороговой обработки всего ФЦИ производится его разделение на сегменты в соответствии с алгоритмом сегментации. Размеры сегментов соответствуют выявленным размерам неоднородностей АФ. Считается, что в пределах сегмента излучение АФ соответствует критерию однородности.

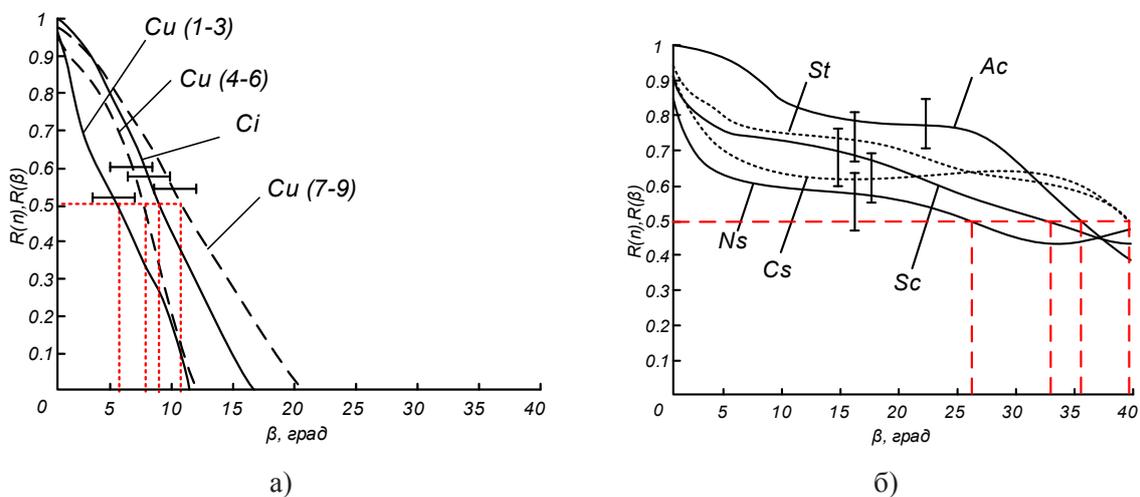


Рисунок 2 — Зависимости коэффициента пространственной корреляции  $R(n)$  АФ различных форм облачности в горизонтальном направлениях ( $\beta$ ) между строками ФЦИ

Способ получения пространственно-временной составляющей оптико-информационного обеспечения позволяет оптимизировать интервал времени с периодичностью которого следует обновлять выбор размера сегмента. Это составляет основу способа получения пространственной составляющей оптико-информационного обеспечения, необходимой для реализации пространственного способа обнаружения БВС на АФ, состоящего из алгоритма сегментации ФЦИ и алгоритма пороговой обработкой. Основой способа является расчет коэффициента взаимной корреляции между поступающими через равные промежутки времени кадрами видеопотока (рисунок 3, а).

Интервал времени, соответствующего уровню 0,5 коэффициента взаимной корреляции кадров видеопотока, позволяет оценить время стационарности — «время жизни» характеристик пространственной структуры АФ, т.е. интервал времени, с периодичностью которого следует обновлять пространственное оптико-информационное обеспечение обнаружения (рисунок 3, б).

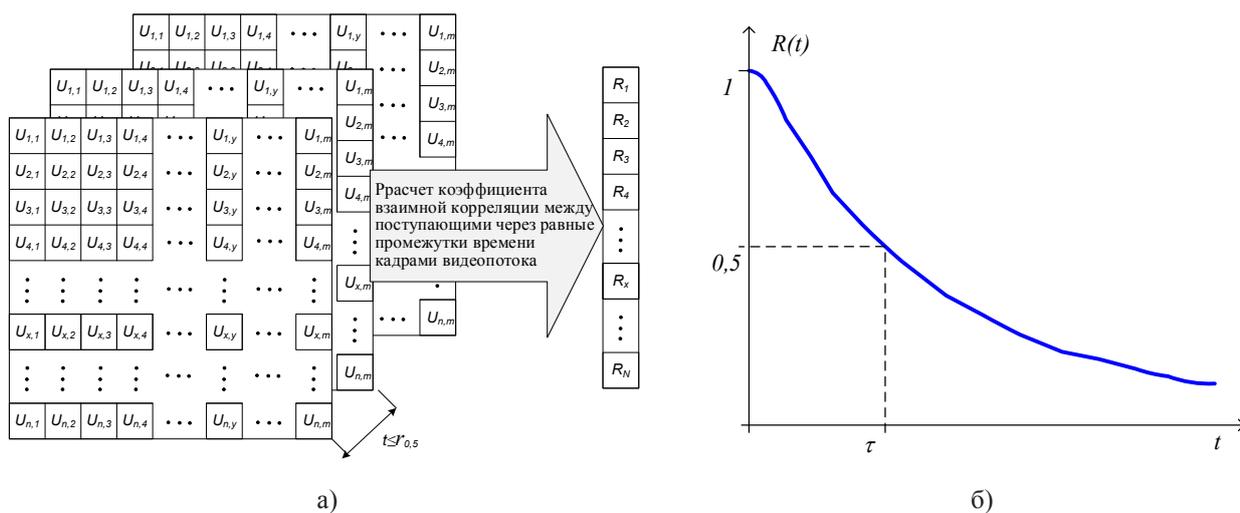


Рисунок 3 — Методика исследования пространственно-временная структура излучения АФ (а); усредненный вид оценки коэффициента взаимной корреляции  $R(t)$  между кадрами видеопотока (б)

Способ получения временной составляющей оптико-информационного обеспечения позволяет оптимизировать выбор частоты подачи кадров из видеопотока для последующей обработки пространственным способом обнаружения БВС на АФ.

Оценка временной изменчивости проводилась путем оценки частоты основной гармоники спектральной плотности мощности (СПМ) флуктуаций яркости излучения неоднородностей АФ, образованных различными классами облачности и согласования с ней частоты подачи кадров для обработки из видеопотока. Для получения оценок СПМ были проведены измерения флуктуаций яркости излучения неоднородностей АФ в фиксированных направлениях по углу места в пригоризонтной области, с частотой дискретизации в тысячу раз выше кадровой развертки (рисунок 4, а). При этом значение азимута оставалось постоянным в течение нескольких минут. В каждом исследованном направлении были получены последовательности из нескольких тысяч значений флуктуаций яркости излучения неоднородностей АФ для различных классов и баллов облачности.

Полученные массивы были подвергнуты статистической обработке с применением периодограммного метода оценки СПМ (рисунок 4, б). Результатами статистических исследований стал интервал  $0,08 \div 0,25$  Гц оценки основной частоты гармоники СПМ флуктуаций яркости излучения неоднородностей АФ, образованных различными классами и баллами облачности. Исходя из полученных результатов появилась возможность выбора оптимальной частоты подачи кадров из видеопотока для последующей обработки пространственным способом обнаружения БВС на АФ на частотах значительно ниже (до 1 Гц), чем кадровой частота (50 Гц) видеопотока.

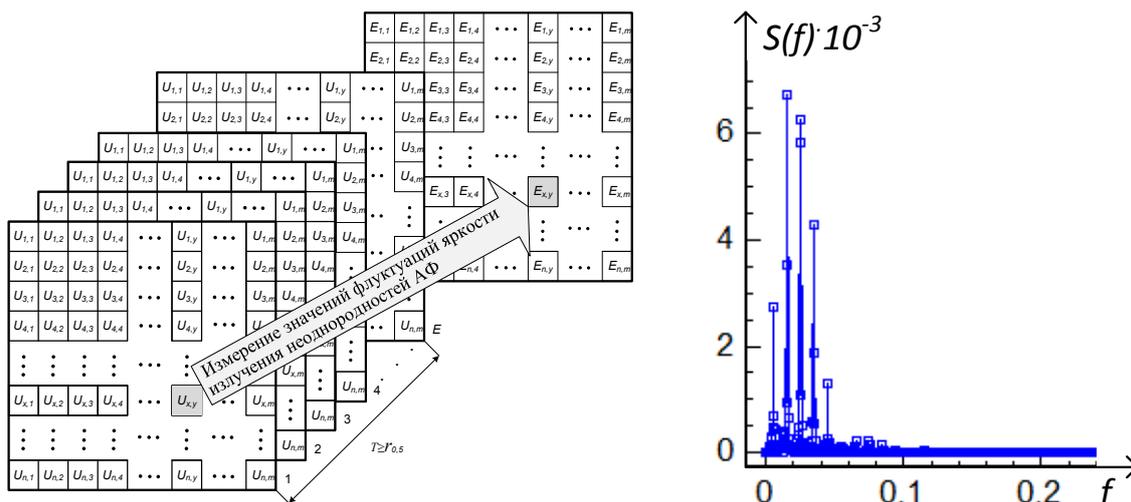


Рисунок 5 — Зависимость радиуса корреляции от угла места ( $\varepsilon$ ) наблюдения АФ

### Список источников

1. Якименко, И. В. Методы, модели и средства обнаружения воздушных целей на атмосферном фоне широкоугольными оптико-электронными системами: монография / И. В. Якименко. — 2-е изд., испр. и доп. — Санкт-Петербург: Лань, 2022. — 176 с.
2. Результаты экспериментальных исследований пространственной структуры излучения атмосферы в диапазоне 1,5–2 мкм/ И. В. Якименко, А. М. Мищенко, С. С. Рачковский, В. А. Смолин // М.: Светотехника. — 2018. № 1. — С. 40–44.
3. Results of spatial structure of atmosphere radiation in a spectral range (1.5–2)  $\mu\text{m}$  research / I. V. Yakimenko, A. M. Mishchenko, S. S. Rachkovsky, V. A. Smolin // Light & Engineering, 2018. Volume 26, number 3, pp. 7–13.
4. Statistical models of the radiance spatial structure of clouds of different types in the 1.5–2  $\mu\text{m}$  range / I. V. Yakimenko, Yu. I. Yakimenko, V. A. Smolin, D. S. Rasskaza // Proceedings of International Symposium «Atmospheric Radiation and Dynamics» (ISARD-2019). Saint-Petersburg State University, 2019. pp. 220–221.
5. Contrast method for detecting unmanned aircraft in the range of 1.5–2 microns / I. V. Yakimenko, D. S. Naroda, V. A. Smolin // Proceedings of International Symposium «Atmospheric Radiation and Dynamics» (ISARD-2021). Saint-Petersburg State University, 2021. pp. 46–50.
6. Оптико-информационный метод обнаружения беспилотных воздушных судов роботизированной оптико-электронной системой / В. А. Смолин, И. В. Якименко, Д. С. Рассказа // ГрафиКон 2022: 32-я Международная конференция по компьютерной графике и машинному зрению, 19–22 сентября 2022 г., Рязанский государственный радиотехнический университет им. В. Ф. Уткина, Рязань, Россия, с. 548–558.
7. Смолин В. А. Исследование возможности обнаружения беспилотного летательного аппарата на атмосферном фоне в ближнем инфракрасном диапазоне // М.: Радиотехника, 2017. № 10 С. 175–183.
8. Алпатов Б. А., Блохин А. Н., Муравьев В. С., Алгоритм обработки изображений для систем автоматического сопровождения воздушных объектов // Цифровая обработка сигналов, 2010. № 4.

## Optical information support for detecting artifacts by a robotic system against a complex background

Yakimenko Yu. I. <sup>1</sup>, Bobkov V. I. <sup>1</sup>, Smolin V. A. <sup>1</sup>, Yakymenko I. V. <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Branch of the Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education “NRU MPEI” in Smolensk, Energeticheskyy pr., 1, Smolensk, 214013, Russian Federation

### Annotation

The paper proposes a way to develop a method for optical-information support for detecting artifacts by a robotic system against a complex background under the following assumptions: the artifact to be detected is an unmanned

aerial vehicle; the information channel of the robotic system is a passive optical-electronic system with a wide field of view, operating in the far infrared range (8–13 microns); video information about the background and artifacts in the field of view of the passive optoelectronic system is presented in binary form. The atmospheric background, against which an unmanned aerial vehicle is detected, is formed by the radiation of the cloudy atmosphere when observed from the earth's surface. Of particular interest is the complex background created by cumulus clouds of various magnitudes or other classes of clouds that have breaks. The passive optoelectronic system, in the process of receiving and processing radiation from the atmospheric background and unmanned aircraft, forms a video stream on the terminal device, each frame of which is a two-dimensional array, the elements of which contain information about the level of radiance of the radiation in the selected direction.

**Keywords** Infrared range, field of view, passive optoelectronic system, robotic system, atmospheric background, phono-target image, artifact, unmanned aerial vehicle.

### 3. Теория переноса излучения и атмосферная спектроскопия

#### Метод вокселизации при моделировании переноса излучения в неравновесной среде

Железнов И. И. \*, Будаков В. П. \*

\*ФГБУ ВО НИУ «МЭИ», Россия, Москва  
zheleznov96y@gmail.com

#### Аннотация

В настоящей статье представлен эффективный метод оценки переноса излучения в неравновесной среде.

Ключевые слова. Перенос излучения в неравновесной среде

#### Введение

Постоянное развитие вычислительной техники приводит к созданию новых универсальных подходов, позволяющих дать обоснование свойствам переноса излучения в неравновесной среде. В частности, незначительная роль столкновений в атмосферной среде требует кинетического описания многих процессов, связанных с передачей энергии, наиболее очевидным из которых является ускорение частиц до высоких энергий. При этом, функция распределения частиц, как правило, неизвестна. Она формируется в результате взаимодействия с коллективными электромагнитными полями, которые описываются как ансамбль плазменных волн. Асимметрия в функции распределения частиц приводит к возникновению волн, которые в своей самой ранней линейной фазе могут быть прослежены аналитически. Более поздняя фаза, когда достигается насыщение, и волны изменяют распределение частиц, по своей сути не линейна.

Независимо от физической природы процессов кинетические уравнения представляют собой соотношения баланса энергии, числа частиц, заряда и т. д. Уравнение переноса излучения (УПИ) является линеаризованным вариантом кинетических уравнений и может применяться не только для характеристики излучения, но и для описания частиц. Одним из наиболее важных требований в математической модели процессов переноса является локальная компактность фазового пространства частиц. Тем самым существенно ограничивается класс физических объектов, отвечающих модели переноса. В этот класс попадают только объекты, допускающие классическое описание в том или ином приближении. Квантовые объекты и волновые поля в этот класс не входят, так как их фазовые пространства свойством локальной компактности не обладают. Требование локальной компактности для электромагнитного поля эквивалентно переходу к приближению геометрической оптики. Условием применимости этого приближения в случае произвольного частично-когерентного (случайного) поля является требование квазиоднородности.

Соответственно для описания совместного переноса частиц вещества и излучения имеем систему уравнений

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial f_\alpha}{\partial t} + \mathbf{v} \frac{\partial f_\alpha}{\partial \mathbf{r}} + \frac{\mathbf{F}}{m} \frac{\partial f_\alpha}{\partial \mathbf{p}} = \left( \frac{\partial f_\alpha}{\partial t} \right)_{el} + \left( \frac{\partial f_\alpha}{\partial t} \right)_{inel} + \left( \frac{\partial f_\alpha}{\partial t} \right)_{rad}, \\ (\hat{\mathbf{l}}, \nabla) L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}) = -\varepsilon(\mathbf{r}) L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}) + \frac{\sigma(\mathbf{r})}{4\pi} \oint x(\hat{\mathbf{l}}, \hat{\mathbf{l}}') L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}') d\hat{\mathbf{l}}' + Q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}}), \\ \mathbf{F} = m\mathbf{g} + q\mathbf{E} + \frac{q}{c} [\mathbf{v}, \mathbf{B}] \end{array} \right. \quad (1)$$

где  $\varepsilon(\mathbf{r}), \sigma(\mathbf{r}), x(\hat{\mathbf{l}}, \hat{\mathbf{l}}'), Q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}})$  — определяются через функцию распределения  $f_\alpha$ , а  $\left( \frac{\partial f_\alpha}{\partial t} \right)_{rad}$  — через яркость поля  $L(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{l}})$ .

Решение такой системы уравнений представляет значительные трудности, и на сегодняшний день известны решения для простейших ситуаций. Обычно на практике прибегают к различным приближениям и аппроксимациям, чаще всего основанным на близости решения к равновесному состоянию, при котором все интегралы столкновений равны 0. [1]

Представляет интерес подход, позволяющий оценивать перенос излучения в неравновесной среде с помощью моделирования газового разряда в трубке цилиндрической геометрии.

Такое представление открывает совершенно новый спектр возможностей при проведении исследований излучательных свойств атмосферной среды за счет детальной экспериментальной проверки в лаборатории на земной поверхности. При этом нет необходимости запуска сложных и дорогих летательных аппаратов и спутников. Однако существует некоторая сложность.

Скорость геометрической обработки является основным и возможно единственным недостатком функционального представления пространственной цилиндрической сцены. Время просчета одного кадра может варьироваться от нескольких секунд (при низком разрешении), до нескольких десятков часов. В таком случае нельзя говорить об интерактивности процесса моделирования, т.к. возникают проблемы при создании и редактировании аналитически заданных объектов. Выходом из данной ситуации может послужить «метод вокселизации».

### Описание метода

Основная его идея заключается в том, чтобы захватить сложные объекты, более простыми, ограничивающими объемами с помощью разделения пространства на области или «воксели». Каждому вокселю присваивается список объектов, находящихся в нем. Когда разыгрывается луч, сначала рассматривается область, из которой он исходит. Если он попадает на случайные объекты в списке начального вокселя, пересечения сортируются, и сохраняется ближайший из них. Если пересечение находится в текущем вокселе, то нет необходимости пересекать какие-либо другие объекты. Если не найдено пересечение или список объектов пуст, луч перемещается в соседний воксель и проверяется его список объектов. Так продолжается до тех пор, пока либо пересечение не найдено, либо полностью не пересечено пространственное разделение. Поскольку объекты пересекаются примерно в том порядке, в каком они встречаются вдоль луча, а объекты, удаленные от луча, отбрасываются, следовательно, количество пересечений значительно сокращается.

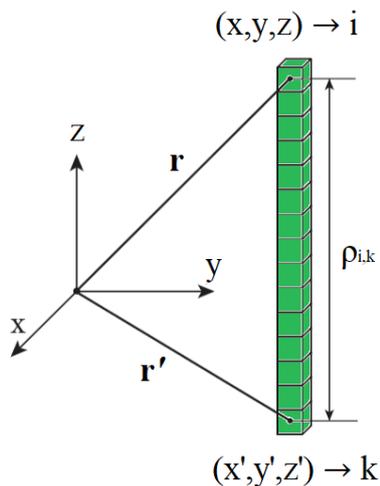


Рис. 1 Дискретизация на воксельной сетке

В результате произвольная область объема  $V$  разбивается на  $M$  подобъемов  $\Delta V = V/M$ , где  $\Delta V$  — кубические элементы (воксели) декартовой 3D-сетки. Следовательно, расстояние между точками  $\mathbf{r}$  и  $\mathbf{r}'$  будет определяться как

$$|\mathbf{r} - \mathbf{r}'| = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2} \cdot \Delta l \quad (2)$$

Где  $x, y, z$  — целочисленные координаты вокселей, а  $\Delta l = \sqrt[3]{\Delta V}$  — длина ребра вокселя. Сопоста-

вим векторам координат  $(x, y, z)$ ,  $(x', y', z')$  индексы  $i$  и  $k$  для каждой пары элементов. Тогда:

$$(x, y, z) \rightarrow i; (x', y', z') \rightarrow k; i, k = 1, \dots, M3$$

$$\rho_{ik} = \sqrt{(x_i - x_k)^2 + (y_i - y_k)^2 + (z_i - z_k)^2} \cdot \Delta l \quad (3)$$

Характерный линейный размер сетки определяется максимальным числом вокселей вдоль  $x$ -мерного  $n_{\text{dim}}$ . Коэффициенты матрицы вычисляются в два этапа: вычисление расстояний, пройденных фотонами  $\rho_{i,k}$  и интегрирование ядра для каждой пары вокселей. Для того, чтобы оптимизировать вычисление расстояний, алгоритм трассировки лучей [2] был модифицирован для параллельных вычислений с использованием графического процессора (GPU).

Т.к. каждый поток графического процессора может обрабатывать операции только со скалярами, поэтому подготавливаются векторы с координатами каждой  $(r, r_0)$ -пары. Количество пар вокселей, обрабатываемых одновременно, определяется размером памяти видеокарты. Затем фрагмент с вычисленными расстояниями передается в центральный процессор, где вычисляются соответствующие коэффициенты, которые затем сохраняются в файле.

Для учета всех пересеченных вокселей на пути между элементами  $i$  и  $k$  разработан следующий алгоритм трассировки лучей:

1. Задаются начальная и конечная координаты, соответствующие элементам с индексами  $k$  и  $i$ .
2. Определяются углы наклона луча  $\angle X = \rho_x / \max(\rho_x, \rho_y, \rho_z)$ ,  $\angle Y$  и  $\angle Z$ .
3. Рассчитываются расстояния  $(t_x, t_y, t_z)$  из исходной точки до граней пересечения с соседними элементами. Минимальная из этих величин определяет расстояние, которое возможно пройти вдоль луча  $k \rightarrow i$ , при этом оставаясь в пределах текущего элемента.
4. Затем рассчитываются инкременты для каждой из компонент  $\Delta t_x = \Delta l / \angle X$ ,  $\Delta t_y$  и  $\Delta t_z$ . К минимальному на данный момент расстоянию  $\min(t_x, t_y, t_z)$  прибавляется инкремент, а соответствующая координата увеличивается на фиксированный шаг  $\delta$ .
5. Осуществляется переход в другой воксель, затем пункты 2–5 повторяются до тех пор, пока не будет достигнута конечная точка в элементе  $i$ .

В результате, на пути движения луча образуется массив пересеченных вокселей (рис. 2)

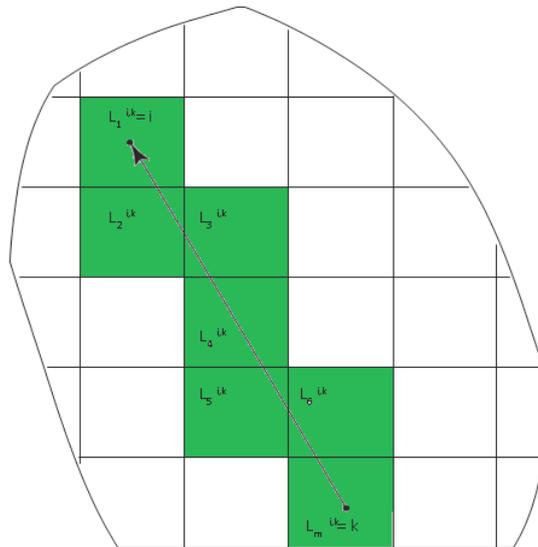


Рис. 2. Реализация алгоритма трассировки лучей на воксельной сетке

### Результаты и их обсуждение

Авторами настоящей работы выполнено сравнение диффузионного и радиационного переноса частиц и фотонов с результатами классического матричного метода для геометрии конечного цилиндра с точечным источником возбуждения в центре объема. Определено влияние краевых эффектов для коаксиального цилиндра конечной длины [3].



Рис. 3. Схема геометрии конечного цилиндра

Отмечено, что экранирование внутренним цилиндром излучения в коаксиальной геометрии коррелирует с результатами, ранее полученными матричным методом. На рис. 4 показано двумерное распределение электрического поля в разрезе вдоль коаксиального излучающего цилиндра, где максимальное значение напряженности электрического поля принято равным 6000 В/м.

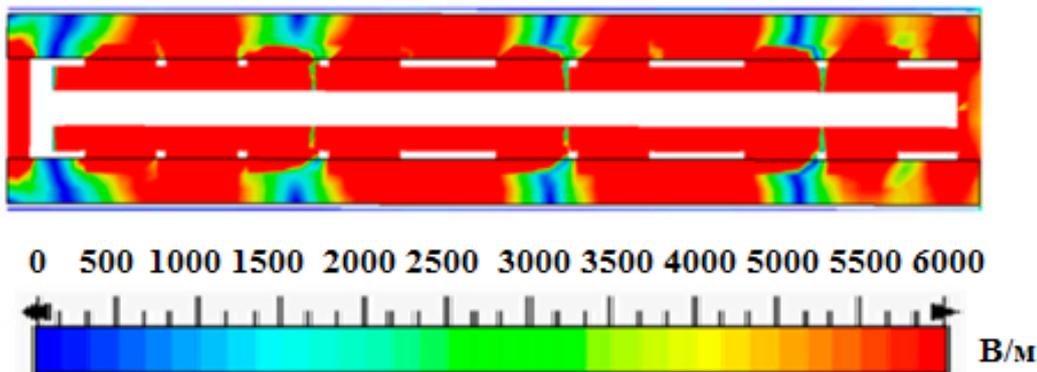


Рис. 4. Распределение электрического поля

Таким образом, установлено, что метод вокселизации позволяет рассматривать источники излучения трехмерной конфигурации произвольной формы, и демонстрирует наивысшую скорость вычислений по сравнению с существующими методами, особенно в сценах с неравномерным распределением излучающих объектов. Это делает привлекательным его применение в широком спектре задач, связанных с моделированием переноса излучения в неравновесных средах.

### Список литературы

1. Будаков В. П., Методы решения уравнения переноса излучения. Москва, Издательский дом МЭИ, 2007. 52 с. — ISBN978-5-383-00138-7
2. Amanatides J., Woo A. A. Fast Voxel Traversal Algorithm for RayTracing//Eurographics. —1987. — Vol.87. —P.3-10
3. Железнов, И. И. Исследование излучательных и спектральных характеристик источников УФ-излучения на основе коаксиальных СВЧ-разрядов в парах ртути низкого давления / И. И. Железнов, О. А. Попов // Вестник Московского энергетического института. Вестник МЭИ. — 2023. — № 2. — С. 137–143. — DOI 10.24160/1993-6982-2023-2-137-143. — EDN XWHAMN.

### Abstract

This article presents an effective method for estimating radiation transfer in a nonequilibrium medium.

**Keywords.** Radiation transfer in a nonequilibrium medium

# Использование динамических спектральных индексов в анализе многоспектральных данных

Николаева О. В.

Институт прикладной математики им. М. В. Келдыша РАН,  
Москва, 125047, Миусская пл., 4

[nika@kiam.ru](mailto:nika@kiam.ru)

## Аннотация

Рассмотрены задачи разделения облаков и ярких сухих освещенных поверхностей, а также облачных теней и водоемов— часть задачи построения облачно-теневой маски. Предложен метод разделения таких объектов на многоспектральных снимках. Метод опирается на использование динамических пороговых значений спектральных индексов, получаемых из анализа построенных для данного снимка гистограмм этих индексов. Тестирование метода выполнено на снимках прибора HYPERION.

Рассматриваются индексы NDSI (Normalized Difference Snow Index) и NDWI (Normalized Difference Water Index). Значения индекса NDSI для облачных пикселей сильно отстоят от значений этого индекса для пикселей освещенной сухой поверхности; пороговое значение индекса NDSI должно отделять левый пик гистограммы. Значения индекса NDWI для пикселей водной поверхности сильно отстоят от значений этого индекса для пикселей облачных теней; пороговое значение индекса NDWI должно отделять правый пик гистограммы.

Показано, что использование найденных предложенным методом пороговых значений позволяет провести разделение объектов, а использование для одного снимка пороговых значений другого снимка приводит к ошибкам классификации.

**Ключевые слова:** многоспектральные данные, облачно-теневая маска, индекс NDSI, индекс NDWI, пороговое значение

## 1. Введение

Первым важным этапом обработки многоспектральных изображений является распознавание облаков и их теней. Этот этап предшествует восстановлению свойств аэрозоля и определению альбедо поверхности.

При детектировании облаков важно отличить их от других ярких объектов (обнаженной породы, искусственных поверхностей). При детектировании облачных теней важно отличить их от водоемов, поскольку тень и водоем обладают сходными спектральными характеристиками.

В существующих алгоритмах детектирования облаков активно используются спектральные индексы. В частности, индекс NDSI (Normalized Difference Snow Index) позволяет отличить облако от снега и льда. Индексы NDWI (Normalized Difference Water Index) предназначены для определения воды. Пиксель, для которого значение индекса NDWI превышает некоторое пороговое значение, считается водным.

Однако точность классификации пикселей зависит от точности применяемого порогового значения. Эти пороговые значения находятся анализом большого числа многоспектральных снимков. Для повышения точности классификации применяют разные пороговые значения при разных подстилающих поверхностях и условиях освещения; тип поверхности предварительно находится также с помощью спектральных индексов.

Трудности, связанные с нахождением пороговых значений, привели к тому, что в последние годы все более популярными становятся методы детектирования облаков, в которых используется не один снимок, а серия разновременных снимков одного участка поверхности. В этом случае облака и тени определяются как измененные части снимка. Однако изменения могут появиться из-за выпавшего снега, прошедшего пожара, сезонных изменений растительности. Чтобы определить, является ли причиной произошедших изменений появление облаков, также используют спектральные индексы.

Поэтому методы детектирования облаков с использованием только одного снимка по-прежнему актуальны. Оптимально использовать динамические пороговые значения спектральных индексов; такие пороговые значения определяются отдельно для каждого снимка [1].

В настоящей работе рассматривается возможность использования таких пороговых значений для индексов NDSI и NDWI в задачах детектирования облаков и облачных теней. Эти индексы определяются как нормализованная разность значений отраженного от верхней границы атмосферы коэффициента яркости солнечного света в видимом и в инфракрасном спектральных каналах. Свет инфракрасного диапазона сильно поглощается водой, но слабо — сухой освещенной поверхностью. Поэтому для индексов NDSI и NDWI характерны высокие положительные значения в воде и высокие отрицательные значения для сухой освещенной поверхности. Далее рассматривается использование пороговых динамических значений индекса NDSI для выделения облаков над сухой поверхностью и индекса NDWI для различения воды и облачных теней.

## 2. Используемый метод

Индексы NDSI и NDWI определяются следующими равенствами

$$\text{NDSI} = (R_{\text{vis}} - R_{\text{nir2}}) / (R_{\text{vis}} + R_{\text{nir2}}), \text{NDWI} = (R_{\text{vis}} - R_{\text{nir1}}) / (R_{\text{vis}} + R_{\text{nir1}}).$$

Здесь  $R_{\text{vis}}$ ,  $R_{\text{nir1}}$ ,  $R_{\text{nir2}}$  — коэффициенты яркости в видимом спектральном канале и в двух спектральных каналах ближнего инфракрасного диапазона. Этим каналам отвечают длины волн 560 нм, 1255 нм и 1628 нм соответственно.

Для определения динамического порогового значения каждого индекса строится гистограмма его значений. При построении гистограммы индекса NDSI используются все пиксели снимка. При построении гистограммы индекса NDWI используются только те пиксели, которые относятся к темным областям на снимке. Темным областям отвечают пониженные значения коэффициента яркости в NIR диапазоне; темные области включают облачные тени, водоемы, участки увлажненного грунта.

Свет инфракрасного диапазона очень сильно поглощается при взаимодействии с поверхностью водоема, менее сильно — в облаке, очень слабо — освещенной сухой (безводной) поверхностью. Поэтому освещенной сухой поверхности отвечают значения левого пика гистограммы индекса NDSI [2], а поверхности водоема — значения правого пика гистограммы индекса NDWI. Пороговые значения каждого индекса, отделяющие соответствующий пик гистограммы, находятся с помощью известного метода Оцу (Otsu).

## 3. Результаты и обсуждение

Тестирование выполним на снимках прибора HYPERION, выполняющего съемку с высоким пространственным (30 м) и спектральным (10 нм) разрешением. Спектральные диапазоны каналов этого прибора достаточно узкие, и свет в выбранных каналах ближнего инфракрасного диапазона (1255 нм и 1628 нм) слабо поглощается водяным паром. Поэтому содержание водяного пара в атмосфере слабо влияет на значения индексов NDSI и NDWI.

На рис. 1 приведены снимки, сделанные над пустынными поверхностями (Техас, ID=EO1H0290382016078110K2\_AK3\_01 на рис. 1а и Аризона, ID=EO1H0360382007272110K3\_AGS\_01 на рис. 1б). На рис. 2а, б приведены гистограммы индекса NDSI; там же отмечены найденные пороговые значения  $\text{NDSI}_1$  и  $\text{NDSI}_2$ , отделяющие левые пики гистограммы. На рис. 3а красным цветом на снимке 1 отмечены пиксели, в которых индекс NDSI отвечает условию  $\text{NDSI} < \text{NDSI}_1$ , то есть пиксели, которые рассматриваемый метод относит к освещенной поверхности. Сравнивая рис. 1а и 3а, можно убедиться, что это действительно пиксели освещенной поверхности. На рис. 3б красным цветом отмечены пиксели, в которых индекс NDSI отвечает условию  $\text{NDSI} < \text{NDSI}_2$ , а желтым цветом — пиксели, где  $\text{NDSI}_2 < \text{NDSI} < \text{NDSI}_1$ . Можно видеть (ср. рис 1б и 3б), что предложенный метод правильно находит пиксели освещенной поверхности. Применение же к снимку 2 вместо порогового значения  $\text{NDSI}_2$  порогового значения  $\text{NDSI}_1$  снимка 1 приводит к тому, что часть облака определяется как освещенная поверхность (именно эта часть облака отмечена желтым цветом).

На рис. 4а, б приведены снимки 3,4, сделанные над лесной зоной Канады. Это два фрагмента одного снимка ID=EO1H0450162015204110K3\_AK3\_01. На рис. 5 приведены соответствующие гистограммы индекса NDWI и отмечены пороговые значения  $\text{NDWI}_3$  и  $\text{NDWI}_4$ . Заметим, что

$NDWI_3 < NDWI_4$ . На рис. 6а на снимке 3 красным цветом отмечены пиксели, удовлетворяющие условию  $NDWI > NDWI_3$ . Сравнивая рис 6а с рис 4а, можно убедиться, что значения индекса NDWI из правого пика гистограммы действительно отвечают озерам.



Рис. 1а. Снимок 1.



Рис. 1б. Снимок 2

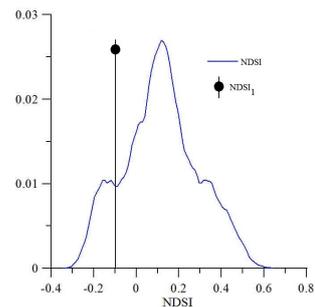


Рис. 2а. Индекс NDSI для снимка 1 гистограмма и пороговое значение

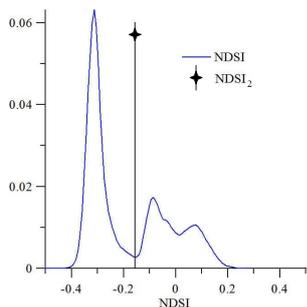


Рис. 2б. Индекс NDSI для для снимка 2, гистограмма и пороговое значение

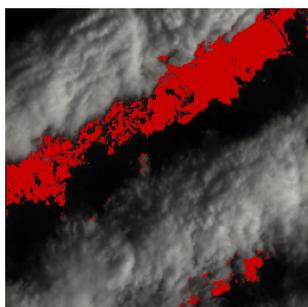


Рис. 3а. Снимок 1, отмечены пиксели, где  $NDWI < NDWI_1$  (красный)



Рис. 3б. Снимок 2, отмечены пиксели, где  $NDWI < NDWI_2$  (красный) и  $NDWI_2 < NDWI < NDWI_1$  (желтый)

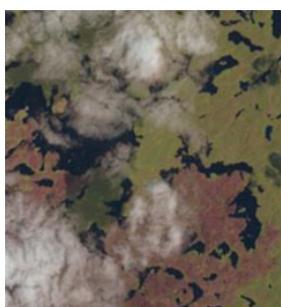


Рис. 4а. Снимок 3.

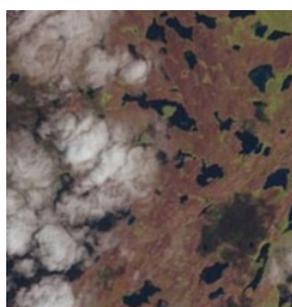


Рис. 4б. Снимок 4.

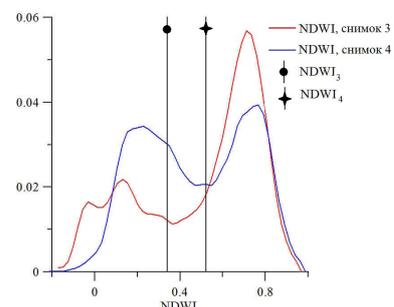


Рис. 5. Индексы NDWI для снимков 3,4, гистограммы и пороговые значения  $NDWI_3$  и  $NDWI_4$ .

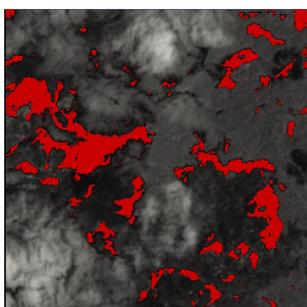


Рис. 6а. Снимок 3, отмечены пиксели, где  $NDWI > NDWI_3$  (красный)

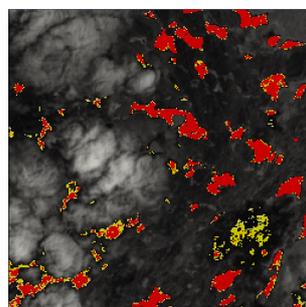


Рис. 6б. Снимок 2, отмечены пиксели, где  $NDWI > NDWI_4$  (красный) и  $NDWI > NDWI_3$  (желтый)

На рис. 6б на снимке 4 красным цветом отмечены пиксели, удовлетворяющие условию  $NDWI > NDWI_4$ , а желтым цветом — пиксели, удовлетворяющие условию  $NDWI > NDWI_3$ . То есть

желтым цветом отмечены пиксели, которые дополнительно были бы определены как водные, если бы для снимка 4 было бы использовано пороговое значение  $NDWI_3$  снимка 3. Можно видеть, ср. рис. 4б и 6б, что это привело бы к определению части облачной тени как озера.

Таким образом, пороговые значения спектральных индексов, используемых при классификации пикселей снимков предложенным методом, действительно должны определяться динамически; использование «чужого» порогового значения может привести к большим ошибкам.

Следует отметить, что предложенный метод окажется неприменим, если каждый из разделяемых объектов занимает незначительную часть снимка. В этом случае соответствующий пик на гистограмме будет отсутствовать.

### Список литературы

1. *Huang Ch.* Automated Masking of Cloud and Cloud Shadow for Forest Change Analysis Using Landsat Images // Ch. Huang, N. Thomas, S.N. Goward, J.G. Masek, Z. Zhu, J.R.G. Townshend, J.E. Vogelmann // *International Journal of Remote Sensing*, 2010.— 31(20).— 5449–5464 p. DOI: 10.1080/01431160903369642.
2. *Николаева О. В.* Использование индекса NDSI для отделения облаков от неснежных поверхностей на многоспектральных снимках // *Современные проблемы ДЗЗ из космоса*. 2022. Т 19. № 5. С. 53–62. DOI: 10.21046/2070–7401–2022–19–5–53–62.

### Dynamic spectral indexes using for analyzing multispectral data

Nikolaeva O. V.

Keldysh Institute of Applied Mathematics RAS,  
Moscow, 125047, Miusskaya sq 4  
[nika@kiam.ru](mailto:nika@kiam.ru)

The problems of separating clouds and bright dry illuminated surfaces, as well as cloud shadows and reservoirs are considered. These problems are an important part of the cloud-shadow mask building problem. The method of separating such objects in multispectral images are developed. The method relies on the use of dynamic threshold values of spectral indices obtained from the analysis of histograms of these indices for a given image. The method was tested via HYPERION images.

The indexes NDSI (Normalized Difference Snow Index) and NDWI (Normalized Difference Water Index) are under consideration. It is shown that the NDSI index values for cloud pixels are strongly distant from the values of this index for pixels of the illuminated dry surface; the NDSI index threshold must separate the left histogram peak. It is also shown that the NDWI index values for water surface pixels are strongly distant from the values of this index for cloud shadow pixels; the NDWI threshold should separate the right histogram peak.

It is shown that using the thresholds found by the proposed method allows separating objects, and using thresholds obtained for one image in another image analysis leads to classification errors.

**Key words:** multispectral data, cloud/shadow mask, index NDSI, index NDWI, threshold

## 4. Взаимодействие радиации с облаками и аэрозолем

---

### Уровень «фоновой» концентрации углеродсодержащих аэрозолей как индикатор антропогенного воздействия на состав нижней атмосферы

Власенко С. С., Михайлов Е. Ф., Иванова О. А., Аникин С. С., Рышкевич Т. И.

СПбГУ, С. Петербург,  
s.vlasenko@spbu.ru

#### Аннотация

Анализируется временная изменчивость фоновой концентрации органического и элементарного аэрозольного углерода за период 2013–2021 гг. по данным измерений в окрестностях Петербурга (Петергоф). Выявлены сезонные вариации указанных компонент с максимумами в летний период. Обнаружено резкое уменьшение фоновой концентрации ЕС и ОС в начале 2020 г, обусловленное, скорее всего, ограничениями, связанными с пандемией Covid 19.

Ключевые слова: элементарный и органический углерод; атмосферный аэрозоль; Covid 19.

#### Abstract

The temporal variability of the background concentration of organic and elemental aerosol carbon over the period 2013–2021 is analyzed from the measurements in the suburbs of St. Petersburg (Peterhof). Seasonal variations of these components with maximums in summer were revealed. A sharp decrease in the background concentrations of EC and OC in early 2020 was detected, most likely due to limitations associated with the Covid 19 pandemic.

**Key words:** elemental and organic carbon; atmospheric aerosol; Covid 19.

Углеродсодержащие аэрозольные частицы формируют одну из основных фракций атмосферного аэрозоля, в Европе, например, эта фракция обычно составляет от 30 до 60% PM<sub>2.5</sub> (Fuzzi et al., 2015). Если учесть наблюдаемое сокращения неорганических компонентов аэрозоля на европейском континенте (Chin et al., 2014), то можно ожидать, что в будущем карбоновый аэрозоль будет доминирующим компонентом атмосферного аэрозоля. При этом углерод может находиться в аэрозольном веществе как в элементарной форме (elemental carbon, ЕС), так и в составе сложных органических соединений (organic carbon, ОС). Оба типа аэрозольного углерода образуются главным образом при горении органических материалов: различных видов ископаемого топлива, биомассы и т. п. и являются важными агентами в климатической системе, которые влияют на оптические характеристики и тепловой баланс атмосферы как напрямую, поглощая и рассеивая входящее солнечное излучение, так и косвенно, изменяя свойства облаков (Bond et al., 2013; Andreae and Ramanathan, 2013).

С учетом вышесказанного в СПбГУ начиная с 2013 года организованы непрерывные измерения концентраций элементарного (ЕС) и органического (ОС) углерода в Петергофе (35 км от центра Санкт-Петербурга, 59,88°с.ш., 29,83°в.д.) на базе ресурсного центра «Геомодель» Научного Парка Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ). Массовые концентрации углеродсодержащих компонентов аэрозоля определялись по данным анализа фильтровых проб. Аэрозольные частицы отбирались на кварцевый фильтр диаметром 47 мм марки Tissuquartz™ 2500 QAT. Отбор проводился на высоте 35 м. над уровнем моря (15 м. над земной поверхностью). Скорость потока воздуха при заборе составляла 15 л/мин, при этом смена фильтров осуществлялась раз в 5–7 суток. Содержание ОС и ЕС в пробах определялось с помощью термооптического анализатора (Thermal/Optical-Transmittance Carbon Aerosol Analyzer; Sunset Laboratory Inc., USA). Анализ осуществлялся с использованием температурной программы протокола NIOSH870 (The National Institute for Occupational Safety and Health) с максимальной температурой нагрева образца равной 870°C (Birch, 1998). В данной работе представлены данные анализа 553 фильтровых проб за период с января 2013 года по декабрь 2021 года. Средняя погрешность определения концентрации

углерода равна 5%, максимальная не превосходила 10% для фильтров с особо низкой массой отобранного аэрозоля.

Полученные таким образом значения массовой концентрации органического и элементарного углерода в атмосферных аэрозолях вблизи Санкт-Петербурга приведены на рис. 1. За дату каждого измерения концентраций ОС и ЕС принята середина периода отбора соответствующей пробы. Видно, что содержание аэрозольного углерода быстро изменяется в широких пределах, как для ОС так и для ЕС максимальные значения концентраций в десятки раз превосходят минимальные. Такая вариативность характерна для локальных аэрозольных измерений и связана как с нестационарностью движения воздушных масс, так и с наличием в регионе большого количества источников углеродсодержащих частиц, сильно различающихся по своему расположению, размерам, мощности и продолжительности действия.

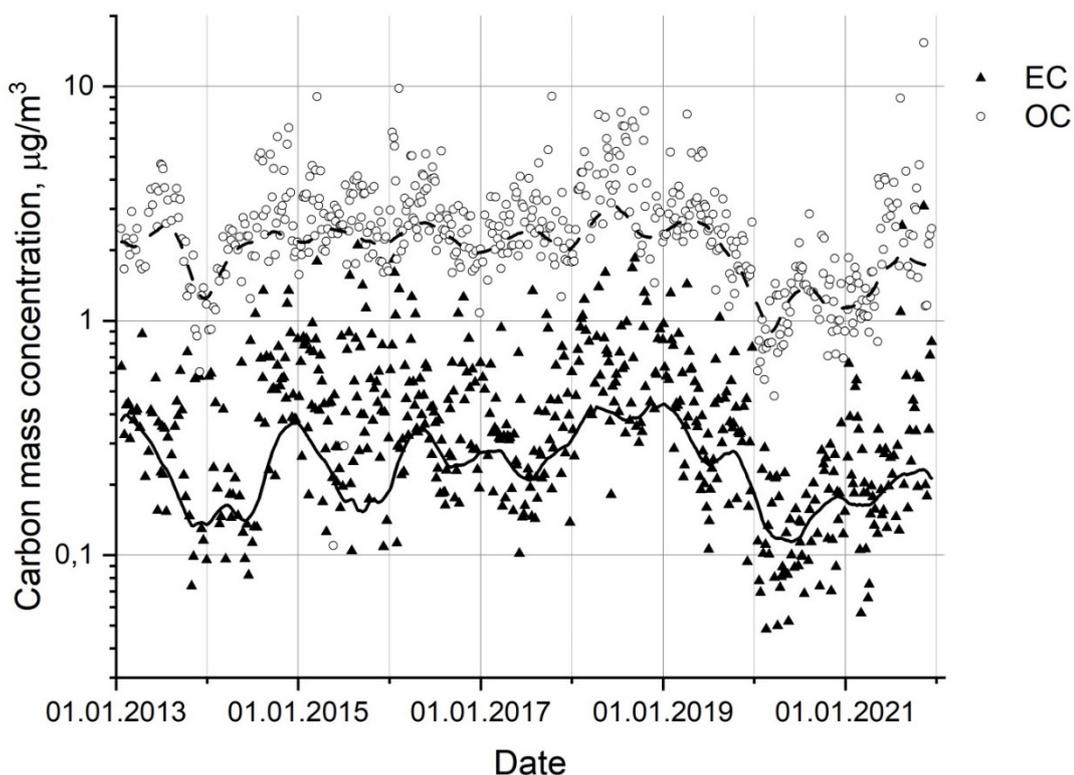


Рис. 1 Массовая концентрация органического и элементарного аэрозольного углерода по данным измерений 2013–2021 гг. в С.-Петербурге. Символы – данные анализа фильтровых проб, сплошная и пунктирная линии — рассчитанная фоновая концентрация элементарного и органического углерода соответственно.

При анализе подобных временных рядов принято различать периоды с высоким («загрязненные») и низким («чистые» или «фоновые») содержанием измеряемого компонента (Власенко и др. 2019). При этом под «фоновыми» условиями понимается состояние атмосферы без заметного воздействия местных или региональных источников загрязнения, но под влиянием выбросов естественного происхождения, а также загрязнения, переносимого от удаленных источников (Chi 2013). То есть фоновая концентрация какой-либо примеси в атмосфере определяется эмиссией естественных источников и дальним переносом.

Таким образом, измеряемая в некоторый момент времени  $t_i$  концентрация какого-либо атмосферного компонента  $y$  может быть представлена как сумма фоновой концентрации  $g(t_i)$ , вклада региональных источников  $m(t_i)$  и ошибок измерения  $E_i$ , для которых предполагается нормальное распределение с нулевым средним.

$$y(t_i) = g(t_i) + m(t_i) + E \quad (1)$$

Математически разделение фоновой и региональной составляющих представляет собой некорректную задачу, в качестве априорной информации полагается, что фоновый сигнал  $g(t)$  изменяется гораздо медленнее, чем региональный  $m(t)$ , причем во многие моменты времени  $m(t) = 0$ , а в остальные  $m(t) > 0$ , т.е. региональные источники имеют «импульсный» характер. В этом случае для оценки фоновой концентрации можно локально применять метод линейной регрессии с весовыми функциями быстро убывающими в зависимости от времени и амплитуды сигнала [Ruckstuhl 2021]. То есть считать, что в каждый момент времени  $t_j$  функция  $g(t)$  оценивается линейной функцией:  $\hat{g}(t_j) = a_j + b_j(t - t_j)$ , где коэффициенты  $a_j$  и  $b_j$  определяются минимизацией суммы:

$$S_j = \sum_{i=1}^n w(t_i) K(t_i, t_j) [y(t_i) - \{a_j + b_j(t_i - t_j)\}]^2. \quad (2)$$

Весовая функция  $K$  имеет вид:

$$K(t_i, t_j) = \left[ \max \left\{ 1 - \left| \frac{t_i - t_j}{h} \right|^3, 0 \right\} \right]^3 \quad (3)$$

и определяет временное окно, измерения из которого учитываются в минимизируемой сумме. Ассиметричная робастная весовая функция  $w(t)$  ограничивает вклад измерений с высокими значениями концентраций (т.е. не фоновых) и задается в виде:

$$w(t_i) = \begin{cases} 1, & \text{если } y_i - \hat{g}(t_i) < 0 \\ \left[ \max \left\{ 1 - \left( \frac{y_i - \hat{g}(t_i)}{\sigma b} \right)^2, 0 \right\} \right]^2, & \text{если } y_i - \hat{g}(t_i) \geq 0 \end{cases} \quad (4)$$

Параметры  $h$  и  $b$  — настроечные для данного алгоритма. При обработке рассматриваемых временных рядов использовались значения  $h=70$  суток и  $b=3,5$ . При недостаточной априорной информации о величине  $\sigma$ , характеризующей точность определения фоновой концентрации, она может быть оценена по данным измерений следующим образом:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{y_i \leq \hat{g}(t_i)} (y_i - \hat{g}(t_i))^2} \quad (5)$$

т.е. как стандартное отклонение, рассчитанное на множестве точек, когда измеренная концентрация не превосходит фоновую, иными словами когда отсутствует вклад региональных источников;  $N$  — число таких точек. Рассчитанные таким образом фоновые массовые концентрации ЕС и ОС показаны на рисунках 1 и 2.

Полученные по данным измерений за период 2013–2022 гг. средние значения массовой концентрации аэрозольного углерода в «фоновых» условиях составили  $2,3 \pm 0,1$  мкг/м<sup>3</sup> для ОС и  $0,26 \pm 0,02$  мкг/м<sup>3</sup> для ЕС. Для обоих компонентов наблюдается выраженный сезонный ход с максимумом в летний период и минимумом в зимний. При этом амплитуда сезонных колебаний составила около  $0,2$  мкг/м<sup>3</sup> для органического и  $0,1$  мкг/м<sup>3</sup> для элементарного углерода. Подобная сезонная изменчивость вполне объяснима, поскольку в теплое время года подключаются источники аэрозольного углерода, связанные с лесными пожарами, сельскохозяйственными палами, вегетацией растений и т.д., которые распределены глобально по всему континенту. Можно отметить, что для элементарного углерода помимо сезонных колебаний фоновой концентрации заметны и вариации с большим, примерно двухлетним периодом, хотя надо признать, что длительность ряда наблюдений недостаточна для надежного выделения долгопериодных гармоник.

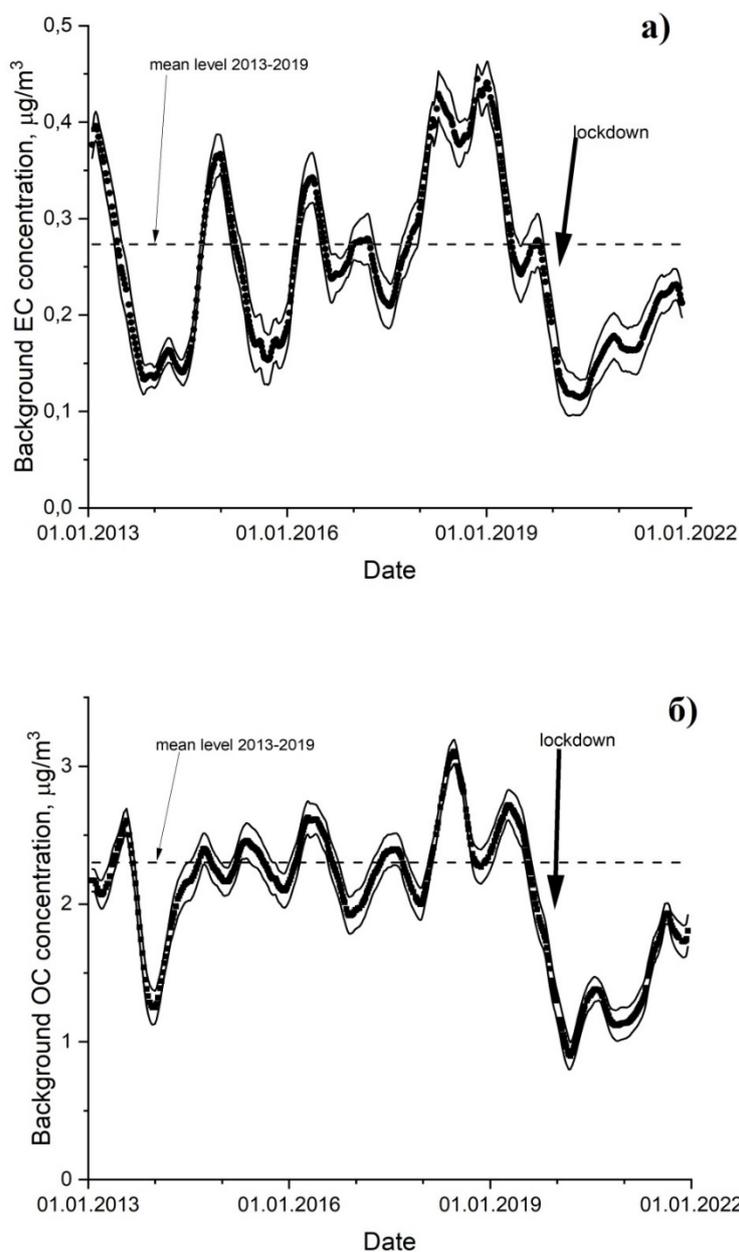


Рис. 2 Фоновые концентрации элементарного (а) и органического (б) аэрозольного углерода, рассчитанные по данным измерений в С.-Петербурге. Тонкими линиям обозначен интервал  $\pm\sigma$  (5); пунктирными линиями обозначен средний уровень фоновой концентрации за период 2013–2019 гг.

Главной интересной особенностью приведенных данных является резкий спад «фоновой» массовой концентрации ОС и ЕС в начале 2020 года. Этот спад для органического углерода более чем в 2 раза превышает амплитуду сезонных колебаний, а минимальный фоновые концентрации в середине 2020 года примерно в 2 раза ниже средних значений как для ОС, так и для ЕС. Видно, что до конца анализируемого периода (начало 2022 года) фоновая концентрация ОС и ЕС не достигла средних значений, причем низкие уровни фоновых концентраций сохранялись в течении почти полутора лет и заметный подъем начался со второй половины 2021 г. Представляется разумным, что такое понижение «фоновое» уровня аэрозольного углерода вызвано локдауном, объявленным в России и Европе из-за пандемии Covid-19 в начале 2020 года, что привело к снижению антропогенных выбросов в атмосферу, связанных с работой транспорта и промышленных

предприятий. Разумеется, для однозначного вывода период наблюдений слишком короткий, поскольку сильные вариации фоновой концентрации наблюдались и в предыдущие годы, но только совпадением нельзя объяснить синхронность спада фоновой концентрации аэрозольного углерода и ковидного локдауна.

Таким образом полученные результаты показывают, что анализ уровня «фоновой» концентрации аэрозольного углерода может служить косвенным индикатором антропогенной активности

### Литература

1. *Andreae M. O. and Ramanathan V.*: Climate's Dark Forcings // *Science*, 340, 280–281, <https://doi.org/10.1126/science.1235731>, 2013.
2. *Birch M. E.* Analysis of carbonaceous aerosols: interlaboratory comparison // *Analyst*. 1998. V. 123. № 5. P. 851–857.
3. *Bond T. C., Doherty S. J., Fahey D. W., et al.*: Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment // *J. Geophys. Res.—Atmos.*, 118, 5380–5552, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50171>, 2013.
4. *Chi X, J. Winderlich, J. C. Mayer, et al.*: Long-term measurements of aerosol and carbon monoxide at the ZOTTO tall tower to characterize polluted and pristine air in the Siberian taiga. // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V.13, P. 12271–12298. doi:10.5194/acp-13–12271–2013.
5. *Chin M., Diehl, T., Tan, Q., et al.*: Multi-decadal aerosol variations from 1980 to 2009: a perspective from observations and a global model // *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 3657–3690, doi:10.5194/acp-14–3657–2014, 2014.
6. *Fuzzi, S., Baltensperger, U., Carslaw, K., et al.*: Particulate matter, air quality and climate: lessons learned and future needs // *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 8217–8299, doi:10.5194/acp-15–8217–2015, 2015.
7. *Ruckstuhl A. F., Henne S., Reimann S. et al.*: Robust extraction of baseline signal of atmospheric trace species using local regression // *Atmos. Meas. Tech.* 2012. V. 5. № 11. P. 2613–2624. doi:10.5194/amt-5–2613–2012.
8. *Власенко С. С., Волкова К. А., Ионов Д. В., Рышкевич Т. И., Иванова О. А. Михайлов Е. Ф.* Изменчивость углеродсодержащей фракции атмосферного аэрозоля вблизи Санкт-Петербурга. // [Известия РАН. Физика атмосферы и океана](#). 2019. Т. 55. № 6. С. 147–156

### Благодарность

Работа выполнена с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» Научного парка СПбГУ

# Изменчивость содержания минеральной и сажевой компонент приземного аэрозоля в Москве в 2022 году

Губанова Д. П., Копейкин В. М., Виноградова А. А.

Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН,  
Москва, 119017, Пыжевский пер., д. 3  
gubanova@ifaran.ru, anvinograd@yandex.ru

Приведены результаты наблюдения за массовой концентрацией черного углерода (black carbon—BC) и аэрозолей  $PM_{10}$ ,  $PM_{2.5}$  в приземной атмосфере в центре Москвы. Выделены дни (менее 9%) аномального повышения концентрации BC и  $PM_{10}$  во время атмосферного переноса этих примесей к Москве из других регионов. Анализируется изменчивость типичного невозмущенного аэрозоля в мегаполисе на разных временных масштабах—от суточных до месячных и сезонных. Интерпретация результатов подкреплена метеоданными, траекториями переноса воздушных масс к Москве и данными реанализа MERRA-2 о пространственном распределении пыли и BC в приземном воздухе центра европейской территории России.

**Ключевые слова:** приземная атмосфера, Москва, аэрозоль  $PM_{10}$  и  $PM_{2.5}$ , черный углерод, массовая концентрация, временной ход, атмосферный перенос

Атмосферный аэрозоль содержит климатически значимые минеральные и сажевые составляющие, влияющие на оптические и радиационные свойства атмосферы и поверхности. Изменчивость состава атмосферного аэрозоля очень высока и связана с вариациями метеорологических и синоптических условий, эффективностью источников и стоков аэрозольных компонент [1]. Большой город оказывает дополнительное воздействие на все эти процессы своим «островом тепла» и специфической химией атмосферы, содержащей также многочисленные антропогенные газовые примеси. Таким образом, изучение состава и свойств аэрозоля, их сезонной изменчивости в мегаполисе—задача актуальная как с экологической, так и с климатической точки зрения.

С осени 2019 года по настоящее время в Москве, в центре города, на территории Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН проводятся наблюдения за составом аэрозоля в приземном воздухе. С помощью оптико-электронных счетчиков аэрозольных частиц и лазерных аэрозольных спектрометров определяется счетная концентрация и затем рассчитывается массовая концентрация аэрозолей  $PM_{10}$  и  $PM_{2.5}$ . Методика аэрозольного эксперимента подробно описана в [2–4]. В течение всего 2022 года в мониторинговом режиме, синхронно с определением фракционного и элементного состава аэрозоля в целом, проводились измерения концентрации сажевой компоненты аэрозоля в эквиваленте черного углерода (BC – black carbon) с помощью аэталометра AE33 фирмы Magee Scientific (**Германия**) (<https://www.aerosolmageesci.com/products/aerosolmagee-scientific-aethalometer/>).

При интерпретации полученных результатов использовалась метеорологическая информация для московской метеостанции Балчуг (<https://rp5.ru/>), а также траектории движения воздушных масс к Москве, рассчитанные по модели HYSPLIT 4 (<https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php>), и данные реанализа MERRA-2 (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>) для **определения пространственного распределения BC и пыли в приземном слое атмосферы.**

На рис. 1 показан временной ход среднесуточных значений концентрации BC и аэрозолей  $PM_{10}$  и  $PM_{2.5}$  в центре Москвы в течение 2022 года, а минимальная статистика приведена в табл. 1, слева. По абсолютным величинам концентрация BC хорошо соответствуют данным, полученным другими авторами в 2019 году [5], и несколько ниже уровня концентрации BC, который наблюдался в дневное время в Москве в 2014–2016 гг. [6].

За 2022 год выявлены 31 сутки (<9%) с аномально высоким аэрозольным загрязнением приземного воздуха сажевым аэрозолем, когда среднесуточное значение концентрации аэрозоля  $PM_{10}$  было выше ПДК=60 мкг/м<sup>3</sup>, а концентрации BC—выше значения  $BC_{CP} + 2 \times СКО = 4$  мкг/м<sup>3</sup>, где  $BC_{CP}$ —его среднегодовая концентрация. Это примерно столько же дней повышенного аэрозольного загрязнения воздуха, сколько было зарегистрировано в Москве в 2020–21 годах [7] по концентрации частиц  $PM_{10}$ . Как правило, это эпизоды длительностью от 1 до 5 суток, сопровожда-

ющиеся неблагоприятными метеорологическими условиями (НМУ) — повышенным атмосферным давлением, низкой влажностью и слабым ветром. Кроме того, специфическим городским показателем можно считать тот факт, что 80% таких эпизодов приходится на дни с пятницы по понедельник (например, рис. 2а и 2г), когда население мигрирует из города на выходные дни, увеличивая эмиссию ВС в городе и пригородах из-за усиления автомобильного движения, отопления дачных построек, приготовления пищи и разведения костров.

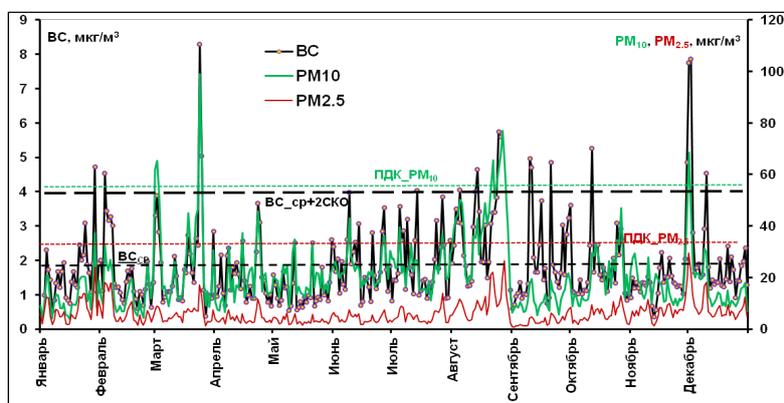


Рис. 1. Временной ход среднесуточной концентрации ВС и частиц  $PM_{10}$  и  $PM_{2.5}$  в Москве в 2022 году.

Таблица 1

Среднее ( $\pm$  СКО) и максимальное значения среднесуточной концентрации примесей в Москве в 2022 году,  $мкг/м^3$

	По всем исходным данным			Без аномальных эпизодов		
	BC	$PM_{10}$	$PM_{2.5}$	BC	$PM_{10}$	$PM_{2.5}$
Средняя	$1.8 \pm 1.1$	$21 \pm 13$	$6.0 \pm 4.2$	$1.5 \pm 0.7$	$18.3 \pm 9.5$	$5.2 \pm 3.0$
Максимум	8.3	99	30	3.3	56	21

Несколько эпизодов аномального аэрозольного загрязнения 2022 года были связаны с дальним атмосферным переносом загрязнений от пожаров на территории других регионов. Например, траектории переноса загрязнений из районов сильных лесных пожаров в Нижегородской и Рязанской областях показаны на рисунках 2б и 2в, соответственно. Один раз в декабре 2022 года зарегистрирован дальний атмосферный перенос пыли из районов песчаных бурь в западном Казахстане (аналогично октябрю [2] и декабрю [4] 2020 года).

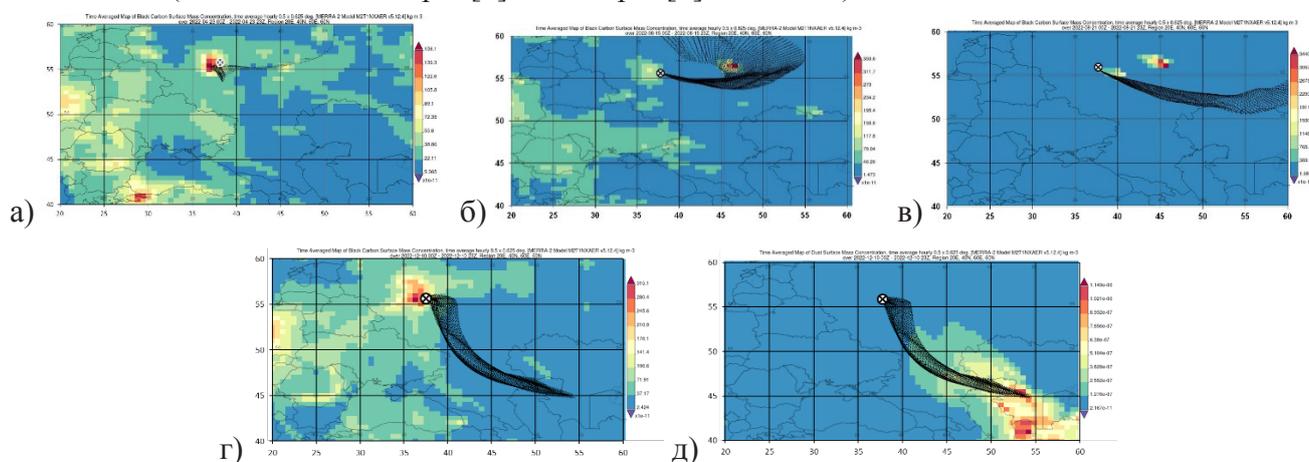
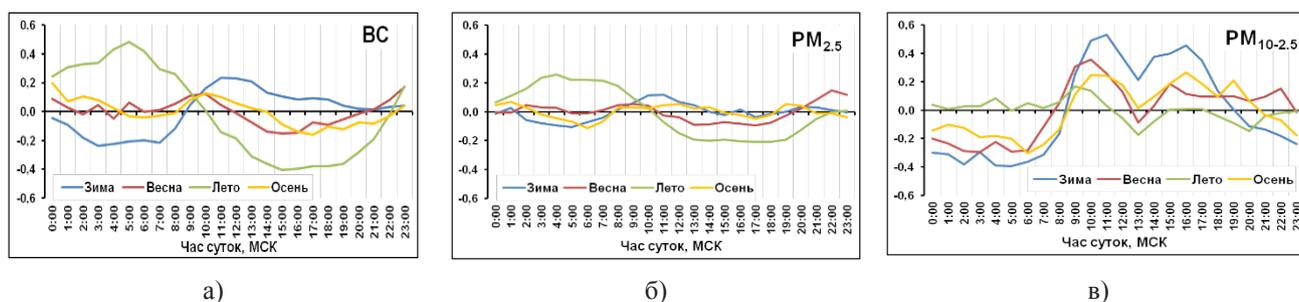


Рис. 2. Примеры траекторий (черные линии) переноса воздушных масс к Москве (круглый значок) на картах распределения концентрации ВС (а – 23.04.22; б – 15.08.22; в – 21.08.22; г – 10.12.22), а также на карте распределения концентрации пыли (д – 10.12.22) в приземном воздухе над центром европейской части России.

Исключив аномальные эпизоды из анализируемых рядов значений концентрации  $BC$ ,  $PM_{10}$  и  $PM_{2.5}$ , можно рассмотреть некоторые свойства типичного приземного аэрозоля в Москве 2022 года (средние и максимальные показатели — в табл. 1, справа). Обозначим аэрозольные частицы в диапазоне размеров от 2.5 до 10 мкм, в состав которых в основном входит минеральная компонента аэрозоля, как  $PM_{10-2.5}$  и далее будем анализировать их характеристики в качестве показателей для крупных (микронных) аэрозолей, в отличие от  $PM_{2.5}$ , которые характеризуют субмикронный аэрозоль.

**Суточный ход** концентрации  $BC$ ,  $PM_{2.5}$  и  $PM_{10-2.5}$  (см. рис. 3) отражает влияние изменений метеоусловий и активности человеческой деятельности в течение суток на эти составляющие аэрозоля.



**Рис. 3.** Суточный ход концентрации  $BC$ ,  $PM_{2.5}$  и  $PM_{10-2.5}$  в разные сезоны — относительное отклонение от среднесуточного значения для сезона. Вертикальный масштаб на диаграммах одинаков.

По рисунку видно, что зависимости для  $BC$  (рис. 3а) и  $PM_{2.5}$  (рис. 3б) качественно очень похожи, хотя амплитуда изменений концентрации  $BC$  в течение суток примерно вдвое больше. Это подтверждает тот факт, что  $BC$  в значительной степени сосредоточен на частицах субмикронного аэрозоля, а также характеризует общность многих источников этих примесей (электростанции, котельные, выхлопы автотранспорта). Кроме того, хорошо видна противоположность суточного хода концентрации в зимнее и летнее время как у  $BC$ , так и у  $PM_{2.5}$ . Отличие суточного хода зимой и летом отмечают также авторы [5]. В промежуточные сезоны (весной и осенью) суточный ход рассматриваемых величин минимален. Совсем другая картина на диаграмме суточного хода концентрации микронных частиц  $PM_{10-2.5}$  (рис. 3в), отражающей активность механических работ (стройки, ремонты) и автомобильного трафика в городе. Максимальные колебания концентрации более крупных аэрозолей в городе зимой, а минимальные летом вызваны, видимо, слабой эффективностью стоков на поверхность в холодное время года. Удивительно снижение концентрации микронного аэрозоля в середине дня во все сезоны, что может соответствовать перерыву в работах или времени максимально эффективной вертикальной конвекции в нижнем слое атмосферы в городе.

**Недельный ход** концентрации рассматриваемых составляющих аэрозоля выражен слабо во все сезоны. Причиной этому может быть наложение на него зависимости уровня загрязнения приземного воздуха от метеоусловий (квазипериодичность НМУ, отмеченная в [3]). В частности, коэффициенты корреляции величин концентрации аэрозольных составляющих и метеопараметров (табл. 2) по всем суточным данным (без аномальных эпизодов) за год указывают на их достаточно тесную связь.

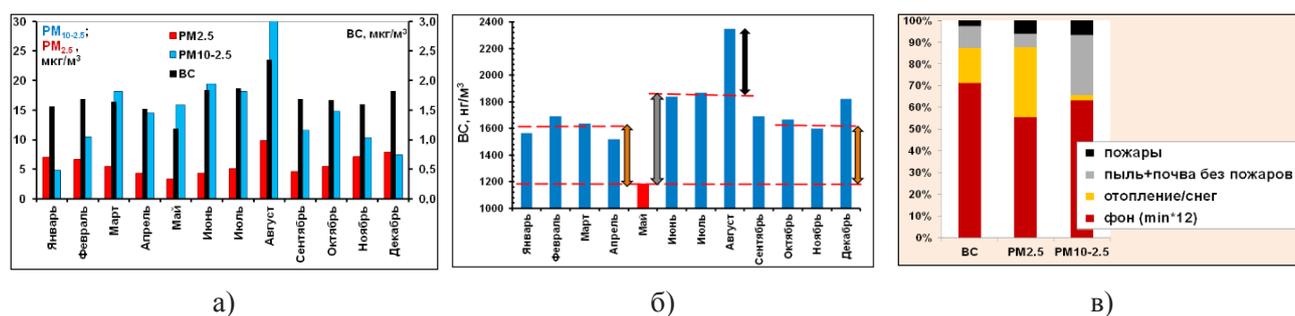
Таблица 2

Коэффициенты корреляции между величинами концентрации аэрозольных составляющих  $BC$ ,  $PM_{10-2.5}$ ,  $PM_{2.5}$  и метеорологических параметров — давление ( $p$ ), относительная влажность ( $U$ ) и скорость ветра ( $WS$ ) в приземном воздухе

	$BC$	$PM_{10-2.5}$	$PM_{2.5}$
$p$	0,25	0,32	0,22
$U$	- 0,08	- 0,65	0,20
$WS$	- 0,50	- 0,39	- 0,16

Наименьшее влияние метеоусловия оказывают на субмикронные частицы, также изменения относительной влажности практически не сказываются на концентрации ВС. Остальные коэффициенты корреляции значимо указывают на накопление аэрозоля в приземном воздухе в условиях НМУ.

**Сезонный ход** концентрации рассматриваемых трех аэрозольных составляющих представлен на рис. 4а. А на рис. 4б условно изображена схема, позволяющая грубо оценить вклады разных природных условий в формирование сезонных изменений концентрации ВС. Уровень минимальной концентрации за месяц (в данном случае это май) принимается за фоновый, а затем вычисляются вклады, связанные с процессами-источниками ВС в холодное время года (рыжие стрелки) при работе центрального отопления, например, а также в условиях изоляции почвы снежным покровом, или летом (серая стрелка) при открытой сухой почве, пыльных дорогах, активной атмосферной химии. Надбавка к летнему уровню концентрации в августе и в сентябре связана с образованием повышенного уровня аэрозольного загрязнения на обширной территории от пожаров в близких к Москве Владимирской и Рязанской областях (рис. 2б, 2в).



**Рис. 4.** Вариации среднемесячных величин концентрации ВС,  $PM_{10-2.5}$ ,  $PM_{2.5}$  (а), схема (на примере ВС) условного выделения вкладов разных источников в содержание примеси (б), соотношение таких вкладов в течение года для трех рассматриваемых аэрозольных составляющих (в).

На основе диаграммы рис. 4б были оценены вклады разных процессов в формирование внутригодового хода концентрации не только ВС, но и частиц  $PM_{10-2.5}$  и  $PM_{2.5}$ . Минимумы концентрации аэрозолей  $PM_{2.5}$  (практически равные по величине) были зафиксированы в мае и в сентябре, когда в Москве отключают или ещё не включают центральное отопление, а температура воздуха достаточно низкая, чтобы химическая генерация вторичных аэрозолей была мало эффективна. Среднемесячная концентрация частиц  $PM_{10-2.5}$  минимальна в январе (этот уровень и принимался за фон), что связано с изоляцией почвы от атмосферы снежным покровом. Именно частицы почвы и пыли являются основными составляющими микронных частиц. Диаграмма сравнения вкладов разных процессов в формирование внутригодовых вариаций концентрации трех составляющих аэрозоля представлена на рис. 4в.

В целом, результаты наблюдений за концентрацией минеральной и сажевой компонент приземного аэрозоля в Москве в 2022 году показали, что по уровню аэрозольного загрязнения Московский мегаполис сопоставим с другими крупными европейскими городами и не является сильным источником потенциально опасных загрязняющих веществ в Европе. Специфика изменчивости концентрации ВС и аэрозольных частиц  $PM_{2.5}$  и  $PM_{10}$  в приземном воздухе центра Москвы свидетельствует о том, что основной вклад в уровень загрязнения пылью и углеродсодержащими аэрозолями вносят локальные источники (транспорт, теплоэнергетика и другая антропогенная деятельность населения с учетом сезонных особенностей). Так, например, суточные вариации главным образом отражают активность и специфику человеческой деятельности в течение суток. А сезонные вариации концентрации каждой из этих составляющих связаны с сезонной изменчивостью их специфических источников и стоков, а также метеорологических параметров. Однако в общем метеорологические условия слабо влияют на изменчивость типичного невозмущенного городского аэрозоля. Воздействие источников, связанных с региональным и дальним переносом аэрозолей горения или пыли в Московский регион, на общий фон аэро-

зольного загрязнения Московского мегаполиса кратковременно и незначительно. В частности, в 2022 году аномально высокие значения концентрации аэрозольных составляющих (BC,  $PM_{10}$  и  $PM_{2.5}$ ) в приземном воздухе Москвы наблюдались при дальнем переносе загрязнений из районов горения биомассы и/или эмиссии пыли. Такие дни составили менее 9%. Большинство из них совпадают с неблагоприятными метеорологическими условиями, при которых происходит накопление примесей в нижнем слое атмосферы.

Полученные в данной работе численные значения концентрации BC в приземном воздухе Москвы можно использовать для оценок радиационных характеристик атмосферы в городе, например, при изучении формирования «острова тепла» над Москвой в разные сезоны. Однако, учитывая зависимость состава, оптических свойств и радиационных показателей атмосферы, а также здоровья человека от содержащихся в воздухе частиц пыли, дыма и других продуктов горения от природных и антропогенных источников, которая усиливается в условиях крупного города, необходимо продолжать долговременные исследования изменчивости характеристик минеральной и сажевой компонент приземного аэрозоля. Это будет способствовать уточнению их роли в атмосферных процессах, приводящих к изменению состояния экосистем и регионального климата.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант № 23–27–00063.

### Список литературы

1. Seinfeld J. H., Pandis S. N. Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change, 2<sup>nd</sup> Edition. New York: Wiley, USA, 2006. 1232 p.
2. Gubanova D. P., Vinogradova A. A., Iordanskii M. A., Skorokhod A. I. Variability of Near-Surface Aerosol Composition in Moscow in 2020–2021: Episodes of Extreme Air Pollution of Different Genesis // Atmosphere. 2022. V. 13(4), 574. <https://doi.org/10.3390/atmos13040574>.
3. Губанова Д. П., Виноградова А. А., Иорданский М. А., Скороход А. И. Временные вариации состава атмосферного аэрозоля в Москве весной 2020 года // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 3. С. 334–348. DOI: 10.31857/S0002351521030056.
4. Виноградова А. А., Губанова Д. П., Иорданский М. А., Скороход А. И. Влияние метеорологических условий и дальнего переноса воздушных масс на состав приземного аэрозоля в Москве в зимние сезоны // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 06. С. 436–446. DOI: 10.15372/AOO20220602.
5. Popovicheva O., Chichaeva M., Kovach R., Zhdanova E., Kasimov N. Seasonal, Weekly, and Diurnal Black Carbon in Moscow Megacity Background under Impact of Urban and Regional Sources. Atmosphere. 2022. V. 13(4), 563. <https://doi.org/10.3390/atmos13040563>.
6. Копейкин В. М., Емиленко А. С., Исаков А. А., Лоскутова О. В., Пономарева Т. Я. Изменчивость сажевого и субмикронного аэрозоля в Московском регионе в 2014–2016 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 01. С. 5–10. DOI: 10.15372/AOO20180101.
7. Губанова Д. П., Виноградова А. А., Лезина Е. А., Иорданский М. А., Исаков А. А. Условно фоновый уровень аэрозольного загрязнения приземного воздуха в Москве и пригороде: сезонные вариации // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. В печати.

## Variability of the content of mineral and soot components of near-surface aerosol in Moscow in 2022

D. P. Gubanova, V. M. Kopeikin A. A. Vinogradova

A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Moscow, 119017, Pyzhevsky Lane, 3  
gubanova@ifaran.ru

The results of measuring the mass concentration of black carbon (BC) and aerosols  $PM_{10}$ ,  $PM_{2.5}$  in near-surface atmosphere in the center of Moscow are presented. The days (less than 9%) of the maximal values in BC and  $PM_{10}$  concentration due to their atmospheric transport to Moscow from other regions are identified and analyzed. The variability of a typical undisturbed aerosol in the megacity is analyzed on different time scales—from daily to monthly and seasonal ones. The interpretation of the results is supported by meteorological data, trajectories of air mass transport to Moscow and the MERRA-2 reanalysis data on the spatial distribution of dust and BC in near-surface air of the center of Russian European territory.

**Keywords:** surface atmosphere, Moscow, aerosol  $PM_{10}$  and  $PM_{2.5}$ , black carbon, mass concentration, time series, atmospheric transport

# Результаты совместных измерений микрофизических характеристик аэрозоля с бортов самолета-лаборатории и научного судна в Карском море в сентябре 2022 г.

Зенкова П. Н., Белан Б. Д., Кабанов Д. М., Круглинский И. А., Сакерин С. М., Чернов Д. Г.

г. Томск, Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН

e-mail: zpn@iao.ru

## Аннотация

Представлены результаты исследования совместных измерений оптических и микрофизических характеристик аэрозоля с бортов самолета-лаборатории и научного судна «Академик Мстислав Келдыш», проводимых в Карском море в сентябре 2022 г. Получены массовые концентрации аэрозоля  $M_A$  и поглощающего вещества  $M_{\text{еВС}}$  в приводном и в девяти километровом слое атмосферы. Полученные оценки сравниваются с данными реанализа MERRA-2.

**Ключевые слова:** атмосферный аэрозоль, Карское море, черный углерод, НИС «Академик Мстислав Келдыш», самолёт-лаборатория

Арктика является самым уязвимым регионом земного шара, столкнувшимся с глобальными климатическими изменениями. Недавние исследования [1] указывают на то, что за последние 43 года атмосфера Арктики нагревалась почти в 4 раза быстрее, чем в среднем весь земной шар. Такое ускоряющееся потепление именуется Арктическим усилением. Подобные процессы происходят под влиянием множества климатических факторов, одним из них является атмосферный аэрозоль [1].

За последнее десятилетие заметно возросло число работ, посвященных исследованию свойств аэрозоля в Арктическом регионе [1–5]. Но в этих исследованиях остаются невыясненными процессы газоаэрозольного обмена между водной поверхностью и атмосферой. Отсутствующие или эпизодические ряды наблюдений о вертикальных распределениях газовых и аэрозольных составляющих атмосферы затрудняют моделирование климатических процессов и значительно усложняют прогноз изменений окружающей среды. Для восполнения этих данных используются наблюдения, выполняемые на борту самолета — лаборатории [5].

В сентябре 2022 года впервые проведены одновременные измерения характеристик аэрозоля в атмосфере Карского моря с бортов самолета-лаборатории Ту-134 «Оптик» и НИС «Академик Мстислав Келдыш» (рис. 1). Непосредственный пролет самолета над судном на высоте 200 м от поверхности моря состоялся дважды — 9 и 10 сентября 2022 г.

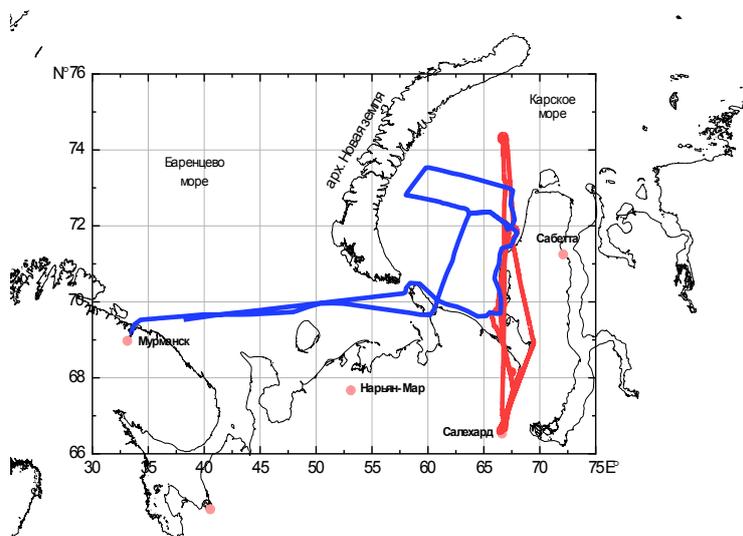


Рис. 1. Карта полетов самолета-лаборатории Ту-134 «Оптик» (красный) и маршрута 89.1 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (синий) в сентябре 2022 г.

Аэрозольный комплекс на борту самолета-лаборатории состоял из аэталометра МДА-02 разработки ИОА СО РАН, измеряющего массовую концентрацию поглощающего вещества  $M_{eBC}$  (эквивалент черного углерода, «сажа», eBC) [6], нефелометра ФАН-М, регистрирующего коэффициент направленного рассеяния «сухой основы» субмикронных частиц  $m_d$  ( $\lambda = 0.53 \mu\text{м}$ ,  $\varphi = 45^\circ$ ) на длине волны  $\lambda = 0.53 \mu\text{м}$  [5]. Эмпирическая оценка массовой концентрации субмикронного аэрозоля  $M_A$  осуществлялась по формуле  $M_A = 2.4 * m_d(\varphi = 45^\circ)$ , для плотности частиц  $1.5 \text{ г/см}^3$ . На борту НИС «Академик Мстислав Келдыш» располагались аэталометр и спектрометр Grimm [3].

Исследования атмосферного аэрозоля на НИС «Академик Мстислав Келдыш» выполнялись с 6 по 19 сентября 2022 г. В период 89-го рейса средние значения характеристик аэрозоля составили: массовая концентрация поглощающего вещества (черного углерода)  $M_{eBC} = 49 \text{ нг/м}^3$ , объём частиц мелкодисперсной (субмикронной) фракции  $V_f = 0.29 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$ , объём крупнодисперсных частиц  $V_c = 4.18 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$ . Максимальные значения характеристик аэрозоля ( $M_{eBC} = 225 \text{ нг/м}^3$ ,  $V_f = 0.87 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$ ) наблюдались при проходе Карских ворот и вблизи о. Колгуев, что обусловлено антропогенным воздействием. Характеристики аэрозоля в 89-м рейсе несколько отличались от средних многолетних значений в Карском море [7], например, концентрации  $M_{eBC}$  были в 1.4 раза больше.

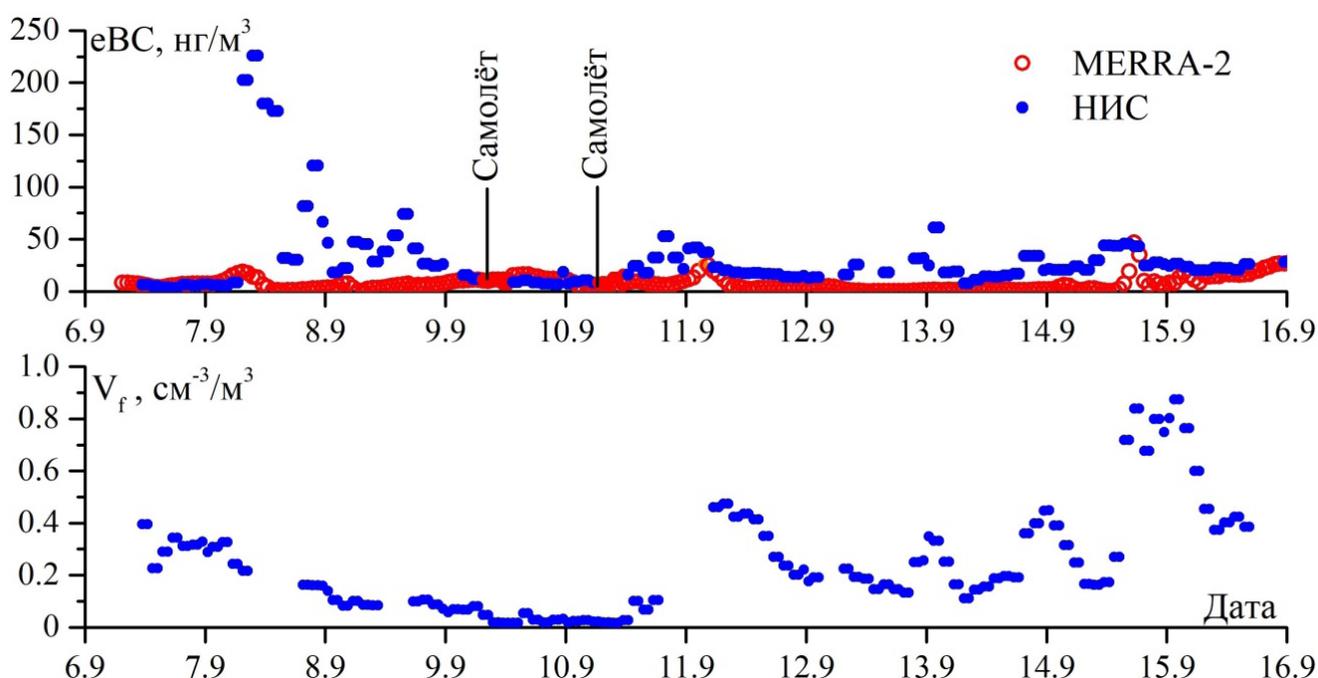


Рис. 2. Временной ход характеристик аэрозоля ( $eBC$ ,  $V_f$ ) в 89 рейсе АМК и по данным реанализа MERRA-2.

Измерения в самолётной экспедиции проводились в западной части Карского моря вблизи п-ова Ямал (рис. 1). В вертикальном распределении аэрозоля 9 сентября 2022 г. наблюдался слабо выраженный слой перемешивания с низким содержанием субмикронного аэрозоля в приземном слое ( $M_A$  около  $8 \text{ мкг/м}^3$ ) и постепенным спадом до  $1 \text{ мкг/м}^3$  на высоте  $3.5 \text{ км}$ . На высотах  $5.5\div 7 \text{ км}$  отмечен рост концентраций субмикронного аэрозоля. Концентрации  $M_{eBC}$  на высотах до  $2 \text{ км}$  составляли около  $450 \text{ нг/м}^3$  и далее снижались до  $25 \text{ нг/м}^3$  на высоте  $7.5 \text{ км}$ . В слое  $7.5\div 8.5 \text{ км}$  наблюдался резкий рост концентраций  $M_{eBC}$  до величины  $300 \text{ нг/м}^3$ .

10 сентября, вертикальное распределение субмикронного аэрозоля и поглощающего вещества тоже характеризовалось слабо выраженным слоем перемешивания:  $M_A$  до  $3.5 \text{ км}$ ,  $M_{eBC}$  до  $3 \text{ км}$ . Концентрации  $M_A$  постепенно спадали от  $3 \text{ мкг/м}^3$  в приземном слое до  $0.4 \text{ мкг/м}^3$  на высоте  $3.5 \text{ км}$ . В слое  $2\div 5.5 \text{ км}$  отмечен рост концентраций поглощающего вещества до  $280 \text{ нг/м}^3$ . Анализ обратных траекторий, полученных с использованием модели HYSPLIT [8], показал,

что воздушные массы в район измерений поступали со стороны Северного полюса, Северной Атлантики, севера Канады.

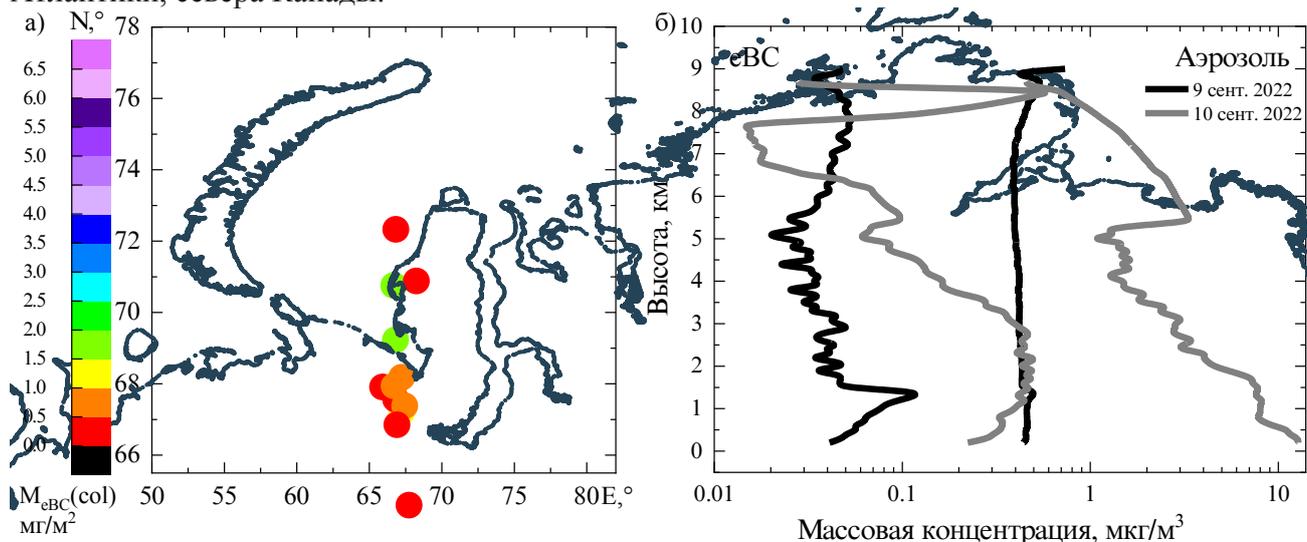


Рис. 3. Пространственное распределение суммарного содержания массовой концентрации поглощающего вещества в столбе атмосферы до 9 км (а) и вертикальные профили массовой концентрации eBC и субмикронного аэрозоля над акваторией Карского моря 9–10 сентября 2022г (б).

Более подробно рассматриваются характеристики аэрозоля 9 и 10 сентября — в периоды одновременных судовых и самолетных измерений. Данные судовых измерений в этот период отличались низкими значениями характеристик аэрозоля: концентрации  $M_{eBC}$  варьировали от 15 до 52 нг/м<sup>3</sup>, при среднем значении 15 нг/м<sup>3</sup>; концентрации  $V_f$  — от 0.02 до 0.1 мкм<sup>3</sup>/см<sup>3</sup>, при среднем значении 0.04 мкм<sup>3</sup>/см<sup>3</sup>. Если экстраполировать самолетные данные до уровня моря, то 9 сентября  $M_{eBC}$  составляла 168 нг/м<sup>3</sup>, а 10 сентября — 36 нг/м<sup>3</sup>.

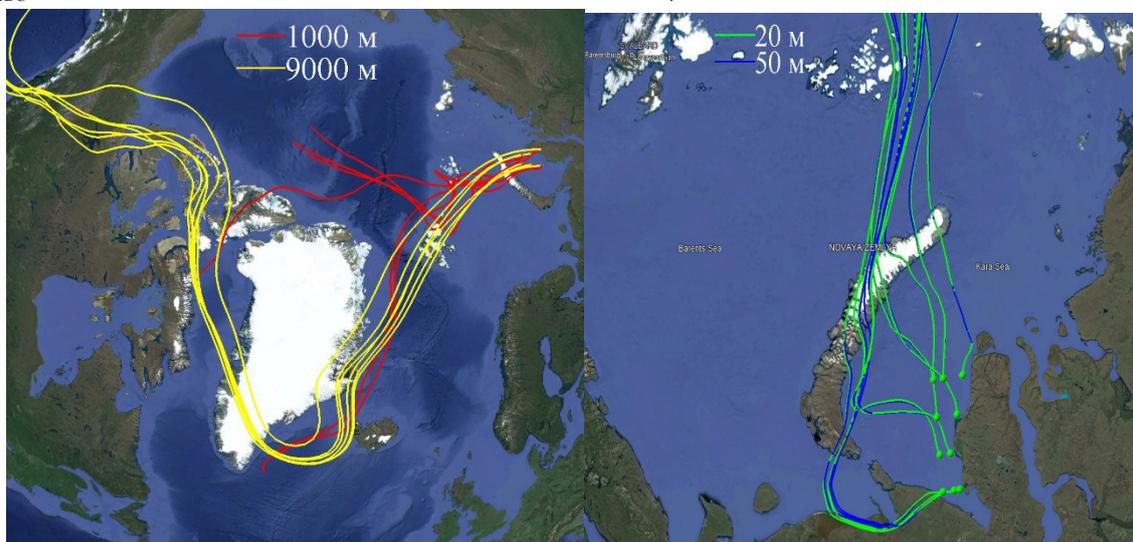


Рис. 4. Обратные 7-суточные траектории движения воздушных масс, принесенных на высоты 20, 50, 1000, 9000м над акваторией Карского моря 9 сентября 2022 г.

Концентрации  $M_{eBC}$ , рассчитанные по данным реанализа MERRA-2 [9], достаточно хорошо согласуются с данными НИС (Рис. 2), в приземном слое концентрации менялись от 5 до 15 нг/м<sup>3</sup> (среднее — 9 нг/м<sup>3</sup>). Существенное отличие наблюдается 8–9 сентября, при проходе судна от о.Колгуев к Карским воротам. Интегральное содержание eBC в столбе атмосферы составило 0.26 мг/м<sup>2</sup>. По данным самолетного зондирования интегральное содержание eBC в столбе атмосферы до 9 км составило 0.43 мг/м<sup>2</sup>.

Исследования в морской экспедиции проводились в рамках проекта РНФ № 21–77–20025, а самолетные — по проекту Минобрнауки РФ (соглашение № 075–15–2021–934) «Исследование антропогенных и естественных факторов изменений состава воздуха и объектов окружающей среды в Сибири и Российском секторе Арктики в условиях быстрых изменений климата с использованием УНУ «Самолет-лаборатория Ту-134 «Оптик»».

### Список литературы

1. *Rantanen M., Karpechko A. Yu., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Vihma T. & Laaksonen A.* The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. // *Nature Communications Earth & Environment*. 2022. V.3. N.1. P. 168.
2. The current state of the natural environment on Spitzbergen archipelago multi-authored monograph [under the general editorship of L. M. Savatyugin].
3. *Sakerin S. M., Kabanov D. M., Makarov V. I., Pol'kin, V. V., Popova S. A., Chankina O. V., Pochufarov A. O., Radionov V. F., Rize D. D.* Spatial Distribution of Atmospheric Aerosol Physicochemical Characteristics in the Russian Sector of the Arctic Ocean. // *Atmosphere*. 2020, V. 11, P. 1170.
4. *Popovicheva O. B., Evangelidou N., Kobelev V. O., Chichaeva M. A., Eleftheriadis K., Gregorič A., and Kasimov N. S.* Siberian Arctic black carbon: gas flaring and wildfire impact // *Atmos. Chem. Phys.* 2022, V.22. P. 5983–6000.
5. *Belan B. D., Ancellet G., Andreeva I. S., Antokhin P. N., Arshinova V. G., Arshinov M. Y., Balin Y. S., Barsuk V. E., Belan S. B., Chernov D. G., Davydov D. K., Fofonov A. V., Ivlev G. A., Kotel'nikov S. N., Kozlov A. S., Kozlov A. V., Law K., Mikhal'chishin A. V., Moseikin I. A., Nasonov S. V., Nédélec P., Okhlopkova O. V., Ol'kin S. E., Panchenko M. V., Paris J.—D., Penner I. E., Ptashnik I. V., Rasskazchikova T. M., Reznikova I. K., Romanovskii O. A., Safatov A. S., Savkin D. E., Simonenkov D. V., Sklyadneva T. K., Tolmachev G. N., Yakovlev S. V. and Zenkova P. N.* Integrated airborne investigation of the air composition over the Russian sector of the Arctic // *Atmos. Meas. Tech.* 2022. V.15, P. 3941–3967.
6. *Petzold A. O., Ogren J. A., Fiebig M., Laj P., Li S.—M., Baltensperger U., Holzer-Popp T., Kinne S., Pappalardo G., Sugimoto N., Wehrli C., Wiedensohler A. and Zhang X.—Y.* Recommendations for reporting “black carbon” measurements. // *Atmos. Chem. Phys.*, V. 13. P. 8365–8379. 2013.
7. *Sakerin S. M., Kruglinsky I. A., Kabanov D. M., Kalashnikova D. A., Kravchishina M. D., Makarov V. I., Popova S. A., Pochufarov A. O., Simonova G. V., Turchinovich Yu. S., Darin F. A.* Spatiotemporal Variations in Atmospheric Aerosol Characteristics over the Kara, Barents, Norwegian, and Greenland Seas (2018–2021 Expeditions) // *Atmospheric and Oceanic Optics*, 2022, V. 35. No. 06. pp. 651–660.
8. Air Resources Laboratory — HYSPLIT, Modified April 1, 2020, <https://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php> (last access April 2023).
9. Giovanni: The Bridge between Data and Science v 4.35. <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni> (last access: April 2023).

## Results of joint measurements of microphysical characteristics of aerosol onboard aircraft laboratory and research vessel in the Kara Sea in September 2022

Zenkova P. N., Belan B. D., Kabanov D. M., Kruglinsky I. A., Sacerin S. M., Chernov D. G.

Tomsk, V. E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences  
e-mail: [zpn@iao.ru](mailto:zpn@iao.ru)

The results of a study of joint measurements of the optical and microphysical characteristics of the aerosol from the aircraft-laboratory and the scientific vessel “Akademik Mstislav Keldysh”, carried out in the Kara Sea in September 2022, are presented. The obtained estimates are compared with the MERRA-2 reanalysis data.

**Keywords:** atmospheric aerosol, Kara Sea, Black Carbon, RV «Akademik Mstislav Keldysh», aircraft laboratory

# Конденсационная активность частиц в зоне бореальных лесов Центральной Сибири

Иванова О. А., Небосько Е. Ю., Михайлов Е. Ф.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: [junga2007@mail.ru](mailto:junga2007@mail.ru)

## Аннотация

Представлены результаты измерений общих концентраций облачных ядер конденсации при шести различных значениях пересыщения, полученные на фоновой станции высотной мачты ZOTTO в летний период 2021 года. Для каждого спектра активации облачных ядер конденсации вычислены параметры приближения этого спектра аналитической функцией. Приведен анализ возможности предсказания конденсационной активности частиц, исходя из полученных параметров приближения.

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль, бореальные леса, облачные ядра конденсации.

## Введение

Центральную роль в формировании облаков играют аэрозольные частицы, выступающие в качестве ядер конденсации облаков (Cloud Condensation Nuclei, CCN), на которые начинает оседать водяной пар и в результате этого процесса образуются облака. Увеличение концентрации ядер конденсации приводит к увеличению концентрации и уменьшению размера капель в облаках. Помимо косвенного влияния на энергетический баланс (радиационное воздействие), это может привести к уменьшению осадков в тонких и короткоживущих облаках, а также к увеличению конвективного перемешивания и увеличению осадков в мощных конвективных облаках [1].

## Методика измерений

Измерения спектров активации облачных ядер конденсации выполнялись с 09 июля по 05 сентября 2021 года на международной станции высотной мачты ZOTTO (Zotino Tall Tower Observatory), расположенной в зоне бореальных лесов Центральной Сибири. Географические координаты станции: 60°80'С. 89°35'В. Отбор аэрозольных проб осуществлялся с высоты 302 м.

Для измерений конденсационной активности частиц использовался счетчик облачных ядер конденсации (модель CCNC-100, DMT) [2]. Калибровка прибора, которая определяет зависимость между абсолютным значением пересыщения водяного пара  $S$  и разностью температур  $\Delta T$  в колонне счётчика, осуществлялась при помощи модельных частиц сульфата аммония. В работе использовалось шесть значений пересыщения из диапазона 0.1–1.1% с шагом ~0.2%.

CCN-спектр, т. е. зависимость концентрации облачных ядер конденсации от пересыщения, был приближен следующей функцией [3]:

$$N_{CCN}(S) = A \cdot \left( \operatorname{erf} \left( \frac{\ln \left( \frac{S}{S_0} \right)}{\omega_0} \right) \right) \quad (1)$$

где  $A$ —верхняя асимптота  $N_{CCN}(S)$ ,  $S_0$  и  $\omega_0$ —параметры логарифмически нормального распределения.

## Результаты и обсуждение

Средние величины концентраций облачных ядер конденсации при различных значениях пересыщения, усредненные параметры приближения для функции (1) представлены в таблице (среднее арифметическое значение  $\pm$  стандартное отклонение).

$S, \%$	$N_{CCN}, \#cm^3$	$A$	$S_0$	$w_0$
0.14	77±90	281±179	0.112±0.014	1.350±0.324
0.26	183±146			
0.46	235±161			
0.65	258±167			
0.87	270±170			
1.09	275±171			

Выбросы продуктов горения биомассы, обусловленные лесными пожарами, человеческой жизнедеятельностью, как правило, в разы увеличивают концентрации облачных ядер конденсации. При сильных ливневых дождях концентрация CCN-активных частиц, как правило, падает. Отсюда имеем высокую вариативность значений концентраций из таблицы. Также видно, что средние значения параметров  $S_0$  и  $w_0$  из формулы (1) достаточно устойчивы. Это свидетельствует об устойчивой динамике роста концентрации облачных ядер конденсации при увеличении значения пересыщения. Используя в формуле (1) полученные средние значения параметров  $S_0$  и  $w_0$  из таблицы,  $N_{CCN}(1.09)$  вместо параметра  $A$ , получали оценки CCN-спектров  $N_{CCN\_pred}(S)$ . На рисунке 1 представлен график корреляции между измеренными значениями концентраций и их оценками. Имеем линейное приближение с детерминацией  $R^2=0.92$ .

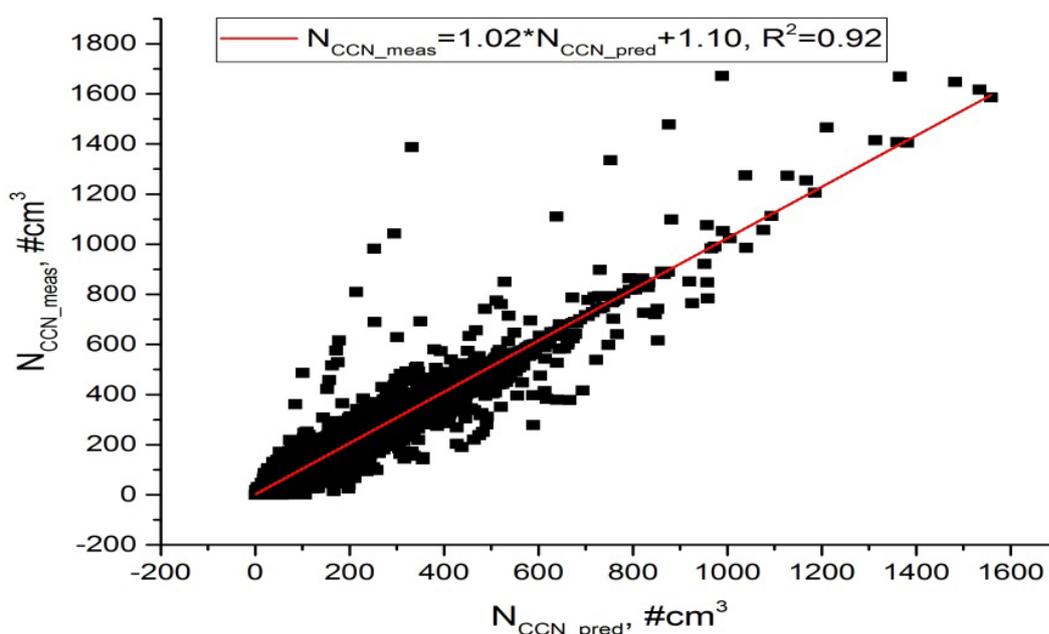


Рис. 1. График корреляции между измеренными значениями концентраций и их оценками.

На рисунке 2 представлены среднесуточные ряды концентраций  $N_{CCN}(1.09)$ , параметра  $S_0$  из (1), а также логарифмически нормальное распределение  $dN/d\text{Log}S$  с суточными усреднениями параметров  $S_0$  и  $w_0$  из формулы (1). Как видно из рисунка, с середины августа концентрация CCN-активных частиц падает, что характерно для данной климатической зоны в осенний сезон [4]. При этом рисунок 1 показывает, что даже при заметном уменьшении значений концентрации облачных ядер конденсации, динамика роста CCN-спектра остается достаточно устойчивой.

### Благодарность

Работа выполнена с использованием оборудования РЦ «Геомодель» научного парка СПбГУ.

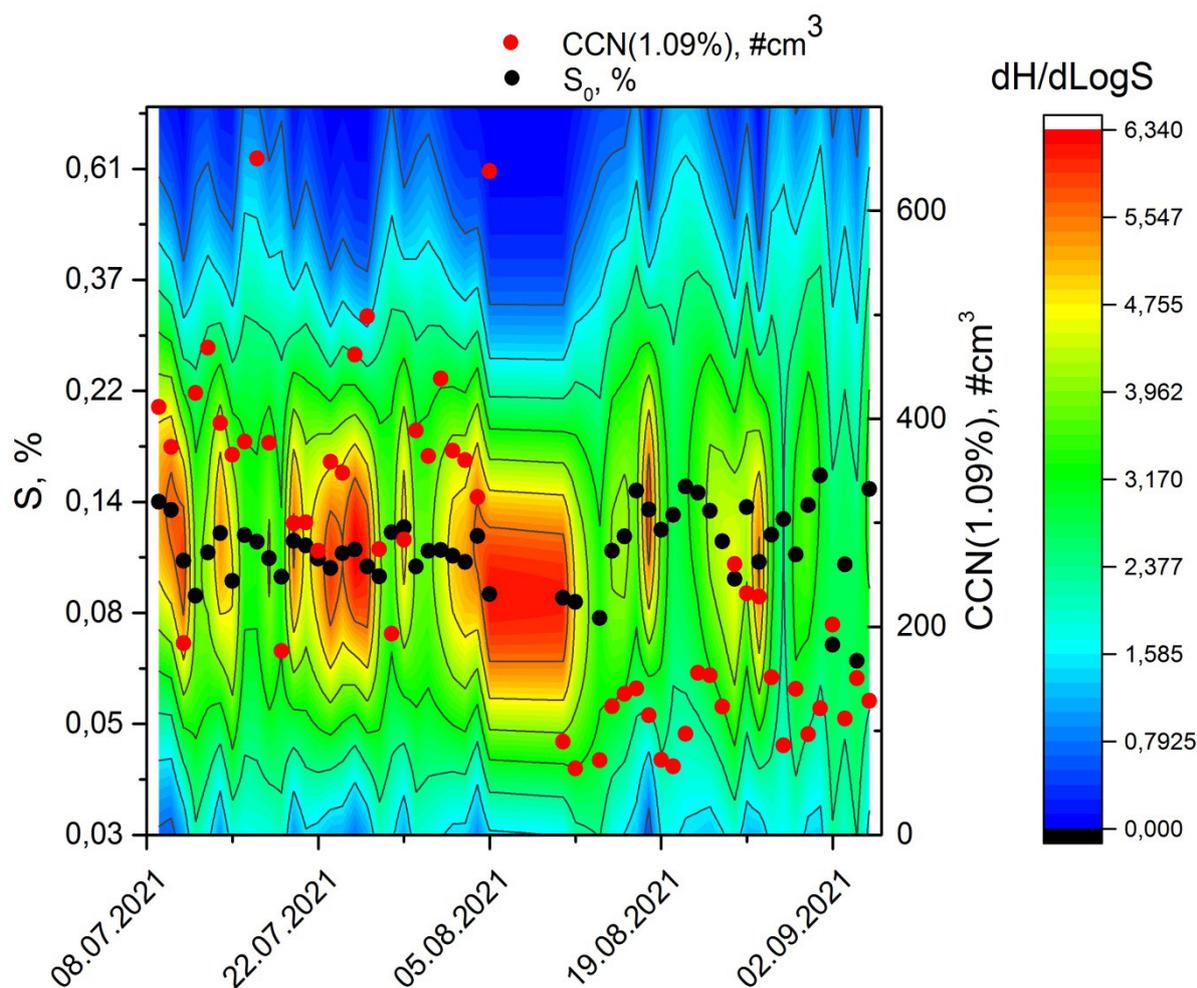


Рис. 2. Суточный ход конденсационной активности аэрозолей.

### Список литературы

1. Rosenfeld, D., Lohmann, U., Raga, G. B., O'Dowd, C. D., Kulmala, M., Fuzzi, S., Reissell, A., and Andreae, M. O.: Flood or drought: How do aerosols affect precipitation, *Science*, 2008.
2. Roberts, G. C. and Nenes, A.: A Continuous-Flow Streamwise Thermal-Gradient CCN Chamber for Atmospheric Measurements, *Aerosol Sci. Technol.*, 39, 206–221, 2005.
3. Pöhlker, M. L., Pöhlker, C., Ditas, F., Klimach, T., Hrabě de Angelis, I., Araújo, A., Brito, J., Carbone, S., Cheng, Y., Chi, X., Ditz, R., Gunthe, S. S., Kesselmeier, J., Könemann, T., Lavrič, J. V., Martin, S. T., Mikhailov, E., Moran-Zuloaga, D., Rose, D., Saturno, J., Su, H., Thalman, R., Walter, D., Wang, J., Wolff, S., Barbosa, H. M. J., Artaxo, P., Andreae, M. O., and Pöschl, U.: Long-term observations of cloud condensation nuclei in the Amazon rain forest—Part 1: Aerosol size distribution, hygroscopicity, and new model parametrizations for CCN prediction, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 15709–15740, <https://doi.org/10.5194/acp-16-15709-2016>, 2016.
4. Chi, X., Winderlich, J., Mayer, J.—C., Panov, A. V., Heimann, M., Birmili, W., Heintzenberg, J., Cheng, Y., and Andreae, M. O.: Long-term measurements of aerosol and carbon monoxide at the ZOTTO tall tower to characterize polluted and pristine air in the Siberian taiga, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 12271–12298, <https://doi.org/10.5194/acp-13-12271-2013>, 2013.

## Condensation activity of particles in the boreal forest zone of Central Siberia

Ivanova O.A., Nebosko E. Yu., Mikhailov E. F.

Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

e-mail: [junga2007@mail.ru](mailto:junga2007@mail.ru)

The results of measurements of the total concentrations of cloud condensation nuclei at six different values of supersaturation, obtained at the background station ZOTTO in the summer 2021, are presented. For each activation spectrum of cloud condensation nuclei, the parameters of approximation of this spectrum by an analytical function are calculated. An analysis of the possibility of predicting the condensation activity of particles based on the obtained approximation parameters is made.

**Keywords:** atmospheric aerosol, boreal forests, cloud condensation nuclei.

# Конденсационные свойства аэрозолей Центральной Сибири в период лесных пожаров

Небосько Е. Ю., Михайлов Е. Ф.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: zhenia84@gmail.com

## Аннотация

Представлены результаты исследования конденсационных свойств атмосферных частиц зоны бореальных лесов Центральной Сибири. Получены ряды общих концентраций частиц и облачных ядер конденсации в диапазоне 20–350 нм. Приведен анализ возможности предсказания конденсационной активности частиц по измеряемым спектрам распределения по размерам. Отдельно выделены и изучены случаи выбросов продуктов горения биомассы, обусловленные лесными пожарами. Рассчитан параметр гигроскопичности  $k$  для таких случаев.

Ключевые слова: бореальные леса, облачные ядра конденсации, продукты горения биомассы.

## Введение

Атмосферные аэрозоли оказывают на климат как прямое влияние, так и косвенное. Прямое влияние обуславливается способностью частиц рассеивать и поглощать солнечное излучение. Косвенным фактором является способность аэрозолей выступать в качестве облачных ядер конденсации (CCN-Cloud Condensation Nuclei). Такие конденсационные свойства частиц могут влиять на микрофизические параметры и время жизни облачных систем.

В период лесных пожаров выделяется огромное количество как углеродсодержащих аэрозолей, которые вносят основной вклад в коэффициент поглощения, так и CCN-активных частиц, т.е. частиц, способных выступать в роли облачных ядер конденсации. В [1] отмечено, что облака в районах с повышенной аэрозольной оптической толщиной, обусловленной преимущественно сжиганием биомассы, проходят порог автоконверсии при более высоких температурах. Пожары также изменяют количество капель в кучевых облаках за счет выделения облачных ядер конденсации [2].

## Методика измерений

Измерения конденсационной активности атмосферных частиц выполнялись с 19 по 23 июля 2018 года на международной станции высотной мачты ZOTTO (Zotino Tall Tower Observatory), расположенной в зоне бореальных лесов Центральной Сибири, Красноярский край, РФ. Географические координаты станции: 60°80'С. 89°35'В. Отбор аэрозольных проб осуществлялся с высоты 302 м. Средняя температура, относительная влажность (RH%) и атмосферное давление за период измерений, соответственно, составили: 288.5±3.5 К, 46.0±8.7% и 963.6±2.3 гПа. Средняя сила ветра — 6.6±3.5 м/с, направление — 36.3°±31.8° (север, северо-восток). В период измерений источники горения природных лесных массивов находились вблизи (<100 км) станции. На рисунке 1 представлен снимок карты пожаров FIRMS (масштаб 2 км) от 23.07.2018.

Для измерений использовался тандем спектрометра частиц (модель SMPS3396, TSI) и счетчика облачных ядер конденсации (модель CCNC-100, DMT). Согласно процедуре, описанной в [3], получали параллельно спектры распределения частиц по размерам и соответствующие спектры CCN-активных частиц при выбранном пересыщении. Посредством программного обеспечения прибора CCNC-100 была задана таблица из 6-ти значений пересыщения из диапазона 0.1–1.1% с шагом ~0.2%.

Интегрируя спектры частиц (в диапазоне 20–350 нм) и облачных ядер конденсации при заданном пересыщении, получали соответствующие значение общих концентраций  $T_{CN}$  и  $T_{CCN}(S)$ . Их отношение, зависящее от пересыщения  $R_1(S) = T_{CCN}(S)/T_{CN}$ , приближалось функцией [4]:

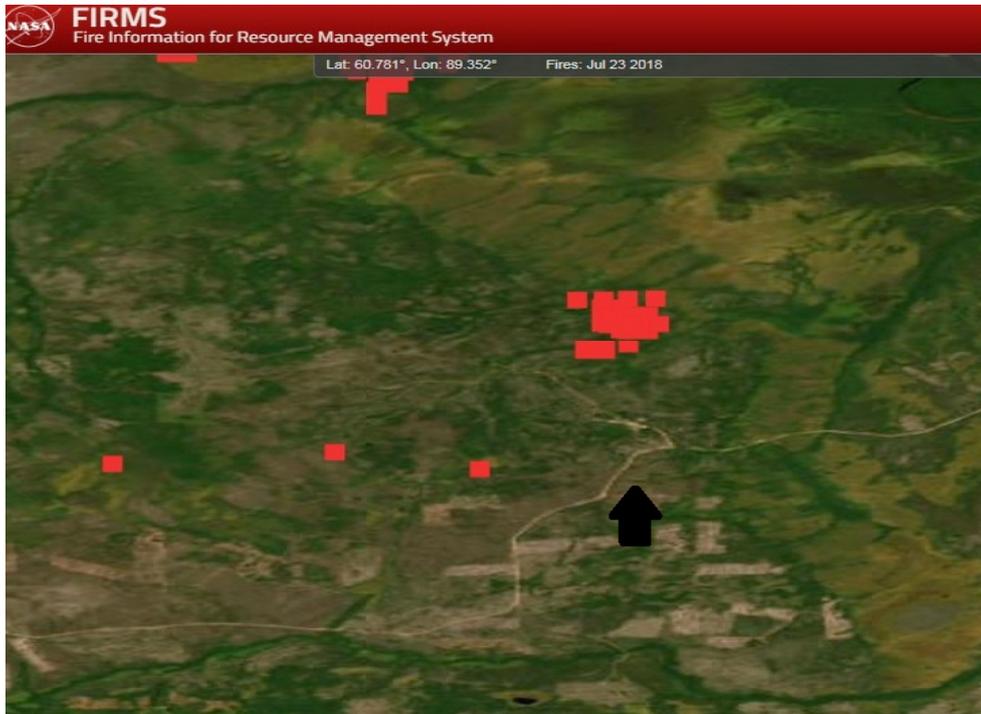


Рис. 1. Снимок карты пожаров FIRMS от 23.07.2018.

$$N_{CCN}(S) = A \cdot \left( \operatorname{erf} \left( \frac{\ln \left( \frac{S}{S_1} \right)}{\omega_1} \right) \right) \quad (1)$$

где  $A$  — верхняя асимптота  $R_T(S)$ ,  $S_1$  — значение пересыщения, при котором функция  $R_T(S)$  равна  $0.5A$ ,  $w_1$  — стандартное отклонение.

### Результаты и обсуждение

Средние значения величин и параметров, определенные согласно вышеописанной методике, представлены в таблице (среднее арифметическое значение  $\pm$  стандартное отклонение).

$S, \%$	$T_{CCN}, \#cm^3$	$T_{CN}, \#cm^3$	$A$	$S_1$	$w_1$
0.14	263±741				
0.26	942±1785				
0.46	1147±2063				
0.65	1209±2032	1902±3037	0.68±0.09	0.25±0.06	0.88±0.34
0.87	1262±2134				
1.09	1367±2057				

Как видно из таблицы, значения общих концентраций частиц и облачных ядер конденсации обладают высокой вариативностью. Это обусловлено периодическими выбросами продуктов горения биомассы, которые на порядок повышают данные концентрации. При этом параметры приближения отношения  $R_T(S)$  (1) относительно устойчивы. Используя в формуле (1) полученные средние значения параметров из таблицы, получали ряд оценок концентраций CCN-активных частиц  $T_{CCN\_pred}(S)$ . На рисунке 2 представлен корреляционный график измеренных значений концентраций и их оценок. Имеем линейное приближение с детерминацией  $R^2=0.98$ .

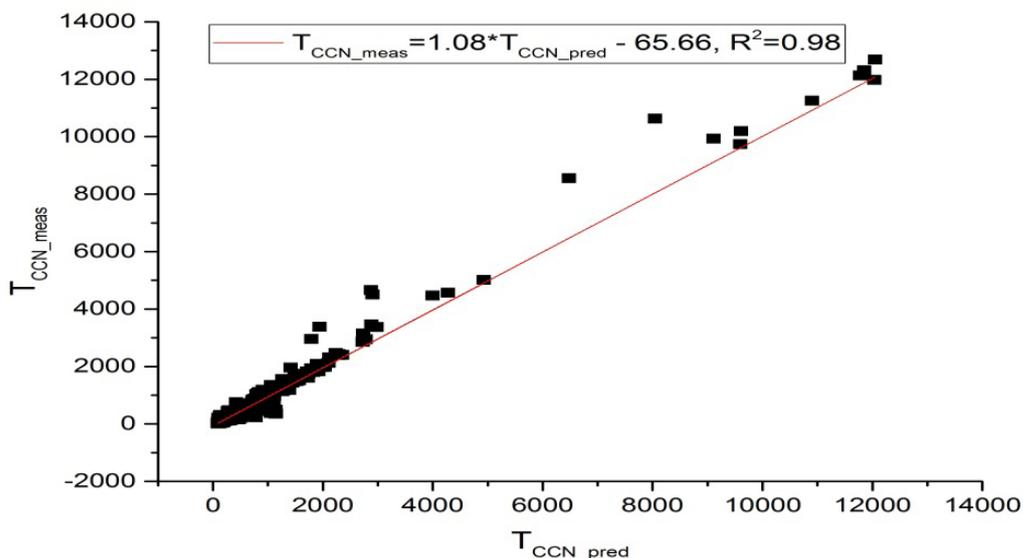


Рис. 2. Корреляционный график измеренных значений концентраций облачных ядер и их оценок.

О притоке частиц — продуктов горения могут свидетельствовать увеличение концентраций частиц и облачных ядер конденсации, а также увеличение коэффициента поглощения частицами солнечного излучения (измерен фотометром PSAP, Radiance Research). На рис. 3 показан ход общей концентрации частиц и коэффициента поглощения  $\sigma_{abs}$ . Всплески на графике означают выбросы продуктов горения.

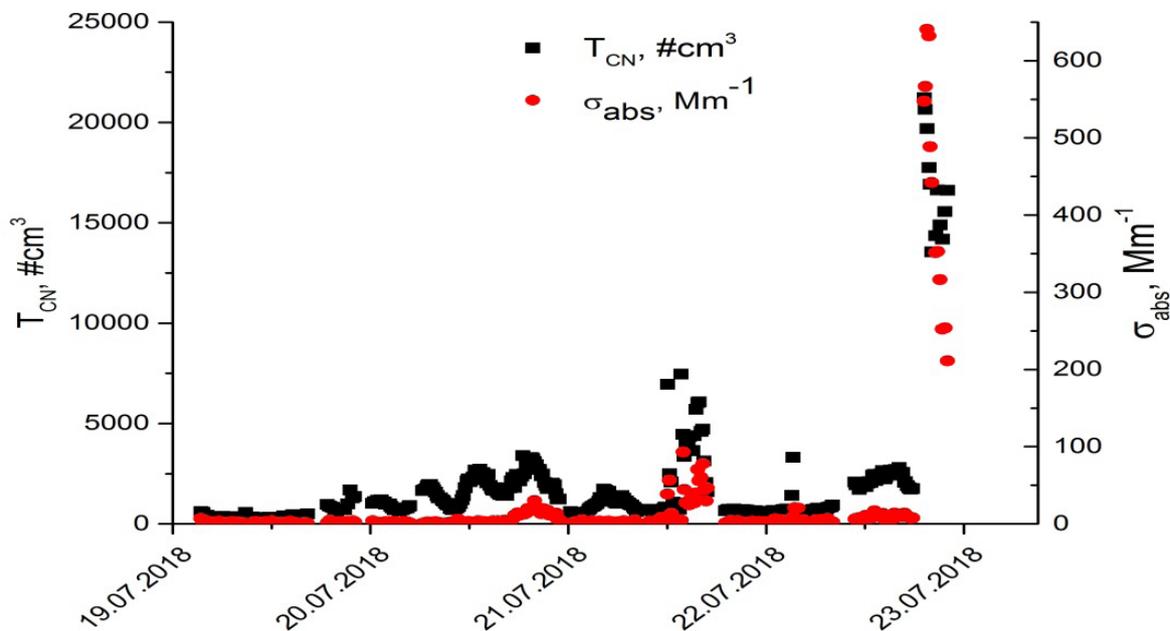


Рис. 3. Ход общей концентрации частиц  $T_{CN}$  и коэффициента поглощения  $\sigma_{abs}$ .

На рис. 4 показаны распределения частиц и ядер конденсации (для трех значений пересыщения) по размерам в виде  $dT_{CN}/d\text{LogDp}$  и  $dT_{CCN}/d\text{LogDp}$ . Данные графика соответствуют последнему всплеску — выбросу продуктов горения. Также видно, что распределение  $dT_{CN}/d\text{LogDp}$  хорошо приближается логарифмически нормальному распределению Гаусса ( $R^2=0.97$ ).

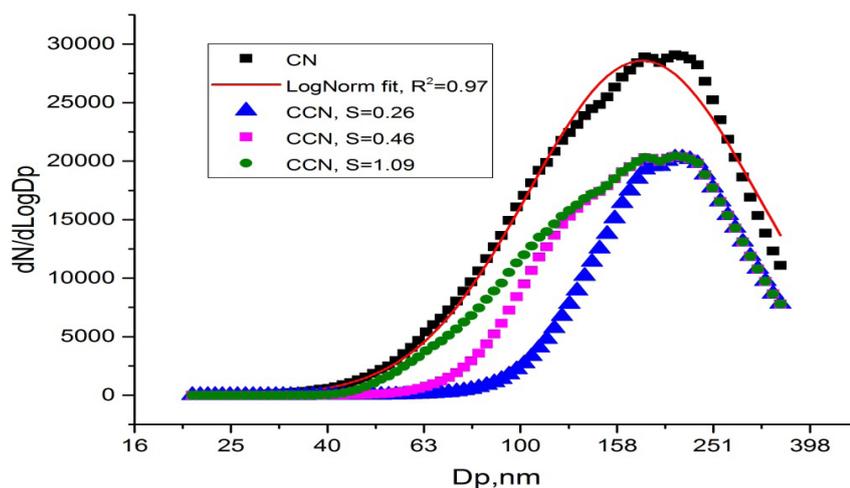


Рис. 4. Распределения частиц и ядер конденсации по размерам.

Среднее значение параметра гигроскопичности  $\kappa$ , определенное для продуктов горения, равно  $0.12 \pm 0.02$ , что близко к значениям лабораторных измерений, полученных в [5] для продуктов горения игл сосны ( $\kappa \sim 0.14$ ) и листьев дуба ( $\kappa \sim 0.14$ ).

### Благодарность

Работа выполнена с использованием оборудования РЦ «Геомодель» научного парка СПбГУ.

### Список литературы

1. Lin, J. C., Matsui T., Pielke R. A., and Kummerow C.: Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: A satellite-based empirical study, *J. Geophys. Res.*, 111, D19204, doi:10.1029/2005JD006884, 2006.
2. Andreae, M. O., Rosenfeld D., Artaxo P., Costa A. A., Frank G. P., Longo K. M., and Silvia-Dias M. A. F.: Smoking rain clouds over the Amazon, *Science*, 303, 1337–1342, doi:10.1126/science.1092779, 2004.
3. Moore, R. H., Nenes, A. and Medina, J.: Scanning Mobility CCN Analysis — A method for fast measurements of size-resolved CCN distributions and activation kinetics, *Aerosol Sci. Technol*, 2010.
4. Pöhlker, M. L., Pöhlker, C., Ditas, F., Klimach, T., Hrabce de Angelis, I., Araújo, A., Brito, J., Carbone, S., Cheng, Y., Chi, X., Ditz, R., Gunthe, S. S., Kesselmeier, J., Könemann, T., Lavrič, J. V., Martin, S. T., Mikhailov, E., Moran-Zuloaga, D., Rose, D., Saturno, J., Su, H., Thalman, R., Walter, D., Wang, J., Wolff, S., Barbosa, H. M. J., Artaxo, P., Andreae, M. O., and Pöschl, U.: Long-term observations of cloud condensation nuclei in the Amazon rain forest — Part 1: Aerosol size distribution, hygroscopicity, and new model parametrizations for CCN prediction, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 15709–15740, <https://doi.org/10.5194/acp-16-15709-2016>, 2016.
5. Petters, M. D., C. M. Carrico, S. M. Kreidenweis, A. J. Prenni, P. J. DeMott, J. L. Collett Jr., and H. Moosmüller: Cloud condensation nucleation activity of biomass burning aerosol, *J. Geophys. Res.*, 114, D22205, doi:10.1029/2009JD012353, 2009.

## Condensation properties of aerosols in Central Siberia during forest fires

Nebosko E. Yu., Mikhailov E. F.

Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

e-mail: zhenia84@gmail.com

The results of the study of the condensation properties of atmospheric particles in the zone of boreal forests of Central Siberia are presented. Series of total concentrations of particles and cloud condensation nuclei were obtained in the range of 20–350 nm. An analysis of the possibility of predicting the condensation activity of particles from the measured size distribution spectra is made. Separately cases of emissions of biomass burning products caused by forest fires are singled out and studied. The hygroscopicity parameter  $\kappa$  for such cases is calculated.

**Keywords:** boreal forests, cloud condensation nuclei, biomass burning products.

# ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ КОНДЕНСАЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ АЭРОЗОЛЯ В Г. ТОМСКЕ

Терпугова С. А., Антонов А. В., Яушева Е. П., Чернов Д. Г.,  
Полькин Вас. В., Полькин Вик. В., Шмаргунов В. П., Панченко М. В.

Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия  
e-mail: swet@iao.ru

## Аннотация

В данной работе обобщены результаты 25-летних наблюдений (1998–2022 гг) гигроскопических свойств аэрозоля на Аэрозольной станции Института оптики атмосферы (<http://aerosol.iao.ru>). Полученные данные о параметре конденсационной активности позволили выявить основные циклы его изменчивости. Основными чертами годового хода параметра  $\gamma$  является наличие максимума в весеннее время и минимума в летнее. Сроки весеннего максимума конденсационной активности колеблются от 10 марта до 20 апреля, наиболее вероятным периодом является 25 марта—5 апреля. Также подтверждается существование достаточно медленных, по сравнению с сезонными и синоптическими циклами, колебаний с периодом ~ 6–7 лет.

**Ключевые слова:** аэрозоль, конденсационная активность, микроструктура, многолетняя изменчивость.

## Введение

Исследование временной изменчивости свойств аэрозоля является важным для понимания процессов его образования и трансформации в атмосфере. Состояние аэрозоля в атмосфере определяется взаимодействием и конкуренцией между различными физическими и химическими процессами и метеорологическими и синоптическими факторами. Одним из основных механизмов, изменяющих оптические характеристики аэрозоля, является ассимиляция / диссимиляция влаги в поле переменной относительной влажности воздуха. Это сопровождается изменением рассеивающих и поглощающих свойств аэрозоля, которые определяют его климатическое воздействие [1, 2].

Большое количество публикаций посвящено определению гигроскопических свойств аэрозоля в приземной атмосфере и их изменчивости на разных временных масштабах от нескольких часов до десятков лет [3–7]. Для корректного учета свойств аэрозоля в радиационных моделях на различных временных интервалах и в разных климатических зонах требуется знание сезонных и региональных особенностей и закономерностей его конденсационной активности.

## Характеристика эксперимента и полученных данных

Наблюдения проводятся на Аэрозольной станции Института оптики атмосферы (<http://aerosol1.iao.ru>) в Академгородке, на юго-восточной окраине города, на расстоянии около 6 км от его центра.

Измерения гигрограмм начаты в марте 1998 г и продолжаются по настоящее время, как правило, 1 раз в сутки. Экспериментальная установка включает в себя нефелометр, оснащенный устройством для искусственного увлажнения исследуемого аэрозоля в диапазоне относительной влажности от 30–40 до 90% [5]. Контроль стабильности атмосферной ситуации осуществляется по данным нефелометра, проводящего непрерывную запись коэффициента рассеяния во время регистрации гигрограммы.

Основным измеряемым параметром в эксперименте является коэффициент направленного рассеяния под углом  $45^\circ$  на длине волны 0.51 мкм как функция относительной влажности воздуха. Полученные зависимости аппроксимируются формулой Кастена-Хенела [8, 9]

$$\mu = \mu_0 (1 - RH)^{-\gamma}, \quad (1)$$

где  $\mu_0$  — коэффициент направленного светорассеяния, обусловленный сухой основой аэрозольных частиц,  $RH$  — относительная влажность воздуха,  $\gamma$  — параметр конденсационной активности,

который и определяет динамику оптической характеристики как функции влажности.

Полученные данные о параметре конденсационной активности уже позволили выявить основные циклы его изменчивости [6, 7]. Основными чертами годового хода параметра  $\gamma$  является наличие максимума в весеннее время и минимума в летнее. Подобный годовой ход является стабильным, однако величина максимума и минимума различна для разных лет, а их положение варьирует по времени в пределах месяца. При анализе межгодовой изменчивости  $\gamma$  за период 1998–2010 г. [7] были обнаружены более медленные колебания с периодом 6–7 лет. Продолжение измерений позволяет более надежно описать основные циклы вариаций конденсационной активности приземного аэрозоля.

### Результаты и их обсуждение

На рис. 1 показаны среднегодовые значения параметра  $\gamma$ , а также его среднесезонные значения для разных лет. Разбиение по сезонам проводилось с учетом среднеклиматических сроков их наступления [10]. Среднегодовые значения рассчитывались по календарному году.

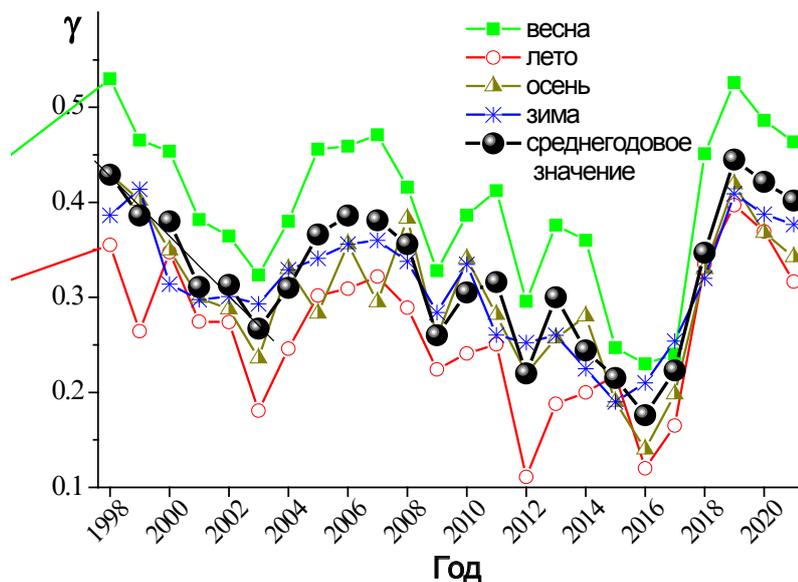


Рисунок 1 — Среднегодовые и среднесезонные для каждого года значения параметра конденсационной активности за 1998–2021 гг.

В долговременном ходе среднегодовых и среднесезонных значений параметра конденсационной активности подтверждается существование достаточно медленных, по сравнению с сезонными и синоптическими циклами, колебаний с периодом  $\sim 6$ – $7$  лет. Это характерно как для года в целом, так и для всех сезонов в отдельности. Максимальные значения наблюдались в 1998–1999, 2005–2007 и 2011 гг. Минимальные среднегодовые значения отмечены в 2003, 2009 и 2016 г. Отступлением от 6–7-летнего цикла является 2012 г. — экстремальный с точки зрения длительности и интенсивности лесных пожаров. Первые дымовые эпизоды наблюдались уже в мае, а период с середины июня до середины августа характеризовался экстремально плотной дымовой мглой. Конденсационная активность частиц дымов является достаточно низкой: параметр  $\gamma$  в периоды дымной мглы варьирует в пределах 0.05–0.1 [11], что особенно сильно сказалось на его среднем значении за весенние и летние месяцы, а также повлияло и на среднегодовое значение (рис. 1). После экстремальной дымовой мглы 2012 года, в 2013–2014 г. произошло возвращение к 6–7 летнему циклу. Начиная с 2018 г. наблюдается новый рост среднегодовых и среднесезонных значений  $\gamma$ , которые, достигнув максимума в 2019 г., в 2020 и 2021 гг снова снижаются. При этом в 2019 г., несмотря на присутствие летом в атмосфере г. Томска дымной мглы, для которой характерна низкая конденсационная активность частиц, значения  $\gamma$  впервые за 20 лет вышли на уровень 1998 г. Это позволяет высказать предположение, что существует и еще более длительный цикл изменчивости конденсационной активности.

Межгодовые вариации сезонного хода конденсационной активности хорошо видно при анализе среднемесячных значений параметра  $\gamma$  (рис. 2).

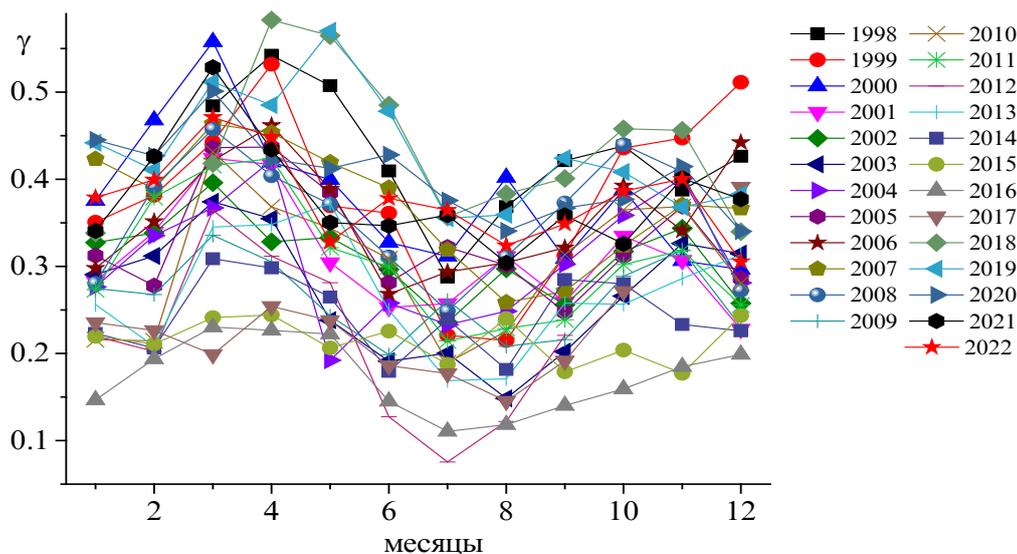


Рисунок 2—Среднемесячные значения параметра конденсационной активности за 1998–2022 гг.

Максимум  $\gamma$ , как было выявлено в [6], наблюдается весной, в марте-апреле, и лишь в 2019 г. максимум  $\gamma$  сместился на май. Среднемесячные значения  $\gamma$  в максимуме варьируют от 0.25 (2015–2017 гг.) до 0.55 (2000, 2002, 2019 гг.). При этом абсолютные значения в отдельные дни могут достигать 0.8. Снижение  $\gamma$  в летние месяцы часто обусловлено влиянием дымов удаленных лесных пожаров. Особенно сильно это проявилось в июле-августе 1999 г., мае-сентябре 2003 г., мае 2004 г., июне—августе 2012 г., июле—августе 2016 г. и августе 2017 г. Среднее значение  $\gamma$  в июле составляет  $\sim 0.24$ , но в отдельные годы, когда наблюдается особенно много дымовых шлейфов, не превышает 0.1 (2012 и 2016 гг.).

На рис. 3а показаны диаграммы изменчивости значений  $\gamma$  по месяцам, а на рис. 3б—разность между максимальными и минимальными значениями в каждый месяц. Видно, что наибольшая вариабельность значений  $\gamma$  характерна для весенних месяцев и начала лета (март—июнь). В это время разность между максимальными и минимальными значениями  $\gamma$  примерно на 20% больше, чем в оставшийся период года

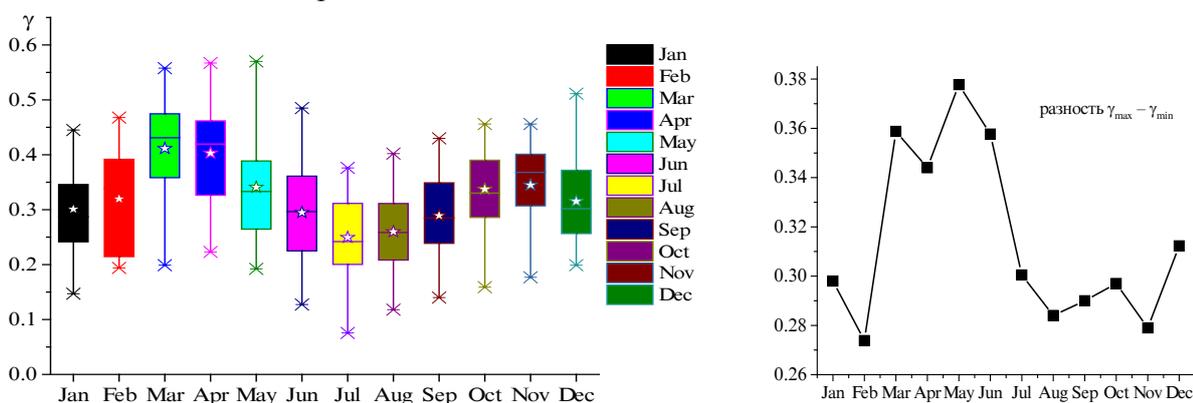


Рисунок 3—Диапазон изменчивости среднемесячных значений параметра конденсационной активности в 1998–2022 гг. (а) и разность между максимальными и минимальными среднемесячными значениями (б)

На рис. 4а показаны сроки наступления максимума  $\gamma$  в сравнении со среднемесячными температурами марта и апреля, а на рис. 4б—гистограмма сроков максимальной конденсационной

активности в разные годы. Общий диапазон реализации максимальных  $\gamma$  составляет 10 марта—20 апреля, наиболее вероятным периодом является 25 марта—5 апреля.

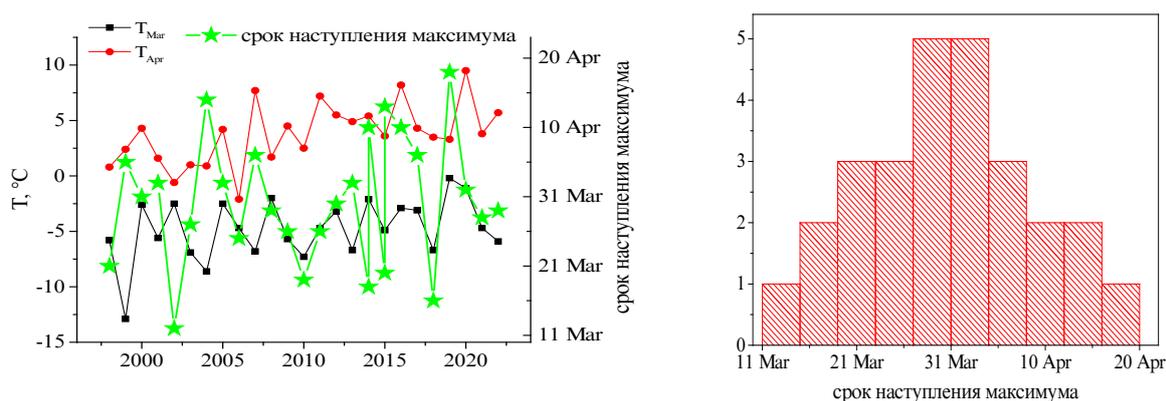


Рисунок 4—Сроки наступления максимума конденсационной активности в разные годы (а) и их гистограмма (б)

### Заключение

Таким образом, в работе проанализирован 25-летний ряд параметра конденсационной активности и выявлены закономерности вариаций его среднемесячных значений. Также определены общий и наиболее вероятный период наступления весеннего максимума конденсационной активности, который составляет 25 марта—5 апреля.

Работа выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН.

### Литература

1. Ивлев Л. С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосферы и океана. 2011. т. 24. № 5. С. 392–410.
2. Георгиевский Ю. С., Розенберг Г. В. Влажность как фактор изменчивости атмосферного аэрозоля // Изв. АН СССР, ФАО, 1973, т. 2, № 9, стр. 126–138.
3. Рышкевич Т. И., Миронов Г. Н., Миронова С. Ю., Власенко С. С., Чи Х., Андреае М. О., Михайлов Е. Ф. Сравнительный анализ гигроскопических свойств атмосферных аэрозолей по данным летней и зимней экспедиций 2011 г. на Сибирской фоновой станции ZOTTO // Изв. РАН, ФАО, 2015, т. 51, № 5, стр. 578–586.
4. Pan X. L., Yan P., Tang J., Ma J. Z., Wang Z. F., Gbaguidi A., “Observational study of aerosol hygroscopic growth factors over rural area near Beijing mega-city // Atmos. Chem. Phys. Discuss., 2009, V. 9, pp. 5087–5118.
5. Панченко М. В., Свириденков М. А., Терпугова С. А., Козлов В. С. Активная спектрофелометрия в исследовании микрофизических характеристик субмикронного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2004. т. 17. № 5–6. с. 428–436.
6. Панченко М. В., Терпугова С. А., Козлов В. С., Польшкин В. В., Яушева Е. П. Годовой ход конденсационной активности субмикронного аэрозоля в приземном слое атмосферы Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2005. т. 18. № 8. С. 678–683.
7. Панченко М. В., Терпугова С. А., Докукина Т. А., Польшкин В. В., Яушева Е. П. Многолетняя изменчивость конденсационной активности аэрозоля в г. Томске // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25, № 4. С. 314–318.
8. Kasten F. Visibility forecast in the phase of precondensation // Tellus. 1969. V. 21, P. 631–635.
9. Hanel G. The properties of atmospheric aerosol particles as function of relative humidity at the thermodynamic equilibrium with surrounding moist air // Advances in Geophys. 1976. V. 19, P. 73–188.
10. Климат Томска / Под. ред. С. Д. Кошинского, Л. И. Трифионовой, Ц. А. Швер. Л. Гидрометеиздат. 1982, 176 с.
11. Kozlov V. S., Yausheva E. P., Terpugova S. A., Panchenko M. V., Chernov D. G., Shmargunov V. P. Optical–microphysical properties of smoke haze from Siberian forest fires in summer 2012 // International Journal of Remote Sensing. 2014. V. 35. N. 15. P. 5722–5741, DOI: 10.1080/01431161.2014.945010.

## 5. Озоносфера — мониторинг, моделирование и прогнозы

### Исследование содержания HCl и HF в атмосфере методом наземной ИК Фурье-спектроскопии

Акишина С. В., Поляков А. В., Виролайнен Я. А.

Санкт-Петербургский государственный университет, Россия, г. Санкт-Петербург; e-mail: st076936@student.spbu.ru

#### Аннотация:

Оптимизирована методика восстановления атмосферного содержания галогеносодержащих газов HF и HCl. При оптимизации использованы последние версии баз данных, содержащих априорную информацию о вертикальных профилях (WACCM.v7) и спектральные параметры линий поглощения газов (HITRAN2020, ATM2020). На основе наземных измерений ИК спектров солнечного излучения Фурье-спектрометром Bruker IFS125HR на станции наблюдательной сети NDACC St. Petersburg (59.9 N, 29.8 E) за март 2009 — март 2023 гг. были получены величины общего содержания (ОС) и оценки трендов содержания HCl и HF вблизи Санкт-Петербурга. Наблюдается отрицательный тренд ОС HCl:  $(-0.26 \pm 0.21)\%$ /год. Тренд изменчивости содержания HF оценивается как  $(+0.59 \pm 0.27)\%$ /год. В работе приводится оценка периодов уменьшения атмосферного содержания HCl и связанных с этим возможных озоновых аномалий. В частности, нами замечено относительно сильное уменьшение ОС HCl в зимне-весенний период 2023 года. Таким образом, в этот период были возможны активация хлора и связанные с этим химические потери озона.

Ключевые слова: галогеносодержащие газы, Фурье-спектроскопия, озоновые аномалии

#### Введение

Проблема разрушения озонового слоя стала одной из главных экологических проблем прошлого столетия. Исследования показали, что основной причиной уменьшения содержания стратосферного озона ( $O_3$ ) являлись выбросы хлорфторуглеродных (ХФУ) соединений, активно используемых в промышленности во второй половине 20-го века. В результате фотолиза ХФУ в стратосфере наблюдался рост концентрации свободного хлора, непосредственно участвующего в реакциях разрушения озона [1].

Газ HCl (хлористый водород), а также нитрат хлора ( $ClONO_2$ ), являются главными резервуарами активного хлора в стратосфере. Накопление хлора начинается в конце осени с началом формирования полярного стратосферного вихря. Северный полярный стратосферный вихрь развивается в течение всей полярной ночи, изолируя внутренние воздушные массы и сохраняя их низкую температуру [2]. Фтористый водород HF не участвует в разрушении озонового слоя, однако, в силу химической стабильности и долгого времени жизни, является важным индикатором динамических вариаций содержания химически активных стратосферных газов, таких как HCl и озон. Кроме того, изменчивость содержания HF можно рассматривать в качестве признака появления полярного вихря. Вследствие пониженной температуры внутри вихря наблюдается опускание тропопаузы, что в свою очередь ведет к увеличению ОС HF.

#### Экспериментальные данные и оптимизация методики

Спектры солнечного излучения были измерены методом прозрачности с помощью ИК Фурье-спектрометра Bruker IFS125HR. Регистрацию спектров с высоким разрешением (около  $0.005 \text{ см}^{-1}$ ) проводят на физическом факультете СПбГУ (59.9 N, 29.8 E). Станция измерительного комплекса включена в сеть NDACC, группа IRWG [3]. В настоящем исследовании рассмотрены спектры, полученные в период с марта 2009 по март 2023 года. Всего отобрано 5652 измерений в интервале полосы поглощения HF и 6237 — в интервале полосы поглощения HCl.

Для восстановления ОС HF и HCl был использован программный код SFIT4 [3]. Решение обратной задачи (РОЗ) происходит на основе выбора большого числа параметров, необходимых для определения ОС газов. Методика подбора параметров, а также критерии оптимальности

РОЗ подробнее описаны в [4]. Главными критериями в этой работе являлись невязка (среднеквадратичная разность измеренного и рассчитанного спектров) и количество итераций сходимости задачи к решению. Тот или иной вариант расчета выявлялся как оптимальный, если он приводил к минимуму невязки и среднего числа итераций при РОЗ. В ходе процедуры подбора было рассчитано около 50 вариантов с различными входными параметрами. В большей степени на уменьшение спектральной невязки повлияли профиль контура спектральных линий (Voigt или Galatry [5]) и степень полинома, аппроксимирующего аппаратную функцию прибора. Результаты с заметным изменением спектральной невязки при вариациях степени полинома аппаратной функции представлены на Рисунке 1.

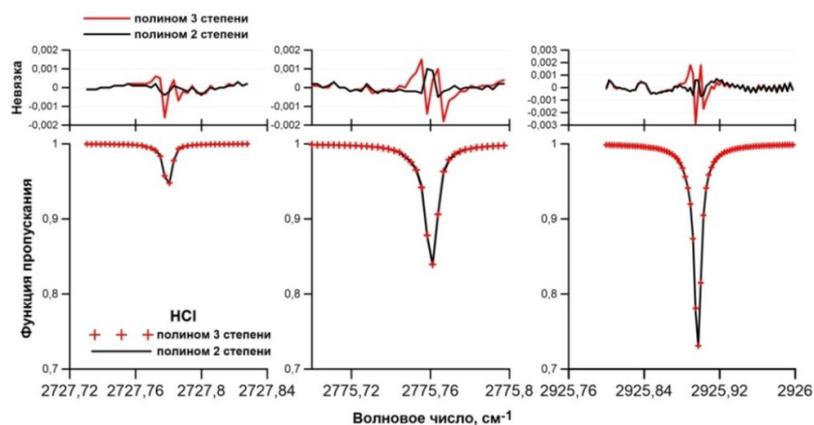


Рисунок 1. Спектр пропускания HCl и соответствующая спектральная невязка. Красный график — при аппроксимации аппаратной функции полиномом 3-ей степени, черный — полиномом 2-й степени.

Оптимизированные методики для определения содержания HF и HCl представлены в Таблице 1. Микроокном в терминологии IRWG-NDACC принято называть спектральный интервал, используемый для восстановления содержания газа. Кроме линий поглощения исследуемого газа в микроокнах могут наблюдаться линии других газов (мешающие газы), чье поглощение также необходимо учитывать. Микроокна и список мешающих газов выбраны согласно рекомендациям группы IRWG-NDACC. Априорная информация о вертикальном распределении содержания газов задавалась средними профилями модели WACCM (The Whole Atmosphere Community Climate Model). Климатические особенности в районе Санкт-Петербурга обуславливают сильную изменчивость содержания водяного пара, поэтому для РОЗ мы использовали не средние профили WACCM, а среднедневные профили H<sub>2</sub>O. Для получения ОС газов решается некорректная обратная задача, требующая регуляризации. Был выбран метод статистической регуляризации [6] с использованием модельной ковариационной матрицы, зависящей от величины радиуса корреляции.

Таблица 1

Параметры РОЗ для определения ОС HF и HCl.

Параметры	HF	HCl
микроокна, см <sup>-1</sup>	4038.81–4039.07	2727.73–2727.83 2775.70–2775.80 2925.80–2926.00
мешающие газы	H <sub>2</sub> O, HDO, CH <sub>4</sub>	O <sub>3</sub> , HDO, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, NO <sub>2</sub>
H <sub>2</sub> O профили	среднедневные	среднедневные
спектроскопия	ATM2020	HITRAN2008
форма линии	Galatry	Galatry
априорный профиль	WACCM.v7	WACCM.v7
аппаратная функция	полином 2 степени	полином 2 степени
вид ковариационной матрицы (радиус корреляции)	экспоненциальная (5 км)	гауссова (3 км)

## Исследование временной изменчивости содержания HCl и HF

На основе измеренных спектров и оптимизированной методики, параметры которой представлены в Таблице 1, рассчитаны ОС HF и HCl за 2009–2023 годы и получены оценки трендов изменчивости содержания исследуемых газов. Тренд ОС HF составляет  $(+0.59 \pm 0.27)\%/год$ . Основным источником HF в стратосфере являются реакции фотолиза ХФУ, которые попадают в стратосферу вследствие циркуляции Брюера-Добсона [1]. Несмотря на запрет использования ХФУ в силу действия Монреальского договора (1987), наблюдается постепенный рост концентрации HF в атмосфере. Это можно связать с долгим временем жизни HF, которое составляет более 10 лет. Для HCl получен убывающий тренд:  $(-0.26 \pm 0.21)\%/год$ . Наблюдаемое снижение концентрации неорганического хлора в районе Санкт-Петербурга согласуется с ожиданиями в силу действия ограничений по выбросу некоторых хлорсодержащих озоноразрушающих веществ.

На Рисунке 2 (желтым) показаны средние содержания HF. Как было сказано выше, максимумы ОС HF могут быть признаками прихода полярного стратосферного вихря. Рисунок 2 демонстрирует также временной ряд величины отношения ОС HCl к ОС HF. Минимумы HCl/HF в начале каждого года говорят о снижении ОС HCl именно за счет химической активности. Таким образом, наблюдая увеличение ОС HF и уменьшение содержания HCl, можно сделать вывод о накоплении активного хлора в воздушных массах, приходящих в Санкт-Петербург (за границу активации хлора примем среднее отношение HCl/HF в конце осени — начало формирования полярного стратосферного вихря [2], см. красная прямая на Рисунке 2).

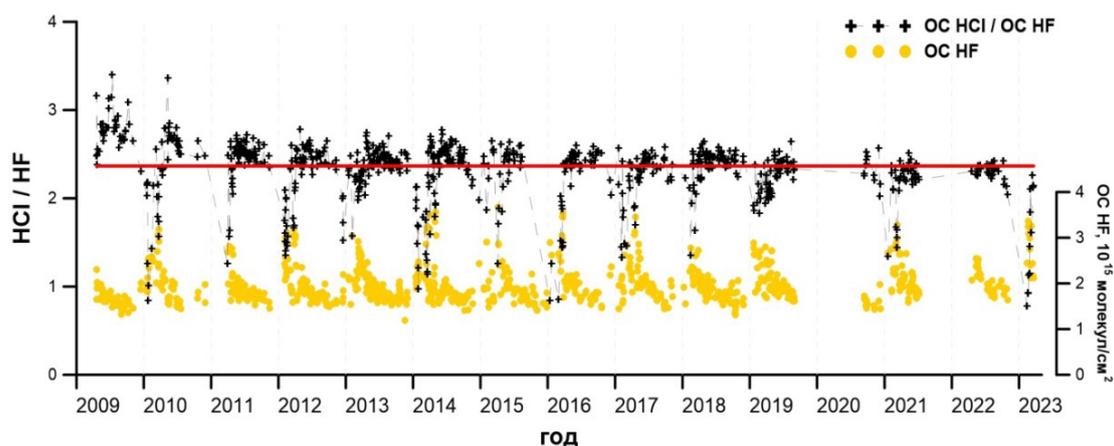


Рисунок 2. Временная изменчивость ОС HF и отношения ОС HCl к ОС HF за 2009–2023 гг.

### Анализ результатов и заключение

При появлении ранней весной солнечного излучения в зоне полярного стратосферного вихря в результате фотодиссоциации освобождается свободный хлор, участвующий в реакциях разрушения озона [2]. Таким образом, при значительном уменьшении HCl и, соответственно, накоплении активных источников хлора можно наблюдать и химические потери озона. По данным наземных измерений на станции NDACC St. Petersburg в середине февраля 2023 года заметно уменьшение ОС HCl (см. Рисунок 2). Это позволило ожидать соответствующее уменьшение содержания стратосферного озона над Санкт-Петербургом.

Рассмотрим Рисунок 3. Видно, что озоновых мини-дыр (аномалий с содержанием  $O_3$  менее 220 е.Д.) в тот период замечено не было, но наблюдается пониженное содержание озона (порядка 250 е.Д.), что может свидетельствовать о приходе полярного стратосферного вихря. Результаты измерений приборами спутникового мониторинга озонового содержания TROPOMI и OMI согласуются со значениями, полученными из измерений на станции NDACC St. Petersburg.

Это исследование демонстрирует возможности метода наземной ИК Фурье-спектроскопии, в частности, возможности изучения вариаций содержания химически активных стратосферных газов и последствий их воздействия на озоновый слой Земли.

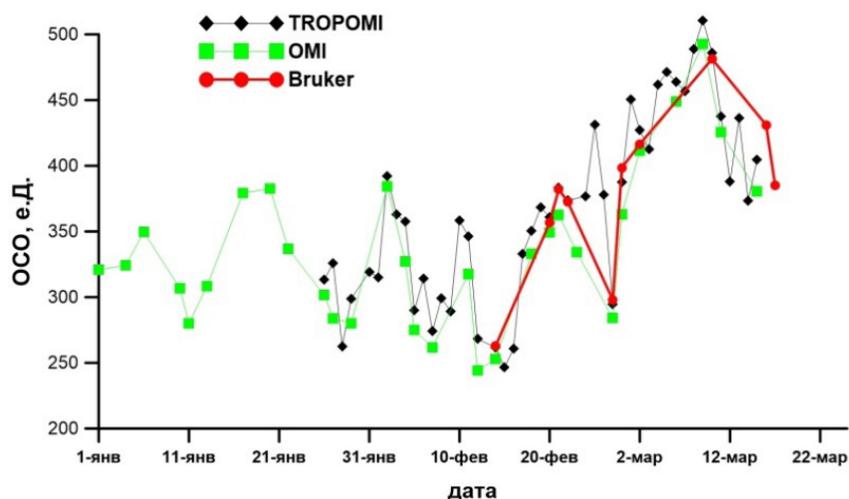


Рисунок 3. Общее содержание озона (ОСО) в районе Санкт-Петербурга, измеренное спутниковыми приборами TROPOMI, OMI и наземным Фурье-спектрометром Bruker IFS125HR. Январь–март 2023 г.

Работа выполнена при поддержке министерства науки и высшего образования Российской Федерации, № соглашения 075–15–2021–583, в Лаборатории Исследований Озонового слоя и Верхней Атмосферы СПбГУ. Работа выполнена с использованием оборудования ресурсного центра СПбГУ «Геомодель».

#### Список литературы:

1. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history // Rev. Geophys. 1999. Vol. 37. P. 275–316.
2. Виролайнен Я. А., Поляков А. В., Тимофеев Ю. М. Анализ изменчивости стратосферных газов по данным наземных спектрометрических наблюдений в районе Санкт-Петербурга // Изв. РАН ФАО. 2021. Т. 61, № 1. С. 1–12.
3. Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC), Infrared Working Group (IRWG): <https://www2.acom.ucar.edu/irwg>.
4. Поляков А. В., Виролайнен Я. А., Макарова М. В. Методика обращения спектров прозрачности для оценки содержания фреона  $\text{CCl}_2\text{F}_2$  в атмосфере // Журн. прикл. спектр. 2018. Т. 85, № 6. С. 962–970.
5. Galatry, L. Simultaneous effect of Doppler and foreign gas broadening on spectral lines // Phys. Rev. 1961. Vol. 122. P. 1218–1223.
6. Турчин В. Ф., Козлов В. П., Малкевич М. С. Использование методов математической статистики для решения некорректных задач // УФН. 1970. Т. 102, № 3. С. 345–386.

### Study of HCl and HF content in the atmosphere by ground-based infrared Fourier spectroscopy

Akishina S. V., Polyakov A. V., Virolainen Ya. A.

Saint-Petersburg State University, Russia, St. Petersburg; e-mail: st076936@student.spbu.ru

We optimized the methodology for estimating the atmospheric concentration of halogen-containing gases HF and HCl using new releases of databases of a priori information about the gas profiles (WACCM.v7) and their absorption spectra (HITRAN2020, ATM2020). We derived the TCs and trend estimates of HCl and HF near St. Petersburg using ground-based spectral measurements of solar radiation by the Bruker IFS125HR Fourier spectrometer at the NDACC St. Petersburg observation network station (59.9 N, 29.8 E) for March 2009—March 2023. We observe a negative trend in HCl TCs:  $(-0.26 \pm 0.21)\%/year$ . The trend of HF content variability is estimated as  $(+0.59 \pm 0.27)\%/year$ . In addition, we detected the periods of short-term decreases in hydrogen chloride TCs and possible ozone anomalies associated with them. In particular, we noticed a relatively strong decrease in HCl TCs during the winter-spring period of 2023. Therefore, in this period, a chlorine activation and, as a result, the ozone chemical loss were also possible.

**Key words:** halogen-containing gases, Fourier spectroscopy, ozone anomalies

# Статистический анализ моделей, описывающих озоновый слой Земли

Алфимов В. А.<sup>1</sup>, Фролькис В. А.<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный архитектурно-строительный университет

<sup>2</sup>Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова,

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный экономический университет

e-mail: valentin.alfimov@yandex.com

## Аннотация

В работе рассматриваются медианно-дисперсные характеристики математических моделей, описывающих динамику содержания озона в Земной атмосфере: *SOCOL*, *CCSRNIES*, *CMAM*, *EMAC*, *GEOSCCM*, *MOCAGE*, *NIWA* и *UKESWM*. Анализируется поведение этих моделей в Антарктике, Арктике, Европейской широтно-долготной зоне и в симметричной ей области Южного полушария в течение 1960–2018 гг. на основе статистической обработки результатов. Понимание того, какие модели демонстрируют схожие или различные черты может служить показателем того, какие факторы, как и в каком объеме, влияют на адекватность и стабильность генерируемых моделью данных.

**Ключевые слова:** озоновый слой, динамика озонового слоя, фотохимические модели, статистический анализ, кластеризация

## 1. Введение

Использование математических моделей в исследовании озонового слоя позволяет создавать прогнозы и оценивать тенденции его изменений вследствие воздействия определенных факторов. Потенциально, это поможет принимать меры по защите озонового слоя и сохранению его целостности. Так как дефицит озона проявляется главным образом в полярных областях (в Антарктиде озоновая дыра появляется каждую весну), то этим областям уделяется особое внимание.

## 2. Исходные данные и используемые методы

Рассматривается ряд фотохимических моделей с начальными возмущениями  $r$ : *SOCOL*( $r1-r3$ ), *CCRNIES*( $r1$ ), *CMAM*( $r1-r5$ ), *EMAC*( $r1$ ), *GEOSCCM*( $r1$ ), *MOCAGE*( $r1-r3$ ), *NIWA*( $r1-r3$ ), *UKESWM*( $r1$ ), направленные на исследование озонового слоя Земли [1–5]. Для сравнительного анализа перечисленных моделей производится их группирование в кластеры, на основе которых выделяются модели со схожими свойствами. Сравнение моделей проводится за период 1960–2018 гг. в пределах четырех географических зон: Антарктики, Арктики, Европейской широтно-долготной зоны и в симметричной ей области Южного полушария. В рамках сравнительного анализа исследуется вопрос принадлежности моделей к одному и тому же ансамблю на основе кластеризации и проверки статистических гипотез.

Для определения принадлежности той или иной модели к ансамблю используется кластеризация по медианному значению моделируемого содержания озона за весенние (на полюсах) и летние (умеренные широты) периоды и по его дисперсии. Для кластеризации и поиска аномальных модельных результатов применяется модернизированный плотностной алгоритм пространственной кластеризации с присутствием шума *DBSCAN++* [6]. В ситуациях, когда сложно определить принадлежность модели к единственному кластеру применяется алгоритм нечёткой кластеризации *S-средних (FCM)* [7], в котором используется инструмент нечёткой логики для расчета вероятностей принадлежности к тому или иному кластеру. В качестве факторов, позволяющих отнести модель к ансамблю, выступают непараметрические статистические тесты, такие как дисперсионный тест Левена [8] и медианный тест Мудса. Таким образом, предлагаются уровни «доверия», позволяющие сгруппировать модели по предложенным статистическим признакам и принять решение о принадлежности той или иной модели к определенному ансамблю.

## 3. Результаты и обсуждение

Статистики моделей по регионам и соответствующие им номера приведены в таблице 1.

Статистики моделей

№	МОДЕЛЬ	АРКТИКА			ЕВРОПЕЙСКАЯ ЗОНА			ЗОНА SE			АНТАРКТИКА		
		$\sigma^2$	$\mu$ , DU	$\sigma$ , DU	$\sigma^2$	$\mu$ , DU	$\sigma$ , DU	$\sigma^2$	$\mu$ , DU	$\sigma$ , DU	$\sigma^2$	$\mu$ , DU	$\sigma$ , DU
1	SOCOL r1	1216.3	417.6	34.9	748.2	322.8	27.4	2101.1	302.6	45.8	8410.9	231.9	91.7
2	SOCOL r2	1514.6	411.1	38.9	745.4	322.0	27.3	2101.7	302.4	45.8	8655.8	233.9	93.0
3	SOCOL r3	1256.7	418.0	35.4	754.0	323.1	27.5	2098.7	302.1	45.8	8320.9	232.4	91.2
4	CCSRNIES r1	1493.8	345.0	38.6	352.9	293.6	18.8	1866.6	293.3	43.2	4618.1	210.4	68.0
5	CMAM r1	933.8	419.1	30.6	734.0	319.7	27.1	2151.9	298.8	46.4	7509.8	231.3	86.7
6	CMAM r2	959.2	418.1	31.0	742.9	320.5	27.3	2178.0	299.2	46.7	7763.4	234.4	88.1
7	CMAM r3	939.1	417.3	30.6	726.9	320.2	27.0	2230.9	301.9	47.2	7821.9	243.1	88.4
8	CMAM r4	968.9	417.7	31.1	739.3	320.1	27.2	2163.6	300.8	46.5	7394.8	238.1	86.0
9	CMAM r5	906.8	417.8	30.1	727.0	320.4	27.0	2214.3	300.4	47.1	7725.9	239.3	87.9
10	EMAC r1	920.4	409.0	30.3	490.2	325.1	22.1	2207.7	319.4	47.0	5025.8	338.3	70.9
11	GEOSCCM r1	1241.3	439.3	35.2	805.0	314.9	28.4	1860.1	285.7	43.1	7297.9	245.9	85.4
12	MOCAGE r1	1966.0	456.0	44.3	1547.0	358.8	39.3	2828.0	302.3	53.2	6884.8	230.4	83.0
13	MOCAGE r2	2191.7	462.2	46.8	851.0	360.0	29.2	2353.8	301.9	48.5	6940.1	227.5	83.3
14	MOCAGE r3	2192.5	462.1	46.8	850.9	359.8	29.2	2355.0	301.7	48.5	6961.8	227.1	83.4
15	NIWA r1	2924.7	434.6	54.1	708.4	338.0	26.6	2214.5	319.8	47.1	5280.0	246.1	72.7
16	NIWA r2	3550.1	435.2	59.6	754.1	338.5	27.5	2245.8	320.9	47.4	5332.6	250.9	73.0
17	NIWA r3	3649.0	427.7	60.4	729.0	337.2	27.0	2257.1	321.1	47.5	5431.0	249.8	73.7
18	UKESWM r1	4320.4	402.4	65.7	613.8	322.5	24.8	2181.9	294.3	46.7	10460.6	225.3	102.3

В Южном полушарии модели *SOCOL*, *CMAM*, *MOCAGE* образуют стабильный центральный кластер (рис. 1), при этом каждая из моделей порождает субкластер из разных начальных условий (возмущений). Используемый алгоритм определяет модели *UKESWM*, *CCSRNIES* как аномальные в обеих зонах.

Центральный кластер ( $\sigma = 87.4$  DU,  $\mu = 234.6$  DU) в зоне Антарктики достаточно разряжен по дисперсии (рис. 1a). Выброс в виде модели *UKESWM* характеризуется наибольшей дисперсией  $\sigma^2$  среди рассмотренных моделей ( $\sigma = 102.3$  DU), *EMAC* наибольшей медианой  $\mu$  ( $\mu = 338.3$  DU), а *CCSRNIES* наименьшей медианой ( $\mu = 210.4$  DU). Последним также свойственны самые низкие дисперсии (*CCSRNIES*:  $\sigma = 68.0$  DU; *EMAC*:  $\sigma = 70.9$  DU). При этом *CCSRNIES* принадлежит основному кластеру с вероятностью 47 % и к кластеру модели *NIWA* с вероятностью 53 %.

Модель *NIWA* образует небольшой кластер из реализации для трех начальных возмущений (*r1-r3*), который характеризуется значимо меньшей дисперсией ( $\sigma = 73.1$  DU), чем у основного кластера ( $\sigma = 87.4$  DU).

В симметричной Европе зоне Южного полушария (*SE*) (рис. 1b), субкластеры *SOCOL*(*r1-r3*), *CMAM*(*r1-r5*), *MOCAGE*(*r1-r3*) сходятся, уплотняя центральный кластер по дисперсии ( $\sigma = 47.4$  DU), при этом медиана и дисперсия модели *GEOSCCM* относительно других моделей становится значительно меньшей среди моделей ( $\sigma = 43.1$  DU,  $\mu = 285.7$  DU). В полярной зоне характеристики модели *GEOSCCM* ( $\sigma = 85.4$  DU,  $\mu = 245.9$  DU) меняются таким образом, что позволяют отнести её к центральному кластеру ( $\sigma = 87.4$  DU,  $\mu = 234.6$  DU).

В зоне *SE* медиана кластера модели *NIWA* увеличивается и становится максимальной среди всех моделей ( $\mu = 320.6$  DU), при этом к нему примыкает модель *EMAC* ( $\sigma = 46.9$  DU,  $\mu = 319.4$  DU).

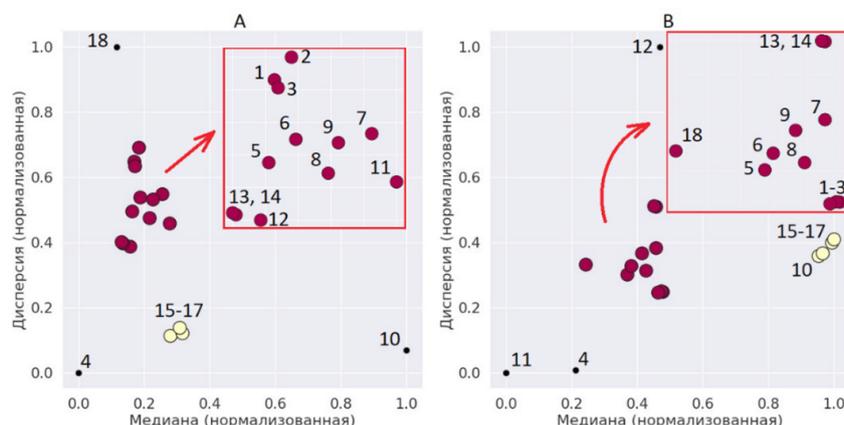


Рис. 1. Кластеризация моделей по дисперсии и медиане в Южном полушарии: Антарктика (A), симметричная

Европе зона в Южном полушарии (В)

В Северном полушарии в основной кластер стабильно входят модели *SOCOL*, *CMAM*, *EMAC*, *GEOSCCM*. В зоне Арктики (рис. 2с) основной кластер моделей характеризуется низкой дисперсией относительно остальных кластеров моделей ( $\sigma = 32.8$  DU,  $\mu = 418.5$  DU), кластер моделей *MOCAGE* — наибольшей медианой ( $\mu = 460.1$  DU). Модель *UKESWM* имеет наибольшую дисперсию ( $\sigma = 65.7$  DU), а модель *CCSRNIES* — наименьшую медиану ( $\mu = 345$  DU). Кластер моделей *NIWA* имеет повышенную, относительно других моделей дисперсию ( $\sigma = 58$  DU), приближающую её к модели *UKESWM* и промежуточное значение медианы ( $\mu = 432.5$  DU).

В зоне Европы, модель *UKESWM* ( $\sigma = 24.8$  DU,  $\mu = 322.5$  DU) примыкает к основному кластеру ( $\sigma = 26.6$  DU,  $\mu = 321$  DU). Кластер *NIWA* ( $\sigma = 27$  DU,  $\mu = 337.9$  DU) выравнивается с основным кластером по дисперсии. Модели *MOCAGE* также демонстрируют наибольшую медиану ( $\mu = 359.5$  DU), при этом дисперсия при возмущении  $r1$  у неё становится максимальной среди всех моделей ( $\sigma = 39.3$  DU), что переводит её в ранг выбросов на данном участке. Для модели *CCRNIES* здесь характерна наименьшая дисперсия и медиана ( $\sigma = 18.8$  DU,  $\mu = 293.6$  DU).

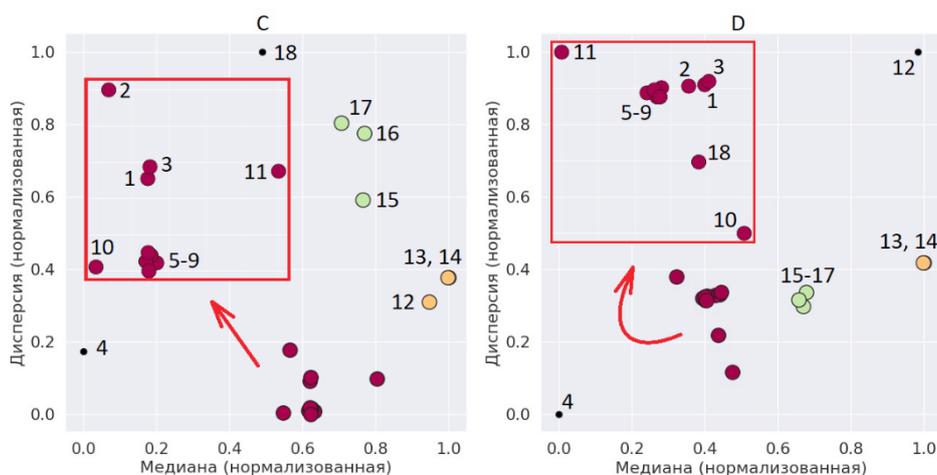


Рис. 2. Кластеризация моделей по дисперсии и медиане в Северном полушарии: Арктика (С), Европейская зона (D)

Согласно статистическим тестам Левена и Мудса, практически все модели значимо ( $p$ -value = 0.05) отличаются друг от друга (рис. 3). При возмущениях  $r2$  и  $r3$  модель *MOCAGE* обладает постоянными статистиками во всех рассмотренных областях, отклоняясь только по медиане в *SE*. При этом результаты, полученные при возмущениях  $r1$  и  $r2$ , а также  $r1$  и  $r3$  характеризуются статистически различными дисперсиями и медианами, а результаты, соответствующие возмущениям  $r2$  и  $r3$  описываются подобными дисперсиями и медианами (проходят тесты).

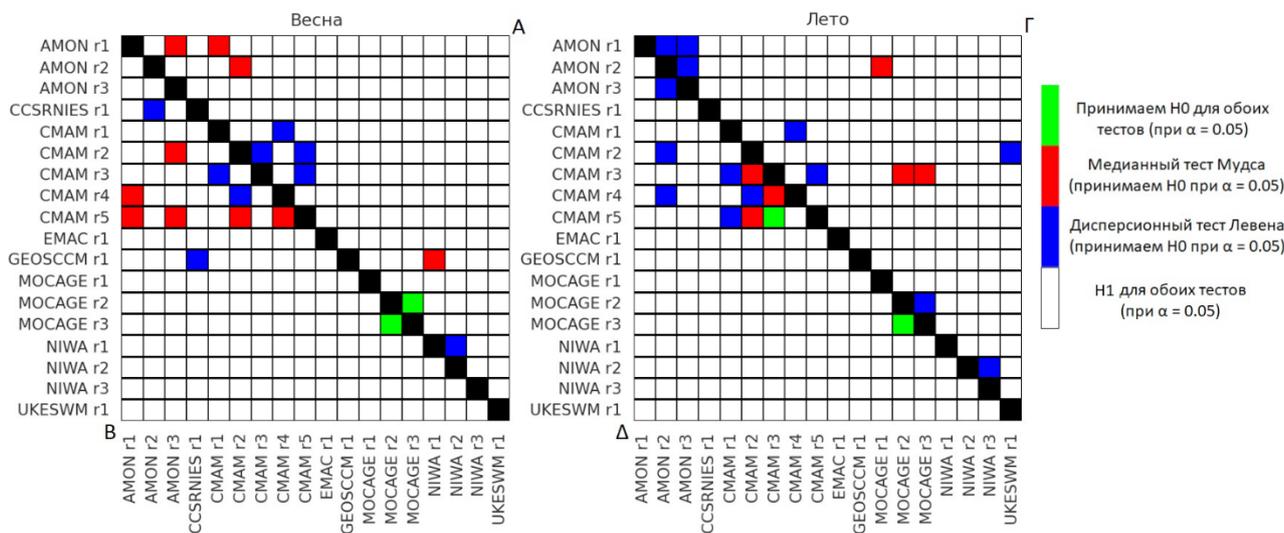


Рис. 3. Статистические тесты. Полярные зоны: А — Антарктика, В — Арктика, Г — симметричная Европе зона

## Заключение

Подобный подход позволяет, анализируя результаты, полученные по ансамблю/совокупности моделей, оценить их однородность. Важность той или иной статистики, определенной по расчетам с моделью, должна рассматриваться контекстно, при этом возможное усиление «уровня доверия» к результату может быть сделано исходя из рассмотренной идеологии.

## Список литературы

1. *Egorova, T., Rozanov E., Zubov V.* Chemistry-climate model SOCOL: A validation of the presentday climatology // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. Vol. 5, P. 1557–1576.
2. *Akiyoshi H., Sugita T., Kanzawa H., Kawamoto N.* Ozone perturbations in the Arctic summer lower stratosphere as a reflection of NO<sub>x</sub> chemistry and planetary scale wave activity // *Geophys. Res.*, 109. 2004. DOI:10.1029/2003JD003632.
3. *Beagley, S., de Grandpre J., Koshyk J., McFarlane N.* Radiative-dynamical climatology of the first generation Canadian Middle Atmosphere Model (CMAM) // *Atmos. Ocean.* 1997. Vol. 35, P. 293–331.
4. *Bloom, S., et al.* Documentation and validation of the Goddard Earth Observing System (GEOS) data assimilation system—Version 4 // *Global Modeling Data Assimilation, NASA Goddard Space Flight Cent.* 2005.
5. *Teyssedre H., Michou M., Clark H., Josse B.* A new chemistry-climate tropospheric and stratospheric model MOCAGE—*Climat: Evaluation of the present-day climatology and sensitivity to surface processes.* 2007. DOI:10.5194/acpd-7-11295-2007
6. *Jang J., Jiang H.* DBSCAN++: Towards fast and scalable density clustering // *Proceedings of the 36th International Conference on Machine Learning.* 2019., Vol. 97. P. 3019–3029.
7. *Bezdek, J., Ehrlich R., Full W.* FCM: The Fuzzy C–Means Clustering Algorithm // *Computers & Geosciences,* 1984. Vol. 10, No. 2–3, P. 191–203.
8. *Levene, H.* In *Contributions to Probability and Statistics: Essays in Honor of Harold Hotelling*, I. Olkin et al. // *Stanford University Press,* P. 278–292.

## Statistical analysis of models simulating the Earth’s ozone layer

Alfimov V.A.<sup>1</sup>, Frolkis V.A.<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Saint Petersburg State University of Architecture and Civil Engineering

<sup>2</sup>The Voeikov Main Geophysical Observatory,

<sup>3</sup>Saint Petersburg State University of Economics

e-mail: valentin.alfimov@yandex.com

## Abstract

The work considers median and dispersion characteristics of mathematical models that describe the dynamics of ozone content in the Earth’s atmosphere: SOCOL, CCSRNIES, CMAM, EMAC, GEOSCCM, MOCAGE, NIWA, and UKESWM. The behavior of these models is analyzed in Antarctica, the Arctic, the European latitudinal-longitudinal zone, and its symmetric region in the Southern Hemisphere during 1960–2018 based on statistical analysis of the results. Understanding which models demonstrate similar or different features can serve as an indicator of which factors, and to what extent, affect the adequacy and stability of the data generated by the model.

**Keywords:** ozone layer, dynamics of the ozone layer, photochemical models, statistical analysis, clustering.

# Сравнительный анализ вариаций озonoактивных компонент внутри арктического стратосферного вихря на основе траекторного моделирования и данных реанализа.

Лукьянов А. Н., Юшков В. А., Вязанкин А. С.

Центральная аэрологическая обсерватория,  
ул. Первомайская д. 3, г. Долгопрудный, 141707, Московская область  
e-mail: [lukyanov@caomsk.mipt.ru](mailto:lukyanov@caomsk.mipt.ru), [vladimir@caomsk.mipt.ru](mailto:vladimir@caomsk.mipt.ru), [vzvzvzan@mail.ru](mailto:vzvzvzan@mail.ru)

## Аннотация

Рассмотрены зимне-весенние сезоны в Арктике с наиболее сильными стратосферными вихрями и, как следствие, наибольшими потерями озона. Для исследования вариаций озона и озonoактивных компонент использован ансамбль обратных траекторий внутри вихря и данные реанализа M2-SCREAM, включающий некоторые химические компоненты, влияющие на концентрацию озона. Показано, что рекордное разрушение озона зимой 2020 г. было обусловлено не только долгоживущим устойчивым стратосферным полярным вихрем, но также и более ранней активацией хлорных компонент и более сильной денитрификацией воздушных масс.

**Ключевые слова:** стратосферный полярный вихрь, озон, денитрификация, траекторная модель.

## Введение

Несмотря на снижение концентрации озоноразрушающих веществ в стратосфере, в отдельные зимне-весенние периоды наблюдаются значительные потери озона внутри арктического стратосферного вихря. Самые большие потери озона зафиксированы в 2010–2011, 2015–2016 и 2019–2020 г., с максимальными потерями зимой 2019–2020 г. Это обусловлено тем, что кроме концентрации галогенов на потери озона оказывает влияние динамика вихря и его изолированность от средних широт (сила вихря). Внутри сильного вихря происходит радиационное выхолаживание до пороговых значений температуры образования полярных стратосферных облаков (ПСО), на поверхности которых происходят гетерогенные реакции, приводящие к активации галогенов. Для северного полушария характерна большая межгодовая изменчивость силы вихря и частые его смещения в средние широты. В работе [1] показано, что наблюдаемые в последние годы смещения вихря в сторону Евразии приводят к проникновению обеднённых озном воздушных масс в этот регион.

Несмотря на то, что основные процессы, приводящие к разрушению озона внутри вихря, в целом, хорошо изучены, остаются открытыми вопросы, связанные с продолжительностью активации хлора, восстановлением хлорных резервуаров  $\text{HCl}$  и  $\text{ClONO}_2$  и т.д. На восстановление  $\text{ClONO}_2$  большое влияние оказывают процессы денитрификации (удаление азотных компонент из воздушной массы вследствие оседания крупных частиц ПСО). При наличии денитрификации восстановление  $\text{ClONO}_2$  замедляется, а уровень активных хлорных компонент остаётся высоким, приводя к более продолжительному разрушению озона.

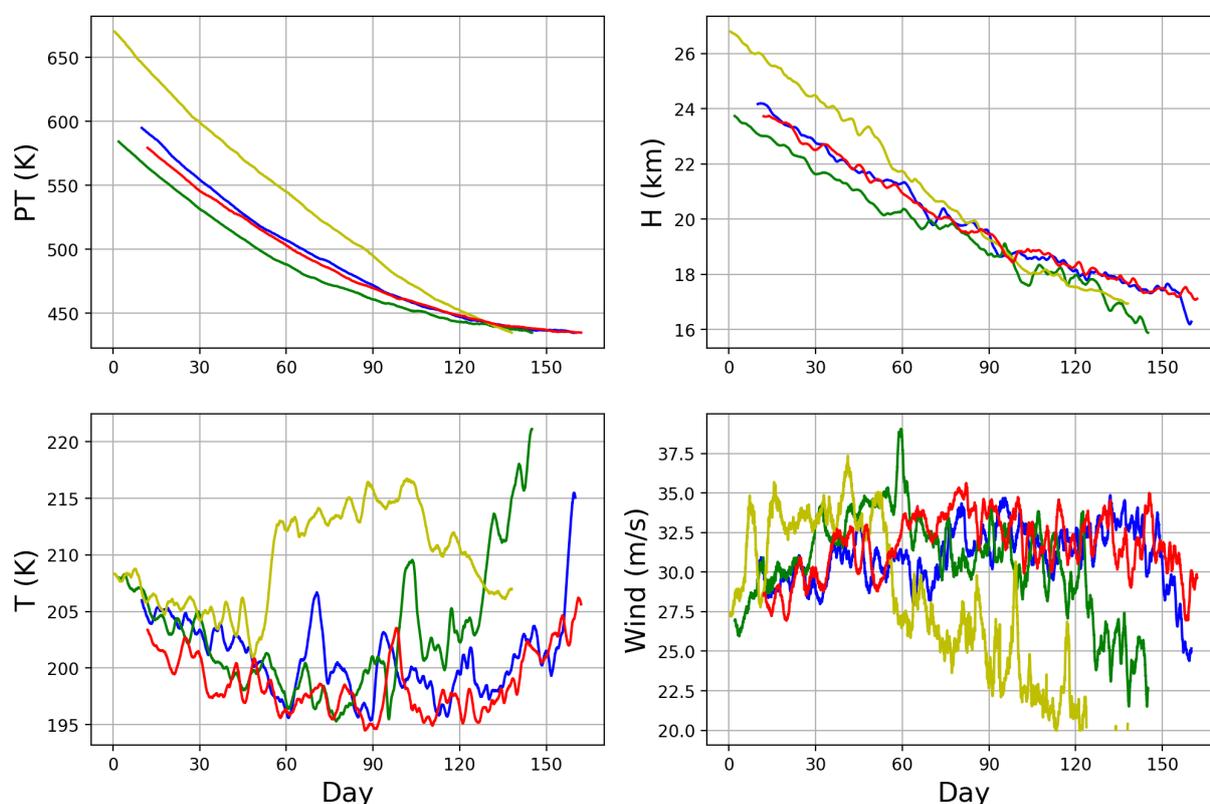
Анализ влияния изменчивости озonoактивных компонент на поведение озона внутри вихря зимой 2019–2020 г. представлен во множестве работ, как на основе модельных расчётов, например [2], так и данных наблюдений, например [3]. В частности в работе [3] на основе спутниковых данных MLS представлены осреднённые по вихрю вариации азотных и хлорных компонент, а также озона на различных вертикальных уровнях.

В представленной работе по аналогии с [4] использован лагранжев подход для определения изменчивости атмосферных параметров, осреднённых по ансамблю траекторий внутри полярного вихря в течение зимы. Для расчёта траекторий в качестве полей метеопараметров используются данные реанализа M2-SCREAM [5], которые также содержат 3-х мерные поля озона и таких компонент как  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{HNO}_3$  (газообразная и конденсированная фаза). Таким образом, этот метод позволяет исследовать не только вариации озона внутри вихря, но и процессы, определяющие его поведение.

## Результаты

Для расчёта ансамбля траекторий внутри вихря используется траекторная модель [6,7] с усреднением параметров по этому ансамблю на каждом временном шаге. В отличие от [4] в данной работе используются не прямые, а обратные траектории, инициализированные внутри вихря на уровне потенциальной температуры 435K (~ 16–17 км), с целью исследования только тех воздушных частиц, которые находились внутри вихря в марте-апреле. Результаты тестовых расчётов для разных зим с использованием прямых и обратных траекторий демонстрируют аналогичное поведение параметров, осреднённых по ансамблю траекторий внутри вихря, что свидетельствует об устойчивости предлагаемого подхода. Для фильтрации частиц, оказывающихся вне вихря, использовалось пороговое значение потенциальной завихрённости в зависимости от вертикального уровня. Для разных лет начальные даты выбирались в марте-апреле из соображений наибольшей симметричности вихря относительно полюса в области 70°–90° с.ш. Для сравнения с зимами с максимальным разрушением озона (2010–2011, 2015–2016 и 2019–2020) также исследовалась зима 2018–2019 г. с ранним потеплением и с незначительными потерями озона.

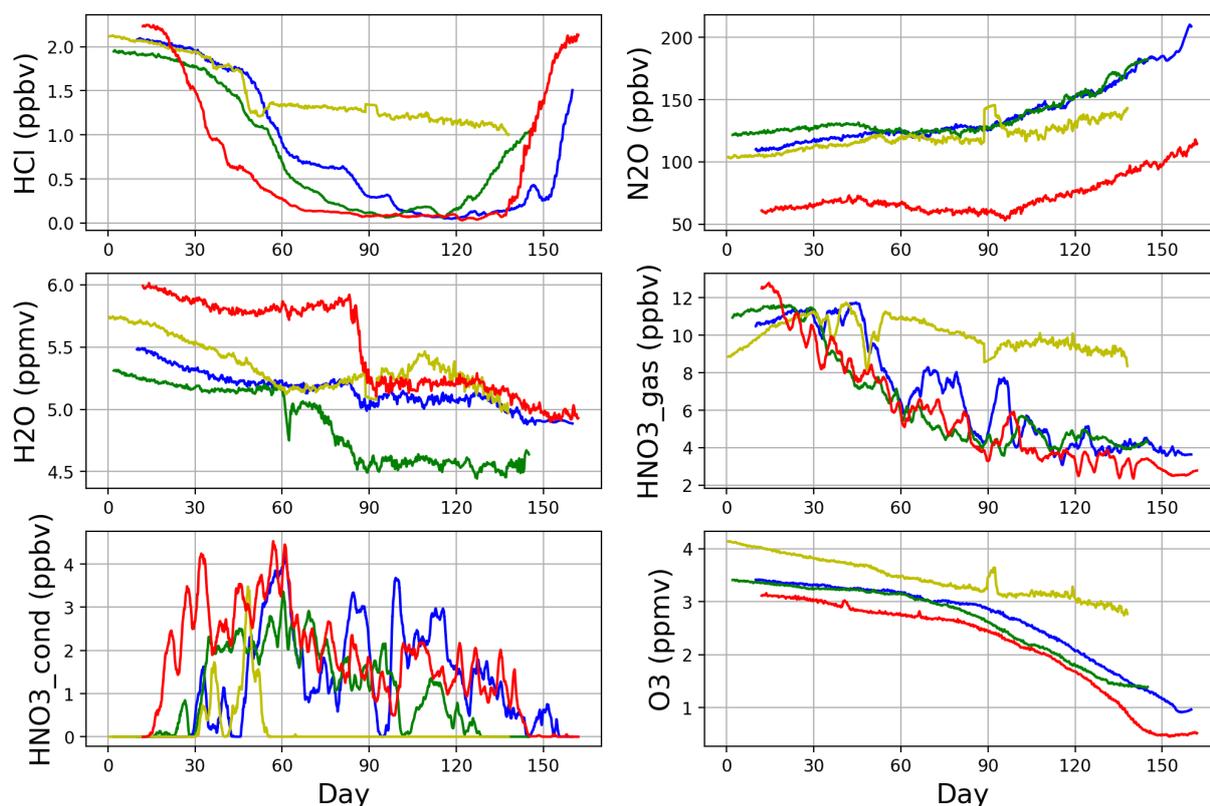
Результаты расчётов осреднённых по ансамблю траекторий вариаций метеорологических параметров для всех зим представлены на рис. 1, а химических компонент на рис. 2. Нулевой день соответствует 1 ноября. В верхнем ряду рис. 1 слева показано неадиабатическое оседание воздушных масс в единицах потенциальной температуры, а в километрах справа.



**Рис. 1.** Вариации метеорологических параметров, осреднённых по ансамблю траекторий (2010–2011 синий, 2015–2016 зелёный, 2018–2019 жёлтый, 2019–2020 красный), нулевой день соответствует 1 ноября.

Рисунок показывает, что зимой 2018 г. на уровень 16 км воздушные массы опускаются с больших высот по сравнению с другими зимами. График скорости (правый-нижний) демонстрирует более раннее ослабление вихря в 2015–2016 и 2018–2019, связанное с потеплением. График температуры (левый-нижний) показывает, что радиационное выхолаживание зимой 2019–2020 началось раньше чем в другие зимы, что привело к более раннему образованию ПСО, гетерогенным реакциям с трансформацией хлорного резервуара HCl в активную форму (Рис. 2 левый-верхний). Такая же трансформация, но смещённая по времени, наблюдается и для других зим, кроме зимы 2018–2019 г. с ранним потеплением. На графике  $\text{HNO}_3$  (правый-средний) по-

казаны вариации суммарных значений газообразной и жидкой/твёрдой фазы азотной кислоты. В данных M2-SCREAM эти компоненты представлены отдельно, характеризуя фазовые превращения азотной кислоты на поверхности частиц ПСО в результате гетерогенных реакций.



**Рис. 2.** Вариации отношения смеси химических компонент, осреднённых по ансамблю траекторий (2010–2011 синий, 2015–2016 зелёный, 2018–2019 жёлтый, 2019–2020 красный).

Конденсированная  $\text{HNO}_3$  представлена на рис. 2 (левый-нижний), также демонстрируя более раннее формирование ПСО зимой 2019–2020 г. Уменьшение суммарных значений азотной кислоты характеризует степень денитрификации воздушных масс внутри вихря. Как видно из рисунка зима 2019–2020 г. также характеризуется максимальной денитрификацией. Кроме того, график  $\text{H}_2\text{O}$  (левый-средний) для этой же зимы демонстрирует резкое уменьшение отношения смеси водяного пара, что свидетельствует о фазовых преобразованиях воды при формировании крупных ледяных частиц ПСО. Эти частицы седиментируют, вызывая не только денитрификацию, но и дегидрацию движущихся воздушных масс. Аналогичная картина наблюдается и для зимы 2015–2016 г., но более раннее потепление предотвратило дальнейшее разрушение озона (правый-нижний). Рост  $\text{N}_2\text{O}$  (правый-верхний) с середины зимы вероятнее всего связан с нарастающим перемешиванием вихревых воздушных масс со среднеширотными массами.

Результаты аналогичных расчётов для более низких высот (не показаны) демонстрируют наличие ренитрификации воздушных масс на этих уровнях вследствие седиментации крупных частиц ПСО с верхних уровней.

Таким образом, результаты расчётов показывают, что зимой 2019–2020 г. были созданы условия для рекордного разрушения озона, аналогичные тем, что возникают в антарктическом вихре. Кроме низких температур наблюдались процессы денитрификации, которые препятствовали восстановлению хлорных резервуаров и способствовали продолжительному разрушению озона.

Представленный метод диагностики динамических и химических процессов внутри вихря с использованием ансамбля траекторий может применяться для валидации химических климатических моделей с целью корректного прогнозирования будущего состояния полярной стратосферы.

Авторы благодарны разработчикам реанализа M2-SCREAM за свободно предоставляемые данные. Работа выполнена в рамках научно-исследовательской темы 2.9 Росгидромета.

## Список литературы

1. Zhang, J., Tian, W., Xie, F. et al. Stratospheric ozone loss over the Eurasian continent induced by the polar vortex shift. *Nat Commun* 9, 206 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02565-2>
2. Wohltmann, I., von der Gathen, P., Lehmann, R., Deckelmann, H., Manney, G. L., Davies, J., et al. (2021). Chemical evolution of the exceptional Arctic stratospheric winter 2019/2020 compared to previous Arctic and Antarctic winters. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126, e2020JD034356. <https://doi.org/10.1029/2020JD034356>
3. Manney, G. L., Livesey, N. J., Santee, M.L., Froidevaux, L., Lambert, A., & Lawrence, Z. D., et al. (2020). Record low Arctic stratospheric ozone in 2020: MLS observations of chemical processes and comparisons with previous extreme winters. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL089063. <https://doi.org/10.1029/2020GL089063>
4. Лукьянов А. Н., Варгин П. Н., Юшков В. А., Исследование с помощью лагранжевых методов аномально устойчивого арктического стратосферного вихря, наблюдавшегося зимой 2019–2020 гг., *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, Т. 57, № 3, стр. 278–285, 2021.
5. Wargan, K., Weir, B., Manney, G. L., Cohn, S. E., Knowland, K. E., Wales, P. A., & Livesey, N. J. (2023). M2-SCREAM: A stratospheric composition reanalysis of Aura MLS data with MERRA-2 transport. *Earth and Space Science*, 10, e2022EA002632. <https://doi.org/10.1029/2022EA002632>
6. Lukyanov A., Nakane H., and Yushkov V. Lagrangian Estimation of Ozone Loss in the core and Edge Region of the Arctic Polar Vortex 1995/1995: Model Results and Observations.—*J. Atmos. Chemistry*, 2003, vol. 44, No 2, pp. 191–210.
7. Лукьянов А. Н., Ганьшин А. В., Юшков В. А., Вязанкин А. С., Траекторное моделирование средней атмосферы, *Метеорология и гидрология*, № 9, с. 95–104, 2021.

## Comparative analysis of variations in ozone-active components inside the Arctic stratospheric vortex based on trajectory modeling and reanalysis data

Lukyanov A. N., Yushkov V. A., Vyazankin A. S.

Central Aerological Observatory (CAO), Pervomayskaya, 3, Dolgoprudny, Moscow region  
e-mail: [lukyanov@caomsk.mipt.ru](mailto:lukyanov@caomsk.mipt.ru), [vladimir@caomsk.mipt.ru](mailto:vladimir@caomsk.mipt.ru), [vzvzvan@mail.ru](mailto:vzvzvan@mail.ru)

The winter-spring seasons in the Arctic with the strongest stratospheric vortices and, as a result, the greatest ozone losses are considered. To study variations in ozone and ozone-active components, we used an ensemble of backward trajectories inside the vortex and M2-SCREAM reanalysis data, which includes some chemical components that affect the ozone concentration. It is shown that the record ozone depletion in the winter of 2020 was due not only to the long-lived stable stratospheric polar vortex, but also to the earlier activation of chlorine components and stronger denitrification of the air masses.

**Key words:** stratospheric polar vortex, ozone, denitrification, trajectory model.

# Влияние Эль-Ниньо — Южного колебания на озоновый слой и динамические процессы в арктической стратосфере

А. Р. Яковлев, С. П. Смышляев

E-mail: [endrusj@rambler.ru](mailto:endrusj@rambler.ru)

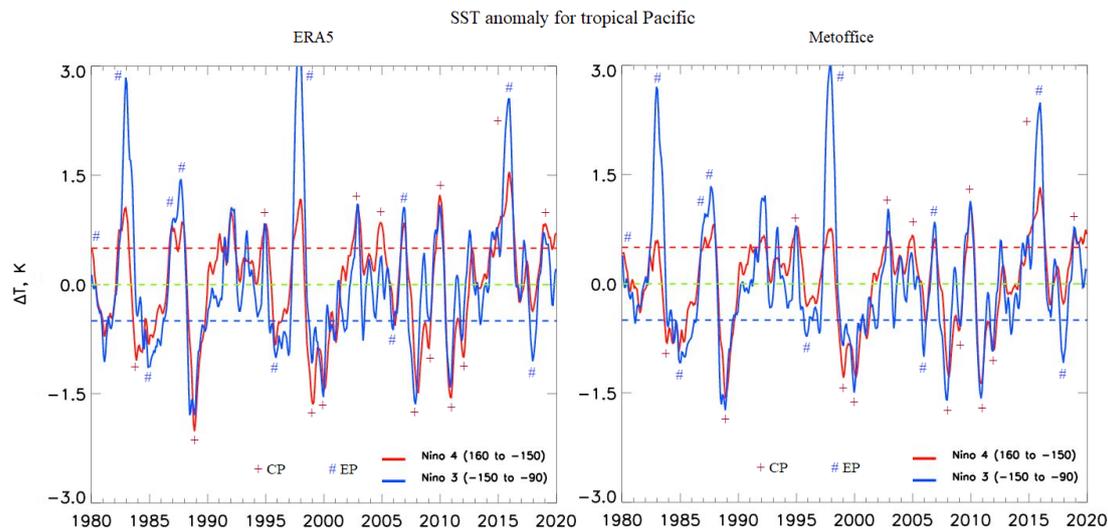
**Аннотация:** Проанализированы данные ре-анализа по температуре поверхности океана, температуре воздуха, концентрации и общему содержанию озона и зонального ветра для разных фаз и типов явления Эль-Ниньо — Южное колебание (ЭНЮК). Исследуется влияние ЭНЮК на динамику полярной стратосферы и озонового слоя в течение периода с 1980 по 2020. Особое внимание уделяется изучению различий влияния разных типов ЭНЮК (Восточно-Тихоокеанское (ВТ) и Центрально-Тихоокеанское (ЦТ)) Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Показано, что при фазе ЦТ Эль-Ниньо зональный ветер сильнее ослабевает и чаще обращается, чем при фазе ВТ Эль-Ниньо, что ЦТ Эль-Ниньо приводит к более быстрому разрушению полярного вихря (ПВ), повышению температуры воздуха в стратосфере и увеличению концентрации и общего содержания озона, чем ВТ Эль-Ниньо. При фазе Ла-Нинья при ЦТ типе ПВ является более устойчивым, что часто приводит к существенному снижению содержания озона. При ВТ Ла-Нинья часто наблюдаются мощные ВСП, которые приводят к разрушению ПВ и увеличению содержания озона.

**Ключевые слова:** ЭНЮК, температура воздуха, внезапное стратосферное потепление, полярный вихрь, концентрация озона, общее содержание озона, зональный ветер.

Недавние исследования внутропической реакции на фазы Эль-Ниньо и Ла-Нинья ЭНЮК выделяют два наиболее важных фактора, влияющих на силу дистанционной связи: интенсивность экваториальной аномалии ТПО и ее долготную локализацию [1]. Продольная локализация позволяет выделить два типа ЭНЮК: Восточно-Тихоокеанский (ВТ), характеризующийся максимальным потеплением ТПО в восточной части Тихого океана, и Центрально-Тихоокеанский (ЦТ), с наивысшей аномалией ТПО, расположенной в центре тропической части Тихого океана [2]. Амплитуда наблюдаемых аномалий ТПО также может характеризовать разнообразие ЭНЮК: умеренные и экстремальные/сильные явления, где «сильные» явления Эль-Ниньо обычно классифицируются как ВТ типа и «умеренные» события, которые относятся к типу ЦТ [3]. Однако во время ЦТ Эль-Ниньо максимум ТПО располагается вблизи или внутри теплого бассейна с хорошо развитой глубокой конвекцией. Это приводит к интенсивному выделению тепла и влаги в атмосферу в начале события, а во время ВТ Эль-Ниньо глубокая конвекция начинается позже, в кульминационной фазе, когда ТПО в восточной части Тихого океана повышается до 27 °С, т. е., до порога развития глубокой конвекции. Таким образом, значимость влияния умеренных событий ЦТ может быть такой же, как и во время сильного ВТ Эль-Ниньо [4].

ЭНЮК воздействует не только на тропосферу, но и на стратосферу [5], оказывая влияние на температуру и ветер в тропической стратосфере, а, следовательно, на радиационный баланс и химический состав атмосферы [6]. Фаза Эль-Ниньо приводит к потеплению и ослаблению зимнего стратосферного полярного вихря в Северном и Южном полушариях [6]. Ослабление зимнего полярного вихря, связанное с изменением направления западных ветров, называют большим внезапным стратосферным потеплением (ВСП). Хотя вероятность возникновения ВСП в годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья почти одинакова, в годы Эль-Ниньо она еще выше, а сами ВСП обычно мощнее, чем в годы Ла-Нинья [7], но эта связь остаётся неоднозначной из-за чувствительности как ЭНЮК, так и ВСП к их соответствующей классификации, большой выборочной изменчивости в наблюдениях и возможных ошибок модели, влияющих на отношения в моделях [8]. Воздействие ЭНЮК на озоновый слой в полярной стратосфере может быть связано с воздействием планетарных волн и циркуляции Брюера-Добсона.

В настоящей работе проанализированы аномалии ТПО в тропической части Тихого океана: в районе 5 ю. ш. — 5 с. ш., 170 з. д. — 120 з. д. (Nino 3.4), а также в 160 в. д. — 150 з. д. (Nino4) и 150 з. д. — 90 з. д. (Nino3) за период с 1980 по 2020 гг. на основе среднемесячных данных ТПО Met Office и ERA5 (рисунок 1).



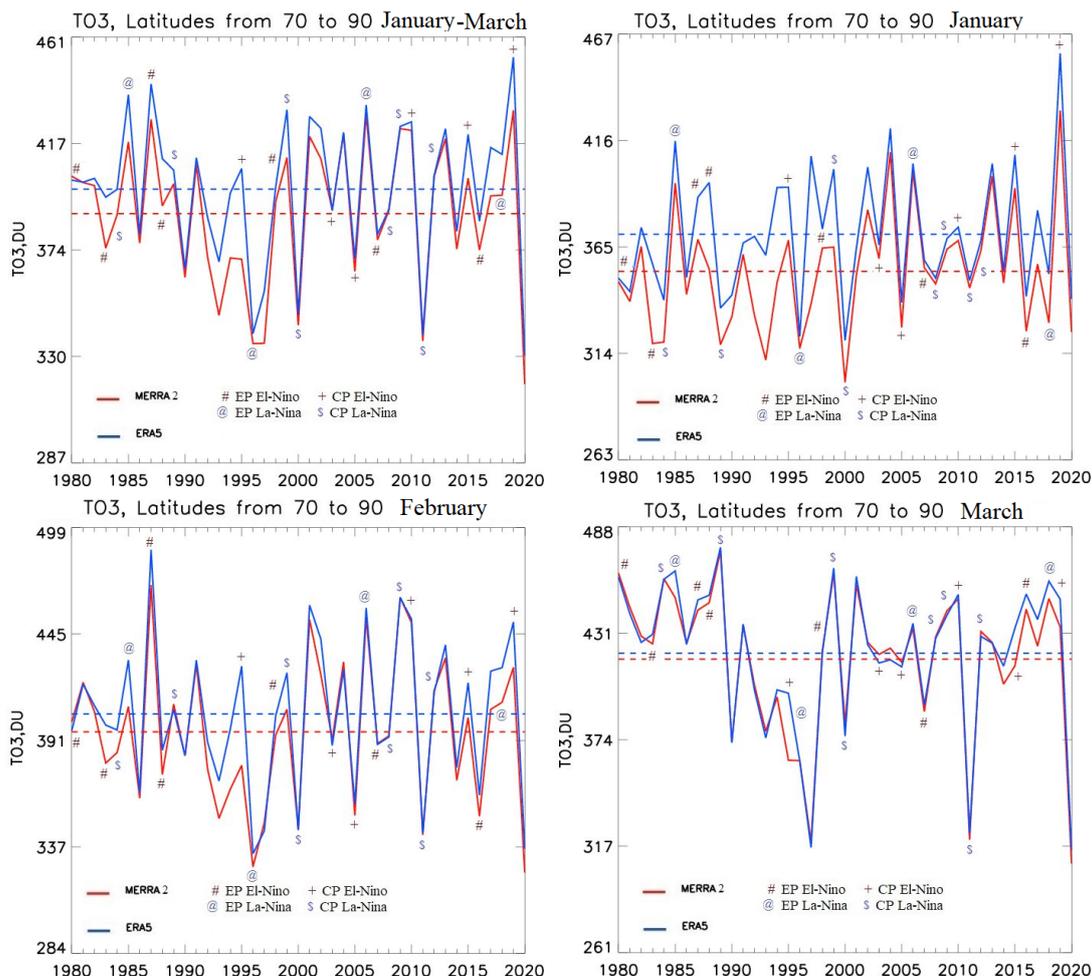
**Рис. 1.** Аномалии ТПО в районе 5 ю.ш.— 5 с.ш., 160 в.д.— 150 з.д. (красный), 150 з.д.— 90 з.д. (синий) по данным ERA5 (слева) и Met Office (справа). На графике указаны типы ЭНЮК: тип CP отмечен знаком «+», тип EP отмечен знаком «#».

На основании анализа аномалий ТПО проведена классификация Эль-Ниньо и Ла-Нинья на ВТ и ЦТ типы. К ВТ типу относятся такие Эль-Ниньо и Ла-Нинья, при которых аномалии ТПО на 150 з.д.— 90 з.д. (Nino3, на графике синяя линия) выше (в случае с Эль-Ниньо) и ниже (в случае с Ла-Нинья) аномалий ТПО на 160 в.д.— 150 з.д. (Nino4, на графике красная линия). По графику видно, что к ВТ типу относятся Эль-Ниньо 1983, 1987, 1988, 1998, 2007 и 2016, а также Ла-Нинья 1985, 1996, 2006 и 2018. К ЦТ типу относятся те Эль-Ниньо и Ла-Нинья, при которых аномалии ТПО на 160 в.д.— 150 з.д. и на 150 з.д.— 90 з.д. близки друг к другу. По графику видно, что к ЦТ типу можно отнести Эль-Ниньо 1995, 2003, 2005, 2010 и 2019, а также Ла-Нинья 1984, 1989, 1999, 2000, 2008, 2009, 2011 и 2012. При этом особыми случаями являются Эль-Ниньо 1992 и слабый Ла-Нинья 2001, которые не относятся ни к какому типу— то есть это— Эль-Ниньо и Ла-Нинья, которые из ЦТ типа переходит в ВТ тип или наоборот, что видно по графику— аномалии ТПО в Nino3 и Nino4 незначительно различаются в сторону Nino3.

На рисунке 2 представлены данные об общем содержании озона в арктическом регионе (70–90 с.ш.) за период с 1980 по 2020 по данным ERA5 и MERRA2. Как известно, фаза Эль-Ниньо способствует увеличению общего содержания озона, поскольку происходит усиление меридионального переноса из тропической стратосферы в полярную, тогда как фаза Ла-Нинья— уменьшению общего содержания озона из-за ослабления этого переноса. Уменьшение общего содержания озона до состояния озоновой дыры вероятно во время ЦТ Ла-Нинья (январь–март): в 1989, 2000 и 2011 годах общее содержание озона уменьшалось до значений 320–365 е.Д., что на 15–65 е.Д. ниже среднего многолетнего общего содержания озона. Но в то же время в 1984, 1999 и 2009 общее содержание озона было на 2–40 е.Д. выше среднего, что свидетельствует об увеличении содержания озона из-за предшествующего мощного Эль-Ниньо (Ла-Нинья 1984 и 1999 следуют за мощными Эль-Ниньо 1983 и 1998), а также из-за факторов, не связанных с ЭНЮК. На ВТ Ла-Нинья в большинстве случаев (1985, 2006 и 2018) общее содержание озона достигает от 400 до 460 е.Д. (на 12–48 е.Д. выше среднего). Хотя в 1996, несмотря на ВТ Ла-Нинья, общее содержание озона меньше среднего на 50 е.Д.

Для ЦТ Эль-Ниньо (2003, 2010, 2015 и 2019) общее содержание озона в январе–марте достигает значений от 390 до 460 е.Д. (на 4–50 е.Д. выше среднего). Хотя в 2005 (тоже ЦТ Эль-Ниньо) содержание озона было на 24 е.Д. ниже среднего. Во время ВТ Эль-Ниньо ситуация с общим содержанием озона неоднозначна: в 1980, 1987 и 1998 общее содержание озона на 5–45 е.Д. выше среднего, а в 1983 и 2007 на 8–14 е.Д. ниже среднего. В 2016 наблюдается расхождение в данных реанализа. В то же время видно, что основное воздействие ВТ Эль-Ниньо проявляется в феврале–марте. В январе во всех случаях, кроме 1987 и 1988, содержа-

ние озона либо ниже среднего, либо близко к нему, а в феврале и 1988 аномалии содержания озона стали ниже среднего.



**Рис. 2.** Общее содержание озона в Арктике (70–90 с. ш.) в среднем за январь-март (вверху слева), за январь (вверху справа), за февраль (внизу слева), за март (внизу справа) по данным ERA5 (синий) и MERRA2 (красный). При этом CP Эль-Ниньо, EP Эль-Ниньо, CP Ла-Нина и EP Ла-Нина отмечены знаками «+», «#», «S» и «@» соответственно.

При нейтральной фазе общее содержание озона как выше, так и ниже среднего, но стоит выделить годы, в которые содержание озона снижалось до состояния озоновой дыры: 1997 и 2020 (в эти годы наблюдался устойчивый ПВ). При этом в 2020 содержание озона уменьшилось на 78 е.Д., что связано с наиболее сильным и устойчивым в течение длительного времени (до апреля) ПВ. Кроме того, в 1997 содержание озона в феврале стало ниже среднего, а в январе оно было выше среднего, что, вероятно, связано с влиянием других процессов на устойчивость полярного вихря.

В результате исследования можно сделать следующие выводы:

1. Фаза Эль-Ниньо приводит к увеличению потоков тепла и массы в стратосферу, что способствует увеличению ВСП и ослаблению ПВ. В то же время показано, что во время ЦТ Эль-Ниньо ВСП сильнее и возникает раньше, чем во время ВТ Эль-Ниньо. В результате этого ПВ в ЦТ Эль-Ниньо слабее, чем в ВТ Эль-Ниньо.
2. Циркуляционные процессы во время фазы Ла-Нинья зависят от типа Ла-Нинья. При ЦТ Ла-Нинья ВСП отсутствует, вследствие чего ПВ устойчива. Во время ВТ Ла-Нинья наблюдаются мощные ВСП, которые приводят к ослаблению ПВ.
3. Наибольшее увеличение содержания озона происходит во время ЦТ Эль-Ниньо и ВТ Ла-Нинья. В эти фазы ВСП наиболее мощные и происходят в январе, приводя к разрушению ПВ, что приводит к увеличению циркуляции Брюера-Добсона. Во время ВТ Эль-Ниньо ВСП

происходит в феврале, поэтому ПВ более устойчиво, чем во время ЦТ Эль-Ниньо и ВТ Ла-Нинья, а концентрация озона из-за усиления циркуляции Брюера-Добсона повышается позже и не так сильно, как во время ЦТ Эль-Ниньо и ВТ Ла-Нинья. При ЦТ Ла-Нинья ВСП отсутствуют, ПВ устойчиво, поэтому циркуляция Брюера-Добсона слабая, а концентрация озона снижается до состояния озоновой дыры.

#### Список источников:

1. Graf, H.-F.; Zanchettin, D. Central Pacific El Niño, the “subtropical bridge,” and Eurasian climate. *J. Geophys. Res.* 2012, 117, D01102.
2. Ashok, K.; Behera, S.K.; Rao, S.A.; Weng, H.; Yamagata, T. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.* 2007, 112, C11007.
3. Takahashi, K.; Dewitte, B. Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. *Clim. Dyn.* 2016, 46, 1627–1645.
4. Taschetto, S.A.; Ummenhofer, C.C.; Stuecker, M.F.; Dommenges, D.; Ashok, K.; Rodrigues, R.R.; Yeh, S.-W. ENSO atmospheric teleconnections. In *El Niño Southern Oscillation in a Changing Climate*; McPhaden, M.J., Santoso, A., Cai, W., Eds.; AGU Monograph; American Geophysical Union: Washington, DC, USA, 2020.
5. Manzini, E. (2009). Atmospheric science: ENSO and the stratosphere. *Nature Geoscience*, 2(11), 749–750.
6. Domeisen, D.I., Garfinkel, C.I., and Butler, A.H. (2019) The Teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the Stratosphere. *Reviews of Geophysics*, 57, 5–47. <https://doi.org/10.1029/2018RG000596>.
7. Pogoreltsev, A.I., Savenkova, E.N., Pertsev, N.N., 2014. Sudden Stratospheric Warmings: the Role of Normal Atmospheric Modes. *Geomagnetism and Aeronomy*. 54 (3), 387–403.
8. Polvani, L. M., Sun, L., Butler, A. H., Richter, J. H., & Deser, C. (2017). Distinguishing stratospheric sudden warmings from ENSO as key drivers of wintertime climate variability over the North Atlantic and Eurasia. *Journal of Climate*, 30(6), 1959–1969. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0277.1>.

## The impact of El Niño—Southern Oscillation on the ozone layer and dynamic processes in the Arctic stratosphere

A. R. Jakovlev, S. P. Smyshlyayev

E-mail: [endrusj@rambler.ru](mailto:endrusj@rambler.ru)

### Abstract

The re-analysis data on ocean surface temperature, air temperature, concentration and total ozone column and zonal wind for different phases and types of El-Niño—Southern oscillation (ENSO) are analyzed. The impact of ENSO on the dynamics of the polar stratosphere and the ozone layer during the period from 1980 to 2020 is studied. Particular attention is paid to the study of differences in the influence of different types of ENSO (East Pacific (EP) and Central Pacific (CP)) El Niño and La Niña. It is shown that during the CP El Niño phase, the zonal wind weakens more strongly and revolves more often than during the EP El Niño phase, that the CP El Niño leads to a more rapid destruction of the polar vortex (PV), an increase in air temperature in the stratosphere and an increase in the concentration and total ozone than EP El Niño. During the La Niña phase in the CP type, the PV is more stable, which often leads to a significant decrease in the ozone content. Powerful SSWs are often observed during EP La Niña, which lead to the destruction of HP and an increase in the ozone content.

**Key words:** ENSO, temperature of air, sudden stratospheric warming, polar vortex, ozone concentration, total ozone column, zonal wind.

## 6. Радиационная климатология и радиационные алгоритмы в гидродинамических моделях прогноза погоды и климата

---

УДК 551.9015

### АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ КОЛЕБАНИЙ АМО НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В АРКТИКЕ

Башкиров Л. Н., Покровский О. М.

ФГБОУ ВО «Российский государственный гидрометеорологический университет»,  
г. Санкт-Петербург, Россия

E-mail: [lev.bashkirov@gmail.com](mailto:lev.bashkirov@gmail.com), [pokrov\\_06@mail.ru](mailto:pokrov_06@mail.ru)

#### Аннотация

В статье исследуется влияние колебаний средней температуры поверхности северной части Атлантического океана (индекс АМО—Atlantic Multidecadal Oscillation), на изменения температуры поверхности Северного Ледовитого океана (СЛО) и концентрацию льда в Арктике. Для выявления статистических связей применялся аппарат эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) и кросс-корреляционный анализ.

**Ключевые слова:** статистические методы, концентрация льда, эмпирические ортогональные функции, кросс-корреляционный анализ.

#### Введение

Изменение климата Арктики—несомненно актуальный вопрос и для дальнейшего развития народного хозяйства северных регионов, и для исследований изменений погодных условий на Земле.

Уже доказано, что состояние Северного Ледовитого океана—индикатор изменения климата всей планеты. Криосфера региона оказывает влияние на формирование воздушных масс и на погодные условия территорий, находящихся далеко за пределами СЛО [1]. Поэтому Арктику именуют «фабрикой погоды».

Последнее время ученые всего мира изучали проблему глобального потепления в плане антропогенного воздействия. Мало уделялось внимания тому факту, что климат планеты зависит не только от деятельности человечества. Значительные колебания климата были и в доиндустриальную эпоху, когда влияние человека на природу мало отличалось от влияния других обитателей планеты [2].

Исследователи пренебрегают влиянием на климат планеты других факторов—естественных, и наиболее значимые из них—флуктуации солнечной радиации, температура поверхности Мирового океана (ТПО), атмосферный аэрозоль, облачность, состояние криосферы, концентрацию парниковых газов. Вклад каждого фактора в изменение климата уже изучается и имеются многообещающие результаты.

#### 1. Квазицикличность изменений климата

В работе [3] представлены результаты исследований цикличности изменения температуры поверхности Мирового океана в зависимости от колебаний интенсивности солнечной радиации, а так же связь с этими процессами температуры приземного воздуха (ТПВ). В статьях [4, 5] выявлено влияние изменений температуры поверхности океана (ТПО) на глобальную температуру приземного воздуха.

В этой работе исследуется влияние изменения температуры поверхности Атлантического океана, так называемой аномалии АМО (Атлантическое многодекадное колебание) на температуру поверхности Северного Ледовитого океана и концентрацию льда.

Общеизвестно, что на изменение климата полярных регионов солнечная радиация влияет не так сильно, как в других широтах [6], а альbedo снежного и ледяного покрова настолько высоки, что становится понятным значимость тепловых потоков, которые поступают в регион с океаническими течениями и воздушными массами. И те и другие зависят от состояния от температуры поверхности океана и эта зависимость тем сильнее, чем территориальнее ближе находится та или иная аномалия. Ближайшая к СЛО аномалия ТПО — АМО (Атлантическое многодекадное колебание), период которой около 60–80 лет [7]. Попытки исследований периодичности изменения климата СЛО уже предпринимались [8,9]. К сожалению, климатические данные по Арктике доступны для исследования только за последние 40–50 лет и проследить их изменчивость с периодом АМО практически невозможно. Однако, если оценить связь этих параметров с выбранными предикторами и выявить ее закономерности, можно прогнозировать дальнейшее изменение климата Арктического региона.

## 2. Влияние АМО на ТПО в СЛО

В данной статье предиктором выбраны временные ряды ТПО АМО и изучена их кросс-корреляция с температурой поверхности Северного Ледовитого океана летом (июнь — август) и зимой (январь -март), а также концентрацией льда в январе-марте.

Для исследования используются данные Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA—National Oceanic and Atmospheric Administration), США [9], а именно Оптимальная интерполяция температуры поверхности моря (OISST- Optimum Interpolation Sea Surface Temperature), или SST Рейнольдса.

На рисунке 1 изображено поле коэффициентов кросс-корреляции между АМО и температурой поверхности СЛО в летний период по данным с 1980 по 2020 годы.

Наблюдается обширная зона с прямой связью между исследуемыми величинами с коэффициентом корреляции 0,8: 0,9 при уровне значимости 90 %, что означает существенную статистическую зависимость ТПО Арктики от аномалии АМО.

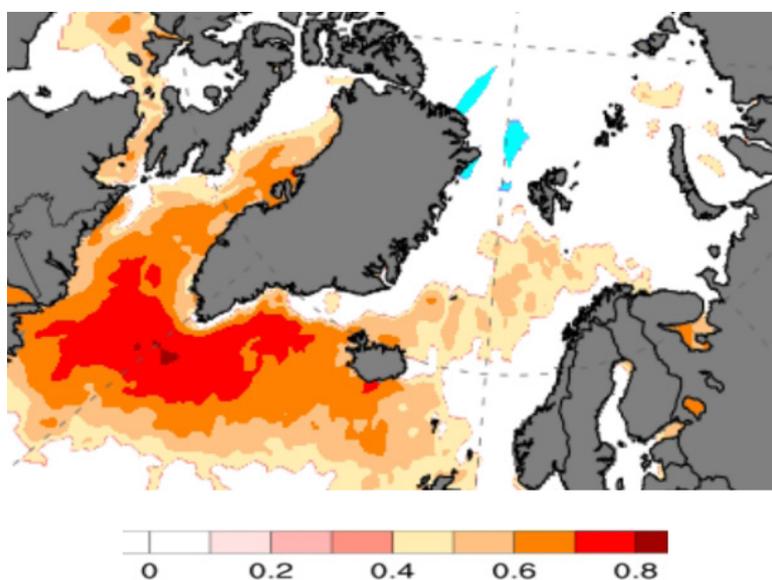


Рисунок 1- Кросс-корреляция АМО и ТПО в июне-августе 1980–2020 гг (NOAA OISST v.2.1), уровень значимости 90 %.

Изображение пространственного распределения коэффициентов кросс-корреляции между индексом АМО и ТПО в период зимы-начала весны (январь-март) представлено на рисунке 2. Здесь также имеется широкая полоса прямого влияния предиктора с коэффициентом корреляции 0,7: 0,8. Уровень значимости так же составляет 90 %.

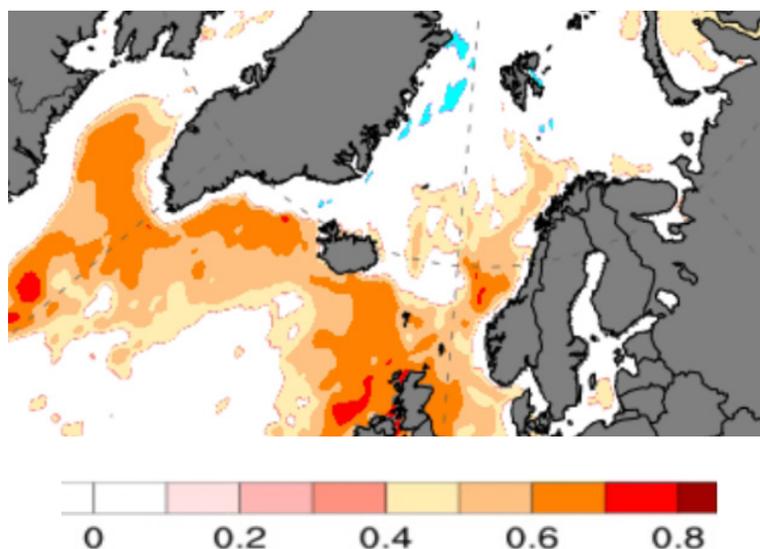


Рисунок 2—Кросс-корреляции АМО и ТПО в январе-марте 1980–2020 гг (NOAA OISST v.2.1), уровень значимости 90 %

Полученный результат тоже достаточно высок для подтверждения предположений. И аналогично первому случаю, максимум корреляции ярко выражен в субарктической зоне.

### Влияние АМО на концентрацию льда в Субарктике

В летний период исследование морского льда затруднено, так как температуры в основном положительные и льда в прибрежных районах не наблюдается.

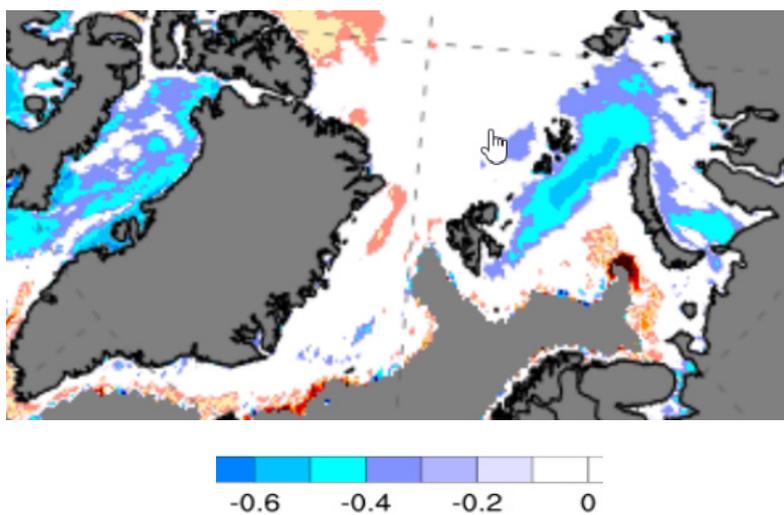


Рисунок 3-Кросс-корреляции АМО и концентрации льда в январе-марте 1983–2020 гг (NOAA OISST v.2.1), уровень значимости 90 %.

В зимний период, согласно рисунку 3, на котором отражена кросс-корреляция концентрации льда от аномалии АМО в период январь-март по данным с 1983 по 2020 год, наблюдается обратная зависимость параметров. При этом зависимость величин достигает  $-0,6$ :  $-0,7$  при уровне значимости 90 %, что показывает их связь.

При известной цикличности аномалии АМО с периодом 60–80 лет и выявленных в статье значений коэффициентов кросс-корреляции можно предположить возможность флуктуации исследуемых величин с такой же периодичностью.

### Заключение

В данной работе рассмотрены три примера, которые подтверждают предположение о связи температуры поверхности СЛО и концентрации льда в Арктике с аномалией АМО, при этом

выявленные статистические связи были значительными, так как коэффициент корреляции достигал 0,9. Можно отметить, что максимальная корреляция наблюдалась в субарктической зоне.

Кроме того, получены обоснования наличия связи арктических климатических параметров с известными аномалиями ТПО, в частности с АМО, что может быть применено для дальнейшего использования в климатологии. Таким образом, оправданно продолжение исследований в области применения статистических методов в прогнозировании изменений климата в долгосрочной перспективе.

### Список использованной литературы

1. Покровский О. М. Изменения температуры поверхности океана в Северной Атлантике и колебания климата Европы // Исследование Земли из космоса. — 2005. — № 4. — С. 24–34.
2. Башкиров, Л. Н. Сравнение результатов моделирования глобального климата с реконструкцией по данным наблюдений температуры океана / Л. Н. Башкиров, О. М. Покровский // Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД–2021): Сборник трудов Международного симпозиума, Санкт-Петербург, 29 июня—02 июля 2021 года.— Санкт-Петербург: ООО «Издательство ВВМ», 2021.— С. 135–140.— EDN ZJJJCC.
3. Покровский О. М., Покровский И. О. Идентификация фундаментального климатического колебания с помощью вейвлет анализа комбинированных данных наземных и спутниковых наблюдений // Исследование Земли из космоса. — 2020. — № 6. — С. 59–72.
4. Башкиров Л. Н., Покровский О. М. О предсказуемости изменений средней глобальной температуры приземного воздуха путем выявления связи с колебаниями температуры поверхности Мирового океана, В сборнике: информационные технологии в образовании. Сборник статей научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых // Российский государственный гидрометеорологический университет, Институт информационных систем и геотехнологий. Санкт-Петербург—2021.— С. 122–127.
5. Башкиров Л. Н., Покровский О. М. Сравнение результатов моделирования глобального климата с реконструкцией по данным наблюдений температуры океана, В сборнике: Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД– 2021) //Сборник трудов Международного симпозиума. Санкт-Петербург- 2021.— С. 135–140.
6. Enfield D. B., Mestas-Nun˜ez A. M., Multiscale variabilities in global sea surface temperatures and their relationships with tropospheric climate patterns / J. Clim, 1999.— 12.— 2719–2733p, doi:10.1175/1520–0442(1999)0122.0.CO;2.
7. Knight J. R., Folland C. K., Scaife A. A. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation / Geophys. Res. Lett, 2006.— 33.— L17706, doi:10.1029 /2006 GL 026242
8. Sutton R. T., Hodson D. L. R. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate / Science, 2005.— 309.— 115–118p, doi:10.1126 /science. 1109496.
9. Zhang, R., Delworth T. L., Held I. M. Can the Atlantic Ocean drive the observed multidecadal variability in Northern Hemisphere mean temperature? / Geophys. Res. Lett, 2007.— 34.— L02709, doi:10.1029/2006GL02868
10. National Oceanic and Atmospheric Administration. <https://www.noaa.gov>

## ANALYSIS OF THE IMPACT OF AMO OSCILLATIONS ON CLIMATE CHANGE IN THE ARCTIC

Bashkirov Lev Nikolaevich, Pokrovsky Oleg Mikhailovich

*Russian State Hydrometeorological University,  
Saint Petersburg, Russia*

*Annotation.* The article discusses the impact of changes in the average surface temperature of the northern part of the Atlantic Ocean (AMO index—Atlantic Multidecadal Oscillation) on changes in the surface temperature of the Arctic Ocean (AO) and ice density in the Arctic. To check the register of links, the apparatus of empirical orthogonal functions (EOF) and cross-correlation analysis are used.

*Key words:* statistical methods, ice concentration, empirical orthogonal functions, cross-correlation analysis.

# Многолетние тенденции и современные изменения радиационных параметров атмосферы по данным МО МГУ

Горбаренко Е. В., Бунина Н. А.

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Географический факультет,  
тел. 939–24–79, E-mail: [catgor@mail.ru](mailto:catgor@mail.ru)

## Аннотация

Представленная работа продолжает исследование радиационного режима атмосферы и его изменений в Московском регионе на базе наблюдений Метеорологической обсерватории МГУ. На основе репрезентативных, однородных рядов данных многолетних непрерывных актинометрических наблюдений в МО МГУ получены статистически достоверные сведения о многолетней (1955–2022 гг.) динамике радиационных параметров атмосферы. Оценены особенности радиационного режима в XXI веке.

**Ключевые слова:** мониторинг, радиационные параметры атмосферы, климат, тенденции

В Метеорологической обсерватории при кафедре метеорологии и климатологии Географического факультета МГУ (МО МГУ) с 1954 года ведутся непрерывные актинометрические наблюдения, накоплен уникальный материал, на основе которого проанализированы тренды радиационных параметров атмосферы, отражающие современные изменения климата. Перечень наблюдений и действующих приборов приведен на сайте МО МГУ ([www.momsu.ru](http://www.momsu.ru)) и подробно описан в работе [1].

Основной естественный процесс, влияющий на приход и перераспределение радиации — режим облачности. За период с 1965 по 2022 год на фоне квазипериодических изменений количества облаков наблюдается значимый линейный тренд к увеличению средних годовых значений балла общей и нижней облачности (табл. 1, рис. 1а). Тенденция к увеличению общей облачности отмечается во все сезоны года. В XXI веке тенденция увеличения общей облачности сохранилась для всех месяцев года, для нижней облачности для 5 месяцев в году наметилась тенденция уменьшения балла [2]. Существует тесная отрицательная связь между значениями продолжительности солнечного сияния и баллом облачности. Основным фактором изменчивости облачности является крупномасштабная атмосферная циркуляция, которая описывается индексами атмосферной циркуляции (АЦ). Их временная изменчивость играет важную роль в современных климатических изменениях северного полушария [7]. Для Северного полушария во внетропических широтах наиболее значительно влияние индексов NAO и SCAN. В межгодовой изменчивости периоды роста облачности совпадают с повышением индекса NAO и понижением индекса SCAN. Такие изменения индексов отражают преобладание зональной циркуляции. В эти же периоды отмечается понижение суммарного солнечного потока. Малооблачная погода, в большей степени, наблюдается при отрицательных фазах индекса NAO и увеличении индекса SCAN, при усилении меридиональной составляющей циркуляции.

В безоблачной атмосфере важную роль в изменении радиационных потоков играет аэрозольная составляющая прозрачности атмосферы. Межгодовые колебания АОТ вызваны, прежде всего, влиянием естественных факторов. Экстремальные годовые значения АОТ наблюдались в периоды извержений вулканов Эль-Чичон (1982 г.) и Пинатубо (1991 г.), самых мощных взрывных извержений, оказавших глобальное влияние на загрязнение атмосферы в последующие два года (табл. 1, рис. 1б) и лесных и торфяных пожаров [3]. Начиная с 1994 года, после полного очищения атмосферы от вулканического аэрозоля средние месячные, сезонные и годовые значения АОТ демонстрируют значимое снижение во все сезоны, усиливающееся в последние годы. Средние годовые значения АОТ в XXI веке на 40–60 % ниже норм 1961–1990 и 1981–2010. Уменьшение антропогенной составляющей аэрозольной мутности явилось отражением резкого сокращения промышленного производства в Москве и в России в конце 80-х, а так же действий Правительства Москвы по улучшению экологии города [4]. При отсутствии вулканического аэ-

розоля единообразия в тенденциях изменения АОТ в Европе свидетельствует о существенной роли глобальных процессов, связанных с изменениями общей циркуляции атмосферы Северного полушария.

В Москве наблюдаются положительные тренды температуры воздуха во все месяцы года. В современный период отмечается ускорение роста температуры воздуха, что соответствует общей мировой тенденции. Наиболее сильно они выражены в холодный период года, максимальное (до 3 °С) увеличение температуры воздуха за период наблюдения МО МГУ отмечено в январе. Влажная составляющая интегральной прозрачности атмосферы увеличивается в соответствии с ростом температуры воздуха. Влагосодержание атмосферы (W) в Москве значительно увеличивается со скоростью 0,3 мм в 10 лет.

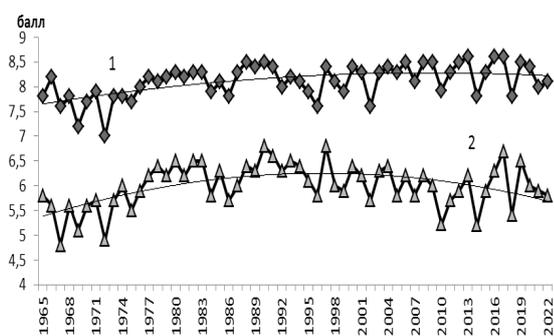
Таблица 1

Характеристики изменчивости годовых значений радиационных параметров атмосферы

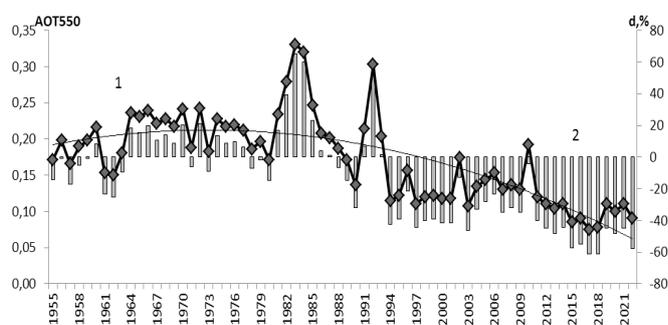
	N	n	АОТ	ПСС	t <sub>n</sub>	A%	S'	D	Q	R	B	Bd
Среднее	8,1	6	0,17	1776	6,3	25	1661	2001	3662	912	1340	-1410
Мин.	7	4,8	0,08	1478	4	19	1244	1772	3346	682	1117	-1726
Макс.	8,6	6,8	0,33	2169	8,6	32	2277	2267	4065	1239	1690	-1061
год мин.	1972	1967	2017, 2018	1980	> 3 лет	2002	1980	2015	1990	2008	1980	1967
год макс.	>3 лет	>3 лет	1983	2014	2020	2013	2018	1992	1963	1963	2011	2013
Ст. откл.	0,4	0,5	0,06	156	1,2	2	210	123,4	179,9	100	141	134,7
V%	4	8	33	9	19	10	13	6	5	11	11	-10
a*10	0,1	0,06	-0,02	20	0,38	-0,3	35	-41	-6	-17	50	40
P	0,95	0,9	0,99	0,99	0,99	0,9	0,99	0,95	0,4	0,95	0,99	0,99
a*10 (XXI)	0,07	-0,06	-0,03	-1,6	0,59	0,8	61	-78	-16	26	33	76
P (XXI)	0,5	0,3	0,99	0,2	0,95	0,5	0,5	0,99	0,1	0,5	0,5	0,95

Изменение отражательных свойств подстилающей поверхности связано с изменением температуры поверхности почвы, которая растёт на протяжении всего периода наблюдений (рис. 1в). Наибольший ее рост отмечен в зимний и осенний периоды. Скорость роста средних годовых значений температуры почвы в целом за весь период наблюдений 0,4; в XXI веке 0,6 град. С в 10 лет. Снижение альбедо зимой связано с повышением температуры воздуха в зимние месяцы, увеличением повторяемости оттепелей, что приводит к изменениям структуры снега. В последние годы дата окончательного схода снежного покрова смещается на все более ранние сроки, а установление на все более поздние сроки, что приводит к уменьшению периода со снежным покровом. Наибольшее число дней со снежным покровом (170) наблюдалось в 1976 году, наименьшее (92) в 2020 году. Бесснежный октябрь и ноябрь стали для Москвы нормой [9].

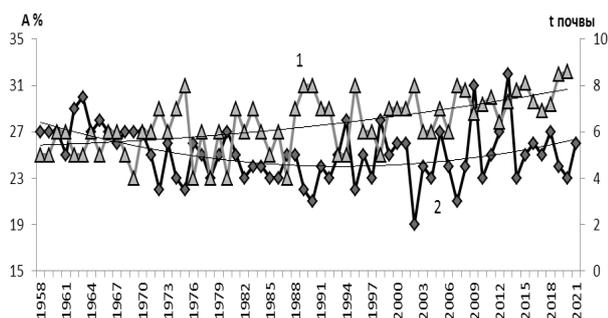
Снижение повторяемости пасмурного неба, уменьшение в некоторые месяцы балла нижней облачности и рост прозрачности атмосферы для солнечных лучей привели к значимым тенденциям увеличения прямой и уменьшения рассеянной солнечной радиации. Для XXI века в отличие от XX стало характерным увеличение доли прямой радиации в суммарном потоке (рис. 1г). Во временной изменчивости значений суммарной радиации в годовых значениях, зимой и осенью наблюдается тенденция к понижению Q, весной и летом к повышению. Однако, статистически значим только отрицательный линейный тренд в зимний период. Статистически значимая тенденция (на 28 %) к уменьшению годовых, зимних и весенних значений сумм отражённой солнечной радиации при рассмотрении всего периода наблюдений, обусловлена уменьшением альбедо поверхности.



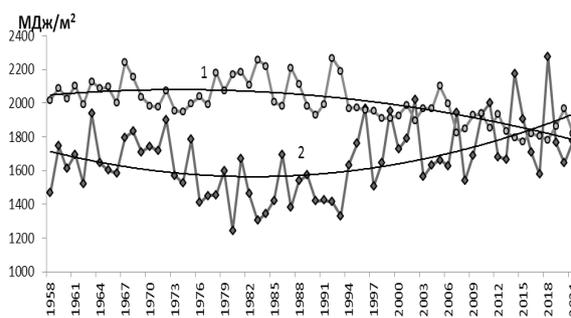
а



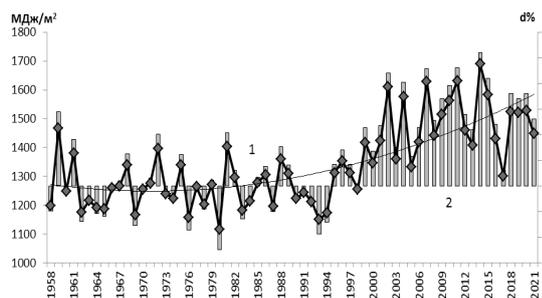
б



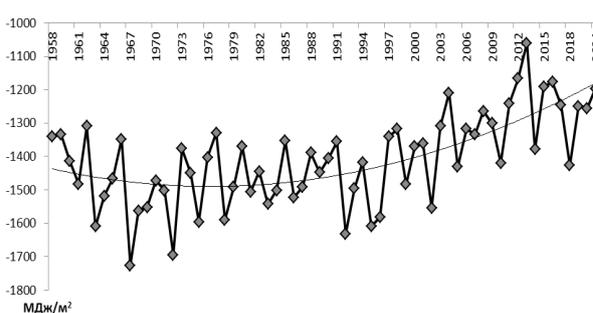
в



г



д



е

Рис. 1 Многолетние изменения радиационных параметров: а—общая (1) и нижняя(2) облачность; б—АОТ 550 (1) и ее отклонение от нормы (2); в-альbedo подстилающей поверхности (1) и температура поверхности почвы (2); г—прямая(1) и рассеянная (2) солнечная радиация; д—радиационный баланс (1) и его отклонения от нормы (2); е—длинноволновый баланс. Тонкие линии –тренд.

Долгопериодные изменения составляющих длинноволнового баланса вслед за основными метеорологическими величинами, определяющими их изменчивость, демонстрируют рост на протяжении всего периода наблюдений. Скорость роста длинноволнового баланса в XXI веке увеличилась практически в два раза: за весь период наблюдений средняя скорость изменения составила  $40 \text{ МДж/м}^2/10 \text{ лет}$ , в период 2000–2022— $77 \text{ МДж/м}^2/10 \text{ лет}$ . Радиационный баланс подстилающей поверхности (в)—результатирующая величина приходящей и уходящей радиации, является основной составляющей теплового баланса и определяет тепловое состояние земной поверхности и приземного слоя воздуха. Определяющим фактором начала периода с отрицательными суточными суммами В является альbedo подстилающей поверхности. С уменьшением периода залегания снежного покрова значительно уменьшается число дней с отрицательными суточными суммами радиационного баланса. В XXI веке число таких дней уменьшилось практически в 2 раза. Коротковолновая поглощённая радиация является ведущей составляющей радиационного баланса в течение всего теплого периода.

В зимние месяцы, вследствие увеличения противоизлучения атмосферы по величине и по роли в общем балансе, возрастает вклад длинноволнового баланса. Годовые и сезонные значения радиационного баланса демонстрируют наибольшие из всех радиационных параметров изменения в период наблюдений МО МГУ (рис. 1д). Значимый тренд повышения значений  $\bar{W}$  наблюдается во все месяцы, сезоны года и в целом за год, наибольшие изменения произошли в зимний период. Максимальные значения годовых и сезонных значений радиационного и длинноволнового баланса наблюдались во втором десятилетии XXI века (рис. 1д, е). В зимний период радиационный баланс увеличился на 73 %, его длинноволновая часть на 41 %, что привело к росту температуры поверхности почвы на 34 %.

На протяжении 67-летнего периода наблюдений на фоне квазипериодических изменений отмечены значимые тенденции для всех радиационных параметров атмосферы, наиболее выраженные в зимний период. Подобные тенденции отмечены и в других климатических регионах [8,10]. В XXI веке практически вдвое увеличилась скорость повышения длинноволнового и радиационного баланса, температуры поверхности почвы. Антропогенное влияние на радиационный режим в городе проявилось в усилении длинноволновых потоков, что привело к росту интенсивности «острова тепла» в XXI веке [5].

Автор выражает благодарность за поддержку Правительству России в виде гранта № 14.W03.31.0002; Министерству науки и высшего образования Российской Федерации за поддержку Соглашения 14.W0331.0006. Работа частично поддержана Минобрнауки России (14.W03.31.0008).

### Литература

1. *Абакумова Г. М., Горбаренко Е. В., Незваль Е. И., Шиловцева О. А.* Климатические ресурсы солнечной радиации Московского региона. — М.: ЛИБРОКОМ. 2012. 312 с.
2. *Горбаренко Е. В.* Экстремумы и основные тенденции в многолетней изменчивости радиационных параметров атмосферы в города Москвы // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2022. № 6. С. 90–103.
3. *Горбаренко Е. В.* Локальные и глобальные факторы, определившие многолетние изменения аэрозольной оптической толщины атмосферы в Москве в 1955–2018 годах. // Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. 2019. № 595. С. 169–190.
4. Доклад «О состоянии окружающей среды в городе Москве в 2019 году» / Под ред. А. О. Кульбачевского. — Москва. 2020. 222 с.
5. Климат Москвы в условиях глобального потепления / под ред. Кислова А. В. — Издательство Московского университета Москва, ISBN978–5–19–011227–6, 2017, 288 с.
6. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме / Ред. Т. В. Лешкевич. М., ВНИИГМИ-МЦД, 2008, 29 с.
7. *Попова В. В., Мацковский В. В., Михайлов А. Ю.* Современные изменения климата суши внетропической зоны северного полушария // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2018. № 1. С. 3–12.
8. *Хлебникова Е. И., Салль И. А.* Региональные изменения основных составляющих радиационного баланса земной поверхности на территории России. — Труды ГГО, 2014, вып. 570, с. 34–49.
9. *Gorbarenko E. V.* Radiation climate of Moscow // Russian Meteorology and Hydrology. издательство Allerton Press Inc. (United States) 2020. Vol. 45. P. 478–487.
10. *Obregón M. Á., A. Serrano M. J. Costa A. M. Silva* Global Spatial and Temporal Variation of the Combined Effect of Aerosol and Water Vapour on Solar Radiation. Remote Sensing. 2021. 13(4). 708. doi: 10.3390/rs13040708.

# **Long-term trends and current changes in the radiation parameters of the atmosphere according to the data of the MO MSU**

Gorbarenko E. V., Bunina N. A.

## **Abstract**

The presented work continues the study of the radiation regime of the atmosphere and its changes in the Moscow region on the basis of observations of the Meteorological Observatory of Moscow State University. Based on representative, homogeneous data series of long-term continuous actinometric observations at the Moscow State University, statistically reliable information was obtained on the long-term (1955–2022) dynamics of atmospheric radiation parameters. The features of the radiation regime in the 21st century are estimated.

**Keywords:** monitoring, radiation parameters of the atmosphere, climate, trends

# Мониторинг естественной освещенности в МО МГУ

Горбаренко Е.В.<sup>1,2</sup>, Бунина Н.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>-Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Географический факультет, тел. 939–24–79, E-mail: [catgor@mail.ru](mailto:catgor@mail.ru);

<sup>2</sup>-Научно-исследовательский институт строительной физики Российской академии архитектуры и строительных наук

## Аннотация

На основе многолетних наблюдений Метеорологической обсерватории МГУ получены климатические обобщения по режиму естественной освещенности, сделаны оценки изменения уровня освещенности с учетом ее прикладного назначения. Представлены косвенные методы расчета освещенности по стандартным наблюдениям. Получены математическая и эмпирическая модели освещенности в безоблачной и облачной атмосфере. Проведена их валидация путем прямого сравнения получаемых по ним результатов с данными независимых измерений.

**Ключевые слова:** мониторинг, естественная освещенность, облачность, модель

Метеорологическая обсерватория МГУ (МО МГУ) обладает самым длительным рядом данных о естественной освещенности земной поверхности в мире и является единственной станцией в России, где ведутся наблюдения за освещенностью (Е) в настоящее время. В 1964 году Татьяной Владимировной Евневич была организована непрерывная регистрация Е [5, 6]. В 1996 году ее работу продолжила Ольга Александровна Щиловцева [7, 8, 9]. До 2012 года измерения рассеянной и суммарной освещенности проводились приборами, разработанными инженерами МО МГУ (регистратор естественного освещения — РЕО). Далее велись измерения только суммарной освещенности фотометром LI-210SL фирмы LI-COR. С 2012 г. в МО МГУ ведутся измерения естественной освещенности вертикальных поверхностей, ориентированных на север, юг, запад и восток с помощью фотометра Daylight Photometer Head Model 910GV фирмы PRC Krochman GmbH (Германия) [3].

В МО МГУ накоплен обширный материал, позволяющий получить детальное представление о световом климате Москвы. Получены климатические обобщения по режиму естественной освещенности в Москве (табл. 1, рис. 1а, б). Межгодовые изменения освещенности происходят в соответствии с изменением режима облачности, продолжительности солнечного сияния, суммарной радиации. Самым «светлым» годом был малооблачный 2018 год (124 Млк · ч), самым «темным» — 1974 год (101 Млк · ч) (рис. 1в). Аппроксимация линейной зависимостью годовых значений показывает тенденцию к увеличению освещенности за счет летнего и весеннего периодов. Заметно уменьшилась освещенность в зимний период, более «темной» стала и осень. Отмеченные тенденции незначимы и не влияют на положение Москвы в зонировании России по показателям светового климата России.

Таблица 1

Статистические параметры освещенности

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Освещенность горизонтальной поверхности Мкл·час													
Средн.	1,65	3,56	8,14	11,86	17,54	18,73	18,25	14,87	8,74	4,21	1,66	0,99	110,2
σ	0,29	0,62	0,95	1,29	1,96	1,84	1,82	1,58	1,25	0,72	0,34	0,21	5,08
Макс.	2,21	4,99	10,77	14,57	22,39	22,38	22,73	20,89	11,35	5,62	2,68	1,67	124
Год	2010	1969	1969	2014	2002	1968	2014	2018	2014	1987	1967	2002	2018
Мин.	1,11	2,22	5,67	8,35	12,54	14,51	15,04	11,57	5,07	2,33	1,02	0,61	100,7
Год	1989	1990	1979	1986	1974	2003	2000	1998	2013	1970	2003	2017	1974
V%	18	17	12	11	11	10	10	11	14	17	21	21	5
Освещенность вертикальных поверхностей Мкл·час													

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Север	0,54	0,78	1,74	2,53	3,64	4,44	4,47	3,12	1,82	1,01	0,48	0,32	25,3
Юг	1,96	2,82	7,14	7,4	8,51	7,83	8,88	9,54	6,63	3,36	1,61	0,81	73,6
Запад	0,91	1,52	4,12	6,26	8,66	8,8	9,84	8,29	4,31	2,07	0,73	0,4	62
Восток	0,91	1,51	4,74	6,8	9,69	10,27	11,31	9,69	4,68	2,07	0,8	0,49	67

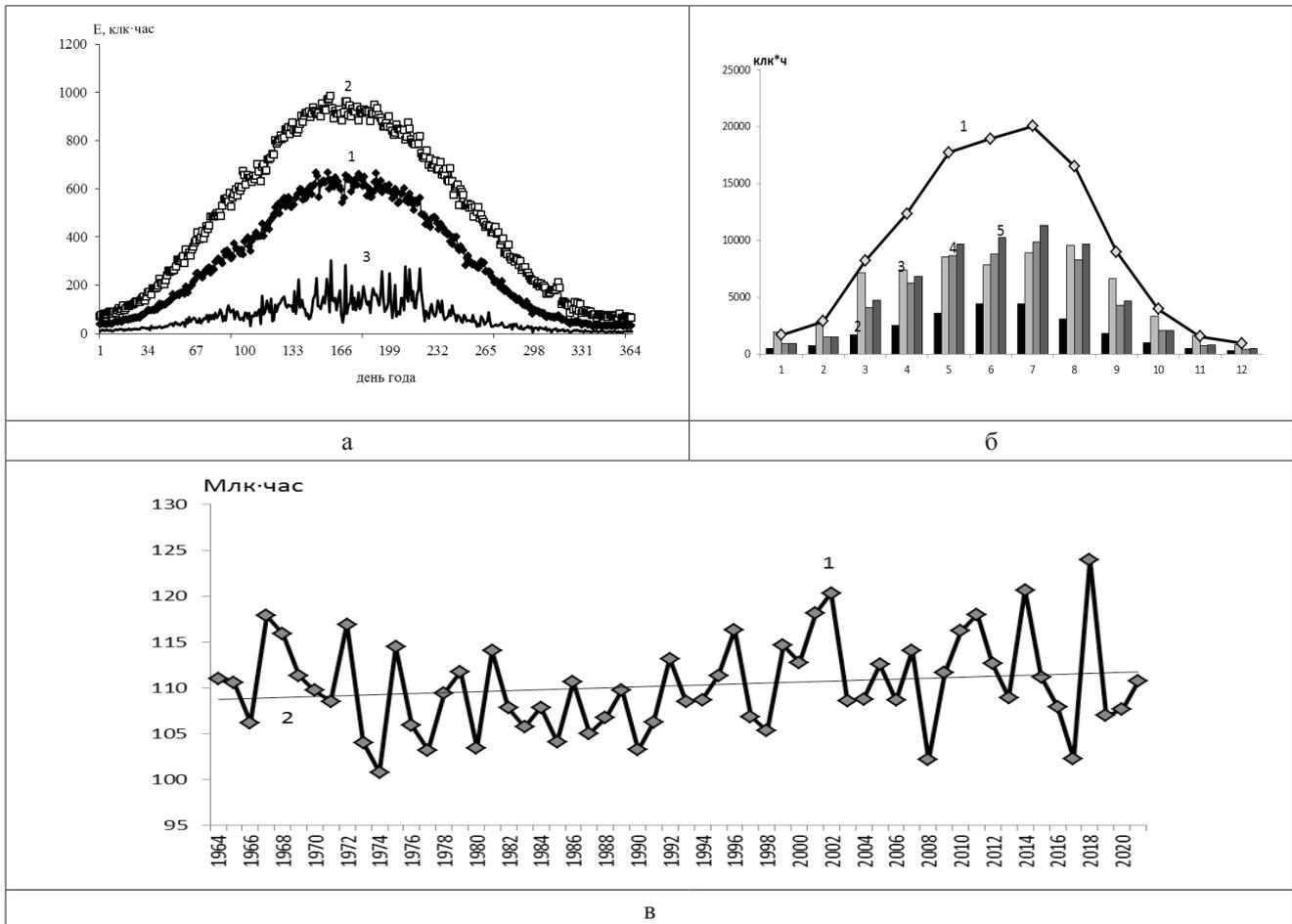


Рис. 1 Режим освещенности. а- суточное освещение: 1– среднее, 2— максимальное, 3— минимальное значение за каждый день года (1964–2021); б— годовой ход месячного количества освещения горизонтальной и различно ориентированных вертикальных поверхностей: 1– горизонталь, 2–север, 3–юг, 4–запад, 5– восток г- межгодовая изменчивость E: 1- годовое значение E, 2- тренд

ВМОМГУ проводятся все необходимые метеорологические и актинометрические наблюдения, позволяющие оценить влияние факторов, формирующих световой режим территории (рис. 2). Зависимость освещенности от прозрачности атмосферы начинает проявляться в экстремальных условиях, в период дымной мглы от лесных пожаров [7]. Закономерности суточного и годового хода естественной освещенности, вызванные астрономическими факторами, могут быть существенно нарушены условиями облачности. Облачность также влияет и на внутригодовое распределение освещенности, однако, в годовом ходе E основным фактором остается продолжительность светового дня (рис. 1а).

Совместный анализ данных за солнечной радиацией, продолжительностью солнечного сияния и дневной облачностью позволил развить косвенные методы расчета естественной освещенности с использованием стандартных наблюдений. О. А. Шиловцевой были разработаны два метода расчета освещенности на базе актинометрической информации и по продолжительности солнечного сияния. Оценка освещенности по данным наблюдений за интегральной радиацией заключается в определении световых эквивалентов. Световой эквивалент представляет

собой отношение освещенности к солнечной радиации. Для большинства работ, связанных с определением освещенности поверхности по данным стандартных актинометрических наблюдений интегральной радиации, с большой точностью можно использовать единый световой эквивалент равный 110 клк/кВт\*м<sup>2</sup>. Расчет освещенности по продолжительности солнечного сияния представляет собой эмпирические соотношения между Е и ПСС при разных условиях облачности и подстилающей поверхности. Этот метод позволяет использовать данные метеорологических станций и провести оценку световых ресурсов на больших территориях.

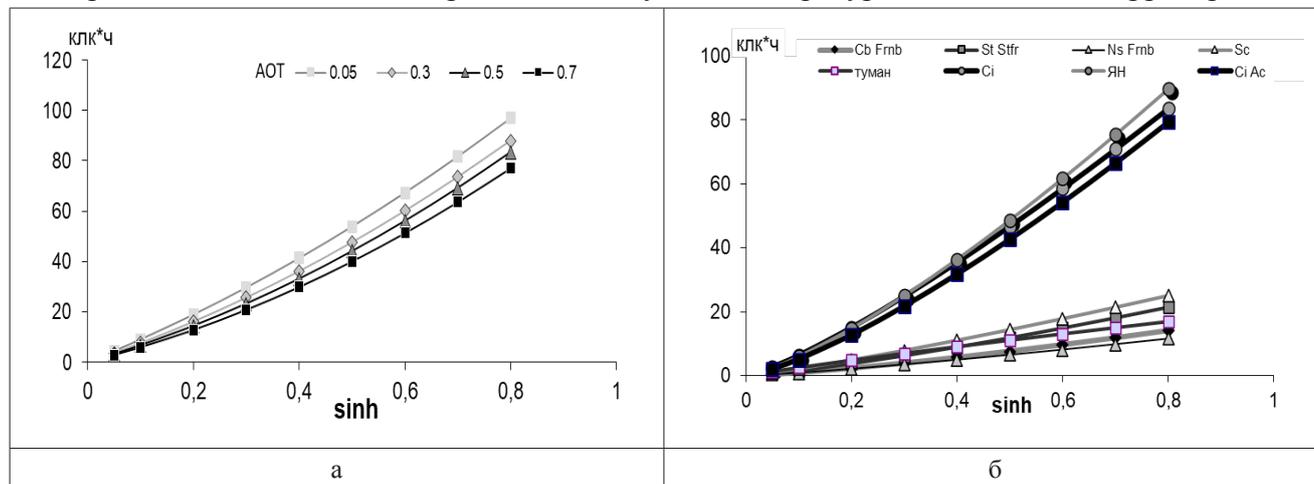


Рис. 2. Зависимость освещенности от высоты солнца: а — при различных значениях аэрозольной оптической толщины, б — при различных формах облаков.

Особенностью представления данных в настоящее время является оценка изменения уровня освещенности с учетом ее прикладного назначения. Показано, что использование при строительном нормировании данных о естественной освещенности в условиях пасмурного неба ведет к недооценке световых ресурсов различных климатических регионов. Значения освещенности земной поверхности в условиях пасмурного неба и при средних условиях облачности могут различаться до 50%, а освещенности стен различной ориентации в несколько раз [1]. Состояние пасмурного неба, не является типичным ни для каких территорий России. Значительные отклонения освещенности от устойчивых сезонных и суточных циклов, приводящие к ее уменьшению до критических значений, когда требуется использование искусственного освещения, могут быть вызваны только изменением режима облачности [2]. Таким образом, основой прогнозирования уровней естественной освещенности является прогноз состояния облачного неба. Учет этих факторов необходим при светотехническом проектировании строений различного назначения и позволит повысить точность прогнозов энергопотребления.

На основании модельных расчетов интегральной солнечной радиации методом Монте-Карло сделаны теоретические оценки освещенности земной поверхности для обширного набора входных параметров, определяющих ее изменчивость в безоблачной атмосфере [4]. Путем аппроксимации данных математической модели получена аналитическая формула, позволяющая рассчитать значения освещенности для любой географической точки, в любой момент времени. Аналогичные расчеты проведены для сплошной облачности различной оптической толщины. На основе многолетних наблюдений, проводимых в МО МГУ, получена эмпирическая модель освещенности в безоблачных и облачных условиях. Проведена валидация математической и эмпирической моделей и формулы путем прямого сравнения получаемых по ним результатов с данными независимых измерений. Использование модели, формулы и эмпирических соотношений рекомендуется при высоте Солнца больше 15 градусов. В безоблачной атмосфере точность предложенных методов сопоставима с точностью измерений освещенности. В облачной атмосфере между данными, полученными по моделям, достаточно хорошая сходимость. Несмотря на это ошибка, полученных по ним значений освещенности для реальных форм облаков, может быть существенной. Так как и в том и другом случае остается неопределенность, связанная

с невозможностью точного определения параметров облачности. Наиболее доступный метод определения освещенности в облачной атмосфере заключается в оценке ослабления светового потока сплошным покровом облаков относительно ясного неба по значениям пропускания. Значения ослабления светового потока получены для различных типов сплошной облачности на большом статистическом материале. Для рационального использования природных световых ресурсов необходимо учитывать реальный режим облачности.

### Литература

1. Горбаренко Е. В. Возможные различия в нормативных и действительных значениях естественной освещенности, вызванные учетом реальных условий облачности— Жилищное строительство. 2021, № 6, с. 42–50.
2. Горбаренко Е. В., Пантелева Е. А. Оценка метеорологических условий, приводящих к понижению уровней естественной освещенности до критических значений— Бюллетень строительной техники, 2020, № 6 (1030), с. 15–18.
3. Горбаренко Е. В., Шиловцева О. А., Сошинская И. В. Режим естественной освещенности различно ориентированных вертикальных поверхностей по данным наблюдений МО МГУ— Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, 2018, № 588, с. 110–123.
4. Горбаренко Е. В., Рублев А. Н., Бунина Н. А. Моделирование естественной освещенности в условиях безоблачной атмосферы— Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, 2021, № 603, с. 49–65.
5. Евневич Т. В. Регистрация естественной освещенности в Москве. — В сб. «Климат большого города». / 1965. М., изд. МГУ. С. 180—186.
6. Евневич Т. В., Никольская Н. П. Некоторые характеристики наружной освещенности в Москве. — В сб. «Естественное освещение и инсоляция зданий». — М. Изд. литературы по строительству. 1968, с. 11—23.
7. Шиловцева О. А. Световые условия в Москве во время дымной мглы.— Метеорология и гидрология, 2014, № 4, с. 5–18.
8. Шиловцева О. А. Многолетние изменения естественной освещенности земной поверхности в Москве.— Труды ГГО, 2014, Вып. 572, с. 100–122.
9. Шиловцева О. А. Световые ресурсы Москвы— «Альтернативная энергетика и экология», 2013, вып.06 (128), ч. 2, с. 65–73

### Monitoring of natural illumination in the MO MSU

Gorbarenko E. V., Bunina N/ A/

#### Abstract

On the basis of long-term observations of the Meteorological Observatory of Moscow State University, climatic generalizations were obtained on the regime of natural illumination, estimates were made of changes in the level of illumination, taking into account its applied purpose. Indirect methods for calculating illumination from standard observations are presented. Mathematical and empirical models of illumination in a cloudless and cloudy atmosphere are obtained. Their validation was carried out by direct comparison of the results obtained from them with the data of independent measurements.

Keywords: monitoring, natural illumination, cloudiness, model

# Анализ изменений рассеянной солнечной радиации и современное изменение климата

Гудошникова О. А.

ФГБУ «ГГО», Санкт-Петербург, ул. Карбышева, д. 7, 194021, Россия

Email: [GUGGOPO@GMAIL.COM](mailto:GUGGOPO@GMAIL.COM)

## Аннотация

В последнее время климатологи стали пристальнее изучать взаимосвязи между энергиями солнечной радиации: прямым лучевым потоком и рассеянным излучением неба. Наши знания об этих актинометрических компонентах все еще недостаточно глубоки, несмотря на существующие достижения. Понятно, что солнечная радиация является важной составляющей энергетического баланса Земли и, следовательно, понимание процессов, вызывающих её эволюцию имеет приоритетное значение для исследования глобального изменения климата. Не все изменения солнечной радиации предсказуемы даже в теории. Ярким примером являются циклические воздействия вулканических извержений. Важность темы очевидна с позиции безотлагательной необходимости решать задачи использования возобновляемых источников энергии.

**Целью** данного исследования было проведение анализа данных наземных наблюдений рассеянной солнечной радиации (DSR, J/cm<sup>2</sup>) для тестирования возможности их использования в качестве климатического индикатора. Источником данных стал архив Мирового центра радиационных данных (<http://wrdc.mgo.rssi.ru> МЦРД, ФГБУ «ГГО», СПб).

**Ключевые слова:** рассеянная солнечная радиация, многолетняя изменчивость, ГСА, МЦРД, изменение климата

В данном исследовании рассматриваются актинометрические данные (архив МЦРД, ФГБУ «ГГО», г. Санкт-Петербург). Массив наблюдений с 1955 по 2022 г. Автор выбрал для изучения географические локации Европы. В нашем распоряжении было достаточно ограниченное в пространстве количество наземных актинометрических станций, продолжительное время регистрирующих рассеянную солнечную радиацию (DSR). Следует отметить, что при первоначальном определении местоположения метеостанции по возможности выполняются требования ВМО, а именно соблюдение «типичности»: 1) окружающей среды данного района; 2) характеристик мутности атмосферы (туман, дым и загрязнение воздуха). В процессе измерений солнечной радиации важно регистрировать и предоставлять пользователям информацию об условиях наблюдений. Сюда входят тип и метрологические характеристики прибора, сведения об его калибровке, пространственной экспозиции и техническом обслуживании. Международным нормам проведения таких наблюдений соответствуют станции Глобальной Службы Атмосферы (ГСА). В исследовании проведен анализ непрерывных измерений DSR на станциях: Тарту (Эстония), Хоэнпайсенберг, Брауншвейг (Германия), Кишинев (Молдова), а также эмпирические данные сети станций АЕМЕТ (Испания). Метеорологическая обсерватория в Хоэнпайсенберге (Германия) — старейшая в мире горная станция, имеет статус «глобальная» с 1995 г. Станциями регионального уровня являются Тарту (Эстония) и Кишинев (Молдова). Перечень приборов и метаданные можно посмотреть на сайте МЦРД.

В работе применялся метод нормированных среднегодовых аномалий

$$DSR: Z=(X - a)/\sigma,$$

где X — наблюдаемое среднее за год значение величины DSR; a — среднее многолетнее значение DSR;  $\sigma$  — стандартное отклонение (СКО). Анализировались среднегодовые и среднемесячные значения DSR по 30, 10 и 5-летним периодам. За эти интервалы времени были получены количественные показатели аномалий среднегодовых DSR, а также сезонная изменчивость. Дополнительно учитывались климатические особенности изучаемых регионов. Графический материал сайта [meteoblue.com](http://meteoblue.com) [1] был необходим для подтверждения наличия или отсутствия причинной связи аномалий средних годовых величин DSR с аномалиями среднегодовых температур воздуха, или, например, с аномалиями выпадения осадков в аналогичный период.

Для ст. Тарту было проведено сравнение климатических норм для параметра DSR, полученных по наблюдениям за два последовательных 30-летних периода. С 2021 г. НГМС Эстонии не направляет в МЦРД данные наблюдений. Выяснилось, что в базовый период 1991–2020 гг. обнаруживается уменьшение DSR на 8 % от его среднего значения за период 1961–1990 гг.

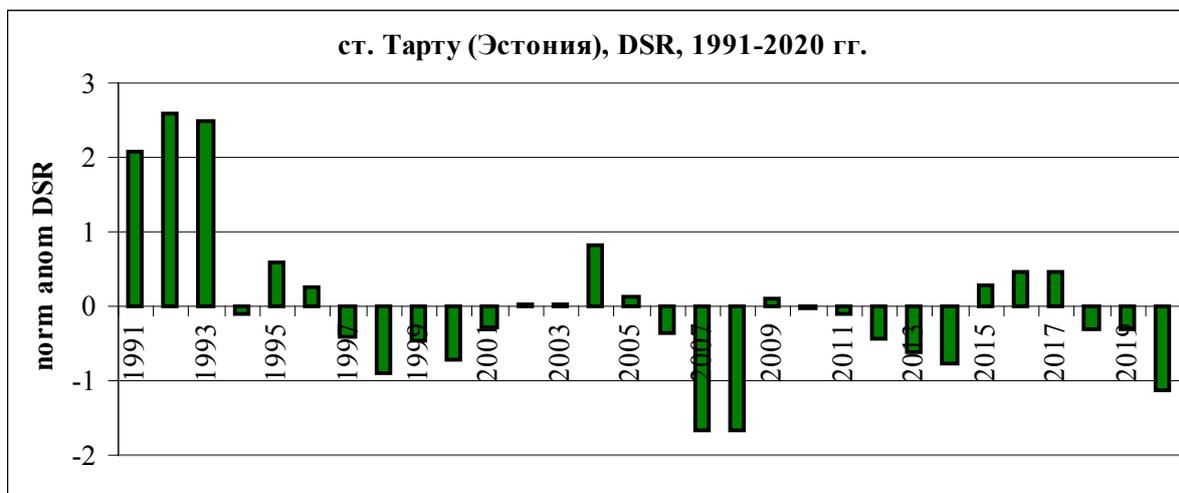


Рис. 1. Нормированные средние за год аномалии рассеянной радиации, 1991–2020 гг., ст. Тарту (Эстония)

Рис. 1 показывает, что на ст. Тарту в рассматриваемые годы доминируют отрицательные аномалии DSR. Схожая картина получена по данным наблюдений на других станциях. Лишь в 1991 и 1992 годах наблюдались значительные аномалии DSR со знаком плюс. Наиболее вероятно они связаны с мощным выбросом пепла от вулкана Пинатубо. Глобальное затемнение происходит после крупного извержения вулкана, но практически невозможно предсказать, когда оно может произойти. Минимумы значений аномалий DSR в 2007–2008 гг. и в 2020 г. согласуются с экстремально высокой среднегодовой температурой в эти временные отрезки. Снижение величины рассеянной солнечной радиации при уменьшении количества аэрозолей в атмосфере ведет к более высокому уровню прямой радиации [8]. Здесь выдвигается гипотеза о наличии отрицательной тенденции образования облачности в Балтийском регионе и в северной части Германии, находящейся под влиянием обширного водного бассейна.

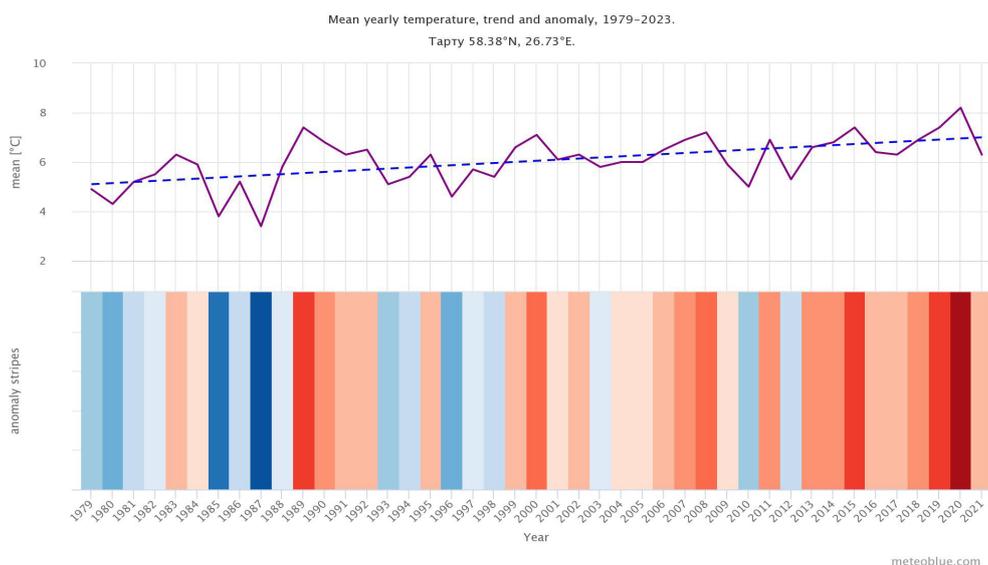


Рис 2. Графики средней годовой температуры, тренд и аномалии, ст. Тарту. Сайт meteoblue.com

За счет положительных обратных связей, возникающих при регистрируемом повышении температуры воздуха (рис. 2), уменьшается влагосодержание атмосферы, а это влечет снижение

компоненты DSR. В итоге сокращается количество облачности и осадков, что ведет к дальнейшему потеплению климата. Этот вывод подтверждается в публикациях испанских ученых [4].

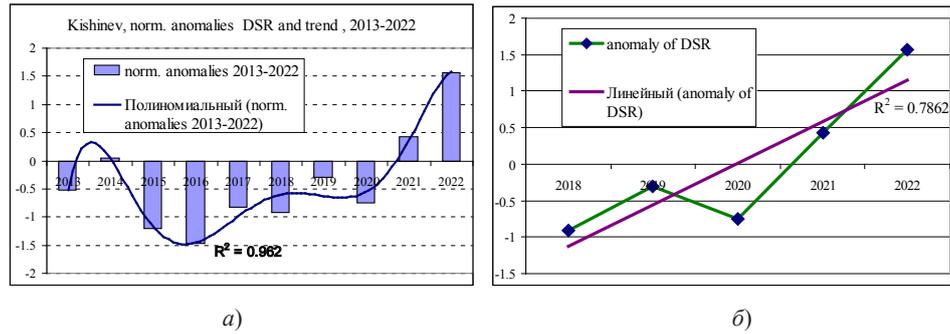


Рис. 3. Графики распределения DSR, ст. Кишинев:

а) нормированные годовые аномалии DSR, 2013–2022 гг.; б) среднегодовые DSR, 2018–2022 гг.

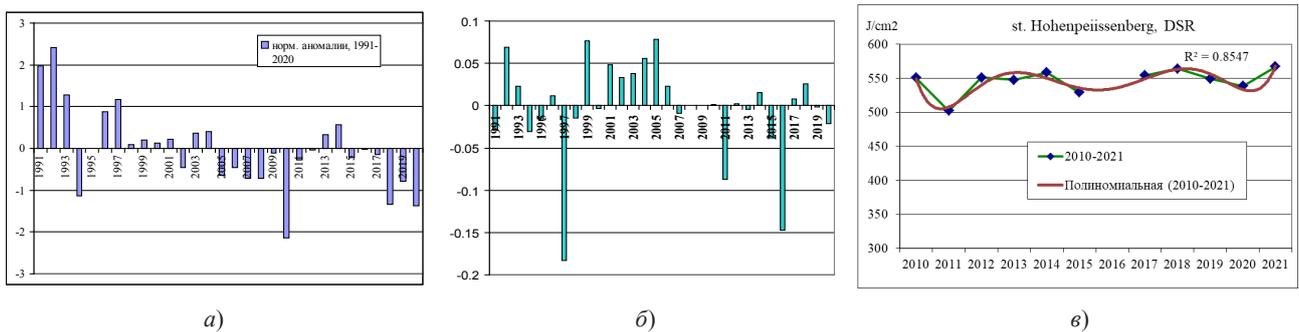


Рис. 4. Нормированные аномалии DSR и средние за год DSR на станциях:

а) Брауншвейг, 2000–2020 гг.; б) Хоэнпайсенберг, 1991–2020 гг.; в) Хоэнпайсенберг 2010–2021 гг.

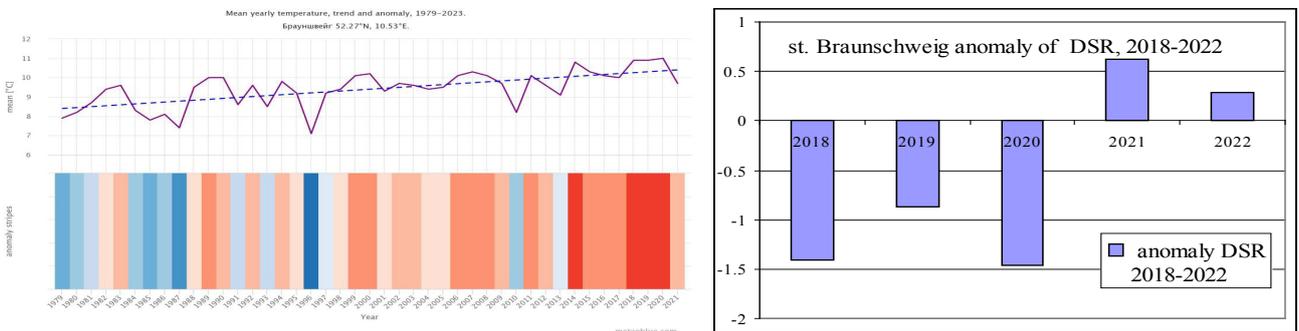


Рис. 5. Слева — Диаграмма аномалий температуры и тренд на ст. Брауншвейг, источник сайт meteoblue.com; справа — Нормированные аномалии DSR ст. Брауншвейг, 2018–2022 гг.

Как демонстрирует рис. 5, на ст. Брауншвейг зафиксированы аномально высокие температуры воздуха с 2014 по 2021 год с экстремумами в течение 3 лет подряд (интенсивные красные полосы). Наиболее заметные отрицательные аномалии DSR отмечены в 2018–2020 гг., совпадающие с тремя максимальными аномалиями температуры за этот временной интервал.

Рис. 6 [1] иллюстрирует для ст. Хоэнпайсенберг средние годовые значения осадков (мм), их аномалии и тренд. Можно заметить хорошую согласованность этих данных и средних годовых величин DSR (рис. 7). Например, аномально низкие суммы осадков в 1997 году соответствуют минимальному значению DSR, а дождливые годы (1999–2002) когерентны увеличению рассеянной радиации и, соответственно, облачности. Измерения на ст. Хоэнпайсенберг (988 м н. у. м), показывают (рис. 4в) незначительную многолетнюю изменчивость DSR, характерную для континентального климата.

Трактовать эти результаты можно так, что в последние годы наблюдается интенсивное воздействие суммарной солнечной радиации на погоду и климат. В текущий период регистрируется увеличение прямой радиации, достигающей поверхности Земли. Дополнительно прибавляется

та часть рассеянной радиации, которая в предшествующее время наблюдений, отражалась верхним слоем облачности [6]. Отсутствие надежных знаний о радиационных свойствах облаков, безусловно, является серьезной проблемой для ученых, занимающихся глобальным климатом.

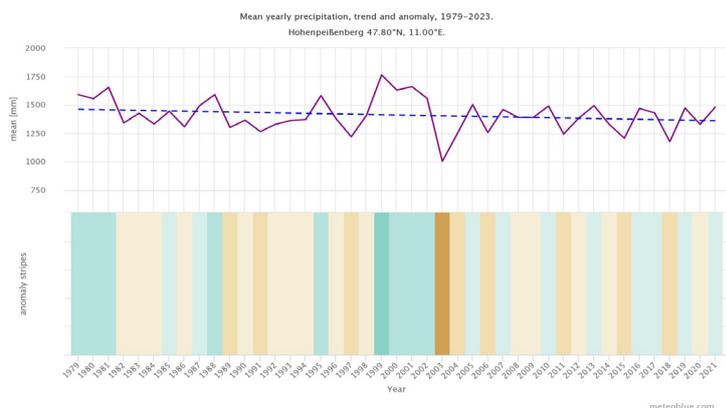


Рис. 6. Средние годовые значения осадков, тренд и аномалии ст. Хоэмпайсенберг, сайт meteoblue.com

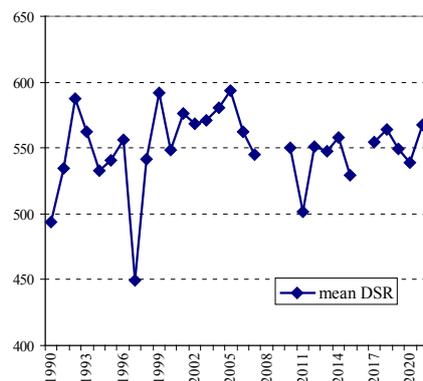


Рис. 7. Ст. Хоэмпайсенберг, 1980–2021, средние годовые знач. DSR

Увеличение числа актинометрических станций с качественными измерениями DSR позволило бы включить этот параметр в состав репрезентативных дополнительных индикаторов глобального изменения климата, несмотря на имеющиеся неопределённости.

### Список литературы

1. <https://www.meteoblue.com/ru/climatechange>  
<https://content.meteoblue.com/en/research-education/educational-resources/time-dimensions/history>
2. [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=3726](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=3726)
3. [https://www.dwd.de/EN/ourservices/rcccm/nat/rcccm\\_nat\\_monthly.html?nn=495490](https://www.dwd.de/EN/ourservices/rcccm/nat/rcccm_nat_monthly.html?nn=495490)
4. Manuel de Castro, Javier Martín-Vide, Sergio Alonso. The climate of Spain: past, present and scenarios for the 21<sup>st</sup> century.
5. Feron S., Cordero R., Damiani A., Jackson R. (2021). Climate change extremes and photovoltaic power output // Nature Sustainability. V. 4 (3). P. 270–276
6. Javier Montero-Martín, Manuel Antón, José Manuel Vaquero, Roberto Román, Javier Vaquero-Martinez, Alejandro J. P. Aparicio, Arturo Sanchez-Lorenzo Reconstruction of daily global solar radiation under all-sky and cloud-free conditions in Badajoz (Spain) since 1929. First published: 16 February 2023 <https://doi.org/10.1002/joc.8042>
7. John Page «Climate challenges linked to our expanding solar industries». (Emeritus Professor of Building Science University of Sheffield)
8. Wild, M., Trüssel, B., Ohmura, A., Long, C.N., König-Langlo, G., Dutton, E.G., Tsvetkov, A., 2009. Global dimming and brightening: an update beyond 2000. Journal of Geophysical Research 114 (December 1999): D00D13. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JD011382>

# Результаты мониторинга прозрачности атмосферы на территории России

<sup>1</sup>Махоткин А.Н., <sup>1</sup>Махоткина Е.Л., <sup>2</sup>Плахина И.Н.

<sup>1</sup>Санкт-Петербург, Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

<sup>2</sup>Москва, Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова  
aktinom@mail.ru

## Аннотация

Представлены результаты систематизации и обобщения данных о пространственно-временных изменениях интегральной и аэрозольной мутности атмосферы как на территории России в целом, так и в отдельных ее регионах за период 1976–2021 гг. Объектом исследования явились ряды месячных и годовых значений фактора мутности  $T_2$  и аэрозольной оптической толщины атмосферы АОТ для основных регионов России: север, центр, юг ЕТР, Урал, Западная Сибирь, северо-восток, центр, юг АТР, Дальний Восток. Выполнены оценки трендов  $T_2$  и АОТ, рассмотрены изменения месячных и годовых и средних многолетних значений  $T_2$  и АОТ за различные периоды.

**Ключевые слова:** мониторинг, прозрачность атмосферы, атмосферный аэрозоль, сетевые наблюдения, средние многолетние, тренды.

## Введение

В настоящее время получение информации о прозрачности атмосферы обеспечивают различные наблюдательные системы: наземная актинометрическая сеть Росгидромета, международная сеть AERONET (Aerosol Robotic Network – 9 пунктов на территории России), система спутникового мониторинга, реализованная на ИСЗ Terra и Aqua. Данные актинометрической сети Росгидромета являются основным источником информации об интегральной и аэрозольной прозрачности атмосферы с середины XX в. По получаемым в процессе выполнения дискретных наблюдений результатам измерений прямой солнечной радиации при безоблачном (малооблачном) небе рассчитываются показатели интегральной прозрачности атмосферы: коэффициент прозрачности  $P_2$ , фактор мутности Линке  $T_2$  [8], интегральная оптическая плотность атмосферы (ОПА) [9], а также аэрозольная оптическая толщина атмосферы (АОТ) [10]. Мониторинг ОПА, результаты которого ежегодно представляются в публикации «Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации» (см., например [4]), проводится с начала 1970 годов по данным 10 актинометрических станций. Использование данных стандартных актинометрических наблюдений для изучения аэрозоля стало возможным благодаря разработанной в начале 1990 годов специалистами Института физики атмосферы им. А. М. Обухова и Метеорологической обсерватории МГУ методике расчета АОТ [10]. Применение этой методики обеспечило получение по данным стандартных актинометрических наблюдений качественно новую информацию об уровне аэрозольного загрязнения атмосферы.

На постоянной основе изучение временных изменений характеристик прозрачности атмосферы осуществляется в метеорологической обсерватории МГУ, в которой с 1955 г. выполняется обширный комплекс метеорологических и геофизических наблюдений [1].

По данным AERONET и спутниковым измерениям информация об аэрозольной оптической толщине атмосферы доступна за период с 2000 г. Использование данных AERONET совместно со спутниковой информацией позволяет характеризовать прозрачность атмосферы на обширных территориях.

Настоящая работа является логическим продолжением исследований, начатых в 2005 г. [3], целью которой является систематизация и обобщение данных о пространственно-временных изменениях интегральной и аэрозольной мутности атмосферы как на территории России в целом, так и в отдельных ее регионах за период 1976–2021 гг.

## Исходные данные и используемые методы

Наземная актинометрическая сеть Росгидромета на 1.01.2023 г. насчитывала 77 станций, выполняющих наблюдения в 6 стандартных сроков, по данным которых определяются характеристики прозрачности атмосферы. Объект настоящего исследования составили ряды месячных

и годовых значений фактора мутности  $T_2$  и аэрозольной оптической толщины атмосферы АОТ для основных регионов России за 1976–2021 гг., а для единичных станций за 1960–2021 гг. Методика расчета характеристик интегральной мутности и АОТ, общая характеристика рассматриваемых регионов приведена в работах [3,5].

На европейской территории России были рассмотрены три региона: север, центр, юг, на АТР — шесть: Урал, Западная Сибирь, Северо-Восток АТР, Средняя Сибирь, Прибайкалье и Забайкалье, Дальний Восток.

Ряды месячных и годовых значений  $T_2$  и АОТ описывались линейными уравнениями. Изменения месячных и годовых значений  $T_2$  и АОТ анализировались за периоды 1976–2021 гг. и 1994–2021 гг. — последний является периодом аэрозольного «просветления» атмосферы, отличительной чертой которого стало увеличение прямой солнечной радиации и, соответственно, рост прозрачности атмосферы.

Отдельно был рассмотрен вопрос о выборе периода для определения средних многолетних значений («норм») прозрачности для ведения ее мониторинга. При анализе изменений прозрачности авторы, как правило, используют нормы за различные временные периоды. Средние  $T_2$  и АОТ определяют либо за весь имеющийся период наблюдений, либо за период 1976–2005 гг. (за этот период средние наиболее близки к базовым средним ВМО). В метеорологической обсерватории МГУ использовались нормы за 1961–1990 и 1981–2010 гг. За нормы ОПА принимаются средние значения за период с 1979 по 2012 гг. При расчете средних многолетних значений характеристик прозрачности не учитываются результаты, полученные за 1983–1984 и 1992–1993 гг., в которые естественные изменения прозрачности атмосферы были нарушены после извержений вулканов Эль-Чичон (апрель 1982 г.) и Пинатубо и Хадсон (июнь и август 1991 г.). Аналогичный подход применен в работах [3, 9]

Временные изменения  $T_2$  и АОТ рассмотрены на примере отдельных регионов с различной аэрозольной нагрузкой.

### Результаты и обсуждение

По рекомендации Всемирной метеорологической организации (ВМО) для ведения мониторинга в качестве базового периода для оценки текущих изменений климата во второй половине XX в. был принят период 1961–1990 гг. Позднее для работ по климатическому обслуживанию ВМО предложила использовать в качестве базового период 1981–2010 гг., а в 2022 г. Росгидрометом во исполнение рекомендаций ВМО (письмо от 4 августа 2021 г. № 16953/2021/S/CS/СМР/СLINO9120) в оперативно-производственной деятельности Росгидромета был осуществлен переход на климатические нормы за период 1991–2020 гг. по основным семи метеорологическим параметрам (среднемесячные: температура воздуха, сумма осадков, число дне с осадками более 1 мм, упругость водяного пара, атмосферное давление на уровне станции и на уровне моря, продолжительность солнечного сияния). До настоящего времени, как отмечалось выше, при рассмотрении временных изменений  $T_2$  и АОТ базовый период для расчета отклонений выбирался, как правило, с учетом продолжительности имеющихся рядов. Поскольку для большинства станций России ряды сформированы за период 1976–2021 гг. Сравнение средних характеристик прозрачности для установленных ВМО периодов, выполненное на примере отдельных станций (таблица 1), показало, что для  $T_2$  нормы за 1981–2010 оказываются на 2, а нормы 1990–2010 гг. — 7% ниже норм за базовый период 1961–1990 гг.

Таблица 1

Средние годовые  $T_2$  за различные периоды

Станция	$T_{2\text{сп}} \pm \sigma$		
	1961–1990	1981–2010	1990–2010
Елецкая	2,65±0,32	2,60±0,35	2,39±0,33
Валдай	2,85±0,17	2,61±0,17	2,50±0,18

Верхнее Дуброво	2,72±0,20	2,63±0,15	2,60±0,13
Хабаровск	2,86±0,19	2,75±0,23	2,59±0,13

Для регионов средние многолетние значения  $T_2$  и АОТ представлены в рисунке 1, который наглядно демонстрирует заметное различие в аэрозольной нагрузке атмосферы на ЕТР. Наиболее высокая прозрачность характерна для севера ЕТР, регионом с повышенной мутностью является юг ЕТР.

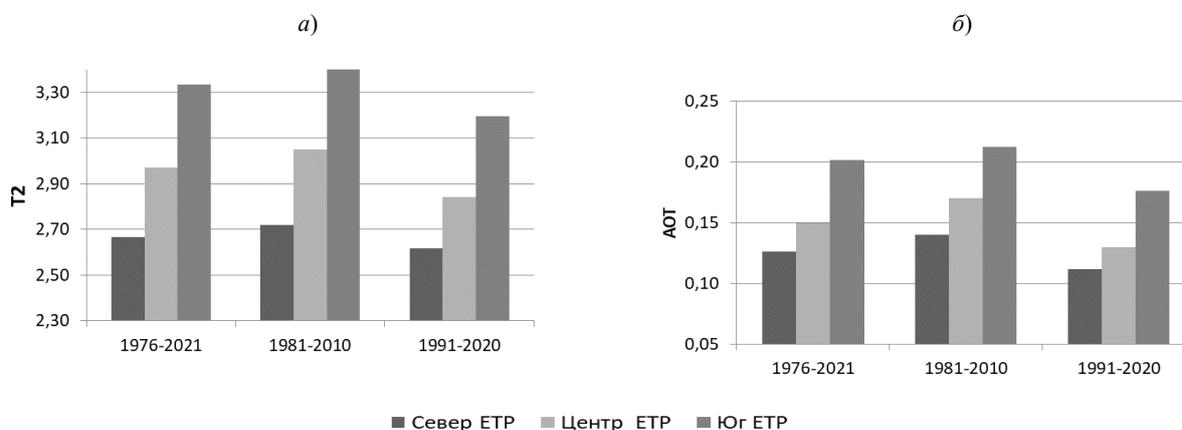


Рис. 2. Средние годовые  $T_2$  (а) и АОТ (б) за различные периоды на севере, в центре и на юге ЕТР

Таблица 2

Средние годовые  $T_2$  и АОТ за различные периоды

Регион	$T_{2cp} \pm \sigma$		АОТ $\pm \sigma$	
	1981–2010	1990–2020	1981–2010	1990–2020
север ЕТР	2,72±0,29	2,62±0,27	0,14±0,05	0,11±0,05
центр ЕТР	3,05±0,31	2,84±0,35	0,17±0,06	0,13±0,06
юг ЕТР	3,41±0,38	3,19±0,31	0,21±0,06	0,18±0,05
Урал	2,82±0,33	2,64±0,27	0,14±0,05	0,11±0,05
Западная Сибирь	2,78±0,31	2,68±0,31	0,14±0,05	0,12±0,05
северо-восток АТР	2,54±0,30	2,42±0,30	0,13±0,05	0,10±0,05
Средняя Сибирь	2,67±0,31	2,65±0,29	0,14±0,06	0,12±0,06
юг АТР	2,72±0,28	2,63±0,24	0,16±0,05	0,13±0,05
Дальний Восток	2,87±0,32	2,70±0,34	0,17±0,05	0,14±0,05

Средние характеристики прозрачности за периоды 1981–2010 и 1990–2020 различаются для регионов в среднем на 5 % для  $T_2$  и на 20 % для АОТ. При выборе базового периода для определения временных аномалий  $T_2$  и АОТ необходимо иметь учитывать, что различия в средних многолетних значениях может заметно сказаться на их уровне (см. рисунок 3).

Временной ход  $T_2$  и АОТ для станций и регионов на территории России идентичен. Анализ имеющихся рядов  $T_2$  и АОТ подтверждает ранее установленные закономерности пространственно-временного изменения мутности атмосферы на территории России. Увеличение мутности прослеживается с северо-востока на юго-запад: наиболее прозрачна атмосфера на северо-востоке России, юг европейской части России является регионом с повышенной мутностью. Для европейской части России характерно увеличение мутности с севера на юг, на азиатской территории эта тенденция выражена не столь четко. Резкое увеличение средних годовых значений  $T_2$  и АОТ в 1983–1984 и 1992–1993 гг. связано с проявлениями последствий мощных извержений вулканов Эль Чичен и Пинатубо.

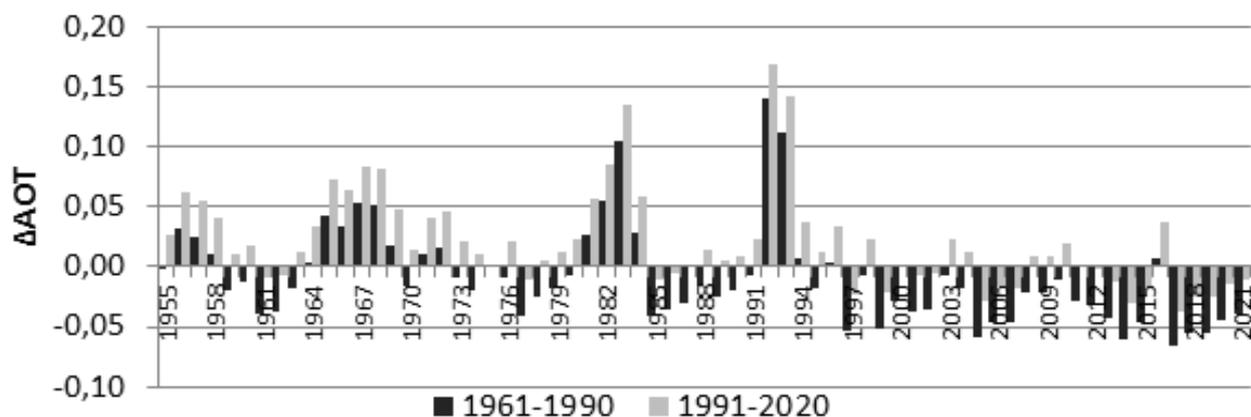


Рис. 3. Ход аномалий АОТ, рассчитанных по нормам за различные периоды (станция Хабаровск)

В целом для территории России колебания  $T_2$  и АОТ находятся в пределах, ограниченных крайними линиями на рис. 4.

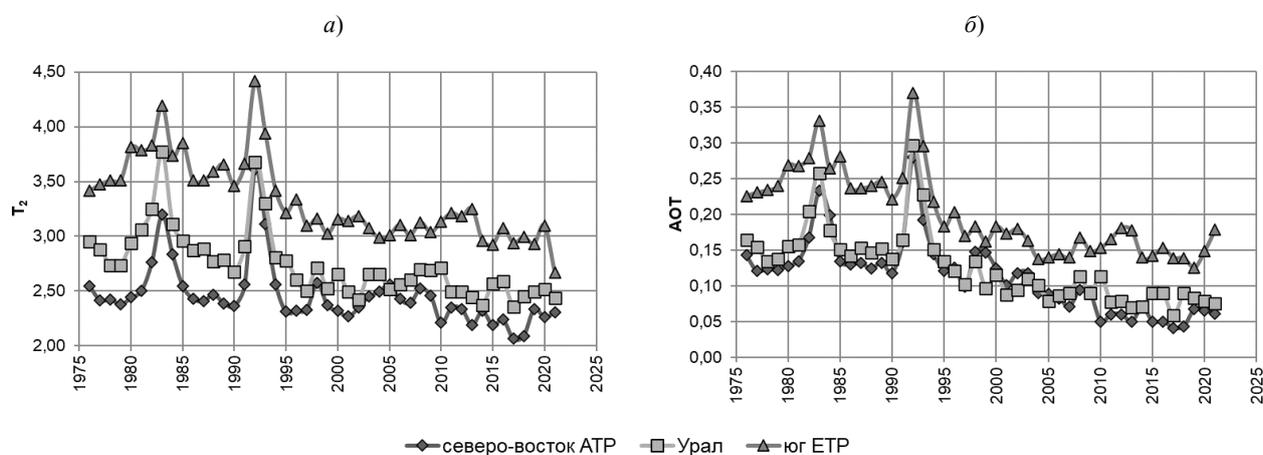


Рис. 4. Изменение  $T_2$  и АОТ за период с 1976 по 2021 гг. на северо-востоке ЕТР, Урале и юге ЕТР

С середины XX в. по временному ходу характеристик прозрачности выделяются три периода: в 1960–1981 гг. наблюдался устойчивый рост мутности атмосферы, в 1983–1992 гг. мутность атмосферы несколько снизилась по сравнению с предыдущим периодом, с 1994 г. по настоящее время происходит о заметное снижение мутности: уменьшение  $T_2$  составило от 7% в регионах север ЕТР, Средняя Сибирь до 16–17% в центральных и южных районах ЕТР. При этом АОТ на территории России снизилась на 35–42%. Появляющиеся в этот период аэрозольные возмущения как правило кратковременны (недели, 1–2 месяца) и локальны.

### Заключение

Актинометрическая сеть Росгидромета является важной составной частью системы мониторинга прозрачности атмосферы.

На фоне существенной межгодовой изменчивости месячных и годовых значений  $T_2$  и АОТ на большей части территории России в последние десятилетия отмечается тенденция к уменьшению интегральной и аэрозольной мутности атмосферы. Наиболее высокая прозрачность атмосферы характерна для северных регионов как на азиатской, так и на европейской территории России.

Аэрозольное очищение атмосферы над Россией в период с 1994 г. по настоящее время характеризуется устойчивым понижением мутности атмосферы.

### Список литературы

1. Горбаренко Е. В. Климатические изменения радиационных параметров атмосферы по данным наблюдений в метеорологической обсерватории МГУ // Метеорология и гидрология. 2016. № 12. С. 5–17.

2. Горбаренко Е. В. Локальные и глобальные факторы, определившие изменения аэрозольной оптической толщины атмосферы в Москве в 1955–2018 годах // Труды ГГО. 2019. Вып. 595. С. 169–189.
3. Махоткина Е. Л., Плахина И. Н., Лукин А. Б. (2005). Некоторые особенности изменения мутности на территории России в последней четверти XX века // Метеорология и гидрология. № 1. С. 28–36.
4. Обзор фонового состояния окружающей природной среды на территории стран СНГ за 2021 г.— 2022. Москва: ООО «Принт», 115 с.
5. Плахина И. Н., Махоткина Е. Л., Панкратова Н. В. (2007). Вариации аэрозольной оптической толщины атмосферы на территории России в 1976–2003 гг. // Метеорология и гидрология. № 2. С. 19–29.
6. РД 52.04.562–96. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 5.— 1997. Москва: Росгидромет. 222 с.
7. Русина Е. Н., Боброва В. К. Оптическая плотность и прозрачность атмосферы / В кн.: Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2020 год.— 2021. М.: Росгидромет, с. 30–33.
8. Тарасова Т. А., Ярхо Е. В. Определение аэрозольной оптической толщины атмосферы по измерениям прямой интегральной радиации // Метеорология и гидрология, 1991, № 12, с. 66–71.

## Results of atmospheric transparency monitoring over Russia

<sup>1</sup>Makhotkin A.N., <sup>1</sup>Makhotkina E.L., <sup>2</sup>Plakhina I.N.

<sup>1</sup>St. Petersburg, Voeikov Main Geophysical Observatory

<sup>2</sup>Moscow, A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS

The results of systematization and generalization of data on spatiotemporal changes in the integral and aerosol turbidity of the atmosphere both over the territory of Russia as a whole and over its different regions for the period 1976–2021 are presented. The objects of the study were the series of monthly and annual values of the turbidity factor ( $T_2$ ) and the aerosol optical depth of the atmosphere (AOD) for the main regions of Russia: the North, the Center, the South of the European territory of Russia (ETR), the Urals, Western Siberia, the Northeast, the Center, the South of the Asian territory of Russia (ATR), the Far East. The estimates of  $T_2$  and AOD trends are made, changes in monthly, annual and average long-term values of  $T_2$  and AOT for the periods of 1976–2021 and 1994–2021 are considered. For a period of relatively high atmospheric transparency (1994–2021) estimates of the total change in  $T_2$  and AOD in series of monthly values were obtained; results are presented for individual stations or regions.

**Keywords:** monitoring, atmospheric transparency, atmospheric aerosol, network observations, long-term averages, trends

# Моделирование антропогенного потока тепла и острова тепла в мегаполисах России

Фролькис В. А.<sup>1,2</sup>, Евсиков И. А.<sup>3</sup>, Мовсесова Л. В.<sup>3</sup>, Мотылев А. Д.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова, Санкт-Петербург

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный экономический университет

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный архитектурно-строительный университет  
e-mail: vfolkis@gmail.com

## Аннотация

Оцениваются тепловые потери мегаполиса в зимний период на основе строительных правил, теплофизических свойств ограждающих конструкций и городской цифровой модели, построенной с использованием веб-картографического ресурса “OpenStreetMap”, и городской остров тепла.

**Ключевые слова:** антропогенный поток тепла, остров тепла, геометрическая модель мегаполиса, пограничный слой атмосферы

1. Выделяемая в атмосферу часть потребляемой зданиями энергии, отнесенная к единице, площади подстилающей поверхности, называется антропогенным потоком тепла (АПТ). АПТ появляется в результате отопления и вентиляции зданий и приводит к появлению городского острова тепла, обеспечивающего значительное увеличение температуры в городском покрывающем слое в течение отопительного периода. Для оценки АПТ, как правило, используются три основных подхода: 1) прямые измерения тепловых потоков; 2) инвентаризация, которая заключается в суммировании энергии от всех потребителей; 3) дистанционные спутниковые измерения. Рассматривается альтернативный подход к инвентаризации, в рамках которого моделируется АПТ на основе геометрических двух- или трехмерных моделей города, строительных норм, теплофизических свойств ограждающих конструкций и температуры наружного воздуха. Построенная цифровая модель города позволяет оценить АПТ, суммируя тепловыделения зданиями на основе строительных правил (СП) и теплофизических свойств ограждающих конструкций и разности внутренней и внешней температур воздуха [1, 2, 3].

Городской остров тепла оценивается при помощи модели нестационарного горизонтально-однородного пограничного слоя атмосферы, в которой для замыкания уравнений турбулентного пограничного слоя используются уравнение баланса и соотношение для масштаба турбулентной энергии ( $b-l$  модель) [4].

Эмпирические оценки и численные эксперименты показали, что АПТ может увеличивать температуру воздуха в городском покрывающем слое и давать существенный вклад в интенсивность городского острова тепла, который определяется разностью температур между городскими и прилегающими окрестными территориями. Зимой рассчитанный на мезомасштабных атмосферных моделях вклад АПТ в интенсивность городского острова тепла может достигать 50–80%.

2. Городская застройка описывается с помощью двух- или трехмерного моделирования зданий с использованием, открытого веб-картографического ресурса “OpenStreetMap” (OSM) [5]. Проект OSM является online-ресурсом, содержащим информацию о городской топографии, геометрии и материалах зданий, дорогах, зеленых насаждениях и т.п. Платформа OSM позволяет описать точные контуры зданий и в некоторых случаях имеет информацию о высоте и типе здания. Восполнить недостающую информацию позволяют данные с сайта Яндекс.Карты, а также городские информационные системы ЖКХ. В качестве платформы для моделирования городской структуры используется программное обеспечение «Rhinoceros» и плагины «Grasshopper» (среда визуального программирования) и «Gismo». Алгоритм построения модели города является универсальным и поэтому может быть применен для любого мегаполиса. В настоящее время построены цифровые модели Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Новосибирска, Томска и Краснодара, в которых учтены все городские постройки с высотой более шести метров,

что позволяет вычислить площадь стен и крыш, а также площадь свободных от застройки территорий. При построении модели города его территория покрывалась расчетной сеткой  $30 \times 30 \text{ м}^2$ .

**3.** Рассматриваются два алгоритма оценки АПТ. **В первом алгоритме** [6] оценивается значение приведенного сопротивления теплопередачи  $R_i^{TP}$  ограждающей конструкции по показателю градусо-сутки отопительного периода (ГСОП)

$$\text{ГСОП} = (t_{\text{вн}} - t_{\text{от}}) \cdot d_{\text{от}} \quad (1)$$

где  $t_{\text{вн}} = 20 \text{ }^\circ\text{C}$  — задаваемая температура внутреннего воздуха здания, а  $t_{\text{от}}$  — средняя температура атмосферного воздуха за время отопительного периода,  $^\circ\text{C}$ , и  $d_{\text{от}}$  — его продолжительность, сут.

АПТ вычисляется на основе значений приведенного сопротивления теплопередачи  $R_i^{TP}$ ,  $i = 1, 2, 3$ , элементов ограждающих конструкций, которые определяются по величине ГСОП для климатических условий рассматриваемого города. В модели под ограждающими конструкциями подразумеваются стены,  $i=1$ , чердачные покрытия и перекрытия над неотапливаемыми подпольями и подвалами,  $i=2$ , светопрозрачные конструкции (окна),  $i=3$ . Предполагается, что окна занимают порядка 25% фасада, а 75% фасада приходится на площадь стен. Например, для климатических условий Санкт-Петербурга  $R_{1,2,3}^{TP}$  равно 2.8, 3.7 и 0.63 ( $\text{м}^2 \text{ }^\circ\text{C}/\text{Вт}$ ) при ГСОП = 4000 градусо-сутки.

АПТ  $Q_i(j)$  от разных частей элементов ограждающих конструкций, удовлетворяющих нормативным значениям «требуемого сопротивления теплопередаче»  $R_i^{TP}$ , в  $j$ -й ячейке расчетной сетки, равен

$$Q_i(j) = K_i(t_{\text{вн}} - t_{\text{нар}})S_i(j), K_i = 1/R_i^{TP}, \quad (2)$$

где  $K_i$  — коэффициент теплопередачи ограждающей конструкции  $i$ -й категории,  $t_{\text{нар}}$  — температура наружного воздуха,  $^\circ\text{C}$ ,  $S_i(j)$  — суммарная площадь элементов ограждающей конструкции  $i$ -й категории в  $j$ -й ячейке,  $\text{м}^2$ .

АПТ  $Q(j)$  от частей ограждающих конструкций, попадающих в  $j$ -ю расчетную ячейку:

$$Q'(j) = \sum_{i=1}^3 Q_i(j). \quad (3)$$

Потеря тепла зданием через вентиляцию различными источниками оценивается в 20%, поэтому полученное значение  $Q'(j)$  надо увеличить на 20%.

**Во втором алгоритме** [7] используются требования к расходу тепловой энергии на отопление и вентиляцию зданий, которые описаны в пункте 10 СП [2]. Расчетное значение удельной характеристики расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания должно быть меньше или равно «нормируемого значения  $q_{\text{от}}^{TP}$ »,  $\text{Вт}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$ , указанного в СП. Это позволяет оценить верхнюю границу теплопотерь здания. В СП приводится таблица 14, определяющая  $q_{\text{от}}^{TP}$  по этажности и типу здания. Величина АПТ  $Q_i(j)$  от разных частей элементов ограждающих конструкций, попадающих в рассматриваемую  $j$ -ю ячейку расчетной сетки, равна

$$Q_i(j) = q_{\text{от}}^{TP}(t_{\text{вн}} - t_{\text{нар}})V_i(j), \quad (4)$$

где  $V_i(j)$  — объем части  $i$ -го здания, попавшего в  $j$ -ю ячейку расчетной сетки.

АПТ от всех зданий, части которых попали  $j$ -ю ячейку:

$$Q'(j) = \sum Q_i(j). \quad (5)$$

АПТ по всей рассматриваемой территории для обоих алгоритмов получается суммированием по всем ячейкам расчетной сетки.

При транспортировке тепла к зданиям по магистралям, расположенным под землей, теряется порядка 10% в виде тепловых стоков  $\Delta Q_g$ , поэтому АПТ должен быть увеличен на эту величину в обоих алгоритмах,

$$Q(j) = Q'(j) + \Delta Q_g. \quad (6)$$

В процессе вычислений рассматриваются два варианта — административная и урбанизированная территории города. Под последним понимается территория с застройкой выше шести м.

4. На рис. 1–3 приведены распределения плотности АПТ по городской территории.

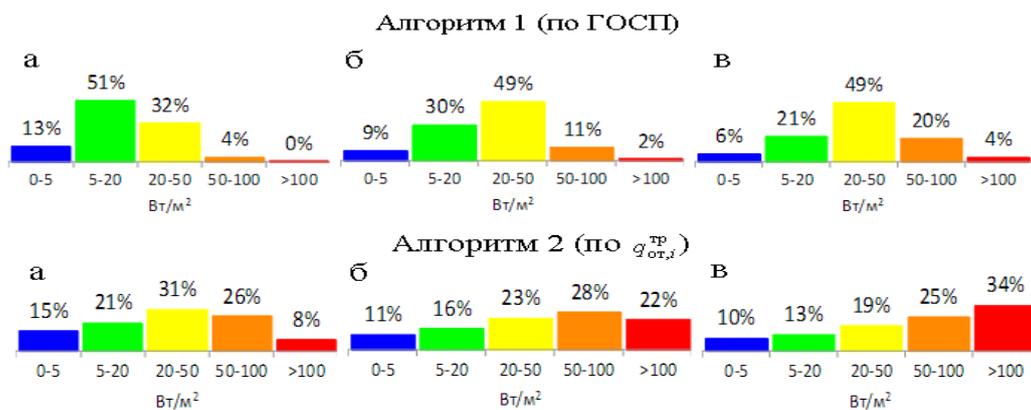


Рис. 1. Распределение АПТ (Вт/м<sup>2</sup>) в Санкт-Петербурге по урбанизированной территории при температуре наружного воздуха а) 0 °С, б) –10 °С и в) –20 °С по алгоритмам 1 и 2

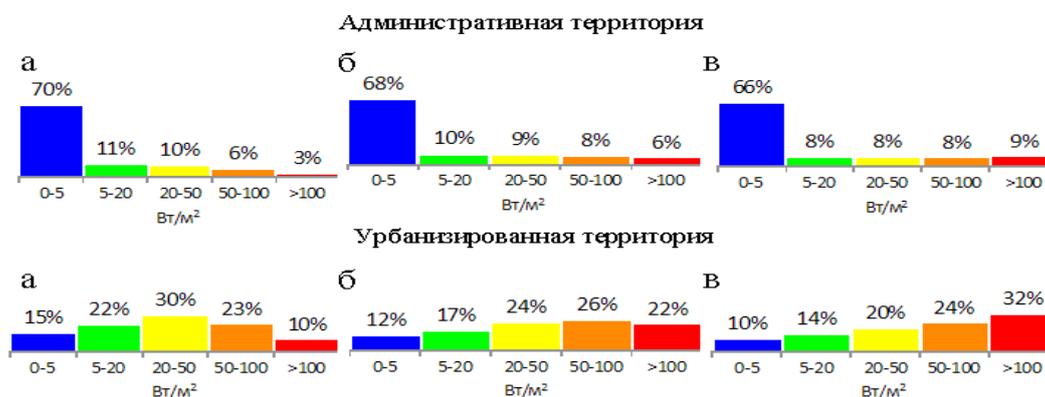


Рис. 2. Распределение АПТ (Вт/м<sup>2</sup>) в Москве по административной и урбанизированной территориям при температуре наружного воздуха а) 0 °С, б) –10 °С и в) –20 °С по алгоритму 2



Рис. 3. Распределение АПТ (Вт/м<sup>2</sup>) в Екатеринбурге по административной и урбанизированной территориям при температуре наружного воздуха а) 0 °С, б) –10 °С и в) –20 °С по алгоритму 2

В табл. 1 для территории города в административных границах и для его урбанизированной части даны суммарные значения АПТ ( $Q/dt$ ) и усредненный АПТ ( $Q/dt/S$ ) с одного квадратного метра при разности внутренней и внешней температур в  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а также АПТ ( $Q/S$ ) с одного квадратного метра для температуры наружного воздуха, равной  $t_{\text{НАР}} = 0, -10, -20\text{ }(^{\circ}\text{C})$ , и внутренней температуры помещения, равной  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Таблица 1

Антропогенный поток тепла

Город	Административные границы					Урбанизированная территория				
	$Q/dt$ , $10^6\text{ Вт}/^{\circ}\text{C}$	$Q/dt/S$ , $\text{Вт}/$ $(^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^2)$	$Q/S$ , $\text{Вт}/\text{м}^2$ , при $t_{\text{нар}}$			$Q/dt$ , $10^6\text{ Вт}/^{\circ}\text{C}$	$Q/dt/S$ , $\text{Вт}/$ $(^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^2)$	$Q/S$ , $\text{Вт}/\text{м}^2$ , при $t_{\text{нар}}$		
			$0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-10\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-20\text{ }^{\circ}\text{C}$			$0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-10\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-20\text{ }^{\circ}\text{C}$
Москва	674.56	0.66	13.23	19.85	26.47	612.25	2.19	43.88	65.82	87.76
Санкт-Петербург	396.00	0.56	11.28	16.92	22.55	352.71	2.19	43.77	65.66	87.55
Новосибирск	132.17	0.26	5.26	7.89	10.52	101.81	1.86	37.24	55.86	74.48
Екатеринбург	126.32	0.11	2.20	3.30	4.40	103.88	1.86	37.17	55.75	74.33
Краснодар	94.52	0.26	5.16	7.74	10.32	67.51	2.11	42.21	63.32	84.43
Томск	41.71	0.25	4.97	7.45	9.94	33.04	1.61	32.21	48.31	64.41

5. Для оценки острова тепла используется нестационарная горизонтально-однородная модель пограничного слоя атмосферы [4], при помощи которой вычисляется вертикальный профиль температуры воздуха в зимних условиях. Зимние условия моделируются заданием зенитного угла Солнца и температуры на высоте 2 км, а также заданием формального параметра, имитирующего горизонтальную адвекцию. Это позволяет при одинаковой инсоляции получать разные значения приповерхностной температуры и вертикальной стратификации. Температура рассчитывается с учетом и без учета АПТ, а получаемая разность дает оценку острова тепла.

В Москве в январе в административных границах для случая устойчивой стратификации при температуре воздуха в диапазоне  $[-5\text{ }^{\circ}\text{C} \div -15\text{ }^{\circ}\text{C}]$  АПТ увеличивает минимальную температуру от  $6.8\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $9.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; в случае нейтральной стратификации — от  $2.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $3.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; при температуре  $[0\text{ }^{\circ}\text{C} \div -20\text{ }^{\circ}\text{C}]$  при неустойчивой стратификации АПТ приводит к нагреву от  $1.1\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $2.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Аналогично, в Краснодаре в январе для случая нейтральной стратификации при температуре воздуха в диапазоне  $[0\text{ }^{\circ}\text{C} \div -10\text{ }^{\circ}\text{C}]$  АПТ увеличивает минимальную температуру от  $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;

### Список литературы

1. Свод правил. Строительная климатология (СП 131.13330.2012).
2. Свод правил. Тепловая защита зданий (СП 50.13330.2012).
3. Межгосударственный стандарт. Здания жилые и общественные. Параметры микроклимата в помещениях (ГОСТ 30494–2011).
4. Вагер Б. Г., Фролькис В. А., Мовсесова Л. В. Оценка влияния радиационного притока тепла на вертикальную структуру пограничного слоя атмосферы // Вестник гражданских инженеров. 2005. № 3(4). С. 109–112.
5. OpenStreetMap. — URL: <https://www.openstreetmap.org>.
6. Гинзбург А. С., Евсиков И. А., Фролькис В. А. Зависимость антропогенного потока тепла от температуры воздуха (на примере Санкт-Петербурга) // Известия РАН, сер. Физика атмосферы и океана. — 2021. — Т. 57. — № 5. — С. 526–538.
7. Фролькис В. А., Евсиков И. А. Расчет антропогенного потока тепла за период отопительного сезона в мегаполисе (на примере Санкт-Петербурга) // ENVIROMIS2022. С. 395–398.

# Modeling of Anthropogenic Heat Flux and Heat Islands in Russian Megacities

V. Frolkis<sup>1,2</sup>, I. Evsikov<sup>3</sup>, L. Movsesova<sup>3</sup>, A. Motylev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Voeikov Main Geophysical Observatory, Saint Petersburg

<sup>2</sup>Saint-Petersburg State University of Economics

<sup>3</sup>Saint Petersburg State University of Architecture and Civil Engineering

e-mail: vfrolkis@gmail.com

The heat losses of a megacity in winter are estimated based on building rules, thermal properties of enclosing structures and an urban digital model built using the OpenStreetMap web mapping resource, and an urban heat island.

**Keywords:** anthropogenic heat flow, heat island, geometric model of a megalopolis, boundary layer of the atmosphere

# Энтропийный анализ среднесуточных температур воздуха по данным метеостанций России

Фролькис В. А.<sup>1,2</sup>, Осипов А. Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова,

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный экономический университет

e-mail: [vfrolkis@gmail.com](mailto:vfrolkis@gmail.com)

## Аннотация

Проведен анализ среднесуточных температурных рядов, полученных на метеостанциях России за периоды 1961÷1990 и 1991÷2020 гг., на основе информационной энтропии Шеннона и перестановочной энтропии третьего–шестого порядков. Рассмотрено поведение дисперсии температуры и рассчитан показатель Херста. Сравниваются результаты, полученные за два последовательных тридцатилетия в различных физико-географических регионах.

**Ключевые слова:** среднесуточная температура, информационная энтропия Шеннона, перестановочная энтропия, показатель Херста, дисперсия среднесуточной температуры

1. Климатическая система является сложной нестационарной открытой термодинамической системой с многочисленными нелинейными обратными связями, которые генерируют флуктуации ее параметров. Высокий уровень шума мешает оценить тренд метеорологических параметров, заметить тонкие изменения в климатической системе, а это в совокупности с нестационарностью, стохастичностью и негладкостью метеорологических полей затрудняет использование традиционных методов анализа. Одним из сравнительно новых способов изучения изменения состояния сложной системы состоит в использовании энтропии для анализа временных рядов, генерируемых самой системой, например, температурных временных рядов. Для этого может использоваться информационная энтропия Клода Шеннона, предложившего два количественных способа определения выборочной энтропии (информации), вычисляемых по формуле

$$H = -\sum_{j=1}^M p_j \log_2 p_j$$

где суммирование проводится по всем возможным состояниям системы, образующим ее фазовое пространство,  $M$ — число состояний,  $p_j$ — их вероятностная мера. Другими словами, при вычислении выборочной энтропии фазовое пространство системы разбивается на ячейки и  $p_j$ — вероятность нахождения системы в  $j$ -й ячейке.

При вычислении информационной энтропии Шеннона (назовем ее первой энтропией Шеннона  $H_1$ ) фазовое пространство определяется диапазоном изменения уровней сигнала (алфавит), оно разбивается на ячейки, и рассматривается относительная частота  $p_j$  попадания уровня сигнала (буквы) в  $j$ -ю ячейку [1]. Когда все возможные состояния равновероятны, первая энтропия Шеннона принимает максимальное значение.

Так, для временного ряда  $p_j$  определяется распределением отсчетов ряда (букв) в диапазоне изменчивости сигнала (в сообщении). Если временной ряд на интервале выборки описывает линейную зависимость или белый шум, то он характеризуется максимальной энтропией  $H_1$ , а это указывает на максимальную вариабельность элементов выборки (все уровни заполнены). Временной ряд с постоянными значениями соответствует случаю, когда заполнен только один уровень. Такой ряд описывается нулевой энтропией, так что минимальное значение  $H_1$  указывает на полное отсутствие хаотичности в системе. Таким образом,  $H_1$  оценивает хаотичность процесса, она уменьшается при снижении уровня вариабельности стохастической составляющей системы.

Когда с течением времени первая информационная энтропия системы возрастает, то это можно интерпретировать как увеличение вариабельности временного ряда. Если энтропия убывает, то временной ряд стремится к более упорядоченному состоянию, которое будет описываться меньшим числом уровней. Однако энтропия  $H_1$  слабо чувствительна к выбросам, поэтому для их учета можно использовать второй способ вычисления выборочной энтропии.

Альтернативный способ вычисления информационной энтропии Шеннона (назовем ее второй энтропией Шеннона  $H_2$ ) аналогичен по способу вычисления термодинамической энтропии Больцмана, когда фазовое пространство определяется множеством состояний системы. Оно также разбивается на ячейки, но  $p_j$  определяет относительную частоту попадания изображающей точки в  $j$ -ю ячейку [1]. Для временного ряда это равносильно распределению уровней ряда по всем интервалам времени наблюдения. Если система приходит в равновесное термодинамическое состояние, то для временного ряда это эквивалентно постоянному во времени сигналу, максимальному значению энтропии  $H_2$ , максимальному уровню неопределенности (второе начало термодинамики). Таким образом, первая и вторая выборочная информационные энтропии Шеннона как индикаторы хаотичности прямо противоположны друг другу. Если на интервале наблюдения временной ряд характеризуется однократным импульсом, то выборочная энтропия такого ряда будет равна нулю.

Также вторая выборочная информационная энтропия Шеннона  $H_2$  позволяет определить стабильность происходящих в системе процессов, она может рассматриваться в качестве индекса, показывающего наличие в системе импульсов. Близкие к максимальным значения  $H_2$  соответствуют более стабильному состоянию системы, и наоборот, ее малые значения указывают на нестабильное, взрывоопасное поведение протекающих в системе процессов. Уменьшение значений  $H_2$  предупреждает о нестабильном состоянии системы и указывает на тенденцию к возможным резким изменениям параметров системы.

Выборочная перестановочная энтропия  $h_m$  порядка  $n$  является частным случаем энтропии Шеннона и определяется количеством упорядоченных пар в последовательности, состоящей из  $n$  элементов выборки [1].  $h_m$  показывает оценку меры сложности ряда. С ростом хаотичности временного ряда  $h_m$  будет приближаться к единице и, наоборот, будет уменьшаться, когда увеличивается степень упорядоченности временного ряда, т.е.  $h_m$  может рассматриваться как индикатор регулярной компоненты во временном ряду.

2. Рассмотрим выборку  $T_i$  объема  $N$ ,  $i = \overline{1, N}$ . Среди элементов этой выборки найдем минимальное  $T_{min}$  и максимальное  $T_{max}$  значения. Зададим элементарный интервал  $\Delta T$ , величина которого не меньше точности измерения величин  $T_i$ , вычислим число уровней  $M$ , на которые разбивается диапазон исходных температур.

При вычислении энтропии  $H_1$  вероятность  $p_j$  определяется частотой повторяемости значений  $T_i$ , совпадающих с  $j$ -м уровнем  $\theta_j \in [T_{min}, T_{max}]$ ,  $j = \overline{1, M}$ , температуры. Для второй энтропии  $H_2$  ве-

роятность  $p_j = m_j \theta_j / F$ , где  $F = \sum_{i=1}^N T_i$  — сумма  $F$  всех значений  $T_i$  (полная энергия) и число  $m_j$  совпадений  $T_i = \theta_j$  за весь рассматриваемый период времени. Так как  $p_j \geq 0$ , то температуру следует рассматривать в градусах Кельвина. В данном случае, несмотря на то, что  $H_1$  и  $H_2$  вычисляются на разных покрытиях, вероятность  $p_j$ , используемая при вычислении  $H_1$ , приблизительно равна вероятности  $p_j$ , применяемой для вычисления  $H_2$ ,  $p_j = m_j(273.15 + t_j) / \sum (273.15 + t_j) \approx m_j / N$ , где  $t_j$  — температура воздуха в °С. Во избежание такого совпадения при определении  $H_2$  значения температуры логарифмируются.

Пусть выборка длины  $N$  описывается некоторым законом распределения, т.е. в каком-то смысле ее значения характеризуются некоторой гладкостью, и принимается в качестве эталонной. Предположим, что эта выборка подвержена возмущению, которое заключается в том, что в моменты некоторых  $i$ -х измерений происходит выброс, т.е. вместо  $T_i$  измеряется  $T_i + \delta T_i$ . Это приводит к тому (как показали численные эксперименты), что  $H_2$  возмущенной выборки становится меньше. Таким образом,  $H_2$  является индикатором, указывающим на возмущения в системе, порождающей эталонную выборку.

3. Метеорологические данные могут рассматриваться как реализация стохастического процесса. Процедура измерений дополнительно вносит в данные разрывы, связанные с ошибками

измерений. Именно это обстоятельство делает успешным для нестационарных временных метеорологических рядов применение энтропийного анализа, так как такой метод исследования не чувствителен к негладкости данных и пропускам в них. Энтропийный подход позволяет оценить хаотическую составляющую температурных рядов, а, следовательно, и климатической системы. Это связано с тем, что при изменении состояния системы меняется распределение ее параметров, что приводит к изменению значения энтропии, которую можно рассматривать как функцию состояния сложной системы.

Используются среднесуточные температурные ряды, полученные на 446 метеостанциях Российской Федерации и приведенные в архиве ВНИИГМИ–МЦД, за периоды 1961÷1990 и 1991÷2020 гг [2]. Рассчитаны первая  $H_1$  и вторая  $H_2$  информационные энтропии Шеннона, перестановочная энтропия третьего–шестого порядков  $h_3—h_6$ , дисперсия, а также на основе  $R/S$  анализа показатель Херста [1]. Для всех метеостанций проведены вычисления энтропии для каждого года, а также зимние и летние энтропии указанных тридцатилетий для четырех вариантов: с учетом и без учета сезонного хода температуры, с учетом и без учета нормировки. Под нормировкой понимается деление значения энтропии на максимально возможное для нее значение.

Рассматривается шесть физико-географических регионов: Европейская часть России (1), Западная Сибирь (2), Средняя Сибирь (3), Прибайкалье и Забайкалье (4), Приамурье и Приморье (5) и Восточная Сибирь (6) [3].

4. Сравнение между собой температуры двух тридцатилетий независимо от учета/неучета ее сезонного хода температуры в разных регионах не выявило существенного различия в средних значениях первой  $H_1$  и второй  $H_2$ , а также перестановочной  $h_3—h_6$  энтропий, вычисленных по всем метеостанциям отдельно для каждого года, лета и зимы и усредненных по каждому из регионов.

Исключение сезонного хода температуры уменьшает усредненные по региону годовые значения  $H_1$  на 8–11 %,  $H_2$  на 25–35 % в зависимости от региона, но не влияет на усредненные перестановочные энтропии  $h_3—h_6$ .

Усредненные по отдельным метеостанциям, а затем по каждому региону значения перечисленных энтропий одинаковы для всех регионов.

Зимние и летние усредненные по региону значения  $H_1$ , учитывающие сезонный ход температуры, меньше вычисленных за год значений на 21–22 % и 23–25 %, для  $H_2$ —на 19–27 % и 40–47 % соответственно. Для перестановочной энтропии имеем:  $h_6$  уменьшается на 18–19 %,  $h_5$ —на 10–11 %,  $h_4$ —на 3–5 %,  $h_3$ —на 1–2 %, причем нет различия между зимними и летними изменениями. Если исключить сезонный ход температуры, то в зимние и летние периоды, усредненные значения  $H_1$  уменьшатся на 13–15 % и 17–19 %,  $H_2$  в зимние месяцы увеличится на 8–10 %, а в летние месяцы уменьшится на 19–25 %. Исключение сезонного хода на аналогичные изменения  $h_3—h_6$  не влияет.

Число метеостанций в различных физико-географических регионах, на которых при учете сезонного хода усредненные за тридцать лет годовые, зимние и летние значения энтропии уменьшились и увеличились за период 1991÷2020 гг. по сравнению с 1961÷1990 гг., приведены в таблице 1.

Таблица 1

Число метеостанций, на которых уменьшились (–) и увеличились (+) усредненные за тридцать лет годовые, зимние и летние значения энтропии при учете сезонного хода

Физико-географические регионы		1		2		3		4		5		6	
		–	+	–	+	–	+	–	+	–	+	–	+
(1991÷2020) — (1961÷1990)													
$H_1$	Год	58	120	21	52	15	35	6	44	7	40	25	23
	Зима	70	108	24	49	15	35	13	37	11	36	8	40
	Лето	61	117	20	53	20	30	17	32	20	27	27	21
$H_2$	Год	84	93	39	34	32	18	3	47	14	33	39	9

Физико-географические регионы		1		2		3		4		5		6	
	Зима	136	42	30	43	23	27	17	32	25	22	28	19
	Лето	73	105	51	22	21	29	21	29	17	30	20	28
$h_5$	Год	116	62	42	31	23	27	34	16	24	23	20	28
	Зима	101	77	50	23	34	16	21	29	11	36	25	23
	Лето	106	72	41	32	24	26	36	14	39	8	29	19

За шестидесятилетний период 1961÷2020 гг. с учетом сезонного хода выборочная нормированная энтропия  $H_1$  в каждом регионе по всему набору метеостанций проявляет тенденцию к росту со значением  $p$ -value < 0.01. Нормированная энтропия  $H_2$  обладает положительной тенденцией в 5-м регионе ( $p$ -value = 0.08), характеризуется отрицательной тенденцией в 1-м и 2-м регионах ( $p$ -value < 0.01), а в 3-м, 4-м и 6-м регионах тенденции отсутствуют. Аналогично, ненормированная энтропия  $H_1$  обладает отрицательной тенденцией только в 1-м регионе ( $p$ -value < 0.01) и положительной только в 4-м и 5-м регионах ( $p$ -value < 0.08). Ненормированная энтропия  $H_2$  имеет отрицательную тенденцию в регионах 1÷5 ( $p$ -value < 0.06). Дисперсия температуры за период 1961÷2020 гг. с исключенным сезонным ходом характеризуется отрицательной тенденцией ( $p$ -value < 0.01) в регионах 1–3 и 5. Несмотря на то, что усредненные по регионам значения энтропии одинаковы, дисперсии температуры, усредненные по метеостанциям, а затем по каждому региону, различны для разных регионов. Усредненная по регионам годовая дисперсия за период 1991÷2020 гг. убывает по сравнению с периодом 1961÷1990 гг., при этом уменьшение дисперсии составляет около 5% в регионе 1, 3.2% в регионах 2, 3 и 5, 2.4% в регионе 6 и 0.5% в регионе 4. Уменьшение дисперсии наблюдается на 156 (из 178) станциях в регионе 1, на 69 (73) станциях в регионе 2, на 44 (50) станциях в регионе 3, на 28 (50) станциях в регионе 4, 44 (47) станциях в регионе 5 и на 40 (48) станциях в регионе 6. При исключении сезонного хода усредненная по регионам годовая дисперсия за второй период в регионах 1–6 уменьшается на 4.8, 3.8, 4.5, 0.5, 0.0, 0.01, 9.5% соответственно.

Показатель Херста, рассчитанный по температурным рядам для всех метеостанций за период 1961÷2020 гг., находится в интервале [0.57–0.75], причем для 188 станций его значения лежат в диапазоне [0.60–0.63], для 164 станций — [0.63–0.66], для 39 станций — [0.66–0.69]. За период 1961÷1990 гг. показатель Херста лежит в интервале [0.67–0.69], причем для 105 станций — [0.60–0.63], для 115 станций — [0.63–0.66], а за период 1991÷2020 гг. — [0.57–0.72], в частности для 105 станций — [0.60–0.63], для 92 станций — [0.63–0.66], для 30 станций — [0.66–0.69]. При удалении сезонного хода температуры показатель Херста увеличивается и попадает в интервал 0.68–0.74. Таким образом, возможность предсказуемости (персистентность, антиперсистентность) температурных временных рядов за рассматриваемые интервалы времени не изменилась.

**5. Заключение.** Изменение климата за последнее тридцатилетие не влияет на усредненную по регионам выборочную годовую энтропию температурных рядов, полученных на метеостанциях, но число метеорологических станций, на которых  $H_1$  увеличивается, значительно превышает число станций, где  $H_1$  убывает, что может свидетельствовать о некоторой хаотизации температуры на этих станциях. В регионе 1 на значительном числе станций уменьшились значения  $H_2$ , что может указывать на усиление «взрывоопасности» температуры на этих станциях.

### Список литературы

1. Чумак О. В. Энтропии и фракталы в анализе данных. М. — Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2011. 164 С.
2. Булыгина О. Н., Разуваев В. Н., Александрова Т. М. «Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (TTTR)» URL: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/select.xhtml> (дата обращения: 30.05.2023)
3. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2022 год. Росгидромет. М.: 2023. 108 с.

# Entropy Analysis of Average Daily Air Temperature Data from Weather Stations Located in Russia

Frolkis V.A.<sup>1,2</sup>, Osipov A. N.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Voeikov Main Geophysical Observatory

<sup>2</sup> Saint-Petersburg State University of Economics

e-mail: [vfrolkis@gmail.com](mailto:vfrolkis@gmail.com)

The analysis of the average daily temperature series obtained at the meteorological stations of Russia for the periods 1961–1990 and 1991–2020 was carried out on the basis of Shannon information entropy and permutation entropy of the third–sixth orders. The behavior of the temperature dispersion is considered and the Hurst exponent is calculated. The results obtained for two consecutive thirty years in different physical and geographical regions are compared.

**Keywords:** average daily temperature, Shannon information entropy, permutation entropy, Hurst exponent, dispersion of average daily temperature

## 7. Характеристики волн, макроциркуляция и динамические взаимодействия в атмосферах Земли и других планет

### Исследование проявлений волновых возмущений в излучении атмосферной эмиссии 630.0 нм, стимулированных мощным КВ-радиоизлучением стенда СУРА

Белецкий А. Б.<sup>1</sup>, Насыров И. А.<sup>2</sup>, Подлесный С. В.<sup>1</sup>, Сыренова Т. Е.<sup>1</sup>, Емельянов В. В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИСЗФ СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup> ФГАОУ ВО «КФУ», г. Казань, Россия

e-mail: [beletsky@iszf.irk.ru](mailto:beletsky@iszf.irk.ru)

#### Аннотация

Проведен анализ большого массива данных экспериментальных кампаний 2012–2022 годов по регистрации свечения ионосферы, стимулированного мощным коротковолновым излучением стенда СУРА. 7 и 10 августа 2021 зарегистрированы практически идентичные по форме и дальнейшему поведению перемещающиеся в противоположных направлениях образования слабой интенсивности протяженностью не менее 400 км. 7 августа 2021 г оцененная скорость движения фронта на юго-запад составила ~104 м/с, на северо-восток ~127 м/с. 10 августа 2021 г скорость движения фронта на юго-запад составила ~71 м/с, на северо-восток ~142 м/с.

**Ключевые слова:** ионосфера, стенд СУРА, стимулированное свечение ионосферы, атмосферные эмиссии

В настоящее время можно считать, что экспериментально установлен факт генерации перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ) при воздействии на ионосферу мощным наземным радиоизлучением стенда СУРА [Nasyrov et al., 2016, Kogogin et al., 2017]. Установлено, что эти ПИВ могут распространяться на значительные (до 1000 км) расстояния как вдоль, так и поперёк силовых линий магнитного поля Земли. Очевидно, что из-за разности коэффициентов амбиполярной диффузии вдоль и поперек магнитного поля в ионосфере распространение искусственных возмущений заряженной компоненты на столь большие расстояния невозможно. Следовательно, передача подобных возмущений может осуществляться только за счет нейтральной компоненты верхней атмосферы. При этом концентрация заряженных частиц, на которые мощное коротковолновое излучение оказывает непосредственное воздействие, на высотах F-области ионосферы по сравнению с нейтральными атомами достаточно мала. Таким образом, вопрос о механизмах генерации перемещающихся волновых возмущений при воздействии мощной электромагнитной волны на верхнюю атмосферу остаётся открытым. Одним из самых информативных методов обнаружения перемещающихся волновых возмущений в нейтральной атмосфере на высотах F области ионосферы является регистрация пространственного распределения интенсивности эмиссии атомарного кислорода ОI (630,0 нм), высвечивающейся на этих высотах. Такие наблюдения проводятся с помощью наземных широкоугольных оптических систем, оснащенных узкополосными интерференционными фильтрами.

В работе представлен анализ большого массива данных экспериментальных кампаний 2012–2022 годов по регистрации свечения ионосферы, стимулированного мощным коротковолновым излучением стенда СУРА. Измерения проводились с помощью широкоугольной оптической системы КЕО Sentinel, устанавливаемой в разные годы как непосредственно рядом со стендом СУРА (п. Васильсурск, Нижегородская область, 56.10° с.ш. и 46.10° в.д., 2012–2015 гг), так и в 170 км к востоку от стенда (Магнитная обсерватория КФУ, п. Бело-Безводное, Республика Татарстан, 55.56° с.ш., 48.45° в.д. 2016–2022 гг). Общий вид оптической системы, установленной в магнитной обсерватории КФУ и схематическое изображение постановки эксперимента показаны на рис. 1.

Оптическая система КЕО Sentinel предназначена для регистрации пространственного рас-

пределения интенсивности атмосферной эмиссии 630 нм и имеет следующие основные характеристики: поле зрения  $145^\circ$ , полуширина интерференционного фильтра 2 нм, время экспозиции в ходе эксперимента выбиралось в диапазоне от 15 до 60 с. Оптические измерения в основном проводились во время работы стенда СУРА. Кроме того, при благоприятных погодных условиях оптическая система работала после выключения стенда вплоть до рассвета. В ряде сеансов наблюдений для исследования естественной волновой активности оптическая система запускалась в дни, когда стенд СУРА не включался.

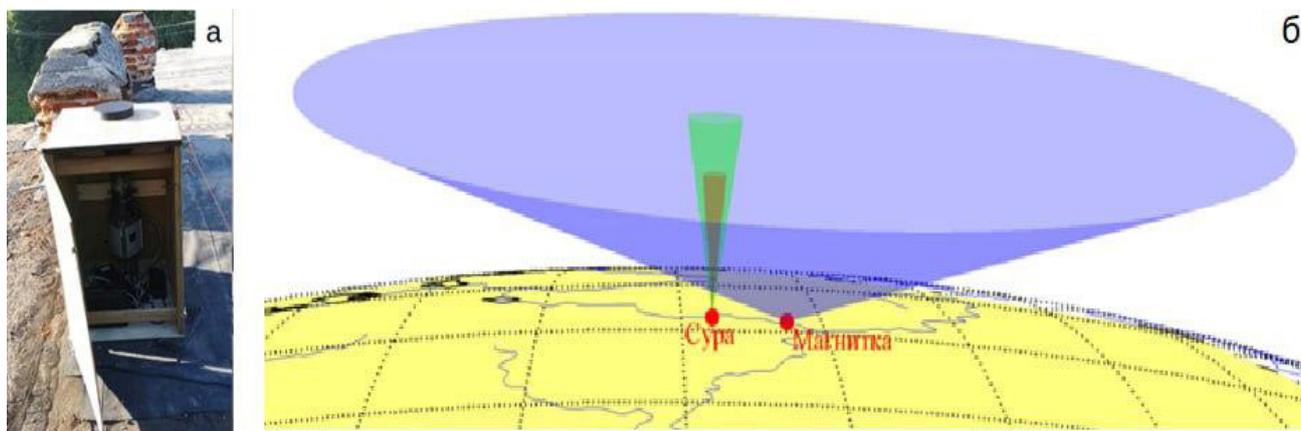


Рисунок 1 Внешний вид камеры всего неба KEO Sentinel (а). Схематическое изображение постановки эксперимента с расположением камеры всего неба KEO Sentinel (голубой контур — поле зрения камеры ( $145^\circ$ ) на Магнитной обсерватории КФУ; красным контуром обозначена диаграмма направленности антенной системы стенда СУРА (б)

Методика выделения перемещающихся волновых возмущений на кадрах оптической системы KEO Sentinel подробно изложена в работе [Syrenova et al., 2022]. Идея алгоритма обработки заключается в построении картины разности интенсивностей последовательных кадров (TD-метод). На первом этапе кадры, полученные в течение некоторого временного интервала, усредняются. Далее происходит попиксельное вычитание двух усредненных кадров. При этом все неподвижные объекты устраняются, и на результирующем кадре остается картина, обусловленная изменением пространственного распределения интенсивности свечения ночного неба.

В результате анализа данных 79 сеансов наблюдения в ручном режиме было выделено 17 случаев появления средне и крупномасштабных перемещающихся волновых возмущений. Отличий для временных периодов с воздействием радиоизлучения стенда СУРА на ионосферу и без его воздействия не обнаружено.

Интересны данные, зарегистрированные 7 и 10 августа 2021 в магнитной обсерватории КФУ. Практически идентичные по форме и дальнейшему поведению образования слабой интенсивности наблюдались 7 и 10 августа 2021 г сразу после включения оптической системы. Кадры оптической системы KEO Sentinel, зарегистрированные 7 и 10 августа 2021 г, приведены на рис. 2 и 3 соответственно.

Наблюдается движение уединенной волны протяженностью не менее 400 км на юго-запад и движение фронта подобного пространственного масштаба на северо-восток. 7 августа 2021 г оцененная скорость движения фронта на юго-запад составила  $\sim 104$  м/с. На северо-восток  $\sim 127$  м/с. Оценка приведена для высоты 300 км (высота максимума  $F_2$  слоя ионосферы по данным ионозонда). 10 августа 2021 г оцененная скорость движения фронта на юго-запад составила  $\sim 71$  м/с. На северо-восток  $\sim 142$  м/с.

Режим работы стенда СУРА 7 и 8 августа 2021 был следующим: частота волны накачки 4.3 МГц, ориентация диаграммы направленности антенны — вертикаль, режим излучения 2.5 мин излучение затем 3.5 мин пауза. 7 августа 2021 стенд в режиме эксперимента под оптические измерения работал с 18:31 до 18:58 UT, 10 августа — с 18:31 до 20:25 UT. Перед выходом стенда

в запланированный режим работы производится его настройка с излучением волны накачки. Обычно настройка начинается за 10–20 минут до начала программы эксперимента. Кроме этого бывают эксперименты по другим программам в светлое время суток. В настоящее время информации о мощности настроечного излучения и его параметрах нет.

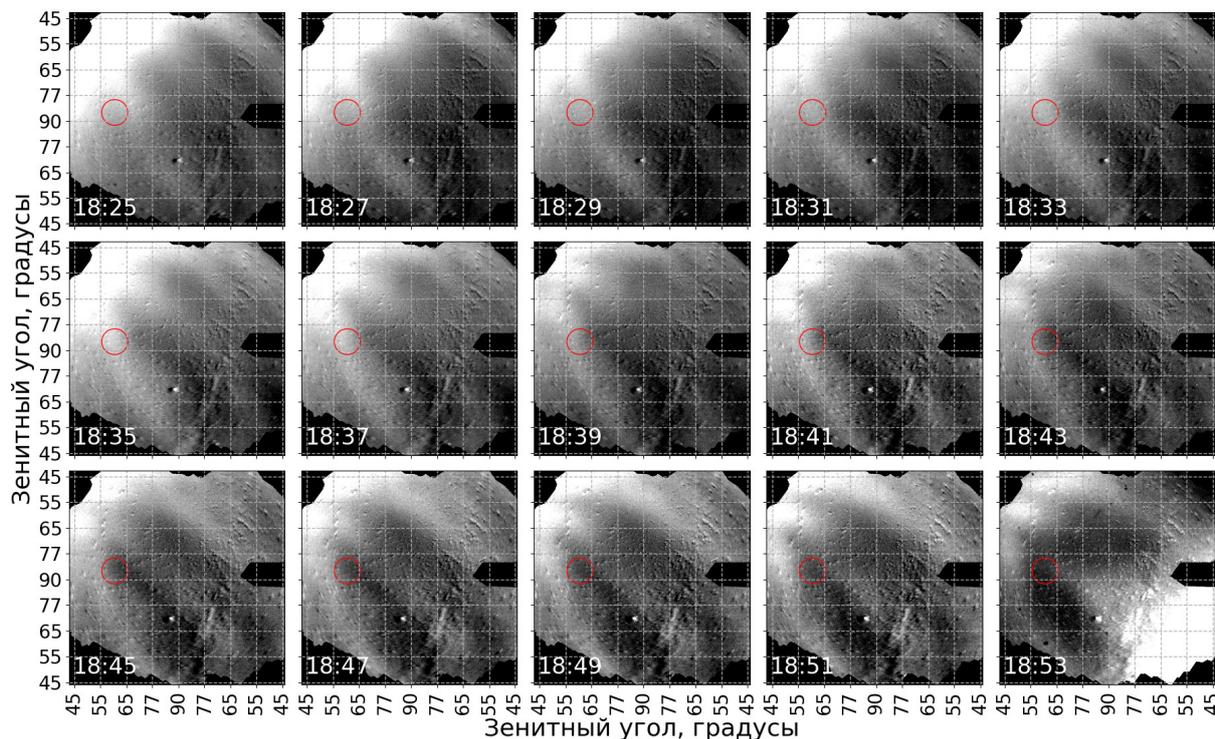


Рисунок 2 Кадры камеры КЕО Sentinel, зарегистрированные 7 августа 2021 г. Красной окружностью указано расчетное положение пятна свечения, индуцированного излучением стенда Сура (на представленных кадрах пятно свечения не различается)

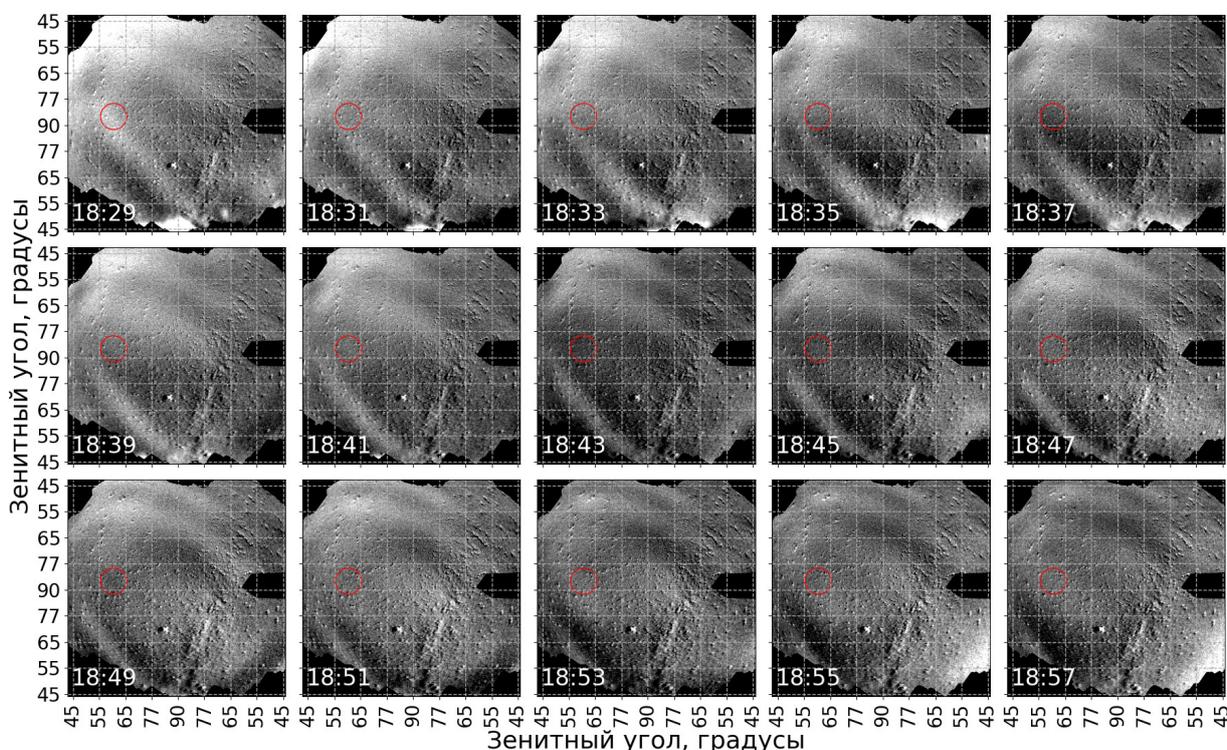


Рисунок 3 Кадры камеры КЕО Sentinel, зарегистрированные 10 августа 2021 г. Красной окружностью указано расчетное положение пятна свечения, индуцированного излучением стенда Сура (на представленных кадрах пятно свечения не различается)

Зарегистрированные 7 и 10 августа 2021 года образования на данный момент нельзя связать с работой станда СУРА. Во время запуска оптических измерений и перед выходом станда СУРА на режим эксперимента эти образования уже присутствовали. Измерения с идентичными параметрами излучения станда СУРА и параметрами регистрации оптической системы КЕО Sentinel проводились также 5, 8, 11 и 12 августа 2021 года. Подобных образований в эти дни измерений не обнаружено. Ранее был проведен предварительный анализ экспериментальных данных для исследования пятна стимулированного свечения ионосферы. 10 и 11 августа 2021 года наблюдалось подавление фонового свечения ионосферы, коррелированное с циклами включения волны накачки. 5 августа 2021 года зарегистрировано увеличение свечения ионосферы, стимулированное мощным излучением станда СУРА. 7 августа эффектов, коррелированных с излучением станда СУРА, обнаружено не было.

В дальнейшей работе планируется анализ проявлений в интенсивности эмиссии 630 нм мелкомасштабных волновых возмущений для временных периодов с воздействием радиоизлучения станда СУРА на ионосферу и без его воздействия. Требуется дальнейший анализ перемещающихся возмущений в интенсивности эмиссии 630 нм, зарегистрированных 7 и 10 августа 2021 г, с привлечением сопутствующих метеоданных и данных о геомагнитной обстановке. Также в дальнейшем будут изучены спектры и динамика возбуждаемых мощными радиоволнами перемещающихся ионосферных возмущений; механизмы их генерации; пространственная структура возмущенной области ионосферы, перемещения заряженной и нейтральной компонент в верхней атмосфере при воздействии на неё мощным радиоизлучением станда СУРА.

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ № 23–27–00323, <https://rscf.ru/project/23-27-00323/> на основе экспериментальных данных, полученных с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Ангара» <http://ckp-rf.ru/ckp/3056/>.

### Список литературы

1. *Nasyrov I.A., Kogogin D.A., Shindin A.V., Zagretdinov R. V.* The measurement of the ionospheric total content variations caused by a powerful radio emission of «Sura» facility on a network of GNSS-receivers // *Advances in Space Research.* 57 (2016). 1015–1020.
2. *Kogogin D.A., Nasyrov I.A., Zagretdinov R. V., Grach S. M., Shindin A. V.* Dynamics of large-scale ionospheric inhomogeneities caused by a powerful radio emission of the Sura facility from the data collected onto ground-based GNSS network // *Geomagnetism and Aeronomy.* — 2017.— Vol. 57, No. 1.— P. 93–106.
3. *Syrenova T.E., Beletsky A.B., Ratovsky K. G.* [et al.] Morphology of Traveling Wave Disturbances Recorded in Eastern Siberia in 630 nm Atomic Oxygen Emission // *Atmosphere* — 2022.— Vol. 13, No. 2

# Эволюция спектра вторичных акустико-гравитационных волн после включения волнового источника в модели высокого разрешения

Гаврилов Н. М.<sup>1</sup>, Кшевецкий С. П.<sup>2</sup>, Коваль А. В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, n.gavrilov@spbu.ru

<sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград.

## Аннотация.

Проиллюстрировано постепенное развитие горизонтального пространственного спектра первичных и вторичных акустико-гравитационных волн (АГВ) на фиксированных высотных уровнях в средней и верхней атмосфере. Волны рассчитываются с помощью трехмерной нелинейной модели высокого разрешения. Показано, что после включения источника плоских волн на земной поверхности на малых высотах спектр состоит в основном из пика, соответствующего первичной АГВ. В более поздние моменты времени и на больших высотах в спектрах появляются пики вторичных волн на горизонтальных волновых числах кратных волновым числам первичной АГВ и их комбинациям. По мере увеличения количества пиков спектр вторичных АГВ становится квази-непрерывным.

**Ключевые слова.** Акустико-гравитационные волны, вторичные волны, спектр, численное моделирование, средняя и верхняя атмосфера

Важной составляющей динамики средней и верхней атмосферы являются акустико-гравитационные волны (АГВ). Волны распространяются вверх из нижней атмосферы в мезосферу и термосферу создают потоки энергии и импульса в высокие слои атмосферы. Диссипация волн обуславливает передачу импульса к среднему потоку и формирование разворотов зональной циркуляции в мезосфере/нижней термосфере (МНТ).

В данном исследовании сделано численное моделирование спектра первичных АГВ, возбуждаемых волновым источником на земной поверхности, и спектр вторичных волновых мод, которые создаются на разных высотных уровнях этими первичными волнами. Представлены примеры, которые показывают постепенное формирование спектра вторичных волн после включения волнового источника в модели.

Использована численная трехмерная модель высокого разрешения [1], описывающая нелинейные атмосферные АГВ. Модель использует плоскую геометрию и полные гидродинамические трехмерные уравнения [2]. Модель АтмоСим учитывает диссипативные и нелинейные процессы, влияющие на распространение АГВ. Фоновые профили температуры  $T_0(z)$  для моделирования задаются в соответствии с полуэмпирической атмосферной моделью NRLMSISE-00. Фоновые коэффициенты динамической молекулярной вязкости и теплопроводности вычисляются по формуле Сазерленда. Учитывается фоновая турбулентная вязкость и теплопроводность с максимумами около  $10 \text{ м}^2/\text{с}$  в пограничном слое и в нижней термосфере и минимумом до  $0,1 \text{ м}^2/\text{с}$  в стратосфере [2]. Граничные условия на верхней границе  $z = 600 \text{ км}$  включают нулевую вертикальную скорость, а также нулевые значения вертикальных градиентов температуры и горизонтальной скорости [2]. На высотах, анализируемых в этом исследовании, влияние верхних граничных условий незначительно. Нижние граничные условия задаются на земной поверхности имеют следующий вид (см. [2]):

$$(T')_{(z=0)} = 0, \quad (u)_{(z=0)} = 0, \quad (v)_{(z=0)} = 0, \quad (w)_{(z=0)} = W_0 \cos(\sigma t - \vec{k}_h \cdot \vec{r}), \quad (1)$$

где  $T'$ ,  $u$ ,  $v$ ,  $w$  — волновые возмущения температуры и компонент скорости вдоль горизонтальных осей  $x$ ,  $y$  и вертикальной оси  $z$ , соответственно. Последнее выражение для вертикальной скорости на нижней границе в (1) служит источником плоских АГВ в модели, причем  $W_0$  и  $\sigma$  — амплитуда и частота возбуждаемой волны; и — горизонтальные волновой вектор и радиус-вектор. Плоские волновые моды можно рассматривать, как спектральные компоненты тропосферных конвективных, турбулентных и метеорологических процессов.

В момент  $t = 0$  активируется волновой источник в модели, причем при  $t > 0$  амплитуда источника  $W_0$  в (1) не изменяется. В настоящем исследовании рассматриваются моды АГВ, распростра-

няющиеся на восток вдоль оси  $x$  и предполагается, что горизонтальный размер рассматриваемой атмосферной области равен длине экватора, что составляет  $L_h \approx 40$  тыс. км. На горизонтальных границах этого круга широты мы используем периодические граничные условия (см. [2]).

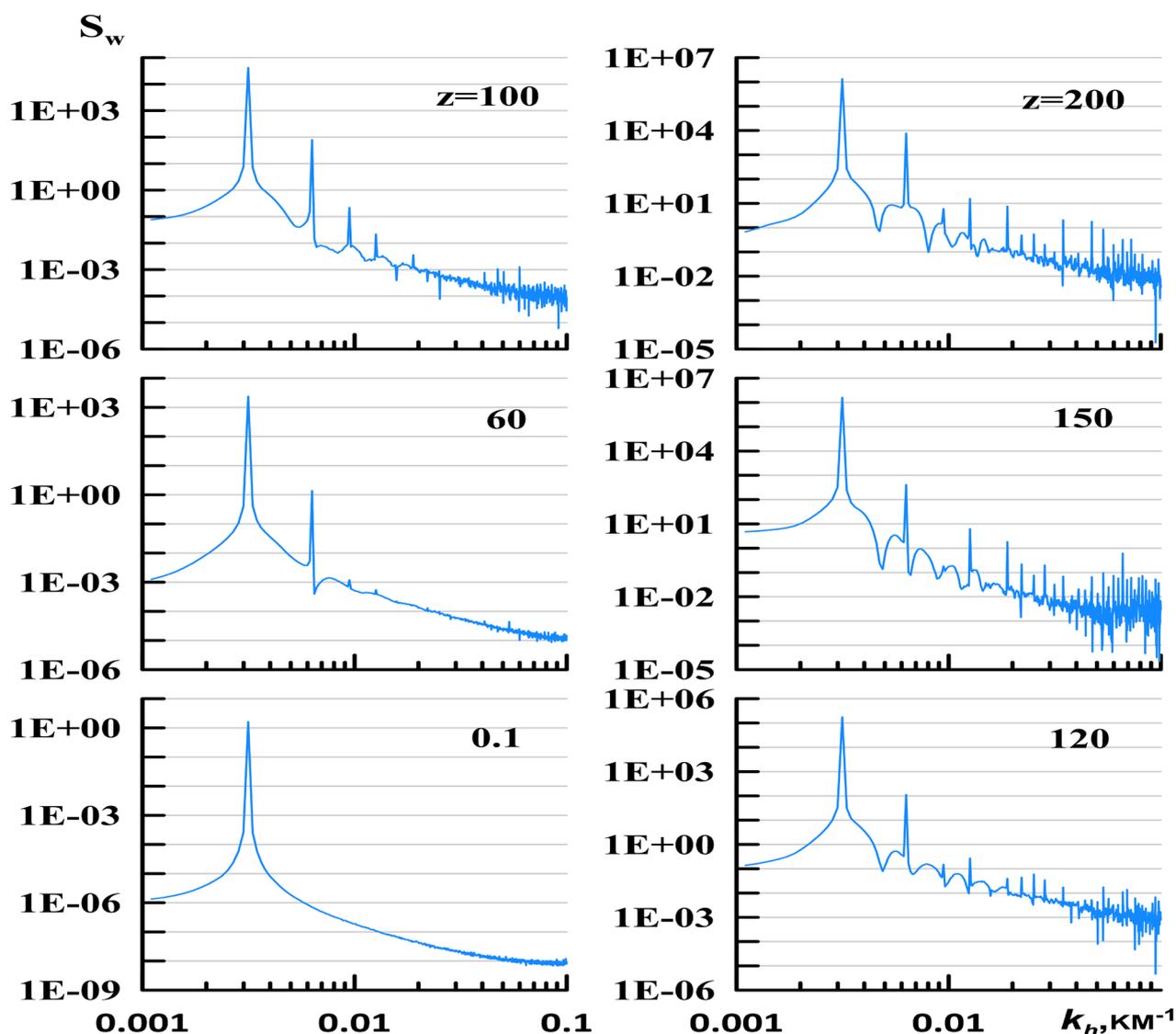


Рис. 1. Спектральная плотность модельных вариаций вертикальной скорости (в  $\text{м}^3/\text{с}^2$ ) в зависимости от  $k_h$  (в  $\text{км}^{-1}$ ) на горизонтальных плоскостях, расположенных на различных высотах (указаны цифрами в км) в момент времени  $t = 4.5$  ч после включения волнового источника (1) на земной поверхности с  $W_0 = 1$  мм/с и горизонтальной фазовой скоростью  $c_h = 200$  м/с.

В настоящем моделировании используется источник волн на земной поверхности (1) с амплитудой  $W_0 = 1$  мм/с и горизонтальной фазовой скоростью  $c_h = 200$  м/с, при которой вертикальная длина волны велика и АГВ может распространяться до высоких слоев атмосферы. Использовано число длин волн вдоль экватора равное  $n = 20$ . Это соответствует горизонтальной длине АГВ  $\lambda_h = L_h/n \approx 2000$  км и периоду волны  $\tau = \lambda_h/c_h \sim 2.8$  ч. В численной модели шаг между узлами горизонтальной сетки равен  $\Delta x = \lambda_h/256$ , а временной шаг вычислений был автоматически выбран равным  $\Delta t \approx 2,9$  с. Вертикальная сетка модели охватывает высоты от земной поверхности до 600 км и содержит 1024 неравно-отстоящих узла. Шаг вертикальной сетки изменяется от 12 м внизу до 3 км около верхней границы, поэтому около 70% узлов сетки расположены в нижних и средних слоях атмосферы.

На рис. 1 показаны спектры вертикальной скорости на разных высотных уровнях в момент времени  $t = 4.5$  ч после включения волнового источника на нижней границе (1). Можно видеть, что около поверхностного волнового источника на высоте 0.1 км наибольшим является пик с  $k_h$

$= k_{hl} = 2\pi/\lambda_h$ . В мезосфере и термосфере в спектрах на рис. 1 к основному пику первичной АГВ с  $k_h = k_{hl}$  добавляются максимумы на кратных волновых числах  $k_{hm} = mk_{hl}$ ,  $m = 1, 2, \dots$ . Эти пики соответствуют модам вторичных АГВ, которые образуются вследствие нелинейности гидродинамических уравнений.

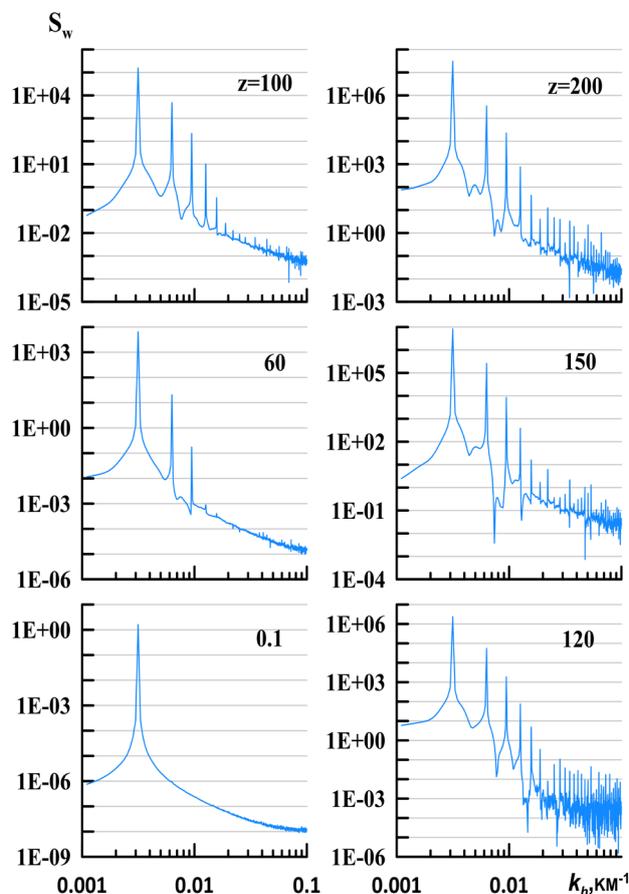


Рис. 2. То же, что на рис. 1, но для  $t = 6$  ч.

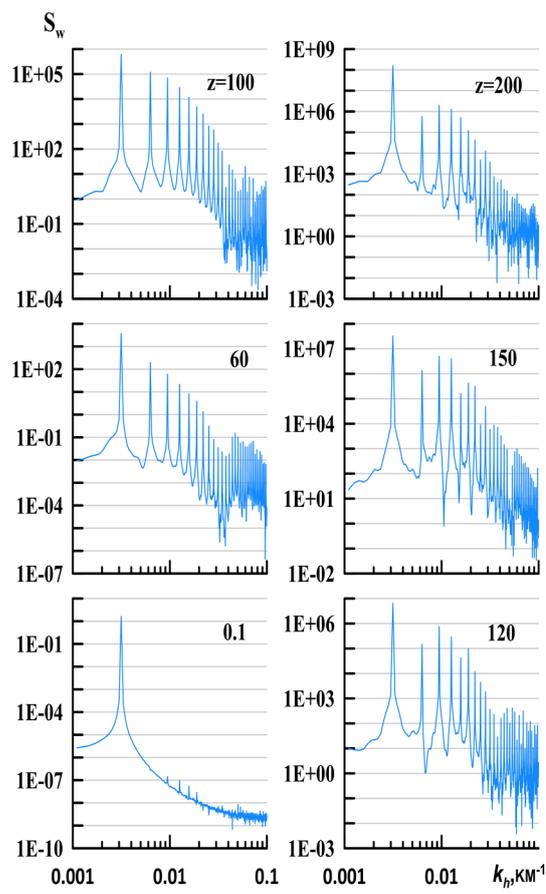


Рис. 3. То же, что на рис. 1, но для  $t = 9$  ч.

Рис. 2 и 3 аналогичны рис. 1, но для более поздних моментов времени  $t = 6$  ч и  $t = 9$  ч после активации волнового возбуждения в модели. Последовательное изучение рис. 1–3 показывает, что амплитуда первичной АГВ, увеличивается по мере того, как волновая энергия распространяется в верхнюю атмосферу после активации волнового источника на поверхности Земли. Соответственно, возрастают спектральные пики вторичных АГВ. В частности, пик третьей гармоники с  $k_h = 3k_{hl}$  относительно малы на рис. 1 на высоте 60 км и увеличиваются на рис. 2. А на рис. 3 на высоте 60 км добавляются спектральные максимумы, соответствующие более коротковолновым вторичным АГВ.

Это показывает постепенное развитие спектра вторичных АГВ в результате непрерывных нелинейных взаимодействий в процессе распространения атмосферных АГВ от поверхности Земли до высот термосферы. На рис. 2 и 3 на больших высотах изолированные пики сливаются и образуют квази-непрерывный спектр вторичных АГВ. В рассмотренном примере такой квази-непрерывный спектр формируется за время около  $3\tau$ .

Данное исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 22–27–00171).

#### Список источников.

1. АтмоСим. Многомасштабная модель атмосферы от поверхности Земли до 500 км [Электронный ресурс]. URL: <http://atmos.kantiana.ru/language/ru/> (дата обращения 15.02.2023)
2. Гаврилов Н. М., Кшевцевский С. П. Численное моделирование распространения нелинейных акустико-гравитационных волн в средней и верхней атмосфере // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 1. С. 76–83.

# Evolution of the spectrum of secondary acoustic-gravity waves after wave source triggering in a high-resolution model

Gavrilov N. M.<sup>1</sup>, Kshevetsky A. V.<sup>2</sup>, Koval A. V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Saint-Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia.

<sup>2</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia.

## Abstract

The gradual development of the horizontal spatial spectrum of primary and secondary acoustic-gravity waves (AGWs) at fixed height levels in the middle and upper atmosphere is illustrated. The waves are simulated using a high-resolution 3D non-linear model. It is shown that after turning on the source of plane waves on the Earth's surface the spectrum at low altitudes consists mainly of a peak corresponding to the primary AGW. At later times and at high altitudes, peaks of secondary waves appear in the spectra at horizontal wave numbers that are multiples of the wave numbers of the primary AGW and their combinations. As the number of peaks increases, the spectrum of secondary AGWs becomes quasi-continuous.

**Keywords.** Acoustic-gravity waves, secondary waves, spectrum, numerical simulation, middle and upper atmosphere

# Характеристики внезапных стратосферных потеплений на разных высотах по данным метеорологического реанализа JRA-55

Ефимов М. М.<sup>1</sup>, Гаврилов Н. М.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия.

e-mail: [n.gavrilov@spbu.ru](mailto:n.gavrilov@spbu.ru), [matvey.efimov.96@mail.ru](mailto:matvey.efimov.96@mail.ru)

Для автоматического определения внезапных стратосферных потеплений (ВСП), в качестве дат их начала и окончания предложено считать моменты экстремумов скорости изменений температуры и зональной скорости ветра, соответствующих экстремумам первой производной и нулевым значениям второй производной указанных величин по времени. Найдены даты ВСП на 30 и 40 км по базе данных JRA-55 за 59 лет. Показано, что даты максимальных скоростей изменения температуры и ветра отличаются не более, чем на два дня. Данные даты ВСП лежат в пределах неопределенностей других общепринятых методов нахождения дат ВСП. Были проанализированы различные типы ВСП и предложен способ их классификации. Были определены и учтены финальные потепления и ранние зимние потепления. Развитию ВСП предшествуют увеличения потоков тепла, направленных в сторону полюса, которые могут способствовать нагреванию полярной стратосферы. Финальные ВСП связаны с перестройкой циркуляции атмосферы.

Внезапные стратосферные потепления (ВСП), вызванные большой активностью планетарных волн (ПВ), распространяющихся вверх от тропосферы, вызывают рост температуры до 30–40 К в течение нескольких дней на высотах 30–50 км и ослабление или разворот направления зонального ветра [1, 2]. Современные общепризнанные методы определения типов ВСП обычно учитывают изменения температуры и среднезонального ветра на уровне давления 10 гПа и широтах выше 60° с. ш. [3, 4].

В [5] был проанализирован и реализован алгоритм поиска моментов максимальных скоростей роста или уменьшения параметров атмосферы во время событий ВСП. Скорость изменения атмосферного параметра  $f(t)$  равна первой производной по времени,  $df(t)/dt$ , которая в данной работе оценивается по разностной формуле

$$(T')_{(z=0)} = 0, \quad (u)_{(z=0)} = 0, \quad (v)_{(z=0)} = 0, \quad (w)_{(z=0)} = W_0 \cos(\sigma t - \vec{k}_h \cdot \vec{r}), \quad (1)$$

где  $f_i = f(t_i)$ ,  $\Delta t$  — шаг данных по времени [5].

Для определения максимумов и минимумов производной  $df(t)/dt$  можно использовать вторую производную  $d^2f(t)/dt^2$ . Экстремумам первой производной соответствуют нули второй производной. Максимальной скорости роста соответствует  $d^2f(t)/dt^2 = 0$  при  $df(t)/dt > 0$ , а максимальная скорость убывания существует при  $d^2f(t)/dt^2 = 0$  и  $df(t)/dt < 0$ . Необходимым условием экстремальной скорости роста/убывания  $f(t)$  являются нули второй производной по времени [5].

В начале ВСП наблюдается максимальный рост температуры, когда первая производная (1) положительна и максимальна, а вторая производная одновременно равна нулю. Западный зональный ветер во время начала ВСП убывает и может менять направление. В момент максимальной скорости уменьшения зонального ветра первая производная отрицательна, а вторая производная пересекает нулевой контур (см рис. 1). Моменты максимальных скоростей роста температуры и уменьшения зонального ветра во время начала ВСП близки.

Был разработан и реализован скрипт для системы GRADS, позволяющий рассчитывать требуемые производные на различных высотах. С целью минимизации шума значения температуры, скорости зонального ветра, меридионального притока тепла были усреднены по широтному кольцу 60–90° с.ш. Данное кольцо включает 6 узлов сетки по широте и 64 узла по долготе. Усреднение производится по  $6 \times 64 = 384$  значениям в узлах сетки. Выполнен анализ данных метеорологического реанализа JRA-55 за период 1958–2017 гг. Для периода с сентября по май каждого года исследовались следующие параметры на разных высотах от 20 км до 50 км: средняя скорость зонального ветра, изменение температуры, а также среднее произведение  $\langle T'v' \rangle$ , которое пропорционально меридиональному потоку тепла. Были также рассчитаны нулевые контуры второй производной, которые показывают максимумы и минимумы скоростей изменения анализируемых величин. В качестве даты ВСП можно принять положение нулевого контура

второй производной, расположенного в начале процесса уменьшения зонального ветра. Альтернативно, нулевые контуры второй производной температуры и меридионального потока тепла показывают даты максимальной скорости роста или уменьшения этих величин.

На рис. 1 показан пример полученных результатов для зимы 2009 г. Видны максимумы температуры и минимумы зонального ветра в стратосфере, которые соответствуют ВСП. Нулевые контуры второй производной, показанные черными линиями на рис. 1, позволяют найти моменты максимальной скорости изменений анализируемых параметров на разных высотах. В качестве даты ВСП принимается положение нулевого контура второй производной, расположенного в начале процесса роста температуры, либо уменьшения ветра. На различных высотах даты ВСП могут отличаться.

Даты ВСП были определены для высот 30 и 40 км. Определялись даты максимального роста температуры, максимальной скорости убывания зонального ветра и максимальной скорости роста меридионального потока тепла. Также ВСП классифицировались, в соответствии с наличием разворота среднезонального ветра и скорости роста температуры на мажорные, минорные и импульсы потеплений. Всего зарегистрировано 148 событий ВСП, в среднем по 2–3 ВСП в год. Средняя продолжительность событий ВСП 7–9 дней.

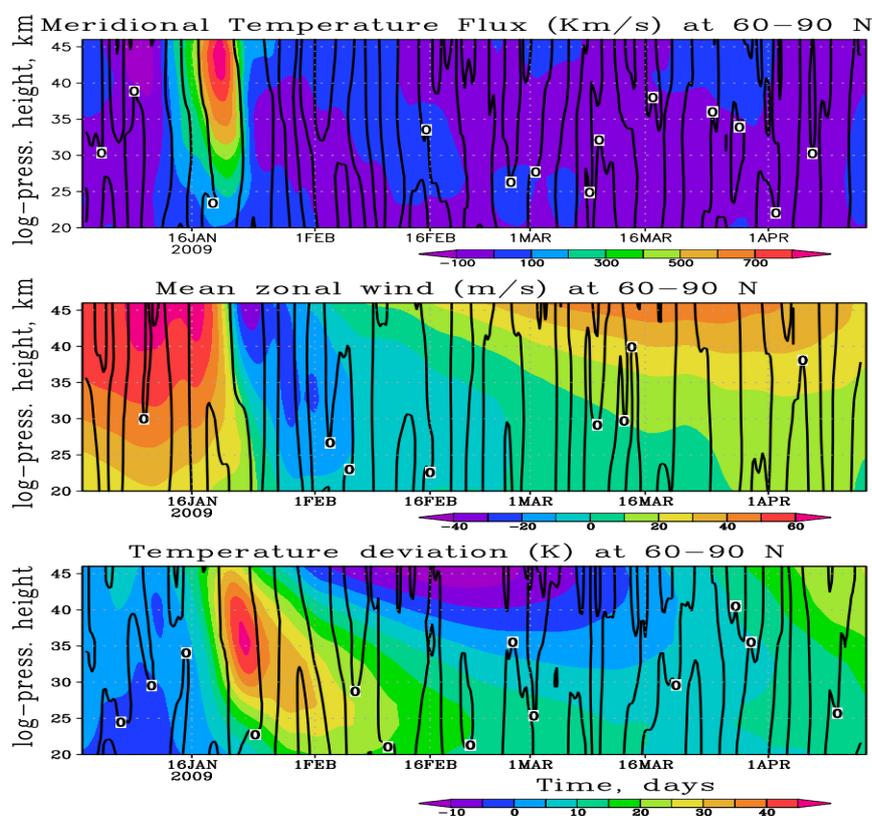


Рис. 1. Высотно-временные изменения меридионального потока тепла (вверху), скорости зонального ветра в м/с (в середине) и приращений температуры в К (внизу), осреднённых по широтному кольцу 60–90° с. ш. зимой 2009 г. Черные линии показывают нулевые контуры второй производной соответствующих величин.

В данном исследовании были также определены значения медианы максимального увеличения температуры при потеплении и наличие или отсутствие разворота среднезонального ветра на высотах 30 и 40 км. Было предложено считать событие ВСП мажорным, если был обнаружен разворот среднезонального ветра и, одновременно, максимальное увеличение температуры превышало значение медианы. Потепление считалось минорным, если значение максимального увеличения температуры превышало медиану, но разворота ветра не было. Событие ВСП считалось импульсом потепления, если вне зависимости от наличия или отсутствия разворота среднезонального ветра значение максимального увеличения температуры при событии было

ниже значения медианы. И финальным, если происходило обращение зональной циркуляции атмосферы, т.е. зональный ветер не возвращается к исходному западному направлению.

Значение медианы изменения температуры на уровнях 30 км и 40 км составило 10 К. Всего было обнаружено 63 мажорных потепления на уровне 30 км и 69 на уровне 40 км. Было установлено что в среднем мажорное ВСП происходит 1 раз в год. Продолжительность мажорного ВСП составляет 8–10 дней. Наибольшее количество мажорных ВСП было обнаружено в январе. Было проведено сравнение дат найденных мажорных ВСП с датами аналогичных ВСП, определенных другими методами в [4]. Получено, что погрешность определения дат ВСП предлагаемым методом не превосходит разброса дат ВСП при использовании общепринятых методов.

За период 1958–2017 гг. было найдено 41 минорное потепление на высоте 30 км и 35 потеплений на высоте 40 км. Средняя продолжительность минорного потепления составила 6 дней. В среднем количество минорных ВСП составляет 0.6–0.7 событий в год. Наибольшее количество минорных потеплений обнаружено также в январе. Кроме того, было установлено 44 факта импульса потеплений на высотах 30 и 40 км. В среднем частота потепления такого типа составляет 0.75 событий в год. Их средняя продолжительность составляет 6 дней. Наибольшее количество событий ВСП данного типа обнаружено в феврале

Анализ показывает, что практически всегда событиям ВСП предшествуют увеличения меридиональных потоков тепла, направленных в сторону полюса. Такой рост либо совпадает, либо опережает моменты роста температуры. Поэтому, возрастание меридиональных потоков тепла может служить предвестником ВСП.

Также было получено, что на высоте 40 км ВСП начинаются раньше в среднем на  $(0,6 \pm 0,3)$  сут. На высоте 30 км длительность ВСП больше, чем на высоте 40 км, в среднем на  $(1,0 \pm 0,3)$  сут.

Были определены также и учтены финальные потепления на уровне 30 км. Потепление считалось финальным, если происходило обращение зональной циркуляции атмосферы, т.е. зональный ветер не возвращается к исходному западному направлению. Всего было найдено 20 финальных потеплений. 13 % от общего количества. Наибольшее количество данных потеплений было найдено в марте –16, самое раннее потепление было найдено в январе 2009 года и единственное в январе, с ним также связана и наиболее ранняя перестройка циркуляции атмосферы.

Отдельно были проанализированы ранние зимние потепления. Их оказалось 18 на уровне 30 км и 40 км, средняя их продолжительность составила 7–8 дней. Также их развитию предшествовали меридиональные притоки тепла, влекущие увеличение температуры и в отдельных случаях разворот среднезонального ветра.

Данная работа выполнена в Лаборатории исследований озонового слоя и верхней атмосферы СПбГУ при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (соглашение 075–15–2021–583).

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Quiroz, R.* Stratospheric evolution of sudden warmings in 1969–74 determined from measured infrared radiation-fields // *J. Atmos. Sci.* 1975. V.32. P. 211–224.
2. *Labitzke, K.* Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere // *Mon. Weather Rev.* 1977. V. 105. № . 6. P. 762–770.
3. *Charlton, A. J., Polvani, L. M.* A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks // *J. Climate* 2007. V. 20. P. 449–469.
4. *Butler, A., Seidel, D., Hardiman, S., Butchart, N., Birner, T., Match, A.* Defining sudden stratospheric warmings // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015. doi:10.1175/BAMS-D-13–00173.
5. *Gavrilov, N. M., Efimov, M. M.* Automated determination of the dates of sudden stratospheric warming, Proc. SPIE. 11916, 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics 2021. 119167T. doi: 10.1117/12.2603313.

## К скорости распространения внутренних гравитационных волн

Закинян Р. Г., Закинян А. Р., Смерек Ю. Л.

Северо-Кавказский федеральный университет, г. Ставрополь, Россия

*zakinyan@mail.ru*

### Аннотация:

Уравнение Тейлора—Гольдштейна является волновым уравнением для линейных гравитационных волн. В работе рассматриваются двумерные уравнения Эйлера для не вращающегося и невязкого течения, в приближении Буссинеска [1–4]. Уравнения линеаризуются в виде суммы установившихся значений и их возмущений. Также полагается, что в невозмущенном состоянии имеет место уравнение статики. Решение ищется в виде произведения функции от вертикальной координаты и бегущей волны. В уравнение в качестве параметра входит характерная высота, на которой плотность воздуха уменьшается в  $\epsilon$  раз. В результате получается уравнение, аналогичное уравнению Тейлора—Гольдштейна (Taylor, 1931; Goldstein, 1931).

**Ключевые слова:** Гравитационные волны, двумерное уравнение Эйлера, Уравнение Тейлора—Гольдштейна, приближение Буссинеска.

Уравнение Тейлора—Гольдштейна является волновым уравнением для линейных гравитационных волн. Рассмотрим двумерные уравнения Эйлера для не вращающегося и невязкого течения. В приближении Буссинеска запишем [1–4]

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_i} \left( \frac{\partial p}{\partial x} \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_i} \left( \frac{\partial p}{\partial z} \right) - g, \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

Линеаризуем указанные выше уравнения в соответствии с представлением

$$q(x, z, t) = q_0(z) + q_1(x, z, t), \quad (4)$$

где  $q_0(z)$  принимает установившееся, однородное по горизонтали значение, а  $q_1(x, z, t)$  является возмущением первого порядка.

Тогда уравнения (1)—(3) примут вид

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u_0 \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u_0}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_e} \left( \frac{\partial p'}{\partial x} \right); \quad (5)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u_0 \frac{\partial w}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_e} \frac{\partial p'}{\partial z} + \alpha \Delta T g, \quad (6)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (7)$$

Систему (5)-(7) дополним уравнением теплопроводности:

$$\rho_e \alpha \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} + u_0 \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - w \frac{\partial \bar{n}_e}{\partial z} = 0, \quad (8)$$

где  $\tilde{\rho}_e$  — плотность воздуха невозмущенной атмосферы.

Тогда мы можем представить решение в виде волны

$$u(x, z, t) = U(z) e^{i(kx - \omega t)}, \quad \rho_1(x, z, t) = R(z) e^{i(kx - \omega t)}, \quad \theta(x, z, t) = \overline{\Delta T(z)} e^{i(kx - \omega t)},$$

$$p'(x, z, t) = P(z) e^{i(kx - \omega t)}, \quad w(x, z, t) = W(z) e^{i(kx - \omega t)}.$$

Уравнения (5)—(8) принимают вид

$$-i\omega U + iku_0 U + W \frac{\partial u_0}{\partial z} = -ik \frac{P}{\rho_e}, \quad (9)$$

$$-i\omega W + iku_0 W = -\frac{1}{\rho_e} \frac{\partial P}{\partial z} + \alpha \overline{\Delta T} g, \quad (10)$$

$$ikU + \frac{\partial W}{\partial z} = 0, \quad (11)$$

$$-i\rho_e \alpha \overline{\Delta T} (\omega - ku_0) - W \frac{\partial \tilde{\rho}_e}{\partial z} = 0. \quad (12)$$

Если мы рассмотрим два горизонтальных направления, то можно записать

$$\omega_i = \omega - u_0 k - v_0 l = \omega - (\mathbf{v}_h, \mathbf{k}), \quad (13)$$

где  $\mathbf{v}_h$  — вектор горизонтальной скорости фонового ветра.

Уравнения (9)—(12) запишем в виде

$$i\omega_i U - \frac{\partial u_0}{\partial z} W = ik \frac{P}{\rho_e}, \quad (14)$$

$$i\omega_i W = \frac{1}{\rho_e} \frac{\partial P}{\partial z} - \alpha \overline{\Delta T} g, \quad (15)$$

$$ikU + \frac{\partial W}{\partial z} = 0, \quad (16)$$

$$-i\omega_i \alpha \overline{\Delta T} + \alpha (\gamma_A - \gamma) W = 0. \quad (17)$$

Решая (14)—(17) относительно  $W$ , получим

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + \left( \frac{k}{\omega_i} \frac{\partial u_0}{\partial z} - \frac{1}{H_s} \right) \frac{\partial W}{\partial z} + \left( \frac{k}{\omega_i} \frac{\partial^2 u_0}{\partial z^2} - \frac{1}{H_s} \frac{k}{\omega_i} \frac{\partial u_0}{\partial z} + \frac{1}{H_s} \frac{gk^2}{\omega_i^2} - k^2 \right) W = 0 \quad (18)$$

Мы можем упростить это уравнение, введя новую переменную

$$W = f(z) \tilde{W}. \quad (19)$$

Подставляя (19) в (18), получим уравнение Тейлора—Гольдштейна (Taylor, 1931; Goldstein, 1931) [2]

$$\frac{\partial^2 \tilde{W}}{\partial z^2} + \left( \frac{k}{2\omega_i} \frac{\partial^2 u_0}{\partial z^2} - \frac{1}{2H_s} \frac{k}{\omega_i} \frac{\partial u_0}{\partial z} - \left( \frac{k}{2\omega_i} \frac{\partial u_0}{\partial z} \right)^2 + \frac{1}{H_s} \frac{gk^2}{\omega_i^2} - k^2 - \frac{1}{4H_s^2} \right) \tilde{W} = 0 \quad (20)$$

Уравнение Тейлора—Гольдштейна можно записать в форме

$$\frac{\partial^2 \tilde{W}}{\partial z^2} + \left[ \frac{g/H_s}{(c-u_0)^2} + \frac{u_0''}{2(c-u_0)} - \frac{1}{2H_s} \frac{u_0'}{c-u_0} - \left( \frac{u_0'}{2(c-u_0)} \right)^2 - \frac{1}{4H_s^2} - k^2 \right] \tilde{W} = 0 \quad (21)$$

где для упрощения мы заменили обозначение  $c_x$  на  $c$ .

У Нэрро [2] в первом слагаемом в квадратных скобках числитель равен квадрату частоты Брента—Вайсяля. В нашем случае—это квадрат частоты волн в бесконечно протяженной по вертикале атмосфере с длиной волны, равной  $\lambda = 2\pi H_s$ . Второе слагаемое называется слагаемое кривизны, и третье слагаемое называется сдвиговым слагаемым. Четвертого слагаемого нет у Нэрро. Пятое слагаемое не имеет специального названия и ниже тропопаузы считается малой величиной.

Поэтому решения для плоской волны ищем в виде

$$w = e^{\frac{z}{s} - \frac{k}{i} t} W e^{i(kx - \omega t)} \quad (22)$$

Мы начнем наше исследование решений уравнения Тейлора—Гольдштейна (21) с простого случая постоянной фоновой стратификации  $N$ , и когда длина волны намного меньше, чем  $H_s$  [2]

$$\frac{1}{4H_s^2} \ll k^2$$

В случае отсутствия скорости фоновго ветра уравнение (21) принимает вид

$$\frac{\partial^2 \tilde{W}}{\partial z^2} + \left( \frac{gk^2}{H_s \omega^2} - k^2 \right) \tilde{W} = 0 \quad (23)$$

Общее решение этого уравнения имеет вид

$$\tilde{W} = A e^{imz} + B e^{-imz}, \quad (24)$$

где вертикальное волновое число дается выражением

$$m^2 = k^2 \left( \frac{g}{H_s \omega^2} - 1 \right) \quad (25)$$

Решая (25) относительно  $\omega$ , получим дисперсионное соотношение

$$\omega = \pm \sqrt{\frac{g}{H_s} \frac{k^2}{m^2 + k^2}} \quad (26)$$

Рассмотрим отрицательную компоненту (26), тогда [1]

$$\omega = c_x k = - \sqrt{\frac{g}{H_s} \frac{k^2}{m^2 + k^2}}, \quad (27)$$

которая говорит нам, что горизонтальная фазовая скорость волны  $c_x$ , отрицательна, и, таким образом, волна должна распространяться в отрицательном направлении оси  $x$ . Но, если волна распространяется в отрицательном направлении оси  $x$ , то значит и  $k < 0$ , тогда должно быть  $\omega > 0$ . Таким образом, если мы придерживаемся этого соглашения, тогда  $\omega > 0$  для всех условий.

Общим решением уравнения (23) является

$$w = e^{\frac{z}{2H_s}} \left( A e^{i(kx+mz-\omega t)} + B e^{i(kx-mz-\omega t)} \right). \quad (28)$$

Решение  $A$  представляет положительную компоненту уравнения (28), а решение  $B$  представляет отрицательную компоненту. Мы видим, что для решения  $A$  фазовой скоростью в направлении оси  $z$  является

$$c_z = \frac{\omega}{m}. \quad (29)$$

Тангенс угла наклона линий постоянной фазы в плоскости  $(x, z)$  равен

$$\frac{dz}{dx} = -\frac{k}{m}. \quad (30)$$

Для решения  $B$  эти величины равны

$$c_z = -\frac{\omega}{m} \quad (31)$$

и

$$\frac{dz}{dx} = \frac{k}{m}. \quad (32)$$

Из дисперсионного соотношения (26) мы видим, что

$$\omega = \sqrt{\frac{g}{H_s}} \frac{k}{\sqrt{m^2 + k^2}} = \sqrt{\frac{g}{H_s}} \cos \beta, \quad (33)$$

где  $\beta$  — угол, который волновой вектор составляет с горизонталью. Несколько важных аспектов

распространения волн подразумеваются под этим простым результатом. Например, если  $\sqrt{\frac{g}{H_s}}$

изменяется с высотой, то волны постоянной частоты распространяются вдоль криволинейных

траекторий. Частота волны не может быть больше, чем  $\sqrt{\frac{g}{H_s}}$ . Когда  $\omega = \sqrt{\frac{g}{H_s}}$ , то  $\beta = 0$ , значит,

волна распространяется горизонтально, а частицы воздуха колеблются вертикально. Когда

$\omega / \sqrt{\frac{g}{H_s}}$  очень малая величина, соответствующая сильному расслоению или длинным волнам,  $\beta$

приближается к  $\frac{\pi}{2}$ , волна распространяется почти вертикально, и частицы воздуха колеблются почти горизонтально. Мы видим, что спектр частоты гравитационных волн ограничен этими двумя пределами.

Частота колебаний по вертикали частиц воздуха, смещенных от положения равновесия, в устойчиво стратифицированной атмосфере равна частоте поверхностных волн в бесконечно протяженной по вертикали атмосфере. Это резонансная (собственная) частота колебания воздуха, и даже если бы можно было вообразить некоторый процесс, который вызовет вертикальную

вибрацию с частотой, большей, чем эта, то эта вибрация не будет поддержана, и амплитуда колебания уменьшилась бы быстро с расстоянием от точки принуждения. Таким образом, максимальная частота внутренних гравитационных волн в устойчиво стратифицированной атмосфере равна частоте поверхностных волн в бесконечно протяженной по вертикали атмосфере; однако, существует широкий спектр волн, частоты которых меньше этого значения. Иногда ошибочно предполагается, что у гравитационных волн есть только частота, равная частоте Брента—Вяйсяля. Ясно, что это неправильно.

### Литература

1. *Holton J. R.* An Introduction to Dynamic Meteorology. Forth edition. Elsevier, 2004, p. 540.
2. *Nappo C. J.* An Introduction to Atmospheric Gravity Waves. International geophysics series, vol. 85. Elsevier, 2002, p. 279.
3. *Pedlosky J.* Waves in the Ocean and Atmosphere. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2003, p. 260.
4. *Sutherland B. R.* Internal gravity waves. Cambridge, Cambridge University Press, 2010, 394 p.

### Annotation

The Taylor–Goldstein equation is a wave equation for linear gravitational waves. The paper considers two-dimensional Euler equations for a non-rotating and inviscid flow, in the Boussinesq approximation [1–4]. The equations are linearized as a sum of steady-state values and their perturbations. It is also assumed that the equation of statics holds in the unperturbed state. The solution is sought as a product of a function of the vertical coordinate and the traveling wave. The characteristic height, at which the air density decreases by a factor of  $e$ , enters the equation as a parameter. The result is an equation similar to the Taylor–Goldstein equation. (Taylor, 1931; Goldstein, 1931).

Keywords: Gravitational waves, 2D Euler equation, Taylor–Goldstein equation, Boussinesq approximation.

# Особенности потока волновой энергии над Евразией перед событиями выпадения экстремальных осадков в июле 2010 года на юге Восточной Сибири

Збиранник А. А.<sup>1,2</sup>, Антохина О. Ю.<sup>2</sup>, Антохин П. Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

e-mail: [anna24andreevna@gmail.com](mailto:anna24andreevna@gmail.com), [antokhina@iao.ru](mailto:antokhina@iao.ru)

## Аннотация

В работе на основании данных реанализа Eta-5, данных об атмосферных осадках архива GPCC исследованы условия формирования экстремальных осадков на юге Восточной Сибири в период аномально длительного блокирования над европейской частью России в июле 2010 года. Продемонстрировано, что блокирование над Европой способствует стационарированию тропосферной ложбины, трансформированной в отсеченную область высокой завихренности (низкой потенциальной температуры) большой амплитуды над территорией Западной Сибири. Процессы передачи волновой энергии в передней части ложбины при ее трансформации способствуют росту амплитуд волн в Восточной Сибири и их опрокидыванию с усилением блокирования над Дальним Востоком. Эти процессы на бароклинной стадии сопровождаются циклогенезом, характеризующимся высокой конвергенцией влаги и нестабильностью в средней атмосфере, что приводит к выпадению экстремальных осадков.

**Ключевые слова:** осадки, атмосферное блокирование, волны Россби, волновая энергия

Увеличение числа событий экстремально сильных осадков и связанных с ними паводков в период наблюдаемых климатических изменений побуждают исследователей пристально изучать механизмы, обуславливающие экстремальные осадки в разных районах Земного шара. Юг Восточной Сибири — регион подверженный выпадению экстремальных осадков и возникновению паводков. Предыдущие исследования показывают, что выпадению осадков в бассейне оз. Байкал часто предшествует блокирование над Европой [1, 2]. Блокинги связаны с высокоамплитудными квазистационарными антициклоническими аномалиями, обуславливающими длительные аномальные погодные условия. В большинстве случаев блокирующий антициклон распадается, высвобождая накопленную волновую активность вниз по течению в виде стационарной цепочки волн.

Одно из наиболее известных событий атмосферного блокирования было зафиксировано летом 2010 года на европейской территории России. Данная аномалия была рекордной по своей продолжительности (около 2 месяцев) и повлекла за собой огромные экономические и человеческие потери [3]. В это время на территории Западной Сибири преобладал циклонический режим циркуляции с аномально холодной погодой, а Восточной Сибири были зафиксированы осадки сверх нормы.

Цель работы — рассмотреть особенности потока волновой энергии над Евразией перед событиями выпадения экстремальных осадков в июле 2010 года на юге Восточной Сибири.

Для исследования использовались данные осадков из архива GPCC (Global Precipitation Climatology Centre) версии 2020 с пространственным разрешением  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  сетки. Экстремальными было положено считать события с количеством осадков, превышающих 99 перцентиль, рассчитанный в каждом узле сетки для летних месяцев за период 1982 по 2019 год. Методом последовательного заполнения были сформированы области выпадения осадков в узлах сетки, удовлетворяющих условию  $P=1\%$ .

Анализ блокирования выполнен при помощи расчета индексов GHGS и GHGN [4]. Для анализа циркуляции использовались карты потенциальной температуры на динамической тропопаузе (PV- $\theta$ ) и линий тока поля скорости на уровнях 500 гПа [5]. Тропопауза вследствие своего «наклона» от экватора к полюсу пересекает разные значения изентропических поверхностей (поверхности равных значений потенциальной температуры). В местах пересече-

ния изентроп с тропопаузой происходят волновые движения, способствующие тропосферно-стратосферному перемешиванию масс воздуха. Карты PV- $\theta$  наилучшим образом отражают переходные возмущения в верхней тропосфере и могут эффективно использоваться для анализа крупномасштабной циркуляции [6].

Поток волновой активности, который указывает на распространение планетарных волн в трёхмерном пространстве был рассчитан для локализации источников и стоков волновой энергии. Согласно [7] поток волновой активности на сфере  $F_s$  может быть представлен в виде уравнения в логарифмических координатах давления:

$$\vec{F}_s = \begin{pmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{pmatrix} = p \cos \varphi \begin{pmatrix} v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\delta(v'\Phi')}{\delta\lambda} \\ -u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\delta(u'\Phi')}{\delta\lambda} \\ \frac{2\Omega a \sin \varphi}{S} \left[ v'T' - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\delta(T'\Phi')}{\delta\lambda} \right] \end{pmatrix} \quad (1)$$

где  $F_x, F_y, F_z$  — зональный, меридиональный и вертикальный компоненты волновой активности соответственно;  $p$  — давление;  $\varphi$  и  $\lambda$  — широта и долгота;  $u$  и  $v$  — зональный и меридиональный компоненты ветра;  $\Omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $a$  — радиус Земли;  $\Phi$  — геопотенциал;  $T$  — температура;  $S$  — параметр статической устойчивости.

### Результаты

Пространственно-временная диаграмма индексов блокирования показывает, что в летний период 2010 года основные области блокирования отмечались над Европой и Дальним Востоком (рис. 1). За этот период было обнаружено 4 события с экстремальными осадками на юге Восточной Сибири — 23 июня, 13–15 июля, 29 июля и 11–12 августа. В представленной работе было детально рассмотрено событие выпадения осадков 13–15 июля. Блокирование в июле над европейской территорией России (ЕТР) было самым продолжительным и интенсивным за весь рассматриваемый период. Оно установилось до момента выпадения осадков и сопровождалось формированием сопряженной тропосферной ложбины над Западной Сибирью.

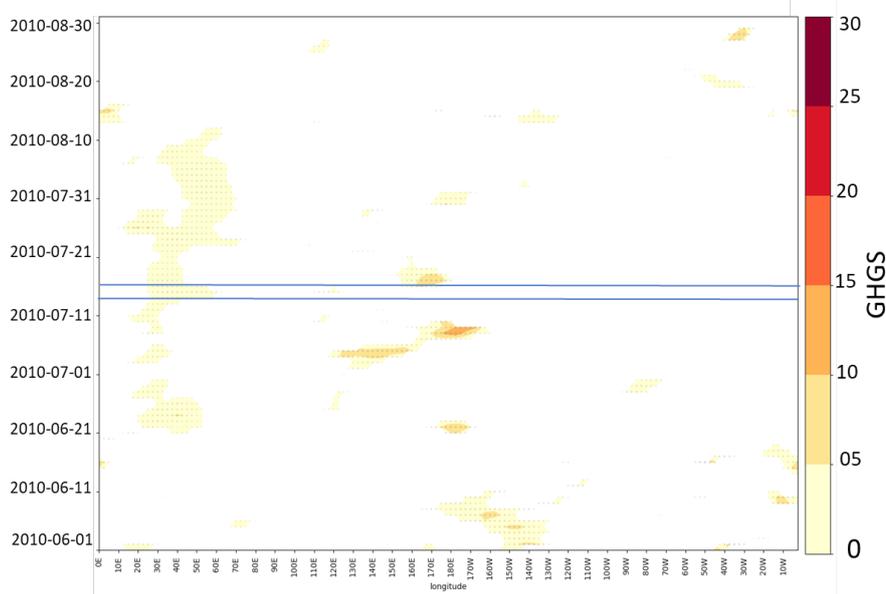


Рисунок 1 — Долготно-временная диаграмма блокирования за летний период 2010 года (синими линиями выделены даты осадков)

Июль 2010 характеризовался интенсификацией процессов опрокидывания над европейским сектором, связанным с активизацией волновой активности над Атлантикой [8]. Как показал анализ карт PV- $\theta$ , в начале июля процессы опрокидывания волны над Европой приводили к усилению блокинга над ЕТР 2–4 июля (рис. 2а). С 5 по 7 июля усилилась передача волновой энергии

от блокирующего гребня на восток и над Западной Сибирью формировалась ложбина за счет интрузии воздуха с низкой потенциальной температурой (рис. 2б). Повторная активация волновой энергии над Атлантикой произошла 8–10 июля, и началось усиление блокинга и углубление ложбины с последующим ее отсечением от основного резервуара полярного воздуха (рис. 2в). В период «замыкания» основного резервуара полярного воздуха усиливается стратосферно-тропосферный обмен, что вероятно происходит отчасти из-за вертикального вторжения стратосферного воздуха (конвергенция потока волновой активности). Момент максимального углубления ложбины над Западной Сибирью совпадает с ослаблением блокинга над ЕТР 10 июля. Повторное усиление блокирования происходило с 12 июля, а в ложбине началась трансформация энергии — усилился поток волновой энергии в тропическую зону, что способствовало усилению гребня над Восточной Сибирью (рис. 2г). При перемещении передней части ложбины на юго-восток, в результате адвективно-динамического падения давления, на юге Красноярского края сформировался циклон, с которым связаны экстремальные осадки 13 июля.

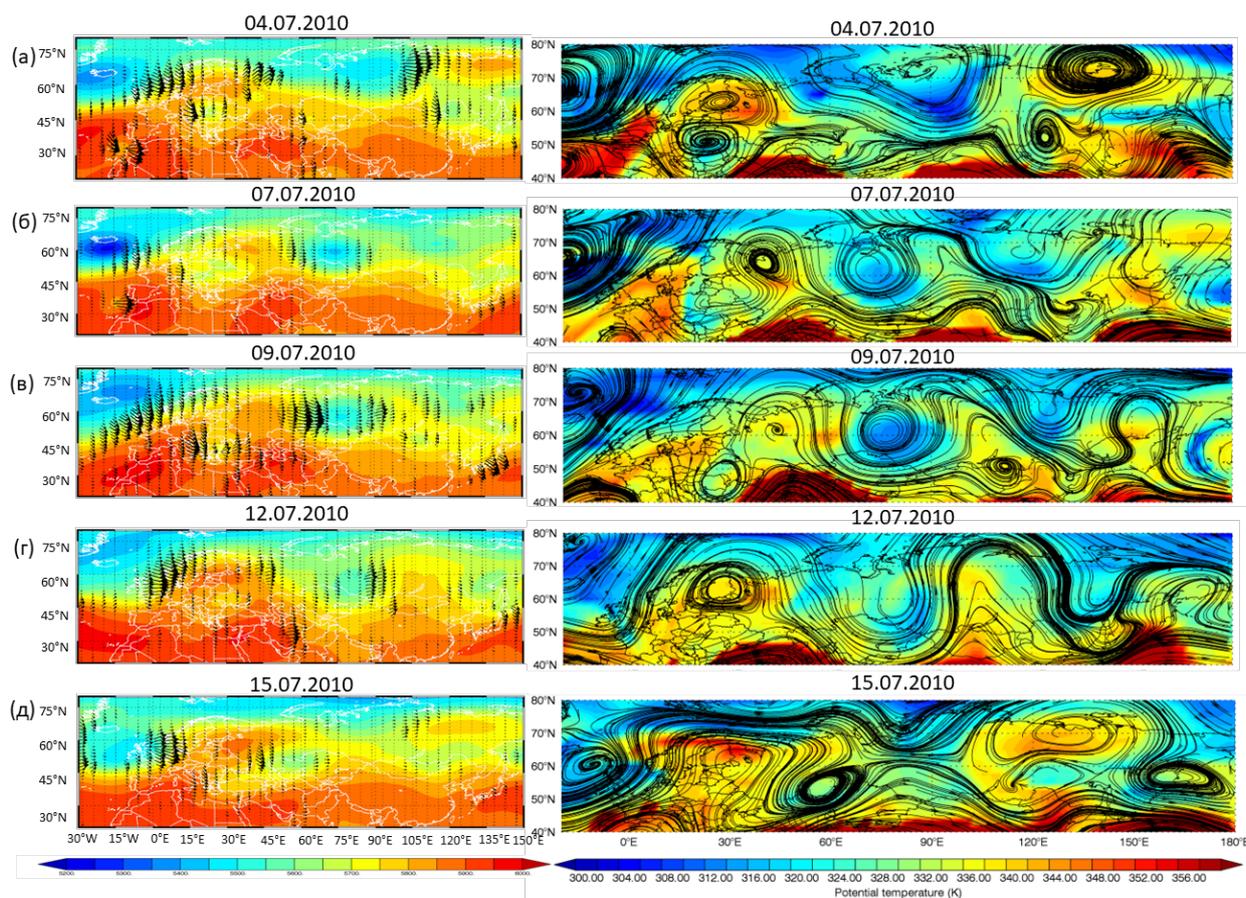


Рисунок 2 — Карты потока волновой энергии и аномалий геопотенциала на 500 гПа (слева) и потенциальной температуры на уровне динамической тропопаузы (PV- $\theta$ ) и линий тока на 500 гПа (справа)

Дальнейшая трансформация воздуха ложбины 14–15 июля приводит к сложной деформации гребня над Восточной Сибирью. У основания гребня происходит деформация по циклоническому типу [9], а его северная часть опрокидывается на восток (антициклонический тип), способствуя формированию блокинга к востоку от  $100^\circ$  в.д. В результате над югом Восточной Сибири формируется отсеченная область низкой потенциальной температуры (высокой потенциальной завихренности) (рис. 15д). Экстремальные осадки 15 июля были связаны с циклоном на стадии окклюирования юго-восточнее оз. Байкал. Таким образом сопряженная с блокингом тропосферная ложбина обуславливает процессы циклогенеза на юге Восточной Сибири в момент ее трансформации. Наиболее интенсивные осадки выпадают при циклоническом типе опрокидывания волны, с последующим формированием отсеченной области низкой потенциальной температуры.

Циклоническая трансформация поля потенциальной температуры под тропопаузой характеризует процессы сильной конвергенции влаги на нижних уровнях тропосферы (рис. 3), за счет интенсификации восходящих потоков в средней тропосфере [9]. Причем по обе стороны от области максимума влаги и восходящих потоков находятся компенсационные области с низким влагосодержанием и нисходящими потоками.

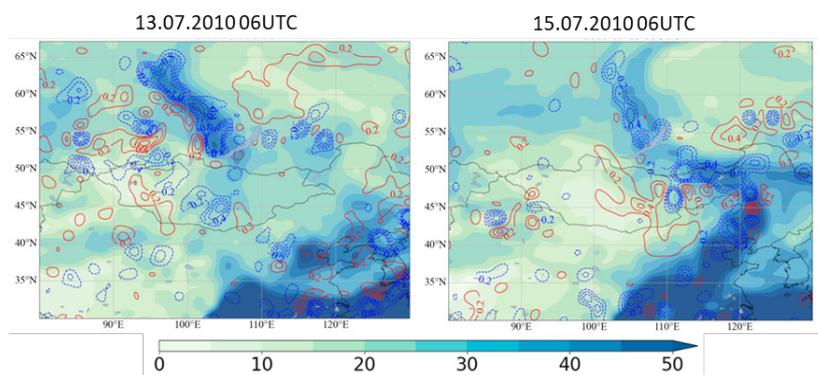


Рисунок 3 — Общее влагосодержание (заливка) и вертикальные скорости (красным — нисходящие движения, синим — восходящие)

### Заключение

В работе были рассмотрены синоптические процессы и особенности потока волновой энергии, обуславливающие экстремальные осадки на юге Восточной Сибири в период блокирования над европейской частью России в июле 2010 года. В результате обнаружено, что блокирование над Европой сопровождается формированием тропосферной ложбины над территорией Западной Сибири, которая обуславливает процессы формирования осадков на юге Восточной Сибири. Передача волновой энергии от блокирующего гребня к ложбине способствует росту ее амплитуды и дальнейшей трансформации в отсеченную область высокой потенциальной завихренности (низкой потенциальной температуры). Передача энергии в передней части ложбины во время ее трансформации сопровождается ростом амплитуды гребня над Восточной Сибирью. Завершающим процессом становится опрокидывание гребня и формирование блокирования над Дальним Востоком. Эти процессы сопровождаются циклогенезом, характеризующимся высокой конвергенцией влаги и нестабильностью в средней атмосфере, что приводит к выпадению экстремальных осадков.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 23–27–00167 «Связь формирования экстремальных осадков на юге Сибири с процессами опрокидывания волн Россби и атмосферного блокирования» (<https://rscf.ru/project/23-27-00167/>).

### Список литературы

1. Антохина О. Ю., Антохин П. Н., Девятова Е. В., Мордвинов В. И. Динамические процессы в атмосфере, обуславливающие аномалии осадков в Восточной Сибири и Монголии в летний период // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018 г. Т. 1. С. 10–27.
2. Antokhina O. Yu., Antokhin P. N., Devyatova E. V., Mordvinov V. I., Martynova Y. V. Precipitation in the Selenga River basin during atmospheric blocking over Europe and the Russian Far East in July // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2018. V. 211. P. 012054
3. Варгин П. Н., Лукьянов А. Н., Ганьшин А. В. Исследование динамических процессов в период формирования и развития блокирующего антициклона над Европейской частью России летом 2010 г // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48. № 5. С. 537.
4. Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Lupo A. R., Hernandez E. A. Climatology of Northern Hemisphere Blocking // *Journal of Climate*. 2006. V. 19. P. 1042–1063.
5. Влияние динамики волновых процессов в средней и верхней тропосфере на возникновение экстремальных погодных явлений в Сибири [Электронный ресурс] URL: <https://lop.iao.ru/meteo/> (дата

- обращения 20.02.2023).
6. Hoskins B. J., McIntyre M. E., Robertson A. W. On the Use and Significance of Isentropic Potential Vorticity Maps // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2007. V. 111. P. 877–946.
  7. Plumb R. A. On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves // Journal of Atmospheric Sciences. 1985. V. 42, № 3. P. 217–229.
  8. Gochakov, A. V., Antokhina, O. Yu., Krupchatnikov, V. N., Martynova, Yu. V. Method for Identifying and Clustering Rossby Wave Breaking Events in the Northern Hemisphere // Russian Meteorology and Hydrology. 2021. V. 46(1), P. 10–18.
  9. Antokhina O., Antokhin P., Gochakov A., Zbirannik A., Gazimov T. Atmospheric Circulation Patterns Associated with Extreme Precipitation Events in Eastern Siberia and Mongolia // Atmosphere. 2023. V. 14(3) P. 480.

### **Wave activity flux over Eurasia prior to the extreme precipitation events in July 2010 in southern Eastern Siberia**

Zbirannik A. A.<sup>1,2</sup>, Antokhina O. Yu.<sup>2</sup>, Antokhin P. N.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

<sup>2</sup>V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

e-mail: [anna24andreevna@gmail.com](mailto:anna24andreevna@gmail.com), [antokhina@iao.ru](mailto:antokhina@iao.ru)

In this study, we used data from the Era-5 reanalysis and the atmospheric precipitation archive GPCP to investigate the conditions that led to extreme precipitation in the southern part of Eastern Siberia during the abnormally prolonged blocking over the European part of Russia in July 2010. Our findings indicate that the blocking over Europe contributed to the stationary position of the tropospheric trough, which transformed into a cut-off area with high vorticity (low potential temperature) of large amplitude over the territory of Western Siberia. The processes of wave energy transfer in the front part of the trough during its transformation contributed to the growth of wave amplitudes in Eastern Siberia and their breaking with the intensification of blocking over the Far East. These processes on the baroclinic stage were accompanied by cyclogenesis, characterized by high moisture convergence and instability in the middle atmosphere, resulting in extreme precipitation events.

**Keywords:** precipitation, atmospheric blocking, Rossby waves, wave activity flux

# Взаимодействие тропосферы и стратосферы до и после усиления Арктики 2000-х: изменчивость нелинейных процессов и корреляционные паттерны.

Зоркальцева О.С.<sup>1</sup>, Антохина О.Ю.<sup>2</sup>, Антохин П.Н.<sup>2</sup>, Артамонов М.Ф.<sup>1</sup>

Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск  
В.Е. Зуева институт атмосферной оптики СО РАН, Томск,  
email:meteorologist-ka@yandex.ru

## Аннотация:

Данные мониторинга показывают рост глобальной температуры тропосферы с середины XX века, а глобальная температура стратосферы, наоборот, снижается. Эти изменения в первую очередь связаны с увеличением концентрации парниковых газов и истощением стратосферного озона. На фоне глобальных изменений остается открытым вопрос об изменчивости нелинейных процессов, таких как блокирующие антициклоны в тропосфере и внезапные стратосферные потепления в стратосфере (ВСП). В данной работе рассмотрены корреляционные паттерны (КП) температуры в стратосфере (10 и 1 гПа) и индекса мгновенных блокировок (500 гПа) в сибирском секторе по данным ERA5. КП свидетельствуют об увеличении влияния блокирующих событий в тропосфере на температуру в стратосфере после 2000г. Возможно, именно усиление тропосферно-стратосферной связи обуславливает более раннее начало ВСП в последние десятилетия.

**Ключевые слова:** стратосфера, тропосфера, внезапные стратосферные потепления, блокирующие антициклоны.

## Введение

Современное глобальное потепление в тропосфере, начавшееся в 1970-х годах, продолжается и будет продолжаться в будущем, согласно климатическим прогнозам [1]. В арктической тропосфере потепление происходит в 2–3 раза быстрее, чем на Земле в целом, это явление получило название «усиление Арктики» (от англ. arctic amplification, далее АА). Наиболее высокие темпы развития АА наблюдаются примерно с середины 1990-х гг. [2]. Одним из наиболее значимых последствий АА является усиление режима «Теплая Арктика — Холодная Евразия» (ТАХЕ) [3,4]. Экстремально холодные зимы отмечаются в средних широтах Евразии с начала 2000 г. [5]. События экстремально холодных зим относятся к парадоксам глобального потепления. Однако появление холодных зим не только не противоречит общему потеплению, но и, по результатам моделирования, является его прямым следствием [5]. Режим ТАХЕ связан с установлением блокирования западных ветров [3].

В стратосфере продолжительность, интенсивность и число случаев ВСП не имеют существенной тенденции, несмотря на отрицательный тренд средней температуры. Однако за период 1979 по 2021 г. можно увидеть тенденцию к более раннему началу ВСП. Средняя дата начала ВСП сместилась на конец января, т.е. на 10 дней раньше, чем в конце прошлого века [6].

Зимой процессы в тропосфере и стратосфере связаны, планетарные волны хорошо распространяются как из тропосферы в стратосферу, так и наоборот [7]. Известно, что после событий ВСП в тропосфере усиливается блокирование над Гренландией и устанавливается отрицательная фаза Североатлантического колебания (САК-), вызывающая усиление похолоданий в Северной Евразии [7]. В то же время тропосферные блокировки являются основным драйвером ВСП [7], т.е. очевидна взаимозависимость тропо- и стратосферной динамики.

Цель данной работы заключалась в оценке влияния АА и ТАХЕ на полярную стратосферу. Для этого, были рассчитаны корреляционные паттерны (КП) температуры в стратосфере на 10 гПа для сетки 2,5°x2,5° и индекса мгновенной блокировки (IBF) на высоте 500 гПа в различных долготных секторах по данным ERA5. Для оценки IBF использовался модифицированный индекс GHGS, основанный на расчете широтных градиентов геопотенциала [8]. Для оценки ВСП был использован критерий ВМО. За дату начала ВСП принимали день с резким (более 5°К/сутки) повышением температуры, за день окончания ВСП принимали день, когда ветер сменялся с восточного на западный (в случае мажорных ВСП) или день с падением температуры

более чем на 3 К/сут (в случае минорных ВСП). Архив параметров ВСП - <https://doi.org/10.5281/zenodo.7454265>.

### Результаты

Был рассмотрен интервал долгот от 80° з.д. до 80° в.д., в котором, согласно среднему климатическому распределению, находится атлантико-европейский максимум повторяемости блокирующих антициклонов в северном полушарии зимой [8]. Полный архив КП доступен по ссылке - <https://disk.yandex.ru/d/k5hi2FPnjOCE0A>. Для оценки влияния АА и режима ТАХЕ на стратосферу были рассмотрены КП температуры в стратосфере и блокингов в восточно-сибирском секторе (80-120в.д.). На рис. 1 показаны КП в ноябре-феврале для двух периодов - до и после 2000 г. (т.е. до и после АА).

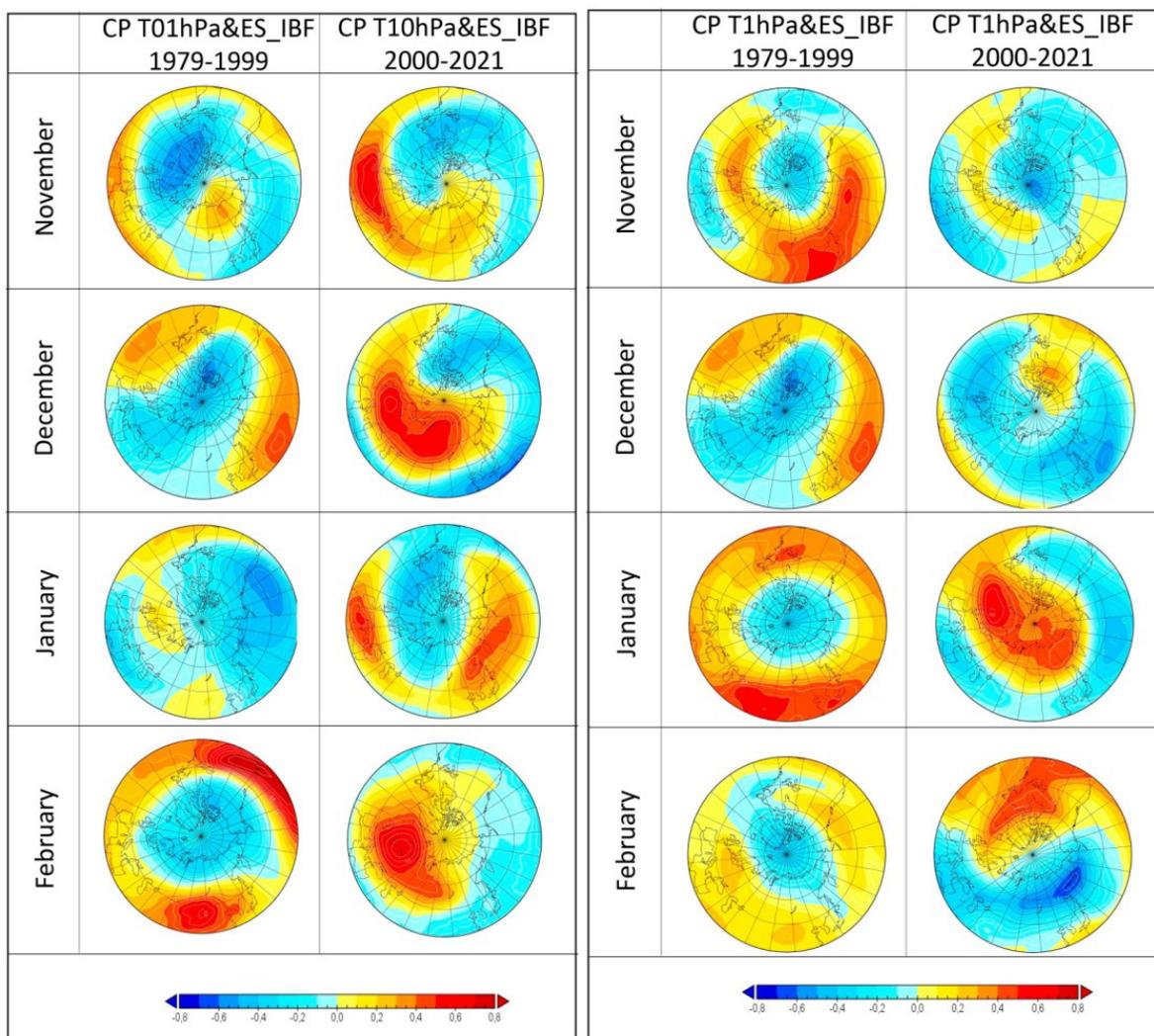


Рис 1. КП между IBF и температурой на 10 гПа (слева) и 1 гПа (справа). Коэффициенты значимы на уровне 0,99 - 0,5 и выше, на уровне 0,95 - 0,42.

На рис. 1 видно, что на уровне 10 гПа заметно возросла площадь положительных корреляций во все месяцы. Причем, в декабре и феврале максимальные КП наблюдаются в высокоширотной стратосфере, в областях зарождения и развития ВСП. На 1 гПа наибольший рост КП отмечается в январе и феврале. На наш взгляд, такие КП свидетельствуют об увеличении влияния блокирующих событий в тропосфере на температуру полярной стратосферы. Усиление связи между блокированием, вероятно, привело к смещению даты начала ВСП - до 2000 г. в первой половине зимы (до 1 февраля) наблюдалось 4 случая ВСП, но после 2000 г. число увеличилось до 10 случаев (рис. 2). Таким образом, блокирующие процессы в восточно-сибирском регионе, возможно, обуславливают более раннее начало внезапных стратосферных потеплений.

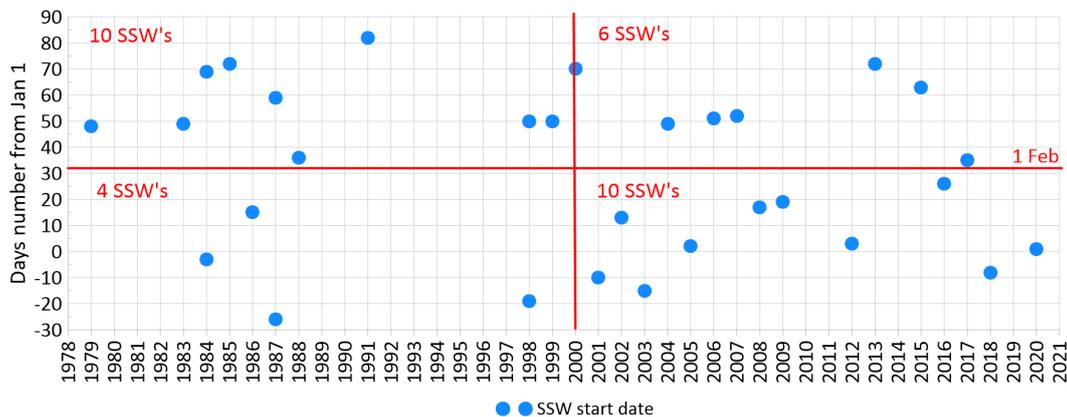


Рис. 2. Вариации дат начала мажорных ВСП.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 22-77-10008.

### Список литературы

1. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. (Eds.). Cambridge, New York, Cambridge Univ. Press, 2013. 1535 p.
2. Rantanen M. et al. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 // Communications Earth & Environment. 2022. V. 3, № 1. P. 1–10.
3. Kim B.-M., Son S.-W., Min S.-K., Jeong J.-H. Kim S.-J., Zhang X., Shim, T., Yoon J.-H. Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss // Nature Communications. 2014. V. 5, № 1.
4. Kim H.-J., Son S.-W., Moon W., Kug, J.-S., Hwang, J. Subseasonal relationship between Arctic and Eurasian surface air temperature // Scientific Reports. 2021. Vol. 11, № 1. P. 4081.
5. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // Journal of Geophysical Research. 2010. Vol. 115, № D21.
6. Зоркальцева О. С., Антохина О. Ю., Антохин П. Н. Долговременная изменчивость параметров внезапных стратосферных потеплений по данным реанализа ERA5 // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 03. С. 200–208. DOI: 10.15372/AOO20230306.
7. Baldwin M.P. et al. Sudden Stratospheric Warmings // Reviews of Geophysics. 2021. V. 59, № 1.
8. Barriopedro D. et al. A Climatology of Northern Hemisphere Blocking // Journal of Climate. 2006. V. 19, № 6. P. 1042–1063

### **Troposphere-stratosphere interaction before and after the Arctic Amplification in the 2000s: variability of nonlinear processes and correlation patterns.**

Olga S. Zorkaltseva<sup>1</sup>, Olga Yu. Antokhina<sup>2</sup>, Pavel N. Antokhin<sup>2</sup>, Maksim F. Artamonov<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Irkutsk, Institute of solar-terrestrial physics SB RAS,

<sup>2</sup> Tomsk, V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics of SB RAS

email: meteorologist-ka@yandex.ru

### Abstract

Monitoring data show an increase in the global temperature of the troposphere since the middle of the XX century, while the global temperature of the stratosphere, on the contrary, is decreasing. These changes are primarily associated with increased concentrations of greenhouse gases and stratospheric ozone depletion. Against the background of global changes, the question of the variability of nonlinear processes, such as blocking anticyclones in the troposphere and sudden stratospheric warmings in the stratosphere (SSW), remains open. In this paper, correlation patterns (CP) of temperature in the stratosphere (10 and 1 hPa) and the index of instantaneous blockings (500 hPa) in various longitude sectors according to ERA5 data are considered. CP indicate an increase in the influence of blocking events in the troposphere on the temperature in the stratosphere after 2000s. It is possible that it is the strengthening of the tropospheric-stratospheric relationship that causes the earlier onset of the SSW in recent decades.

**Key words:** stratosphere, troposphere, sudden stratospheric warmings, blocking anticyclones.

# НАБЛЮДЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДИЧЕСКИХ ВОЛН КАМЕРОЙ ВСЕГО НЕБА В ИНФРАКРАСНОМ СВЕЧЕНИИ ОН НАД ЯКУТСКОМ

Колтовской И.И.<sup>1</sup>, Тыщук О.В.<sup>1,2</sup>, Пермякова А.И.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт космических исследований и аэронавтики им. Ю.Г. Шафера СО РАН, г. Якутск, Россия

<sup>2</sup>Северо-Восточный федеральный университет имени М. К. Аммосова, г. Якутск, Россия

e-mail: [oleSmile@mail.ru](mailto:oleSmile@mail.ru), [koltigor@mail.ru](mailto:koltigor@mail.ru), [permyakova060199@mail.ru](mailto:permyakova060199@mail.ru)

**Аннотация.** Внутренние гравитационные волны – это пространственно-временные колебания воздушных масс. Генерация этих волн в основном происходит в тропосфере или на ее границе во время активных метеорологических процессов (погодный фронт, грозы, ураганы, бури, сильный ветер), орографических особенностей местности (обтекание воздушными потоками горных массивов, граница море–суша) и от импульсных источников (запуски ракет, землетрясения, цунами, мощные взрывы). Регистрация волн проводилась при помощи инфракрасной цифровой камеры всего неба, установленной на оптической станции Маймага (Якутия). Для каждого случая обнаруженных внутренних гравитационных волн были определены такие параметры как: период волны, длина волны, скорость распространения, направление распространения, время и продолжительность наблюдения.

## Введение

Внутренние гравитационные волны (ВГВ) – это пространственно-временные колебания воздушных масс. Генерация этих волн в основном происходит в тропосфере или на ее границе во время активных метеорологических процессов (погодный фронт, грозы, ураганы, бури, сильный ветер), орографических особенностей местности (обтекание воздушными потоками горных массивов, граница море–суша) и от импульсных источников (запуски ракет, землетрясения, цунами, мощные взрывы) [1].

Одной из главных задач ВГВ является перенос энергии, импульса из нижней атмосферы в мезосферу и термосферу. На высоте мезопаузы ВГВ подвергаются спектральной фильтрации из-за ветрового сдвига и поглощаются, отдавая энергию и импульс окружающей среде и вызывая в области поглощения избыточное разогревание. Все эти обстоятельства влияют на структуру нейтральной и ионизированной атмосферы [2].

## Аппаратура

В данной работе используются данные полученные с помощью цифровой камеры всего неба, которая установлена на оптической станции Маймага ИКФИА СО РАН расположенной в 130 км к северу от г. Якутска (63° N, 129.5° E).

В качестве основного объектива использован широкоугольный объектив «рыбий глаз» (производство Nikkor Япония). Съемки волновых структур ночного неба производятся через широкополосный стеклянный фильтр КС17, пропускающий свет в ближней инфракрасной области спектра. В области спектра 660-1000 нм излучаются интенсивные полосы молекулы гидроксила ОН и слабые эмиссии континуума. [3, 4, 5]. В качестве регистрирующего устройства служит CCD камера ST-6 (производство Santa Barbara Instrument Group США). Съемки ночного неба проводились со средним пространственным разрешением 241x250, размер одного пикселя соответствует горизонтальному разрешению в зените примерно 1,5 км на высоте 90 км. Кадры с экспозицией 150 секунд снимались каждые 3 минуты.

## Обработка данных

Для визуализации и обработки данных камер всего неба был использован метод обработки – временное дифференцирование (time differencing (TD)) [6]. Суть метода заключается в следующем: строится картина разности интенсивностей двух различных кадров. Хорошо выделенные монохроматические волновые структуры усиливаются в интенсивности двукратно, так как измеряемый сигнал является разностью волновых максимумов, которые последовательно переместились в пространстве на место занятое ранее волновым минимумом. В данной работе исполь-

зовалось программное обеспечение камеры CCDOPS, а также программное обеспечение Python с помощью которого был написан код для быстрого преобразования исходных данных камеры и обработки полученных изображений.

### Результаты исследования

За период 2016-2018 гг. было выявлено 30 ночей с наблюдаемыми ВГВ.

Длины волн зарегистрированные за период наблюдения варьируют от 9,6 до 52,5 км. (рис.1). Наибольшее количество волн находится в диапазоне от 20 до 30 км со средним значением 24,7 км.

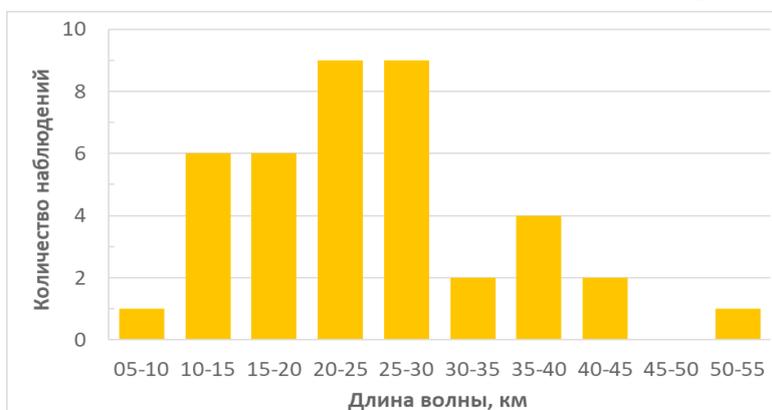


Рисунок 1 – Распределение длин волн за период наблюдения 2016–2018гг.

Фазовые скорости ВГВ изменяются от 22,5 до 158,3 м/с (рис.2) Среднее значение скорости распространения ВГВ около 60,3 м/с.

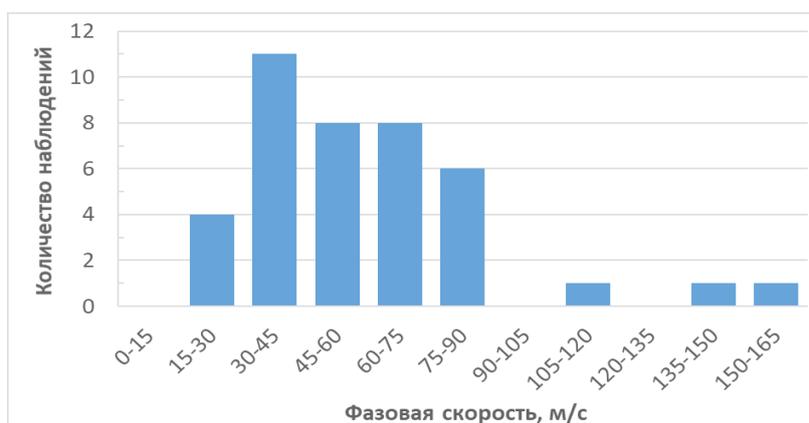


Рисунок 2 – Распределение фазовых скоростей за период наблюдения 2016–2018гг.

Период ВГВ распределен в пределах от 4,5 до 13,3 минут (рис.3).

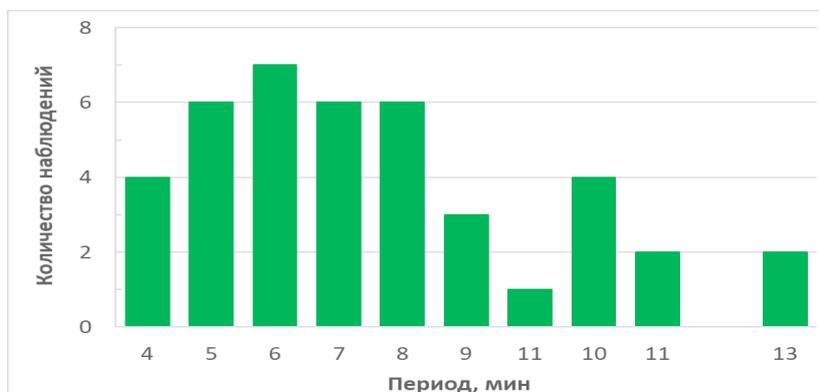


Рисунок 3 – Распределение периода наблюдений за 2016–2018гг.

Распределение распространения волн происходит преимущественно на северо-западное направление (рис.4).

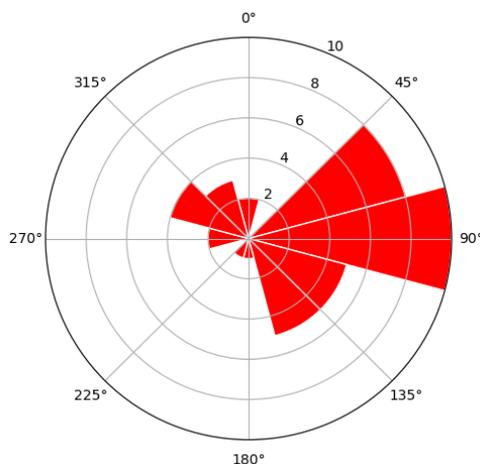


Рисунок 4 – Направление распространения волн за период наблюдения 2016–2018гг.

### Заключение

В данной работе сделан статистический анализ параметров выявленных волн за два сезона в период 2016–2018гг. Были определены такие параметры как: период волны, длина волны, скорость распространения, направление распространения, время и продолжительность наблюдения. Получено 1140 кадров с выраженной волновой периодической структурой. Длины зарегистрированных волн варьируют от 9,6 до 52,5 км. Наибольшее количество волн находится в диапазоне от 20 до 30 км со средним значением 24,7 км. Фазовые скорости изменяются от 22,5 до 158,3 км/ч со средним значением около 60,3 м/с. Период наблюдения ВГВ распределен в пределах от 3,3 до 13,3 минут. Распределение распространения волн происходит преимущественно в восточном направлении.

### Литература

1. *Мордосова О.В.* Исследование внутренних гравитационных волн инфракрасной камерой всего неба над территорией Якутии // Мордосова О.В., Колтовской И.И. // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2022. Т. 40. № 3. С. 228-239.
2. *Шефов Н.Н.* Излучение верхней атмосферы – индикатор ее структуры и динамики / Н.Н. Шефов, А.И. Семенов, В.Ю. Хомич // М.: ГЕОС. 2006. С. 741.
3. *Swenson, G.R.* OH emission and gravity wave (including a breaking wave) in all-sky imagery from Bear Lake, UT / G.R. Swenson, S.B. Mende // Geophys. Res. Lett. 1994. V.21. № 20. P.2239-2242.
4. *Аммосов П.П.* Цифровая камера для регистрации пространственной структуры свечения ночного неба / П.П. Аммосов, Г.А. Гаврильева // Приборы и техника эксперимента. 1999. Т.42. №3. С.120-124.
5. *Гаврильева Г.А.* Наблюдения распространения гравитационных волн в инфракрасном свечении всего неба / Г.А. Гаврильева, П.П. Аммосов // Геомагнетизм и аэрономия. 2001. Т. 41. № 3. С. 363-369.
6. *Колтовской И.И., Аммосов П.П., Гаврильева Г.А., Аммосова А.М., Парников С.Г.* Короткопериодические волны по изображениям камер всего неба // Вестник СВФУ. 2018. №2(64). С.70-76.

# Внутренние гравитационные волны вблизи мезопаузы по наблюдениям ночных эмиссий гидроксила и кислорода в Японии

Попов А. А.<sup>1</sup>, Гаврилов Н. М.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия.

## Аннотация

Метод цифровых разностных фильтров применен к анализу данных наблюдений вращательной температуры OH и O<sub>2</sub> на высотах 85–90 км фотометрами установленными в Rikubetsu (43.5N, 143.8E) Shigaraki (34.8N, 136.1E) и Sata (31.0N, 130.7E) в Японии в 2010–2018 гг. Исследованы сезонные изменения среднемесячных значений вращательной температуры и дисперсий вариаций с периодами 0.7–11 ч., которые могут быть связаны с внутренними гравитационными волнами в области мезопаузы. Среднемесячная температура вблизи мезопаузы имеет максимум зимой и минимум летом. Детали междугодовых изменений для вращательной температуры OH и O<sub>2</sub> могут отличаться. Это может быть связано с разными высотами светящихся слоев.

Ключевые слова: верхняя атмосфера, ночные свечения, гидроксил, интенсивность, вращательная температура, климатология, сезонные вариации, мезомасштабная изменчивость, внутренние гравитационные волны.

В настоящее время большое внимание уделяется исследованию внутренних гравитационных волн (ВГВ) в средней и верхней атмосфере. Их источники находятся, в основном, в нижних слоях атмосферы. Распространяясь вверх, ВГВ способны переносить энергию и импульс в среднюю и верхнюю атмосферу, оказывая таким образом влияние на термодинамические процессы на всех высотах атмосферы. Измерение интенсивности и вращательной температуры свечений ночного неба является одним из способов мониторинга термодинамического режима и состава верхней атмосферы.

Данные о ночном свечении гидроксила OH и молекулярного кислорода O<sub>2</sub> на высотах 85–90 км в 2010–2018 гг. были получены при помощи фотометров, измеряющих интенсивность и вращательную температуру ночных эмиссий [1].

Для выделения мезомасштабных вариаций характеристик ночных свечений применен метод разностной цифровой частотной фильтрации [2,3]. В качестве исходных данных берутся регистрации характеристик ночного свечения  $\bar{f}_i$  в моменты времени  $t_i$ , которые усредняются прибором за время накопления  $\delta t$ . Функция  $f(t)$  может быть представлена в виде разложения в ряд Фурье по гармоникам  $f_\sigma \sim F \cos(\omega t + \psi)$  с различными амплитудами  $F$ , частотами  $\omega$  и фазами  $\psi$ . Приборное усреднение по интервалам  $\delta t$  приводит к уменьшению регистрируемых амплитуд фурье-гармоник до значений  $\bar{F} = Fr_1$  где  $r_1 = \sin(\beta)/\beta$  и  $\beta = \omega \delta t / 2$ . Для оценки месячных стандартных отклонений  $\delta_f$  мезомасштабных вариаций используется численная фильтрация путем определения разностей между регистрируемыми значениями  $\bar{f}_i$ , отстоящими на временные интервалы  $\Delta t$ :

$$f'_i(\Delta t) = \frac{[f(t_i + \Delta t) - f(t_i)]}{2}; \quad \delta_f^2 = \sum_{(i=1)}^n \frac{f_i^2}{n}, \quad (1)$$

где  $n$  — число пар измерений, полученных в течение календарного месяца.

Одной из причин мезомасштабных вариаций ночных свечений могут быть ВГВ, распространяющиеся в светящемся слое верхней атмосферы. Поляризационные соотношения теории атмосферных ВГВ [4] позволяют получить следующие формулы для связи амплитуд волновых вариаций горизонтальной скорости  $U$  и потенциальной волновой энергии  $E_p$  с мезомасштабной дисперсией и средним значением температуры:

$$U = \frac{g}{N} \frac{\delta_T}{T_0}; \quad E_p = \frac{U^2}{2}, \quad (2)$$

где  $g$  — ускорение свободного падения,  $N$  — частота Брента-Вяйсяля,  $T_0$  — среднемесячная температура.

На рис. 1 представлены сезонные изменения относительных стандартных отклонений вращательной температуры  $\text{OH}$  и  $\text{O}_2$ , а также параметров ВГВ (2), осредненные за 2010–2018 годы, наблюдаемые фотометром в Rikubetsu (43.5N, 143.8E) Shigaraki (34.8N, 136.1E) и Sata (31.0N, 130.7E). Стандартные отклонения мезомасштабных вариаций температуры на рис. 1 б и характеристики ВГВ во всех частотных интервалах на рис. 1 в и г имеют максимумы весной и осенью, а минимумы — зимой и летом для всех частотных диапазонов.

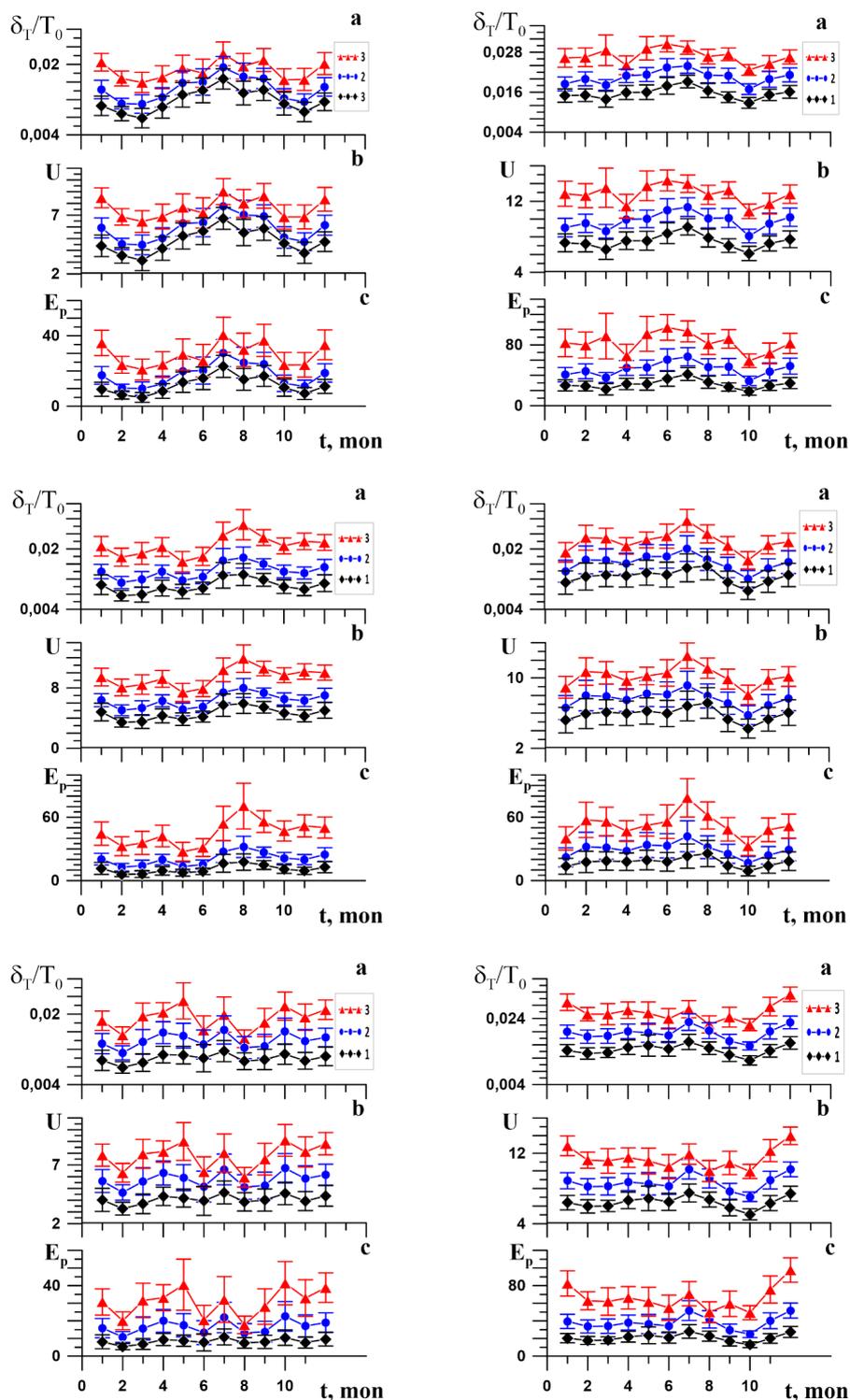


Рис. 1 Сезонные изменения стандартных отклонений относительных разностей температуры (а), волновых вариаций горизонтальной скорости в м/с (б), и удельной потенциальной энергии в Дж/кг (с), по данным о вращательной температуре  $\text{O}_2$  (справа) и  $\text{OH}$  (слева) для станции Shigaraki (сверху), Sata (по центру) и Rikubetsu (снизу), осредненные за период наблюдений 2010–2018 гг. для фильтров с  $\Delta t = 0,5$  ч (1),  $\Delta t = 1$  ч (2) и  $\Delta t = 2$  ч (3).

Данное исследование поддержано Российским фондом научных исследований, грант № 22–27–00171.

### Список источников

1. *Shiokawa, K., Otsuka, Y., Suzuki, S., Katoh, T., Katoh, Y., Satoh, M., Ogawa, T., Takahashi, H., Gobbi, D., Nakamura, T., Williams, B. P., She, C.-Y., Taguchi, M., and Shimomai, T.*: Development of airglow temperature photometers with cooled-CCD detectors, *Earth Planets Space*, 59, 585–599, doi:10.1186/BF03352721, 2007
2. *Popov A. A., Gavrilov N. M., Perminov V. I., Pertsev N. N., Medvedeva I. V.* Multi-year observations of mesoscale variances of hydroxyl nightglow near the mesopause at Tory and Zvenigorod // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2020. V. 205. P. 105311. doi: [10.1016/j.jastp.2020.105311](https://doi.org/10.1016/j.jastp.2020.105311).
3. *Popov, A. A., Gavrilov, N. M., Andreev, A. B., Pogoreltsev, A. I.*, 2018. Interannual dynamics in intensity of mesoscale hydroxyl nightglow variations over Almaty. *Solar-Terrestrial Physics* 4(2), 63–68, DOI: 10.12737/stp-42201810. © 2018
4. *Gossard E. E., Hooke W. H.* Waves in the atmosphere. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam-Oxford-New York, 1975.

## INTERNAL GRAVITY WAVES NEAR THE MESOPAUSE ACCORDING TO MEASUREMENTS OF NIGHTGLOW HYDROXYL AND OXYGEN EMISSIONS FROM PHOTOMETRIC DATA IN JAPAN

Popov A. A.<sup>1</sup>, Gavrilov N. M.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Saint-Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia.

### Annotation

The method of digital difference filters is applied to the data analysis of the observations of rotational temperature of hydroxyl nightglow at altitudes 85–90 km with the airglow temperature photometers in Rikubetsu (43.5N, 143.8E) Shigaraki (34.8N, 136.1E) and Sata (31.0N, 130.7E) Japan in years 2010–2018. Seasonal changes in the monthly-average values and standard deviations of variations with the periods 0.7–11 h are studied, which can be connected with internal gravity waves in the mesopause region. Monthly-averaged temperature near the mesopause has a maximum in winter and a minimum in June. Multi-year trends correspond to strengthening the mesoscale disturbance intensity near the mesopause. Details of interannual changes and multi-year trends of the rotational temperature OH emission intensity can be different. This is connected with the seasonal and long-lived changes in the complex system of the photochemical processes, which lead to the OH nightglow.

**Keywords:** upper atmosphere, nightglows, hydroxyl, intensity, rotational temperature, climatology, seasonal variations, mesoscale variability, internal gravity waves.

# Моделирование скорости вертикального распространения плоского акустического возмущения, вызванного импульсом на нижней границе атмосферы

Смирнова Екатерина

*Балтийский федеральный университет им. Иммануила Канта, Калининград, Калининградская область, Россия*

*smirnova.ekaterina.serg@gmail.com*

**Введение.** В работе рассматривается задача распространения плоских акустических волн, которые вызваны импульсом на нижней границе атмосферы. Эта задача формулируется как начально-краевая задача для одномерной системы уравнений гидротермодинамики, которая описывает вертикальное движение атмосферного газа [1,2,3]. Гидротермодинамическая система сводится к одномерному уравнению Клейна-Гордона, для которого аналитически решается поставленная начально-краевая задача для семейства граничных условий, представляющих импульсы с разной длительностью, и строятся асимптотики для решений.

**Базовые уравнения.** Ориентируясь на моделирование вертикального распространения плоских акустических волн, в качестве базовых уравнений возьмем одномерную систему уравнений гидротермодинамики с постоянным значением параметра  $H$  (высоты однородной атмосферы) [2,3]:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \left( \frac{\gamma - 2}{2\gamma H} - \frac{\partial}{\partial z} \right) P + \frac{\Phi}{\gamma H \rho_0}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\gamma g H \rho_0 \frac{\partial U}{\partial z} - g \rho_0 \frac{\gamma - 2}{2} U, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = -(\gamma - 1) g \rho_0 U. \quad (3)$$

Здесь  $P, \Phi, U$  — функции, связанные с возмущениями давления  $p'$  и плотности  $\rho'$  от фоновых значений  $\bar{p}(z), \bar{\rho}(z)$  и скоростью вертикального потока  $V$  как

$$P = p' \cdot \exp\left(\frac{z}{2H}\right), \Phi = \varphi' \cdot \exp\left(\frac{z}{2H}\right), U = V \cdot \exp\left(-\frac{z}{2H}\right),$$

где  $\varphi' = p' - \gamma \rho' \bar{p}/\bar{\rho}$  представляет возмущение энтропии [4],  $\gamma = C_p/C_v$ ,  $C_p, C_v$  — молярные теплоемкости при постоянном давлении и объеме соответственно,  $g = g_z$  — вертикальная составляющая вектора поля ускорения силы тяжести  $\vec{g}$ ,  $\rho_0$  — плотность воздуха на нижней границе среды.

**Уравнение Клейна-Гордона.** Система (1-3) может быть сведена к уравнению Клейна-Гордона дифференцированием (1) по  $t$  и заменой получившихся производных  $\partial P/\partial t$  и  $\partial \Phi/\partial t$  из уравнений (2) и (3) как функций  $U_z$ . В результате, получим уравнение вида:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} + a U = 0, \quad \text{где } c = \sqrt{\gamma g H}, a = \frac{\gamma g}{4H}.$$

Далее используя замены  $t = T\tau$ ,  $z = Z\zeta = cT\zeta$ , где  $Z$  — характерный размер исследуемой области,  $T = Z/c$  — характерное время, в течение которого изучается процесс ( $c = \sqrt{\gamma g H}$  — скорость звука), приведем безразмерное уравнение Клейна-Гордона:

$$h^2 \left( \frac{\partial^2 U}{\partial \tau^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial \zeta^2} \right) + U = 0, \quad \text{где } h = 1/\sqrt{a} T. \quad (4)$$

**Начально-краевые условия.** Дополним задачу начальными и граничными условиями:

$$U(z, 0) = U_t(z, 0) = 0,$$

$$U(0, t) = F_n(t), \text{ при } t > 0, \quad U(0, t) = 0, \text{ при } t \leq 0. \quad (5)$$

В работе будет рассмотрено несколько граничных функций:

$$F_1(t) = A\lambda^2 t e^{-\lambda t}, \quad F_2(t) = \frac{A}{2} \lambda^3 t^2 e^{-\lambda t}, \quad F_3(t) = \frac{A}{6} \lambda^4 t^3 e^{-\lambda t}. \quad (6)$$

Здесь параметр  $\lambda$  характеризует длительность (ширину) импульса, а  $A$  — амплитуда импульса у нижней границы. Функции  $F_n(t)$  выбраны таким образом, что

$$\int_0^{\infty} F_n(t) dt = 1.$$

Для безразмерной задачи начально-краевые условия принимают вид:

$$U(\zeta, 0) = U_\tau(\zeta, 0) = 0,$$

$$U(0, \tau) = F_n(T\tau), \text{ при } \tau > 0, \quad U(0, t) = 0, \text{ при } \tau \leq 0, \quad (7)$$

а граничные функции (6) (см. Рис. 1 (а)):

$$F_1(T\tau) = \frac{A}{T} \mu^2 \tau e^{-\mu\tau}, \quad F_2(T\tau) = \frac{A}{2T} \mu^3 \tau^2 e^{-\mu\tau}, \quad F_3(T\tau) = \frac{A}{6T} \mu^4 \tau^3 e^{-\mu\tau}, \quad \text{где } \mu = \lambda T. \quad (8)$$

**Решение.** Решение начально-краевой задачи может быть представлена в виде [5]:

$$U(\zeta, \tau) = U_1(\zeta, \tau) + U_2(\zeta, \tau),$$

$$U_1(\zeta, \tau) = \frac{1}{\pi h} \operatorname{Re} \int_0^1 \mathcal{F}(i\eta/h) e^{\frac{i\eta\tau}{h} - \frac{\zeta}{h} \sqrt{1-\eta^2}} d\eta,$$

$$U_2(\zeta, \tau) = \frac{1}{\pi h} \operatorname{Re} \int_1^\infty \mathcal{F}(i\eta/h) e^{\frac{i\eta\tau}{h} - \frac{i\zeta}{h} \sqrt{\eta^2-1}} d\eta, \quad (9)$$

где  $\mathcal{F}(i\eta/h)$  – Лапласов образ граничного условия  $F(t)$  (с последующей заменой переменных на безразмерные):

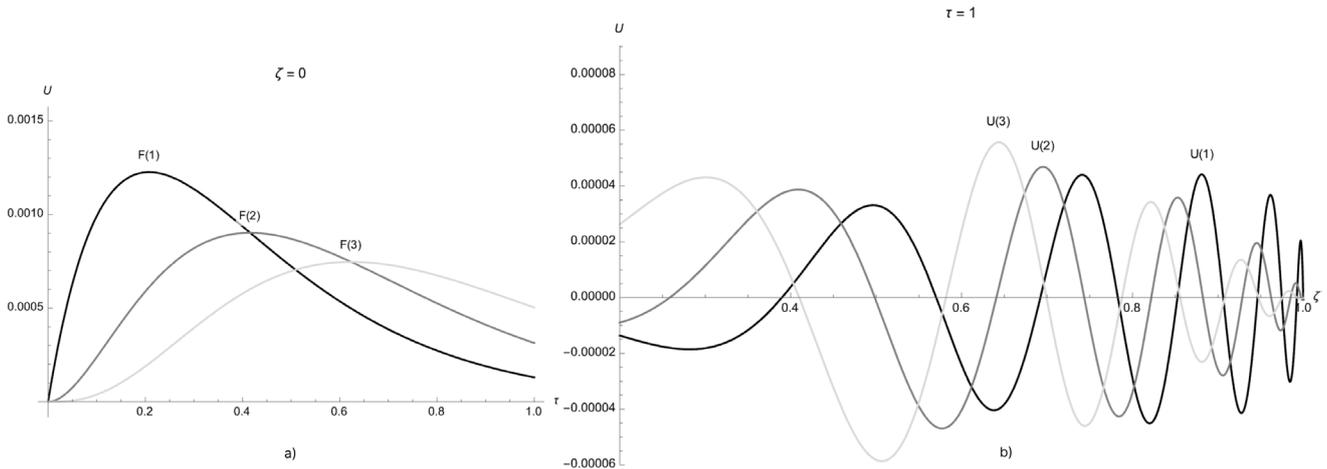
$$\mathcal{F}(i\eta/h) = \mathcal{F}(s) = \int_0^\infty F(t) e^{-st} dt.$$

**Асимптотика решения.** Для интервала  $\tau > \zeta > \delta > 0$ , вкладом интеграла  $U_1(\zeta, \tau)$  можно пренебречь [5], а для интеграла  $U_2(\zeta, \tau)$  можно получить асимптотику методом стационарной фазы [6]:

$$U_2(\zeta, \tau) \approx \frac{1}{\pi\sqrt{h}} \sqrt{\frac{2\pi\zeta^2}{(\tau^2-\zeta^2)^{3/2}}} \operatorname{Re} \left( \mathcal{F} \left( \frac{i}{h} \frac{\tau}{\sqrt{\tau^2-\zeta^2}} \right) e^{\frac{i}{h} \sqrt{\tau^2-\zeta^2}} e^{\frac{i\pi}{4}} \right). \quad (10)$$

**Результаты.** Ниже приведены сравнительные графики асимптотик (10) решения (9) начально-краевой задачи в безразмерных переменных (4), (7) для набора граничных условий (8). Для рис. 1 и 2 взяты следующие значения параметров:  $H = 8000$  м,  $\gamma = 3/2$ ,  $c \approx 346.4$  м/с,  $a \approx 0.000468$ ,  $A = 1$  м,  $\lambda = 1/300$  1/с,  $\mu \approx 4.8$ ,  $h \approx 0.032$ ,  $Z = 500\,000$  м,  $T = Z/c \approx 1443.4$  с.

**Результаты.** Ниже приведены сравнительные графики асимптотик (10) решения (9) начально-краевой задачи в безразмерных переменных (4), (7) для набора граничных условий (8). Для рис. 1 и 2 взяты следующие значения параметров:



**Рисунок 1. а)** Граничные условия (8) условия (черный), (серый), (светло серый);

**б)** Асимптотики (10) решений (9) для граничных условий (черный), (серый), (светло серый) при (время прихода фронта волны на верхнюю границу области) для при.

Основное различие граничных функций (8) заключается в увеличении длительности импульса, сопровождаемое сдвигом максимума амплитуды возмущения вперед по времени (Рис. 1 (а)). Аналогичный сдвиг максимума амплитуды колебаний, а значит и перераспределение энергии возмущения, можно заметить в поведении асимптотик решений (Рис. 1 (б)) (для упрощения анализа проведено нормирование амплитуд:).

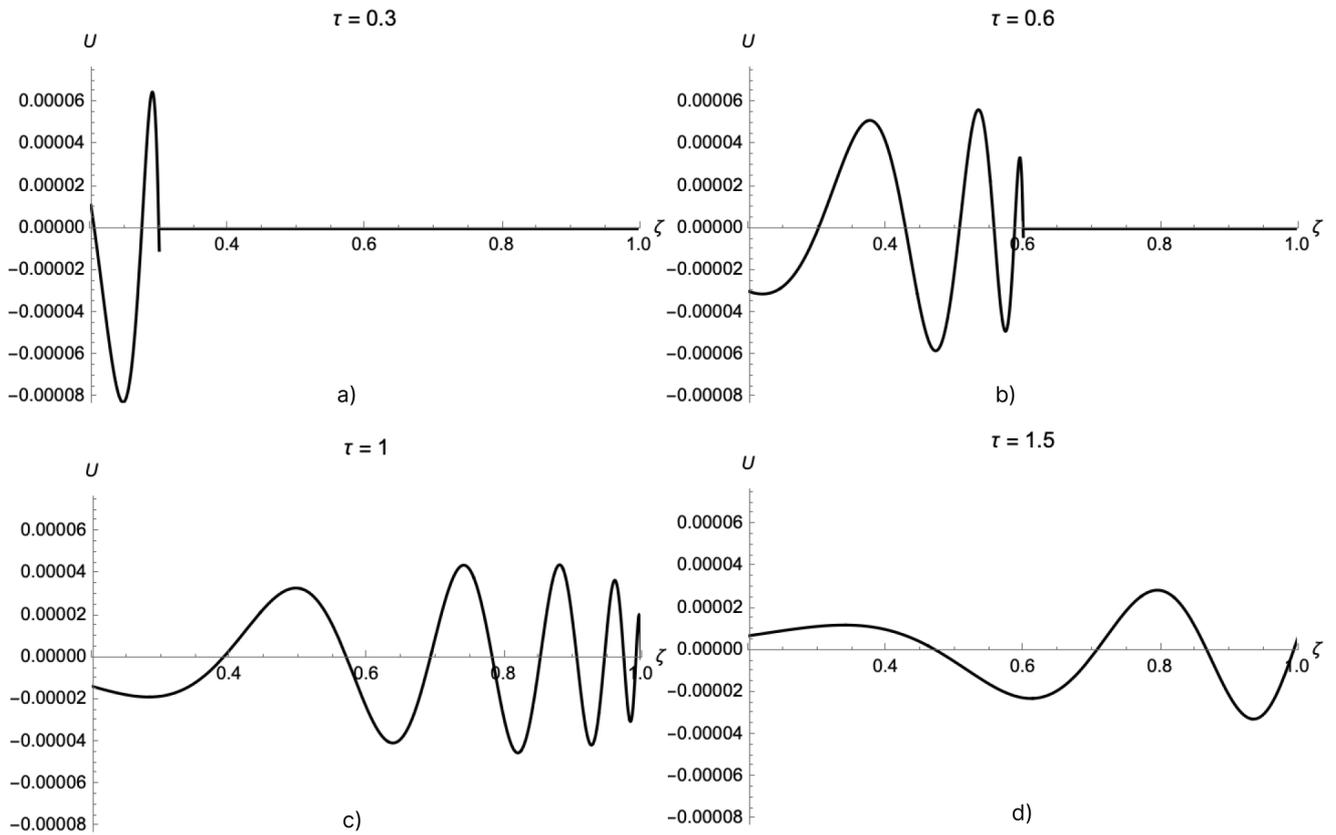


Рисунок 2. Асимптотика (10) для граничного условия (8) для  $\tau = 0.3, 0.6, 1, 1.5$  и при  $\tau = 1$ .

Рис. 2 иллюстрирует временную эволюцию возмущения, инициированного импульсом вида (8). Отметим, что сначала (Рис. 2 (a)) решение похоже на решение волнового уравнения, затем по мере распространения возмущения возникают осцилляции — начинают проявляться дисперсионные эффекты. Рис. 2 (d) иллюстрирует случай, когда фронт волны ушел за пределы области наблюдения.

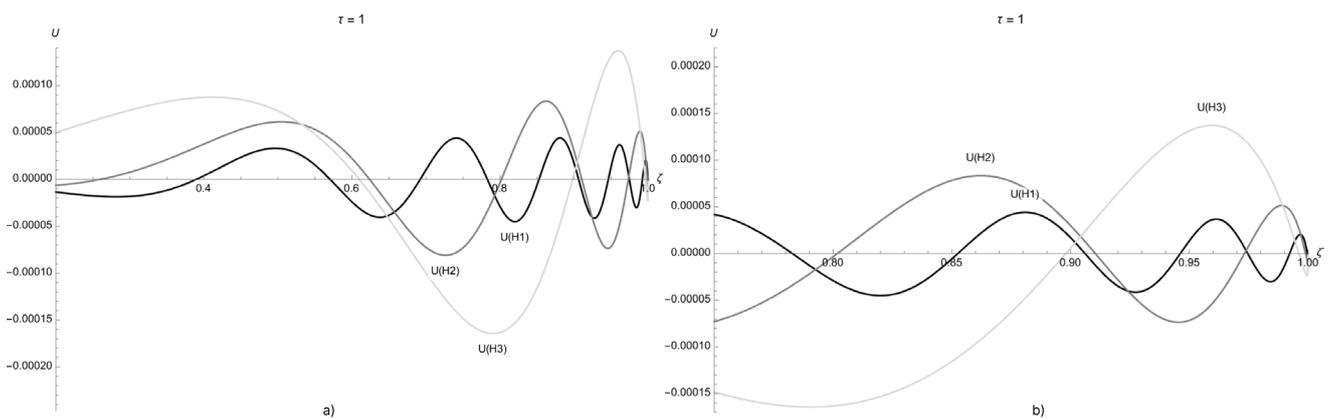


Рисунок 3. Асимптотика (10) для граничного условия (8) при  $\tau = 1$  и для случаев (a) (b).

На рисунке 3 приведено сравнение асимптотик (10) для различных значений параметра высоты однородной атмосферы  $H$ , которые в свою очередь дают значения параметров. Параметры остались без изменений. Можно заметить, как с ростом параметра  $H$  уменьшается параметр  $\tau$ , что в результате приводит к приближению решения к виду решения волнового уравнения.

**Заключение.** Поставленная начально-краевая задача может служить методом моделирования распространения акустических возмущений, инициированных такими источниками на нижней границе атмосферы, как землетрясения или волны цунами [7,8,9]. В перспективе аналитическое

решение и его асимптотика, представляющие вертикальную скорость распространения возмущения, могут быть использованы, например, для оценки энергии волны [2,10] или её ионосферного эффекта [11,12]. Отметим, что начально-краевые условия (7), а также параметры поставленной задачи можно специфицировать для приложения к конкретной физической задаче.

Благодарности. Автор благодарен С. Ю. Доброхотову и В. Е. Назайкинскому.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Балтийского федерального университета им. Иммануила Канта, проект № 122051300013–8.

### Литература

1. *Brezhnev, Y., Kshevetsky, S., Leble, S.* Linear initialization of hydrodynamical fields // *Atmos. Ocean. Phys.* 1994, 30, 84–88.
2. *Leble S., Perelomova A.* Problem of proper decomposition and initialization of acoustic and entropy modes in a gas affected by the mass force // *Appl. Math. Model*, 2013, 13, 629–635.
3. *Leble, S., Smirnova, E.* Tsunami-Launched Acoustic Wave in the Layered Atmosphere: Explicit Formulas Including Electron Density Disturbances // *Atmosphere*. 2019, 10, 629.
4. *Perelomova, A.* Nonlinear dynamics of vertically propagating acoustic waves in a stratified atmosphere // *Acta Acust.* 1998, 84, 1002–1006.
5. *Smirnova E. S.* Asymptotics of the solution of one initial-boundary value problem for the one-dimensional Klein-Gordon equation on the semiaxis // *Mathematical notes*. V 114, 4. 2023.
6. *Fedoruk M. V.* Asymptotics, Integrals and series, Nauka, Moscow, 1987.
7. *Zabotin, N., Godin, O., Bullett, T.* Oceans are a major source of waves in the thermosphere // *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2016, 121, 3452–3463.
8. *Peltier, W.R., Hines, C.O.* On the possible detection of tsunamis by a monitoring of the ionosphere // *J. Geophys. Res.* 1976, 81, 1995–2000.
9. *Kherani, E.A., Lognonne, P., Hebert, H., Rolland, L., Astafyeva, E., Occhipinti, G., Coisson, P., Walwer, D., de Paula, E.R.* Modelling of the total electronic content and magnetic field anomalies generated by the 2011 tohokuoki tsunami and associated acoustic-gravity waves // *Geophys. J. Int.* 2012, 191, 1049–1066.
10. *Leble, S., Smirnova, E.* Diagnostic Relations between Pressure and Entropy Perturbations for Acoustic and Entropy Modes // *Atmosphere*, 2021, 12, 1164.
11. *Leble, S.B.* Theory of Thermospheric Waves and their Ionospheric Effects // *PAGEOPH.* 1988, 127, 491–527.
12. *Karpov, I.V., Leble, S.B.* The analytical theory of ionospheric IW effect in F2 layer // *Geomagn. Aeron.* 1986, 26, 234–237.

## Modeling the velocity of vertical propagation of a plane acoustic perturbation caused by an impulse at the lower boundary of the atmosphere

Smirnova Ekaterina

*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Kaliningrad region, Russia  
smirnova.ekaterina.serg@gmail.com*

The work considers the problem of propagation of plane acoustic waves, which are caused by an impulse at the lower boundary of the atmosphere. This problem is formulated as an initial-boundary value problem for a one-dimensional system of hydrothermodynamic equations, which describes the vertical motion of atmospheric gas. The hydrothermodynamic system is reduced to a one-dimensional Klein-Gordon equation, for which the stated initial-boundary value problem is analytically solved for a family of boundary conditions representing impulses different durations, and asymptotics for the solutions are constructed.

# Исследование гравитационных волн средней атмосферы с помощью Рэлеевского лидара в Якутии

Титов С. В., Николашкин С. В.

Институт космических исследований и аэронавтики им. Ю. Г. Шафера СО РАН, Якутск, Россия,  
[stitov@ikfia.ysn.ru](mailto:stitov@ikfia.ysn.ru), [nikolashkins@ikfia.ysn.ru](mailto:nikolashkins@ikfia.ysn.ru)

## Аннотация

Начиная с 2004 г. проводятся лидарные измерения температуры от 20 до 60 км в полигонах Института космических исследований и аэронавтики им. Ю. Г. Шафера СО РАН, на полигоне «ШАЛ» с 2004 года по 2017 год и на оптическом полигоне «Маймага» с 2018 по сей день. Наблюдения проводились с конца августа до середины мая, т.к. в летнее время на широтах наблюдений идут так называемые «белые ночи». Выявлены преобладающие ВГВ с длинами волн 2–4 км, 5–7 км и 10–15 км. Локальные флуктуационные минимумы часто наблюдаются на высотах стратосферы в течение ВСП. Работа выполнена в рамках государственного задания (номер государственной регистрации № 122011700172–2).

**Ключевые слова:** лидар, внутренние гравитационные волны, зимние внезапные стратосферные потепления.

## Введение

На всех высотах атмосферы, волновые движения являются важной составляющей динамических процессов. Атмосферные волны вносят существенный вклад в общий энергетический баланс среды путем передачи и переноса энергии и импульса между слоями атмосферы. Атмосферные внутренние гравитационные волны (ВГВ) генерируются различными тропосферными источниками, такими как орография, фронты циклонических образований, струйные течения и конвекция, наряду с этим они также генерируются при землетрясениях, извержениях вулканов и ядерных взрывах. ВГВ играют важную роль в определении пространственно-временной структуры ветра и температуры средней атмосферы, передавая импульс и энергию на большие высоты [1]. Амплитуды ВГВ по мере их распространения на большие высоты увеличивается из-за уменьшения плотности атмосферы, благодаря этому их наблюдения начались в верхних слоях атмосферы. На высотах средней атмосферы ВГВ подвергаются спектральной фильтрации из-за ветрового сдвига и поглощаются, вызывая в области поглощения увеличение температуры. В настоящее время, именно с этим свойством ВГВ и обуславливают внезапные стратосферные потепления в зимний период. Все эти обстоятельства влияют на структуру и динамику нейтральной и ионизированной атмосферы [2].

За последнее время, произошел значительный прогресс в нашем понимании гравитационных волн средней атмосферы. Интерес к этой области продолжает расти по мере того, как становятся более понятными эффекты гравитационных волн. Благодаря развитию в наблюдательной и вычислительной аппаратуре, произошли большие достижения в исследовании динамики и эффектов гравитационных волн в средней атмосфере. Гравитационные волны ответственны за перенос энергии и импульса в атмосфере, способствуют турбулентности и перемешиванию, тем самым влияют на циркуляцию и тепловую структуру всей атмосферы. Сейчас наземные и космические наблюдательные исследования внесли большой вклад в наши знания о масштабах, амплитудах, потоках и спектрах гравитационных волн. Особое внимание уделяется динамике неустойчивости, вертикальному распространению, сезонной и географической изменчивости. Теоретические и численные исследования касаются характеристик и масштабов источника, спектрального характера, эволюции, передачи энергии, динамики неустойчивости, взаимодействий волна-волна и волна-средний поток.

Лидарное наблюдение является эффективным методом изучения средне- и низкочастотных ВГВ от тропосферы до нижней термосферы и может осуществляться квазистационарно с высоким временным и пространственным разрешением. Комбинируя различные типы лидаров, такими как резонансный лидар, Рэлеевский лидар, Рамановский лидар и доплеровский лидар, можно отследить ВГВ от тропосферы до нижней термосферы.

В этой статье мы анализируем вариации температуры Рэлеевского лидара вызванные гравитационными волнами на высотах от 20 до 60 км, с 2005 по 2015 год. Мы концентрируемся на ночных наблюдениях, поскольку в дневное время отношение сигнал/шум недостаточно велико для расчета температуры. Мы используем данные Рэлеевского лидара на длине волны 532 нм, на котором велись наблюдения на полигонах Института космических исследований и аэронавтики им. Ю. Г. Шафера СО РАН, на полигоне «ШАЛ» (61°N, 129°E) с 2004 года по 2017 год и на оптическом полигоне «Маймага» (63°N, 129°E) с 2018 по сей день. Основной акцент работы сделан на сравнении параметров ВГВ до, вовремя и после внезапных стратосферных потеплений.

### Прибор наблюдений

Лидар (лазерное зондирование атмосферы). Этот прибор по принципиальному устройству аналогичен радару (Light Detection and Ranging). Атмосферный лидар—это класс инструментов, который использует лазерный свет для изучения атмосферы. Он используется для изучения атмосферных газов, аэрозолей, облаков и температуры. В работе использованы данные Рэлеевского лидара, который с 2004 по 2017 год располагался в 60 км южнее от г. Якутска на полигоне ШАЛ ИКФИА (61 N, 129 E), а с 2018 года по настоящее время находится в 115 км севернее от г. Якутска на оптическом полигоне «Маймага» (63 N, 129 E). Основные характеристики приведены в таблице 1.

Таблица 1

Заголовок таблицы

Тип лазера	Nd: YAG
Частота следования импульсов, Гц	20
Длина волны, нм	532
Выходная энергия импульса, мДж	195
Телескоп	Система Ньютона
Диаметр зеркала, м	0.6
Фокусное расстояние, м	2
Поле зрения, mrad	0.2
Марка ФЭУ	Hamamatsu H8259-01
Максимальная высота зондирования, км	до 60
Вертикальное разрешение, м	от 45 и более

### Вейвлет преобразование лидарного сигнала

Вейвлеты представляют собой особые функции в виде коротких волн (всплесков) с нулевым интегральным значением и с локализацией по оси независимой переменной ( $t$  или  $x$ ), способных к сдвигу по этой оси и масштабированию (растяжению/сжатию). Любой из наиболее часто используемых типов вейвлетов порождает полную ортогональную систему функций. В случае вейвлет-анализа (декомпозиции) процесса (сигнала) в связи с изменением масштаба вейвлеты способны выявить различие в характеристиках процесса на различных шкалах, а посредством сдвига можно проанализировать свойства процесса в различных точках на всем исследуемом интервале. Результаты вейвлет-преобразования дают возможность проанализировать свойства сигнала, как во временном, так и в частотном пространствах одновременно, и, таким образом, выделить на разных стадиях исследуемого процесса его составляющие, имеющие различный временной масштаб, которые можно предположительно связать с теми или иными физическими механизмами [3].

Одним из принципиальных отличий вейвлет-преобразования от Фурье-анализа является огромное множество функций, которые можно использовать в качестве базисных вейвлетов. Выбор конкретной функции зависит от того, что конкретно исследователь хочет выделить в анализируемых данных, и от специфики самих данных. В нашем анализе мы использовали вейвлет-функцию «Морле». Он имеет оптимальную для нас временную и частотную локализацию

[4]. Для исследования волновых процессов было использовано, непрерывное вейвлет-преобразование с помощью материнского вейвлета «Морле». Флуктуации профиля температуры связаны с внутренними гравитационными волнами были получены путем сглаживания температурного профиля атмосферы скользящим окном 2 км для ВЧ фильтрации и вычитанием средне ночного профиля температуры для НЧ фильтрации.

### Результаты

В ходе анализ активности гравитационных волн, полученных на основе измерений температуры в зимнее время с помощью лидара на полигоне «ШАЛ» (61°N, 129°E) в период с 2005 года по 2017 гг. Мы обнаружили, что вертикальные длины волн гравитационных волн наблюдается зимой в диапазоне от 2 до 13 км без предпочтительной длины волны (рисунок 1). Верхняя и нижняя границы этого диапазона значений определяется методом анализа. Анализ поведения квази-волновых структур (КВС) показал, что большая часть волны рассеивается на уровне стратоспаузы во время ВСП и опускается вниз по мере развития ВСП. Межгодовая изменчивость активность гравитационных волн показывает корреляцию с возникновением внезапного стратосферного потепления. В годы с мажорными стратосферными потеплениями регистрируется более сильные вариации амплитуды КВС, чем во время минорных ВСП. Предполагается, что это результат взаимодействия ВГВ с средним зональным ветром, модулированным планетарной волной.

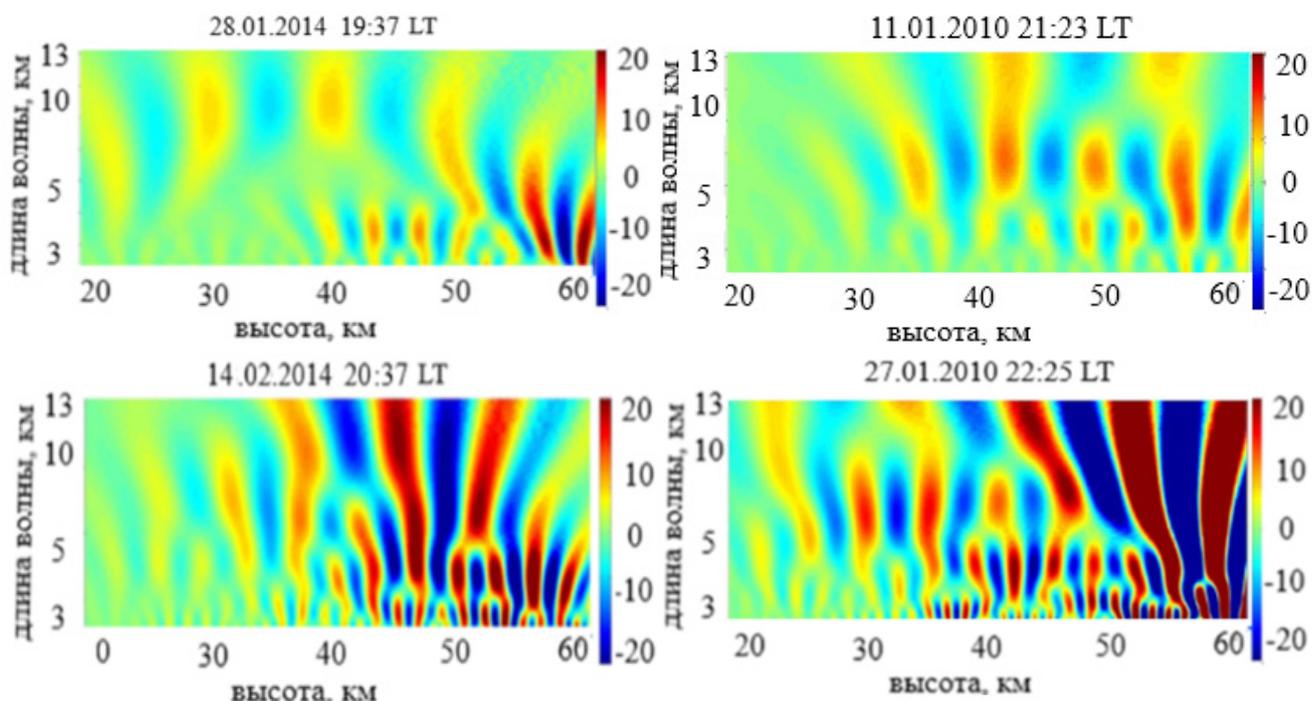


Рисунок-1. Графики непрерывного вейвлет-преобразования с материнским вейвлетом «Морле»

### Список литературы

1. *Labitzke K.* Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances: A summary of observed characteristics // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86, N. C10.2.
2. *Шефов Н. Н., Семенов А. И., Хомич В. Ю.* Излучение верхней атмосферы — индикатор ее структуры и динамики // Москва: ГЕОС, 2006. 741 с.
3. *Астафьева Н. М.* Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // *Успехи физических наук.* 1998. Т. 166. № 11. С. 1145–1170.
4. *Werner R. et al.* Application of wavelet transformation to determine wavelengths and phase velocities of gravity waves observed by lidar measurements // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.* — 2007. — Т. 69. — № . 17. — С. 2249–2256.

## **Abstract**

Since 2004, lidar measurements of temperature from 20 to 60 km have been carried out at the polygons of the Yu.G. Shafer Institute of Cosmophysical Research and Aeronomy of the SB RAS, at the “EAS” from 2004 to 2017 and at the “Maymaga” from 2018 till now. Observations were carried out from late August to mid-May. Dominant IGWs with wavelengths 2–4 km, 5–7 km, and 10–15 km was identified. Local fluctuation minima are often observed at stratopause heights during SSWs. This work was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation and Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (registration number 122011700172–2).

**Keywords:** lidar, internal gravity waves, sudden stratospheric warming

# РЕГИСТРАЦИЯ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН ВО ВРЕМЯ СВЕЧЕНИЯ STEVE1 МАРТА 2017 ГОДА

Тыщук О. В.<sup>1,2</sup>, Колтовской И. И.<sup>1</sup>, Парников С. Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Якутск, Институт космических исследований и аэронавтики им. Ю. Г. Шафера СО РАН

<sup>2</sup>Якутск, Северо-Восточный федеральный университет имени М. К. Аммосова

e-mail: [oleSmile@mail.ru](mailto:oleSmile@mail.ru), [koltigor@mail.ru](mailto:koltigor@mail.ru), [parnikov@ikfia.ysn.ru](mailto:parnikov@ikfia.ysn.ru)

## Аннотация

В настоящее время открытым остается вопрос о возникновении такого атмосферного явления как STEVE (Strong Thermal Emission Velocity Enhancement), что переводится как «Сильное повышение скорости теплового излучения». Это явление проявляется в виде отдельной полосы свечения бледно-фиолетового или розового цвета, чаще всего происходящей во время полярных сияний. В данном исследовании мы хотим изучить влияет ли STEVE на движение внутренних гравитационных волн (ВГВ) и наоборот. Были использованы данные с двух различных камер, установленных на оптической станции Маймага ИКФИА СО РАН расположенной в 130 км к северу от г. Якутска (63° N, 129.5° E). В ночь 1 марта 2017 года образование явления STEVE началось в 13:16 UT. В общей сложности с момента начала регистрации STEVE просуществовал 1 ч 11 мин. До появления и во время свечения STEVE наблюдались две группы ВГВ: первая группа распространялась в северном направлении, а вторая группа — распространялась в западном направлении. После окончания свечения STEVE была обнаружена третья группа волн, которая распространялась в восточном направлении. По результатам данной ночи мы приходим к выводу, что явной прямой зависимости ВГВ до, во время и после свечения STEVE не наблюдается.

**Ключевые слова.** Внутренние гравитационные волны, свечение STEVE, полярные сияния, мезосфера.

## Введение

С широким распространением высокочувствительной цифровой фотографии и увеличением количества любителей астрофотографии, всё чаще стали сообщать о необычном световом явлении. В небе во время магнитных возмущений возникает отдельная полоса свечения бледно-фиолетового или розового цвета, которая явно выделяется на фоне зеленого свечения полярного сияния. Канадская группа астрономов-любителей «Искателей авроры Альберты» (Alberta Aurora Chasers) во главе с Крисом Ратцлаффом дала этому свечению название Стив в честь одного из персонажей мультфильма «За изгородью». В последствии, ученые продолжили использовать это наименование, превратив ее в аббревиатуру STEVE (Strong Thermal Emission Velocity Enhancement), что в переводе означает «Сильное повышение скорости теплового излучения» [1].

Вначале свечение STEVE ошибочно принимали за протонную дугу, которая состоит из заряженных протонов в магнитосфере, но тогда оно бы не фиксировалось в видимом диапазоне, поэтому ученые быстро отказались от этого предположения [2]. Согласно одной из гипотез, явление STEVE образуется после внезапного выброса тепловой и кинетической энергии, вызванного столкновением заряженных частиц в атмосфере во время геомагнитных бурь. STEVE наблюдается ниже, чем в полярных широтах (< 65° с.ш.), во время повышенной полярной активности, сильных суббурь или геомагнитных бурь. STEVE обычно наблюдается в околополуденные часы (по местному магнитному времени (MLT)) и длится примерно 1 час.

## Аппаратура и метод обработки

В данном исследовании использовались данные с двух различных камер, расположенных на оптической станции Маймага ИКФИА СО РАН расположенной в 130 км к северу от г. Якутска (63° N, 129.5° E).

Первым прибором является CCD камера «ST-6» производства Santa Barbara Instrument Group (США) настроенной на регистрацию излучения интенсивной полосы молекулы гидроксидила OH и слабых эмиссий континуума ночного неба. В качестве основного объектива использован широкоугольный объектив «рыбий глаз» производства Nikkor (Япония) угол зрения которого равен

180 градусам. Съемки волновых структур ночного неба производятся через широкополосный стеклянный фильтр KC17, пропускающий свет в ближней инфракрасной области спектра (более 660 нм). Длинноволновая часть спектра ограничивается падением чувствительности регистрирующего приемника до нуля около длины волны 1000 нм. В области спектра 660–1000 нм гидроксил высвечивается на высоте около 87 км. Съемки ночного неба проводились со средним пространственным разрешением 241x250, размер одного пикселя при этом равнялся 23x27 мкм, что соответствует горизонтальному разрешению в зените примерно 1,5 км на высоте 90 км. Кадры с экспозицией 150 секунд снимались каждые 3 минуты, CCD камера охлаждалась до  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ . [3, 4, 5]

Вторым прибором является CCD камера всего неба «Keo Sentry» произведенной фирмой Keo Scientific Ltd. (Канада). Камера имеет CCD прибор PI Acton ProEM 1024B и укомплектована шестью интерференционными светофильтрами с полушириной пропускания 2 нм. Были использованы данные фильтра центрированного на длину волны 557.7 нм, что соответствует свечению ночного неба на высоте около 110 км. Разрешение изображения камеры составляет 1024x1024, размер одного пикселя равняется примерно 0,35 км.

Для визуализации и обработки данных камер всего неба был использован метод обработки — временное дифференцирование (time differencing (TD)) [6]. Суть метода заключается в построении картины разности интенсивностей двух последовательных кадров. Хорошо выделенные монохроматические волновые структуры усиливаются в интенсивности двукратно, так как измеряемый сигнал является разностью волновых максимумов, которые последовательно переместились в пространстве на место занятое ранее волновым минимумом. В данной работе использовалось программное обеспечение камеры CCDOPS, а также программное обеспечение Python с помощью которого был написан код для быстрого преобразования исходных данных камеры и обработки полученных изображений.

### **Параметры STEVE и волновых возмущений**

Рассмотрим явление STEVE зафиксированное 01 марта 2017 года. С начала рассматриваемого периода наблюдалась магнитосферная активность.

По данным камеры всего неба «ST-6» 1 марта 2017 года были зафиксированы ВГВ. В данную ночь наблюдалось 3 группы волновых возмущений. Первая группа волн зафиксирована в 11:01 UT, которая распространяется в северном направлении. Длина волн составляет  $\sim 22,2$  км. Фазовая скорость равна  $\sim 31$  м/с. Период волны  $\sim 9$  мин. Продолжительность наблюдения 1 ч 21 мин.

Примерно в это же время 11:16 UT была зафиксирована вторая группа волн,двигающаяся в западном направлении. Длина волн  $\sim 29,4$  км. Фазовая скорость  $\sim 55$  м/с. Период волны  $\sim 9$  мин. Продолжительность наблюдения данной группы волн 3 ч 42 мин.

Образование явления STEVE по камере всего неба «ST-6» началось с возникновения неоднородностей свечения, зафиксированных в 13:16 UT. Вытянутая вдоль широты полоса, заполненная неоднородностями, плавно двигалась в экваториальном западном направлении. В 14:00 UT неоднородности образовали непрерывную узкую полосу свечения шириной примерно  $\sim 6$  км и имеющую максимальную яркость за все время существования структуры. В общей сложности с момента начала регистрации отдельных неоднородностей до затухания узкой ленты свечения, STEVE просуществовал 1 ч 11 мин. Во время явления STEVE мы можем наблюдать вышеупомянутую вторую группу волновых структур ВГВдвигающихся в западном направлении (рис 1а).

Через несколько часов после окончания свечения STEVE в 17:46 UT наблюдается третья группа волн, распространяющаяся в восточном направлении. Длина волн  $\sim 36,6$  км. Фазовая скорость  $\sim 122$  м/с. Период волн  $\sim 7$  мин. Продолжительность наблюдения 1 ч 24 мин.

По данным камеры всего неба «Keo Sentry» 1 марта 2017 года также было зафиксировано явление STEVE [7]. ВГВ не были зафиксированы на данной длине волны, можно судить о том, что их распространение происходило на другой высоте (рис 1б).

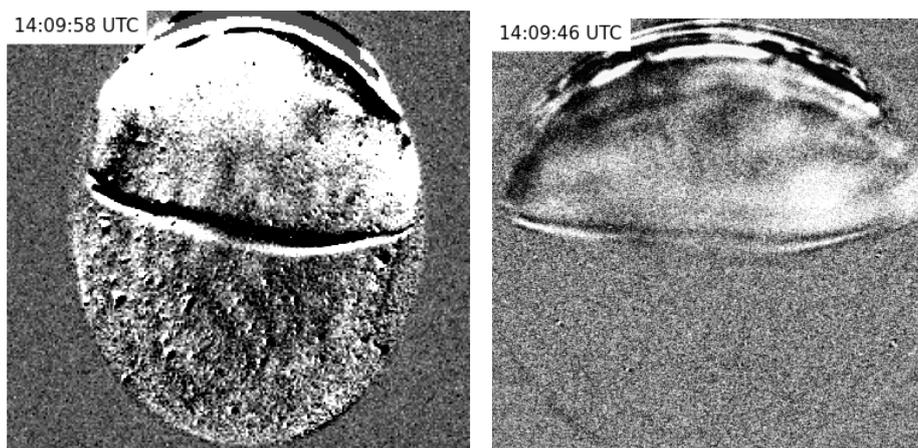


Рисунок 1 — Явление STEVE1 марта 2017 года и ВГВдвигающиеся в западном направлении обработанные методом TD по камере всего неба а) ST-6 б) Keo Sentry

### Заключение

1 марта 2017 года было зафиксировано явление STEVE по данным двух различных камер всего неба «ST-6» и «Keo Sentry». По данным камеры «ST-6» зафиксированы три группы ВГВ полученных методом TD. До появления и во время свечения STEVE наблюдались две группы: первая группа ВГВ распространялась в северном направлении, а вторая группа распространялась в западном направлении согласно теории фильтрации волн, фоновым течением в средней атмосфере. После окончания свечения STEVE была обнаружена третья группа волн, которая распространялась в восточном направлении — противоположном направлении второй группы волн. По результатам данной ночи мы приходим к выводу, что явной зависимости ВГВ до, во время и после свечения STEVE не наблюдается.

### Литература

1. MacDonald E. A., Donovan E., Nishimura Y. et al. New science in plain sight: Citizen scientists lead to the discovery of optical structure in the upper atmosphere // *Sci. Adv.* V.4. № 3. eaaq0030. 2018.
2. Gallardo-Lacourt, B., Liang, J., Nishimura, Y., & Donovan, E. (2018). On the origin of STEVE: Particle precipitation or ionospheric skyglow? // *Geophysical Research Letters*, 45, P. 7968–7973.
3. Swenson, G. R. OH emission and gravity wave (including a breaking wave) in all-sky imagery from Bear Lake, UT / G. R. Swenson, S. B. Mende // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V.21. № 20. P. 2239–2242.
4. Аммосов П. П. Цифровая камера для регистрации пространственной структуры свечения ночного неба / П. П. Аммосов, Г. А. Гаврильева // *Приборы и техника эксперимента*. 1999. Т. 42. № 3. С. 120–124.
5. Гаврильева Г. А. Наблюдения распространения гравитационных волн в инфракрасном свечении всего неба / Г. А. Гаврильева, П. П. Аммосов // *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2001. Т. 41. № 3. С. 363–369.
6. Колтовской И. И., Аммосов П. П., Гаврильева Г. А., Аммосова А. М., Парников С. Г. Короткопериодические волны по изображениям камер всего неба // *Вестник СВФУ*. 2018. № 2(64). С. 70–76.
7. Парников С. Г., Иевенко И. Б., Колтовской И. И. Субавроральное свечение STEVE над Якутией во время суббури: анализ события 1 марта 2017 г. // *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2022. Т. 62. № 4, С. 518–527.

## REGISTRATION OF INTERNAL GRAVITATIONAL WAVES DURING THE GLOW OF STEVE ON MARCH 1, 2017

Tyshchuk O. V.<sup>1,2</sup>, Koltovskoi I. I.<sup>1</sup>, Parnikov S. G.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Yakutsk, Yu. G. Shafer Institute of Cosmophysical Research and Aeronomy of SB RAS2 Yakutsk, M. K. Ammosov North-Eastern Federal University

e-mail: [oleSmile@mail.ru](mailto:oleSmile@mail.ru), [koltigor@mail.ru](mailto:koltigor@mail.ru), [parnikov@ikfia.ysn.ru](mailto:parnikov@ikfia.ysn.ru)

## Annotation

Currently, the question remains open about the occurrence of such an atmospheric phenomenon as STEVE which stands for Strong Thermal Emission Velocity Enhancement. This phenomenon manifests itself in the form of a separate band of pale purple or pink glow, most often occurring during auroras. In this study, we want to study whether STEVE affects the movement of internal gravitational waves (IGW) and vice versa. Data from two different cameras installed at the optical station of the Maimaga SHICRA SB RAS located 130 km north of Yakutsk ( $63^{\circ}$  N,  $129.5^{\circ}$  E) were used. On the night of March 1, 2017, the formation of the STEVE phenomenon began at 13:16 UT. In total, since the start of registration, STEVE has existed for 1 hour 11 minutes. Before the appearance and during the glow of STEVE, two groups of HBV were observed: the first group spread in a northerly direction, and the second group spread in a westerly direction. After the end of the glow of STEVE, a third group of waves was detected, which propagated in an easterly direction. Based on the results of this night, we come to the conclusion that there is no obvious direct dependence of HBV before, during and after the glow of STEVE.

**Keywords.** Internal gravitational waves, STEVE glow, auroras, mesosphere.

## Оценка атмосферных характеристик в приложении к астрономическим телескопам наземного базирования

Шиховцев А. Ю.<sup>1</sup>, Ковадло П. Г.<sup>1</sup>, Леженин А. А.<sup>2</sup>, Градов В. С.<sup>3</sup>, Зайко П. О.<sup>4</sup>, Хитриков М. А.<sup>4</sup>,  
Кириченко К. Е.<sup>1</sup>, Дрига М. Б.<sup>1</sup>, Киселев А. В.<sup>1</sup>, Русских И. В.<sup>1</sup>, Оболкин В. А.<sup>5</sup>,  
Шиховцев М. Ю.<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Россия, Институт солнечно-земной физики СО РАН, [Ashikhovtsev@iszf.irk.ru](mailto:Ashikhovtsev@iszf.irk.ru), [kovadlo2006@rambler.ru](mailto:kovadlo2006@rambler.ru), [kirichenko@iszf.irk.ru](mailto:kirichenko@iszf.irk.ru), [driga@iszf.irk.ru](mailto:driga@iszf.irk.ru), [kiselev@iszf.irk.ru](mailto:kiselev@iszf.irk.ru), [vanekrus@iszf.irk.ru](mailto:vanekrus@iszf.irk.ru)

<sup>2</sup> Новосибирск, Россия, Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, [lezhenin@ommfao.sccc.ru](mailto:lezhenin@ommfao.sccc.ru)

<sup>3</sup> Новосибирск, Россия, Новосибирский государственный университет, [v.gradov@g.nsu.ru](mailto:v.gradov@g.nsu.ru)

<sup>4</sup> Минск, Республика Беларусь, Институт Природопользования НАН Беларуси, [polly\\_lo@tut.by](mailto:polly_lo@tut.by), [m.a.hitrykau@gmail.com](mailto:m.a.hitrykau@gmail.com)

<sup>5</sup> Иркутск, Россия, Лимнологический Институт СО РАН, [max97irk@yandex.ru](mailto:max97irk@yandex.ru), [obolkin@lin.irk.ru](mailto:obolkin@lin.irk.ru)

### Аннотация

В настоящей работе демонстрируются возможности применения мезомасштабной модели Weather Research and Forecasting (WRF) к описанию средних метеорологических характеристик, а также параметров т.н. оптической турбулентности в месте расположения Большого Солнечного Вакуумного Телескопа (БСВТ) Байкальской Астрофизической Обсерватории. С привлечением мезомасштабной модели WRF получены детализированные пространственные распределения горизонтальной и вертикальной составляющих скорости ветра. Показано, что в пространственных распределениях на разных высотах в атмосферном пограничном слое выявляются компактные мезомасштабные вихревые структуры с горизонтальными линейными размерами 20–30 км. С динамикой этих вихревых структур мы ассоциируем как процессы подавления, так и генерации атмосферной турбулентности (в зависимости от фазы развития компактной мезомасштабной вихревой структуры). Впервые для Байкальского региона получены вертикальные профили оптической турбулентности — структурной постоянной флуктуаций показателя преломления воздуха, адаптированные с учетом данных приземных измерений характеристик турбулентности и данных оптических наблюдений дифференциального дрожания солнечных субизображений, выполненных с помощью датчика Шека-Гартмана Большого солнечного вакуумного телескопа.

### Введение

Атмосферная турбулентность представляет собой явление, существенно влияющее на перенос атмосферных загрязнений, в том числе, в Байкальском регионе. Помимо этого, турбулентные флуктуации в атмосферном пограничном слое и вышележащей свободной атмосфере приводят к флуктуациям амплитуды и искажениям фазы световых волн, распространяющихся в турбулентной атмосфере [1]. Как результат, разрешающая способность телескопов наземного базирования существенно ухудшается. При оценке вертикальных профилей характеристик турбулентности одной из задач является повышение вертикального разрешения этих профилей и выявление турбулентных слоев атмосферы разной вертикальной мощности. Один из подходов, применяемых для оценки вертикальных профилей характеристик турбулентности с высоким вертикальным и горизонтальным пространственным разрешением, состоит в использовании атмосферных гидротермодинамических моделей. Среди гидротермодинамических моделей, одной из наиболее популярных, является негидростатическая мезомасштабная модель Weather Research and Forecasting (WRF). В настоящей работе мы продолжаем изучение возможностей моделирования мезомасштабных атмосферных структур для Байкальского региона [2,3]. Используемое горизонтальное разрешение 500 м позволяет нам составить представления о динамике мезомасштабных атмосферных возмущений и низкочастотных флуктуациях в микрометеорологическом диапазоне спектра, оказывающих влияние на структуру мелкомасштабной турбулентности [4,5].

### Методы и результаты исследований

В настоящем исследовании, для Байкальского региона мы использовали модель WRF для детализированного воспроизведения пространственных распределений основных метеорологи-

ческих характеристик, включая усреднённые в пределах 3 минутных интервалов значения составляющих скорости ветра и температуры воздуха, а также вторичных характеристик оптической турбулентности. Моделирование охватывало Байкальский регион, показанный на рисунке 1. Внешний домен имел размеры 1600 на 1600 км с горизонтальным разрешением 8 на 8 км.

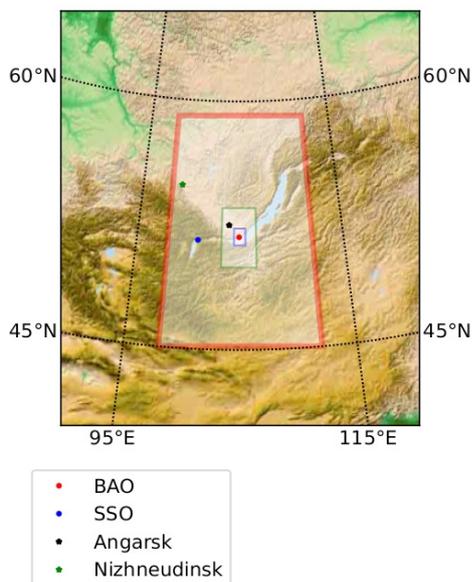


Рисунок 1 — Пространственные положения трех доменов, используемых в расчетах в модели WRF в Байкальском регионе

Размеры двух внутренних доменов соответственно составляли 400 на 400 км и 100 на 100 км. Горизонтальное разрешение внутреннего домена составляло 500 на 500 м. Моделирование выполнено для условий низких приземных средних скоростей ветра (1–3 м/с) и визуальной оценки облачности над Большим солнечным вакуумным телескопом до 3 баллов. С применением схем параметризации атмосферного пограничного слоя Yonsei University и приземного слоя MM5-similarity получены пространственные распределения компонент скорости ветра, примеры которых показаны для высот 10 м и 200 м на рисунках 2 и 3 соответственно.

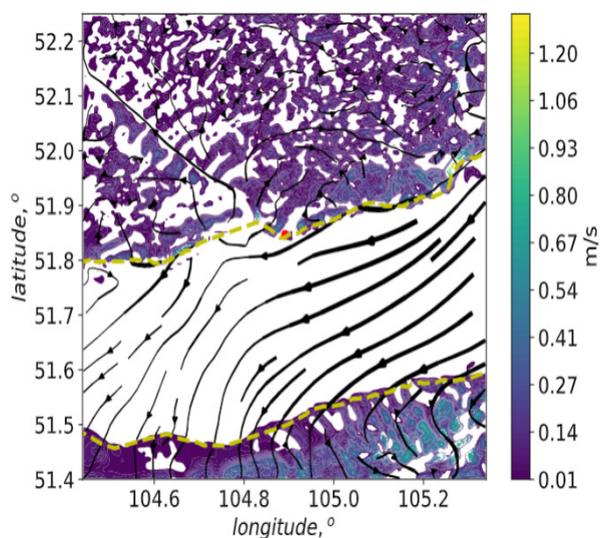


Рисунок 2 — Пространственное распределение компонент скорости ветра на высоте 10 м над подстилающей поверхностью в пределах южной части Байкальского региона, полученное по данным модели WRF с горизонтальным разрешением 500 м. Горизонтальная составляющая скорости ветра показана стрелочками, скорости восходящих движений воздуха показаны в цвете. Желтая пунктирная линия соответствует береговой линии озера Байкал. Красным маркером показано положение Байкальской Астрофизической Обсерватории

Анализ полученных пространственных распределений показывает, что в пределах атмосферного пограничного слоя выявляются компактные мезомасштабные вихревые структуры с линейными размерами по горизонтали 20–30 км.

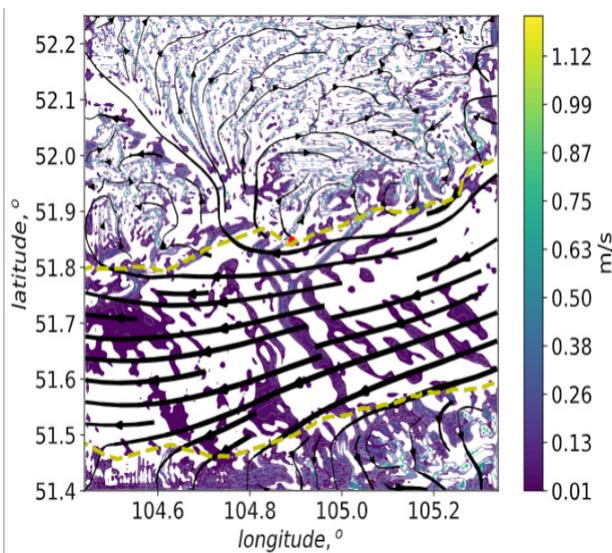


Рисунок 3 — То же, что и рисунок 2, но для высоты 200 м над подстилающей поверхностью

Эти вихревые структуры являются сравнительно низкими динамическими образованиями: по нашим данным в пределах нижнего 700 м слоя атмосферы. С ослаблением и усилением мезомасштабной вихревой структуры мы ассоциируем как процессы подавления, так и генерации атмосферной турбулентности (в зависимости от фазы развития компактной мезомасштабной вихревой структуры). Используя градиентный подход и модель внешнего масштаба турбулентности, предложенную в работе [3] мы определили вертикальные профили оптической турбулентности. На рисунке 4 показаны вертикальные профили структурной постоянной флуктуаций показателя преломления воздуха над Большим Солнечным Вакуумным Телескопом Байкальской Астрофизической Обсерватории за 8 августа 2022 года. Черной ломанной линией показан вертикальный профиль структурной постоянной флуктуаций показателя преломления воздуха по данным модели WRF, синей сглаженной линией — восстановленный профиль структурной постоянной флуктуаций показателя преломления воздуха по модели Хавнагеля-Волли. С целью получения корректных профилей оптической турбулентности были выполнены измерения центров тяжести солнечных субизображений. Анализ центров тяжести солнечных субизображений проводился с использованием широко известной дифференциальной методики для устранения влияния механических вибраций конструкции телескопа. Амплитуда временных изменений центров тяжести солнечных субизображений определяется эволюцией турбулентных флуктуаций показателя преломления воздуха в направлении распространения излучения. Стоит отметить, что приведен отдельный профиль оптической турбулентности (по данным модели WRF), отличающийся сравнительно высокой энергией оптической турбулентности в нижнем атмосферном слое (приземном слое). Это отличие связано с большими вертикальными градиентами скорости ветра. В целом, анализ профилей оптической турбулентности показывает, что модель WRF хорошо воспроизводит структуру оптической турбулентности, чувствительна к турбулентности в верхних слоях (в области крупномасштабного струйного течения). Модель WRF, хотя и хорошо описывает временные вариации характеристики интегрального значения энергии турбулентности (с коэффициентом корреляции 0.9), но существенно занижает амплитудное значение интеграла по высоте. Различие по амплитуде частично связано с достаточно грубой моделью рельефа. Как показано, С. А. Лысенко и П. О. Зайко актуализация цифровой модели пространственной структуры землепользования и биофизических характеристик (с более высоким разрешением), включая альбедо поверхности, позволяет существенно повысить качество диагностики и прогнозирования атмосферных характеристик. Мы считаем, что этот факт под-

тверждается сравнительно большей устойчивостью формы вертикальных профилей оптической турбулентности над гладкой водной поверхностью озера Байкал, определённых с привлечением данных модели WRF. В нашем случае учет «локальных» данных мачтовых измерений над местом расположения телескопа позволил уточнить зависимость между средними градиентами метеорологических характеристик и турбулентными флуктуациями. С учетом уточненных зависимостей оценены вариации характеристики интегрального значения энергии турбулентности: средняя абсолютная ошибка между измеренными и модельными значениями не превышает 0.5 угл.сек. Восстановленные интегральные оценки характеристик т.н. оптической турбулентности с применением модели WRF хорошо согласуются с усреднёнными измеренными вариациями характеристики разрешающей способности телескопа в турбулентной атмосфере.

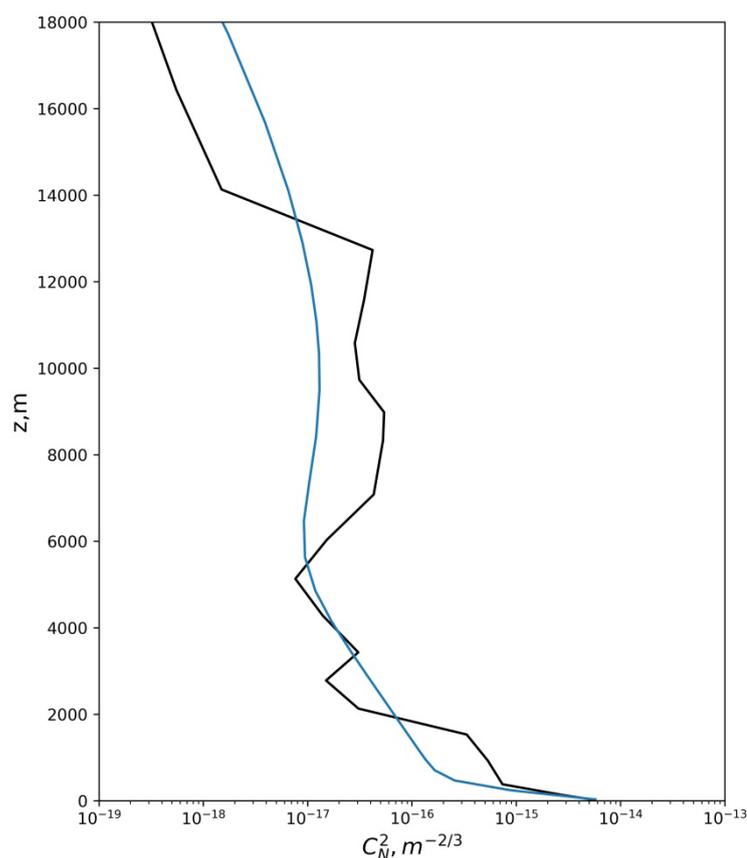


Рисунок 4—Вертикальные профили структурной постоянной флуктуаций показателя преломления воздуха над Большим Солнечным Вакуумным Телескопом Байкальской Астрофизической Обсерватории 8 августа 2022 года

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ 22–29–01137. Результаты получены с использованием Уникальной научной установки Большой солнечный вакуумный телескоп <http://ckp-rf.ru/usu/200615/>.

### Литература

1. *Shikhovtsev A. Yu., Kovadlo P. G., Kiselev A. V.* Astroclimatic statistics at the Sayan Solar Observatory // *Solar-Terrestrial Physics*. 2020. V.6. № 1. P. 102–107.
2. *Shikhovtsev A. Yu., Kovadlo P. G., Lezhenin A. A., Korobov O. A., Kiselev A. V., Russkikh I. V., Kolobov D. Yu., Shikhovtsev M. Yu.* Influence of atmospheric flow structure on optical turbulence characteristics // *Appl.Sci.* 2023. V. 13(3), 1282.
3. *Shikhovtsev A. Yu., Kovadlo P. G., Lezhenin A. A., Gradov V. S., Zaiko P. O., Khitrykau M. A., Kirichenko K. E., Driga M. B., Kiselev A. V., Russkikh I. V., Obolkin V. A., Shikhovtsev M. Yu.* Simulating atmospheric characteristics and daytime astronomical seeing using Weather Research and Forecasting Model // *Appl.Sci.* 2023. V. 13(10), 6354.

4. *Ковadlo П. Г., Шиховцев А. Ю.* Энергетическая структура оптической атмосферной турбулентности при различных параметрах воздушного потока // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. 2014. Т. 8. С. 42–55.
5. *Shikhovtsev A., Kovadlo P., Lukin V.* Temporal variations of the turbulence profiles at the Sayan Solar Observatory site // Atmosphere. V.10 (9). 499.

## 8. Структура и состав верхней атмосферы Земли и других планет

---

### Оценка воздействия спрайтов с GHOST на ионосферу по данным ионозонда «DPS-4» и грозопеленгационной сети «Верея-МР»

Васильев Р.В., Ратовский К.Г.

Иркутск, Институт Солнечно-Земной Физики СО РАН,  
roman\_vasilyev@iszf.irk.ru

#### Абстракт

В настоящее время известно большое количество быстрых транзиентных оптических событий в верхней атмосфере сопровождающихся приземными грозами. Одним из событий, развивающихся в верхней атмосфере является GHOST (Green emissions from excited Oxygen in Sprite Tops). GHOST это верхняя часть спрайта (80-90 км) - молниевое разряда в мезосфере, возникающего одновременно с мощным тропосферным молниевым разрядом. Поскольку физика стримерного разряда молнии подразумевает создание лавины свободных электронов, это значит, что на высоте 80-90 км, в области мезопаузы, или в D-области ионосферы, во время развития спрайта сопровождающегося GHOST, возникает дополнительная ионизация среды. Время жизни свободных электронов в D-области достаточно велико, поэтому над регионами с грозами могут образовываться спорадические слои, изменяться прозрачность среды для коротких радиоволн. В докладе приводятся статистическое исследование характеристик ионосферы получаемых ионозондом «DPS-4» расположенном в Иркутске (Россия) в присутствии гроз действующих вблизи ионозонда полученных при помощи базы данных грозопеленгационной сети «Верея-МР».

**Ключевые слова:** атмосферное электричество, грозопеленгатор, спрайт, ионосфера, ионозонд

#### Введение

Стримерный электрический разряд в мезосфере, возникающий вследствие молниевое разряда облако-земля в тропосфере, и последующей релаксации электрического поля поляризации плазмы нижней ионосферы, называется спрайтом (Neubert и др. 2008). Изображение разряда спрайта в оптическом диапазоне при экспозиции кадра порядка секунды выглядит как один или несколько расположенных рядом расширяющихся кверху конусов красного цвета из ветвящихся и светящихся тонких волокон (филаментов), нередко сопровождаемый диффузным свечением окружающим его верхнюю часть. Длительность спрайта относительно короткая, от единиц до сотен миллисекунд. Записанная со скоростью 10000 кадров в секунду пространственно-временная динамика спрайта имеет достаточно сложную структуру, в которой выделяются восходящие и нисходящие стримеры, а также стационарные диффузное свечение верхней части и яркие контрастные локальные области в середине спрайта — «beads» («шары» или «бусы»). Спектральный состав этих образований преимущественно состоит из полос молекулярного азота ( $1PN_2$ ), ( $2PN_2$ ) и его ионов ( $1NN_2^+$ ) (Stenbaek-Nielsen и др. 2020 а). Соотношение интенсивности красного и синего свечения компонента спрайта позволяет оценивать энергию иницирующих его электронов, а затем величину электрического поля вызвавшего спрайт. Синее свечение спрайта претерпевает значительное рассеяние в атмосфере, поэтому с поверхности спрайт выглядит как образование преимущественно красного цвета: «red sprite». Увеличение чувствительности любительской фотографической аппаратуры в настоящее время позволяет наблюдать помимо красного и синего, слабое зелёное свечение верхней части спрайта, длящееся порядка секунды (Stenbaek-Nielsen и др. 2020 б). Это свечение получило собственное название «green ghost» («зелёный призрак») или просто «GHOST» образованное от аббревиатуры GOST (Green emissions from excited Oxygen in Sprite Tops). Длительность свечения позволяет предположить, что оно вызвано переходом в атомарном кислороде  $1S-1D$  сопровождающимся высвечиванием фотона 557.7 нм и формирующим слой естественного свечения атмосферы Земли на высоте 90-100 км, но к настоящему времени в прямом спектральном анализе этого свечения найти эту компоненту не удалось (Passas Varo и др. 2022).

Развитие электрических разрядов в мезосфере (50-90 км) сопровождается нагревом среды и изменением концентрации свободных электронов, что в свою очередь должно сказываться на условиях распространения коротких радиоволн. Нагрев среды на высотах 60-80 км приводит к тому, что часть свободных электронов «прилипает» к молекулярному кислороду, снижая свою концентрацию (Shao и Jacobson, 2013). Этот процесс должен приводить к увеличению амплитуды отражённых от высоких слоёв ионосферы (200-500 км) коротких радиоволн в диапазоне от 2-3 МГц и выше, поскольку поглощение таких радиоволн в разогретой области мезосферы, обеднённой свободными электронами, снижается, вследствие уменьшения числа соударений электронов с нейтралами. Длительность периода восстановления концентрации к исходному уровню при этом может изменяться от единиц до сотен секунд, в зависимости от мощности разряда в мезосфере и его типа (Haldoupis и др 2013). Увеличение концентрации электронов в области мезопаузы (~90 км) в связи с большим временем жизни свободных электронов по сравнению с нижележащей мезосферой, будет приводить к увеличению поглощения отражённых от ионосферы коротких радиоволн указанного диапазона, уже вследствие увеличения числа соударений электронов и нейтралов. Этот эффект отчётливо наблюдается под действием электромагнитного поля тропосферных молниевых разрядов (Farges и Blanc 2011). Обзор (Haldoupis 2018) достаточно детально разбирает ряд работ, посвящённых исследованиям взаимосвязи тропосферной грозовой активности и динамики ионосферного спорадического слоя Es (95-130 км). Основным выводом заключается в том, что высокая проводимость E области ионосферы делает невозможным развитие электрического разряда в ней. Зелёное свечение возникающее на вершине спрайта говорит о том, что часть энергичных электронов мезосферного разряда всё же проникает до высот выше 90 км, где происходит возбуждение уровня 1S атомарного кислорода посредством электронного удара. Энергетический спектр электронов разряда зависит от величины поля поляризации ионосферной плазмы, поэтому в некоторых случаях, при разрядке крупных тропосферных объёмных зарядов в промежутке облако-земля помимо ударного возбуждения (порог ~5 эВ) возможно появление дополнительной электронной концентрации вследствие ударной ионизации атомарного кислорода (порог ~14 эВ). Появившиеся вследствие ударной ионизации электроны гипотетически способны сформировать Es. Таким образом влияние молниевых разрядов во всей толще атмосферы Земли на вертикальное распространение коротких радиоволн в диапазоне 1-10 МГц неоднозначное и требует комплексного изучения для полного понимания степени влияния взаимоисключающих факторов.

### Методы

Вероятность появления Es во время грозовой активности можно оценить используя данные о молниевых разрядах и параметрах ионосферы полученные одновременно в пределах некоторой области на поверхности Земли. В работе для таких оценок были задействованы два набора данных: сведения о молниевых разрядах полученные при помощи гронопеленгационной сети «Верея-МР» (Московенко и др 2012) и сведения о параметрах ионосферы над Иркутском полученные при помощи ионозонда DPS-4 (Haines и Reinisch, 1995). При сопоставлении сведений из этих источников, помимо пространственного критерия следует учесть, что проводимость нижней ионосферы в дневное время достаточно высокая и вероятность развития разрядов в ней от тропосферных молний мала, поэтому выборку данных для сопоставления следует делать по тёмному времени суток, когда концентрация электронов в D и E областях ионосферы низкая и вероятность развития спрайтов высока. Определение параметров ионосферы ионозондом производится раз в 15 минут в течение пятиминутного интервала, эффективность регистрации молниевых разрядов «Верея-МР» в месте расположения ионозонда не очень высокая, поэтому совместные события будут достаточно редкими, за всё время с 2012 по 2018 гг было получено около тысячи событий. Изменчивость ионосферных параметров может дать значительный вклад в дисперсию при использовании метода наложения эпох с малым количеством реализаций, поэтому для анализа в этой работе использовался другой метод.

Оценки вероятности появления Es во время гроз проводились при помощи сопоставления статистических распределений набора параметров ионосферы полученных во время возникно-

вения молниевых разрядов, и в их отсутствие. Для этого была сделана выборка параметров ионосферы измеренных во время возникновения молниевых разрядов в радиусе 60 км от местоположения ионозонда в промежутке времени с 21 по 04 LT (сигнал), и также были сделаны дополнительные выборки с тем же пространственным критерием, но со временем сдвинутым на сутки вперёд или сутки назад относительно молниевых разряда (шум). Случайные совпадения — наличие молниевых разрядов через сутки после рассматриваемого и за сутки до рассматриваемого, составили менее четырёх процентов в обоих случаях.

### Обсуждение

Статистические распределения наблюдаемых параметров ионосферы во время молниевых разрядов и за сутки до и после приведены на рис. 1. Наиболее интересными являются характеристики спорадического слоя foEs и hEs — максимальная частота и высота максимума слоя соответственно. При возникновении дополнительной ионизации во время «green ghost» именно эти характеристики будут подвержены максимальной изменчивости. Параметр fmin это минимальная регистрируемая частота отражённого от ионосферы сигнала. При появлении дополнительной ионизации в D области, например вследствие развития спрайта, этот параметр будет увеличиваться, поскольку поглощение коротких радиоволн возрастёт вследствие увеличения частоты соударений электронов с нейтралами. Параметр TEC — полное электронное содержание, также гипотетически может увеличиться при возникновении дополнительной ионизации вследствие развития разрядов в нижней ионосфере. Как видно из рис. 1 выборки параметров с сигналом и с шумом имеют схожие статистические распределения, и изменения их среднего значения не указывают на изменение ионосферных характеристик при наличии тропосферного молниевых разряда или в его отсутствие.

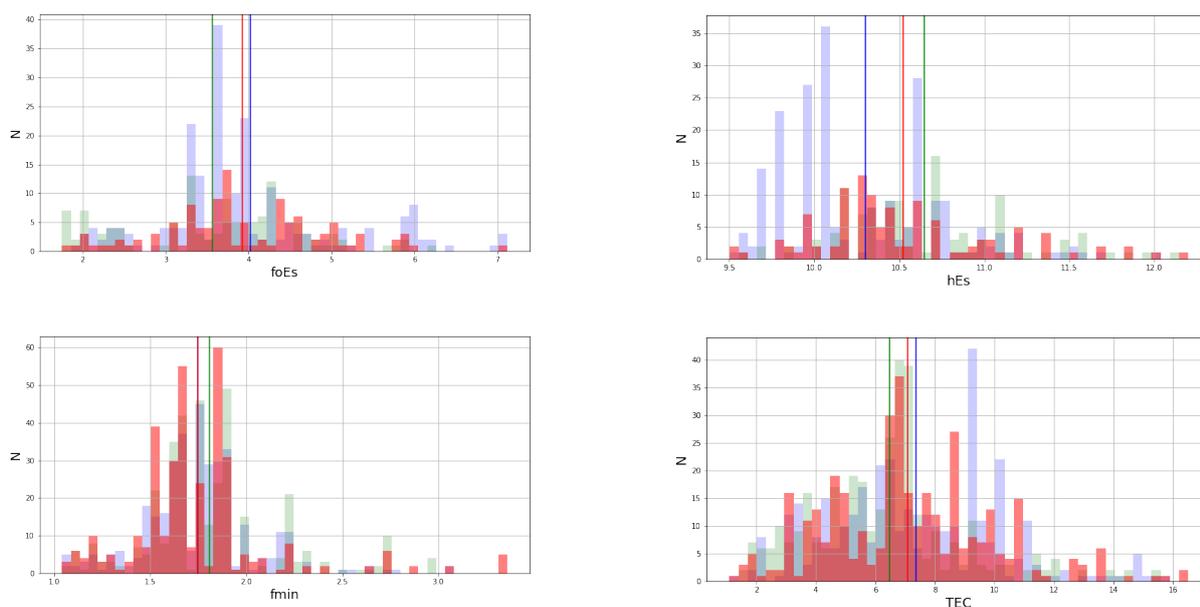


Рисунок 1. Статистические распределения параметров ионосферы полученные во время молниевых разряда (красным), за сутки до (синим) и после (зелёным). Верхние панели параметры Es максимальная частота (слева) высота максимума (справа), нижние панели минимальная принимаемая частота (слева) и полное электронное содержание (справа). Вертикальные цветные линии — средние значения распределений соответствующего цвета.

### Заключение и выводы

Выполненное исследование не претендует на полноту. Помимо использованных в работе сведений о молниевых разрядах и параметрах ионосферы существуют другие базы данных, которые способны предоставить более репрезентативную статистику. Например разрабатываемая в рамках проекта «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории» экспериментальная грозо-

пеленгационная сеть (Ткачев и др 2021) и сеть ЛЧМ-ионозондов (Подлесный и др., 2013), кроме этого, к исследованиям можно привлечь спутниковые сведения. Сопоставление оптической и радиофизической информации о спрайтах, эльфах, «зелёных призраках» позволит развить радиофизические методы для регистрации этих явлений, которые могут быть более эффективными, по сравнению с сильно ограничиваемыми погодными условиями оптическими методами наблюдения.

### Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (субсидия №075-ГЗ/Ц3569/278)

### Благодарности

Результаты получены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Ангара» <http://ckp-rf.ru/ckp/3056>

### Литература

1. Neubert, T., Rycroft, M., Farges, T. et al. Recent Results from Studies of Electric Discharges in the Mesosphere. *Surv Geophys* 29, 71–137 (2008). <https://doi.org/10.1007/s10712-008-9043-1>
2. Stenbaek-Nielsen, H. C., McHarg, M. G., Haaland, R., & Luque, A. (2020 a). Optical spectra of small scale sprite features observed at 10,000 fps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2020JD033170. <https://doi.org/10.1029/2020JD033170>
3. Hans Stenbaek-Nielsen, Thomas Ashcraft, Matthew McHarg, et al. Analysis and modeling of sprite green ghosts. *Authorea*. November 24, 2020 б. DOI: 10.1002/essoar.10504953.1
4. Passas Varo, Maria, Van Der Velde, Oscar A., Gordillo-Vazquez, Francisco J., Sanchez, Justo Green Spectrum of Sprites AGU Fall Meeting 2022, held in Chicago, IL, 12-16 December 2022, id. AE16A-04.
5. Shao, XM., Lay, E. & Jacobson, A. Reduction of electron density in the night-time lower ionosphere in response to a thunderstorm. *Nature Geosci* 6, 29–33 (2013). <https://doi.org/10.1038/ngeo1668>
6. Haldoupis, C., M. Cohen, E. Arnone, B. Cotts, and S. Dietrich (2013), The VLF fingerprint of elves: Step-like and long-recovery early VLF perturbations caused by powerful  $\pm$ CG lightning EM pulses, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 118, 5392–5402, doi:10.1002/jgra.50489.
7. Thomas Farges, Elisabeth Blanc Lightning and TLE electric fields and their impact on the ionosphere *Comptes Rendus Physique* Volume 12, Issue 2, 2011, Pages 171-179, ISSN 1631-0705, <https://doi.org/10.1016/j.crhy.2011.01.013>.
8. Christos Haldoupis Is there a conclusive evidence on lightning-related effects on sporadic E layers? *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Volume 172, 2018, Pages 117-121, ISSN 1364-6826, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2018.03.024>.
9. Московенко, В. М. Применение системы грозопеленгации «Верейя-МР» в интересах электроэнергетики России / В. М. Московенко, Б. П. Знаменщиков, С. В. Золотарев // Новое в российской электроэнергетике. – 2012. – № 2. – С. 15-23. – EDN TECYPF.
10. Haines D.M., Reinisch B.W. Digisonde Portable Sounding System Manual // University of Massachusetts Lowell Center for Atmospheric Research. 1995. 45 p.
11. Подлесный А.В., Брынько И.Г., Куркин В.И. и др. Многофункциональный ЛЧМ-ионозонд для мониторинга ионосферы // Гелиогеофизические исследования. 2013. № 4. С. 24–31.
12. Ткачев, И. Д. Кластерный анализ молниевых разрядов по данным грозопеленгационной сети «Верейя-МР» / И. Д. Ткачев, Р. В. Васильев, Е. П. Белоусова // Солнечно-земная физика. – 2021. – Т. 7, № 4. – С. 91-98. – DOI 10.12737/szf-74202109. – EDN IQLGVV.

### Annotation

At the moment we are know a lot of fast optical transients in upper atmosphere accompanied by the thunderstorms. One of the events developing in the upper atmosphere is the GHOST (Green emissions from excited Oxygen in Sprite Tops). GHOST is an upper part of sprite (80-90 km). Sprite is the lightning discharge in the mesosphere appearing simultaneously with the powerful tropospheric lightning. As the physic of strimmer discharge assume developing the avalanche of free electrons this mean additional ionization near mesopause or in D-region of ionosphere when the sprite with GHOST appear. The lifetime of free electrons in the D-region rather long therefore over the regions with thunderstorms one can appear sporadic layers or the transparency for HF radiowaves changes. The work describe statistic research the ionospheric characteristics obtained by the DPS-4 ionosonde placed in Irkutsk (Russia) at the action of thunderstorms nearby obtained by the Vereya-MR lightning detection network.

**Key words** Atmospheric electricity, lightning detection, sprite, ionosphere, ionosonde

## 9. Радиация и динамика атмосферы в полярных районах

### Термодинамическая эволюция припая в проливе Шокальского

Богородский П. В., Сидорова О. Р.

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, С.-Петербург, Россия  
bogorodski@aari.ru

Представлены и проанализированы результаты шестилетних (2016–2022 гг.) наблюдений льдообразования в проливе Шокальского (Северная Земля). Данные измерений дополнены расчётами по термодинамической модели, реализующей классический вариант задачи Стефана с учётом динамики теплоизолирующих свойств снежного покрова и эмпирической формуле на основе суммы градусо-дней мороза (СГДМ).

Ключевые слова: *припайный лёд, снежный покров, Северная Земля, наблюдения, моделирование*

Keywords: *land fastice, snow cover, Severnaya Zemlya, observations, modeling*

Припайный морской лёд (припай) является важнейшим компонентом арктического морского ледяного покрова, меняющегося в результате полярного усиления климата [8]. Расположенный в прибрежных районах, припай имеет большое значение для физических и экологических систем арктического шельфа и местных сообществ коренных народов [11].

Цель настоящей работы — получение количественных и качественных оценок нарастания припайного льда в малоизученной прибрежной зоне пролива Шокальского (Северная Земля). Пролив соединяет моря Карское и Лаптевых и играет важную роль в их водообмене. Трёхслойная структура вод (верхний квазиоднородный слой, термоклин и придонный слой тёплых атлантических вод), подвержена существенной изменчивости, обусловленной системой течений как реверсивного, так и смешанного характера [5]. Образующийся здесь в условиях суровых зим морской лёд представляет замёрзшую смесь арктических поверхностных вод и поверхностных вод Карского моря с водами материкового стока и имеет слоистую структуру, отражающую условия формирования. Рост льда ограничивается потоком тепла от атлантических вод и прерывается частыми разломами и подвижками, сопровождаемыми образованием разводий при сгонных ветрах и торосов при нагонных. У берегов льдообразование может происходить не только при кристаллизации воды за счёт теплового потока в атмосферу на нижней поверхности льда, но и замерзания затопленной водой снега на верхней [1]. Данные о снежном покрове припая практически отсутствуют.

Измерения толщины снежно-ледяного покрова происходили в акватории пролива вблизи НИС ААНИИ «Мыс Баранова» (79°17′ с. ш., 101°37′ в. д.) — единственной действующей гидрометеорологической станции на Северной Земле. Ледовый полигон в виде прямоугольной регулярной сетки размером 80×100 м с шагом 20 м разбивался на специально выбранном участке ровного молодого льда. Обход полигона с контактными измерениями толщины льда и снега в 30 узлах сетки выполнялся каждые 10–15 дней (табл. 1) Кроме того, здесь же эпизодически измерялась плотность снега и отбирались ледяные керны. Необходимая метеоинформация обеспечивалась градиентным метеокомплексом MAWS, расположенным на берегу пролива.

Таблица 1

Сведения о полигонных съёмках 2016–2022 гг.

Зима	2016/17	2017/18	2018/19	2019/20	2020/21	2021/22
Количество	27	29	22	18	15	19
Период	01.12–09.08	16.10–18.07	30.11–13.07	05.11–23.04	18.12–21.06	28.11–09.06

Помимо данных наблюдений для расчёта зимней эволюции припая применялась простая локально-одномерная термодинамическая модель на основе фронтальной схемы Стефана с линейным профилем температуры [4], в которой лёд и морская вода разделены плоской границей фазового перехода, движущейся вглубь за счёт охлаждения контактирующей с атмосферой верх-

ней границы. Динамика плотности снежного покрова, учитывалась экспоненциальной зависимостью от времени [9], взаимодействие с атмосферой — условием конвективного теплообмена в виде корневой зависимости от скорости ветра [3]. На нижней границе ледяного покрова задавался постоянный поток тепла из моря. Для полноты картины толщина льда оценивалась также по эмпирической формуле на основе суммы градусо-дней мороза [2].

Наблюдения установили, что разница максимальных средних толщин льда изменялась в пределах 34 см, достигавшая своего максимума в конце мая с разницей 10–15 сут. (рис. 1, а) и не всегда соответствовала оценкам суровости зимнего периода по показателю СГДМ (табл. 2). Отношения толщин снега и льда варьировали от 0,05 до 0,15 (рис. 1, б), подтверждая возможность использования их функциональной связи [4] для приближённой оценки снегонакопления в отсутствие данных о нём. Плотность снега на льду (до 450 кг/м<sup>3</sup>) существенно превосходила её средние величины по арктическому бассейну в целом (292,5 кг/м<sup>3</sup>) [10]. В распределении толщины снега, как и ровного льда на полигоне отмечалась значительная пространственная изменчивость

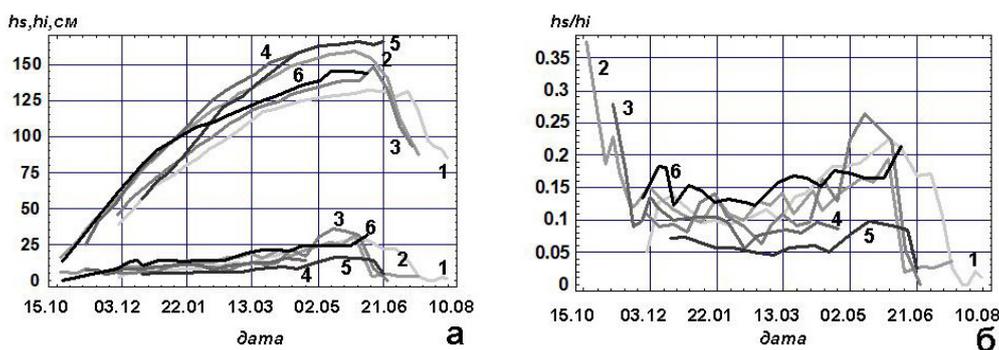


Рис. 1. Распределение средних толщин льда  $h_i$  и снега  $h_s$  (а) и их отношений (б) по данным полигонных съёмки 2016/17 (1), 2017/18 (2), 2018/19 (3), 2019/20 (4), 2020/21 (5) и 2021/22 гг. (6).

Таблица 2

Характеристики льдообразования в период 2016–2022 гг.

Даты	Продолжительность (сутки)	СГДМ	Наибольшая средняя толщина (см)	
			льда	снега
14.10.16–11.06.17	241	–3623	132	29
03.09.17–04.06.18	275	–4827	159	31
10.10.18–31.05.19	234	–4202	148	36
30.09.19–01.06.20	246	–4063	160	15
02.10.20–29.05.21	240	–3997	166	16
30.09.21–07.06.22	251	–4375	145	24

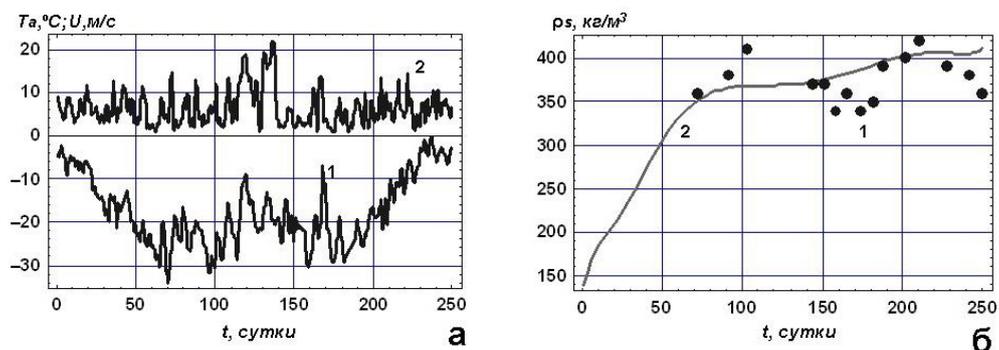


Рис. 2. Зависимость среднесуточной температуры воздуха  $T_a$  (1), скорости ветра  $U$  (2) (а), и измеренной (1) и рассчитанной плотности снега  $\rho_s$  (2) (б) от времени  $t$  с 30 сентября 2021 по 7 июня 2022 г. на масштабах единиц — десятков м, носившая случайный характер.

Численные эксперименты проводились для периода льдообразования при среднесуточной температуре воздуха ниже температуры замерзания морской воды (см. табл. 2), потоке тепла из моря  $2 \text{ Вт/м}^2$  [7] и обычных теплофизических характеристиках морского льда [6]. Внешний форсинг модели задавался среднесуточными значениями температуры воздуха и скорости ветра на стационаре (рис. 2, а) и высоты и плотности снега на полигоне (рис. 2, б).

Согласно модельным расчётам, наибольшее влияние на темпы роста льда оказывают изменения потока тепла к нижней границе льда и плотность снежного покрова. Так, вариации потока тепла из моря от 0 до  $10 \text{ Вт/м}^2$  для атмосферных условий зимы 2021/22 гг. приводит к уменьшению максимальной толщины льда от 155 до 109 см т.е. около  $4,6 \text{ см/Вт}$ . Сходный эффект при постоянном потоке тепла в  $2 \text{ Вт/м}^2$  производит плотность снега. Уменьшение её максимальных значений от  $450$  до  $300 \text{ кг/м}^3$  уменьшает толщину льда со 150 до 116 см от 10 до 13 см на каждые  $50 \text{ кг/м}^3$  или  $0,2\text{--}0,26 \text{ см/(кг/м}^3)$ . Учитывая типичность развития атмосферных процессов зимы 2021/22 гг. можно предположить, что такие значения в целом характеризуют влияние вариаций гидрометеорологических условий на темпы роста припая в проливе Шокальского.

Данные оценки толщины льда по эмпирической формуле [2] для зимы 2021/22 гг. практически повторили ход данных измерений и моделирования в первые пять месяцев льдообразования и зависив их на  $10\text{--}15 \text{ см}$  в конце следующих трёх (см. рис. 3, а). Такое расхождение не превышает как естественной неравномерности ледяного покрова, так и погрешностей расчётов, возникающих из-за обычного, для полярных станций, отсутствия сведений о снежном покрове и, с одной стороны, может свидетельствовать о стабильности условий льдообразования в проливе Шокальского. Вместе с тем, с другой (что более вероятно при происходящих изменениях климата), оно может говорить о существовании обратных связей в климатической системе Арктики [8], оказывающих теплоизолирующее воздействие на лёд и компенсирующих, тем самым, эффект потепления. Таким образом, полученные результаты говорят о пригодности простых формул на основе СГДМ для вычислений толщины льда, по крайней мере, в прибрежных зонах пролива Шокальского (рис. 3, б).

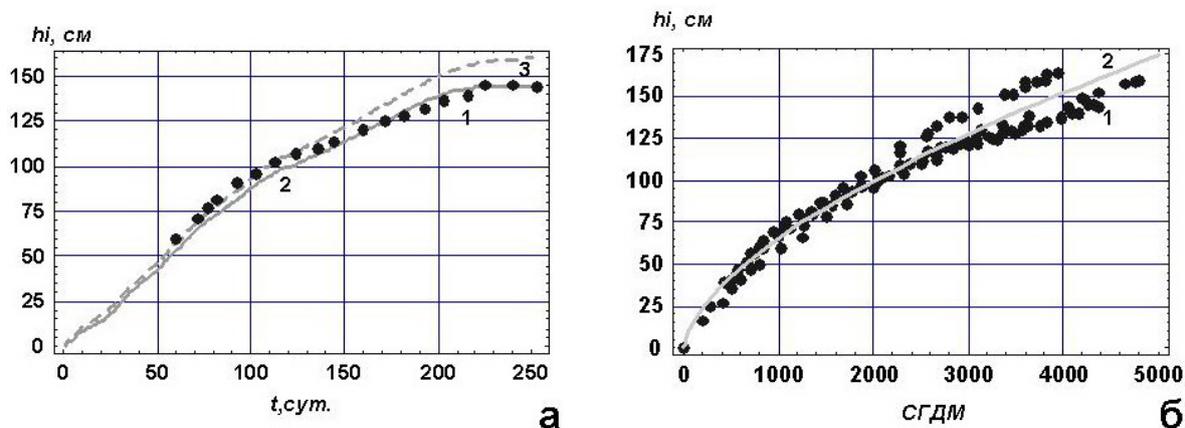


Рис. 3. Зависимость толщины льда  $h_i$  от времени  $t$  по данным измерений (1), моделирования (2) и расчётов по СГДМ (3) с 30 сентября 2021 по 7 июня 2022 г. (а) и от показателя СГДМ по данным наблюдений 2013–2022 гг. (1) и эмпирической формуле (2) (б).

Модельные оценки временного хода потока тепла через снежно-ледяной покров, как и скорость нарастания льда в течение зимнего сезона 2021/22 гг. при средних величинах около  $25 \text{ Вт/м}^2$  и  $6 \text{ мм/сут.}$  и сходном характере изменения в течение зимы, закономерно уменьшается по мере увеличения толщины льда (рис. 4, а). Разность температур границ снежного покрова  $\Delta T$ , следуя динамике температуры воздуха и толщины снега (см. рис. 1, а) при средней величине  $\square 12,5 \text{ }^\circ\text{C}$  и достигает  $\square 17,5 \text{ }^\circ\text{C}$  в период максимальных холодов ( $50\text{--}100$  сутки льдообразования).

Условием погружения границы снега и льда в воду является превышение высотой снега некоторого критического значения, определяемого по плотностям и толщинам слоёв льда и снега. Расчёт разности критической и фактической толщины снега зимой 2021/22 гг. показывает её уве-

личение до 10 см в первые 150 сут. льдообразования и сходное уменьшение в последующие 100 сут. при сохранении положительных значений в течение всего сезона (рис. 4, б). При наблюдавшихся разбросах высот снега такие сравнительно небольшие значения не исключают возможности затопления льда и последующего снежного льдообразования на открытых участках ледяного покрова не только за счёт метелевого переноса и аккумуляции снега вблизи препятствий, но и за счёт снегопадов. Этот эффект, более типичный для антарктических морей, нарушает характерную закономерность уменьшения толщины плавучих льдов с ростом высоты снега и, тем самым, оказывает влияние на тепловой и массовый баланс припая в зимний период, которое должно учитываться при его математическом моделировании.

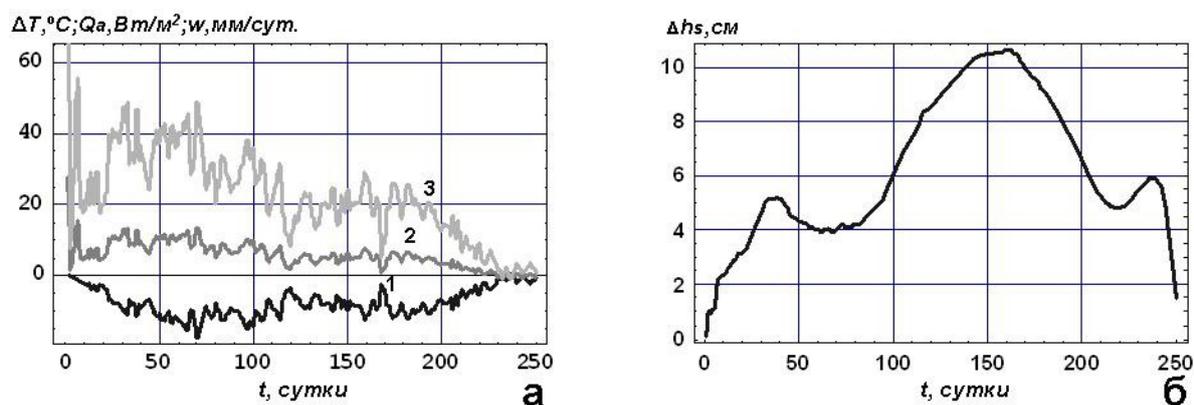


Рис. 4. Зависимость разности температур границ снежного покрова  $\Delta T$  (1), скорости нарастания льда  $w$  (2) и потока тепла  $Q_a$  (3) (а) и разности высот снега  $\Delta h_s$  (б) от времени  $t$  по данным моделирования с 30 сентября 2021 по 7 июня 2022 г.

### Литература

1. Бородкин В. А., Макитас А. П., Богородский П. В. Припайный лёд пролива Шокальского. Лёд и снег. 2016. 56 (4). С. 525–532, doi:10.15356/2076–6734–2016–4–525–532.
2. Визе В. Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Тр. Арктического НИИ. М.: Изд-во Главсевморпути, 1944, 159. 274с.
3. Винников С. Д., Викторова Н. В. Физика вод суши. Учебник. СПб.: РГГМ. 2009. 430с. ISBN978–5–86813–242–1.
4. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеиздат, 1969, 300с.
5. Махотин М. С., Блошкина Е. В., Тимохов Л. А. и др. Результаты океанографических исследований в проливе Шокальского в 2014–2016 гг. В кн.: Исследование природной среды высокоширотной Арктики на НИС «Ледовая база мыс Баранова» / Под общей редакцией А. П. Макштаса и В. Т. Соколова. СПб: ААНИИ, 2021. С. 148–169.
6. Назинцев Ю. Л., Панов В. В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб: Гидрометеиздат, 2000. 83с.
7. Krishfield, R. A., Perovich D. K. Spatial and temporal variability of oceanic heat flux to the Arctic ice pack. J. Geophys. Res. 2005. 110 C07021, doi:10.1029/2004JC002293.
8. Rantanen, M., Karpechko, A.Y., Lipponen, A. et al. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Comm. Earth Environment* 2022, 3: 168. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>.
9. Sturm, M., Taras B., Liston G. et al. Estimating regional and global snow water resources using depth data and climate classes of snow. J. Hydrometeorology. 2010. 11. P. 1380–1394, doi:10.1175/2010JHM1202.1.
10. Warren, S.G., Rigor I G., Untersteiner N. et al. Snow depth on Arctic sea ice. J. Climate. 1999. 12(6). P. 1814–1829.
11. Zhai M X, Leppäranta M, Cheng B. et al. Physics of Arctic landfast sea ice and implications on the cryosphere: an overview. *Adv Polar Sci*. 2021. 32(4). P.281–294, doi: 10.13679/j.advps.2021.0040.

# Исследование изотопного состава углерода в атмосферном аэрозоле на Ледовой базе «Мыс Баранова» (2018–2022 гг.)

Калашникова Д. А.<sup>1,2,\*</sup>, Симонова Г. В.<sup>1</sup>, Турчинович Ю. С.<sup>2</sup>, Лоскутова М. А.<sup>3</sup>, Ризе Д. Д.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Россия, г. Томск

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН, Россия, г. Томск

<sup>3</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Россия, г. Санкт-Петербург

\*e-mail: [terrezaprk@mail.ru](mailto:terrezaprk@mail.ru)

## Аннотация

Представлены результаты анализа межгодовой и сезонной изменчивости изотопного состава углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) проб атмосферного аэрозоля ( $n = 299$ ), отобранных в период с апреля 2018 г. по сентябрь 2022 г. на Ледовой базе «Мыс Баранова». Величина  $\delta^{13}\text{C}$  за весь период исследования варьировалась в диапазоне от  $-31,3$  до  $-23,6\%$ , среднее значение составило  $-27,5 \pm 0,9\%$ . Для периода полярного дня (15 марта—15 октября) величина  $\delta^{13}\text{C}$  аэрозоля лежит в пределах от  $-29,4$  до  $-23,6\%$ , для периода полярной ночи (16 октября—14 марта)—от  $-31,3$  до  $-26,7\%$ . Сезонная изменчивость величины  $\delta^{13}\text{C}$  объясняется различными источниками происхождения частиц аэрозоля, а также регионами поступления воздушных масс. Анализ обратных траекторий движения воздушных масс (HYSPLIT) подтвердил доминирующее влияние частиц из Северного Ледовитого океана на аэрозоль в весенне-летний период, в то время как в зимний период доминируют частицы континентального происхождения.

**Ключевые слова:** атмосферный аэрозоль, Арктика, изотопный состав углерода

Аэрозольные частицы в нижних слоях тропосферы Арктической зоны в основном характеризуются сочетанием частиц континентального происхождения и частиц морского происхождения (из Северного Ледовитого океана). В период, когда Северный Ледовитый океан покрыт льдом, эмиссия частиц из океана отсутствует, происходит доминирование частиц континентального происхождения [1]. Исследование вариаций изотопного состава общего углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) атмосферного аэрозоля может стать полезным инструментом для понимания вклада частиц морского и континентального происхождения, так как для этих частиц характерны различные значения изотопного состава углерода [2]. С целью оценки временных вариаций величины  $\delta^{13}\text{C}$  арктического аэрозоля и определения возможных источников происхождения аэрозольных частиц проводилось исследование сезонных вариаций изотопного состава общего углерода в атмосферном аэрозоле на Ледовой базе «Мыс Баранова» ( $79^{\circ}16'59''$  с.ш.,  $101^{\circ}38'17''$  в.д.), расположенной на о. Большевик (архипелаг Северная Земля), в период с апреля 2018 по сентябрь 2022 года.

Отбор проб атмосферного аэрозоля осуществлялся на стекловолоконные фильтры без связующего компонента MGF (Munktell, Швеция) с помощью вихревой воздуходувки ERSTEVAK—EVL22/11 в течение 3–4 суток. Фильтры предварительно прокаливали в муфельной печи при  $500\text{ }^{\circ}\text{C}$  в течение 5 ч для удаления органических загрязнителей. Величину  $\delta^{13}\text{C}$  определяли методом масс-спектрометрии изотопных отношений в ИМКЭС СО РАН с использованием изотопного масс-спектрометра DELTA V Advantage, совмещенного с элементным анализатором Flash 2000 (Thermo Fisher Scientific, Бремен, Германия), приборы предоставлены ТомЦКП СО РАН.

Изотопный состав углерода выражается символом  $\delta$ , измеряется в промилле и рассчитывается согласно формуле:

$$\delta^{13}\tilde{N} = \left[ \frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right] \times 1000, \quad [\text{‰}]$$

где  $\delta^{13}\text{C}$  — величина изотопного состава углерода,  $R_{\text{sample}}$  и  $R_{\text{standard}}$  — отношение тяжелого изотопа  $^{13}\text{C}$  к легкому изотопу  $^{12}\text{C}$  в исследуемом образце и стандарте, соответственно. Величина  $\delta$  рассчитывается относительно стандарта V-PDB. Международный стандартный образец МАГАТЭ IAEA-600 Caffeine ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -27,771 \pm 0,043\text{ ‰}$ ) использовали в качестве вторичного стандарта. Стандартное отклонение измерения величины  $\delta^{13}\text{C}$  для трех последовательных измерений не превышало  $\pm 0,1\text{ ‰}$ .

Обратные траектории движения воздушных масс рассчитывали с помощью HYSPLIT [3, 4], где в качестве исходной метеорологической информации использовали архив GDAS с пространственным разрешением  $1^\circ$ , охватывающий временной интервал с 2006 г. по настоящее время. Обратные траектории строили для каждого случая отбора проб атмосферных аэрозолей, при этом каждая построенная траектория охватывала временной интервал 96 часов. Траектории рассчитывали для высоты прихода в точку измерений 10 метров.

На рисунке 1 представлен график распределения частот изотопного состава углерода атмосферного аэрозоля, отобранного на фильтры на Ледовой базе «Мыс Баранова». За весь период исследования величина  $\delta^{13}\text{C}$  изменялась в пределах от  $-31,3$  до  $-23,6$  ‰, среднее значение величины  $\delta^{13}\text{C}$  составило  $-27,5 \pm 0,9$  ‰ ( $n=299$ ), что согласуется со значением величины  $\delta^{13}\text{C}$  для станции Барроу (Аляска) [5].

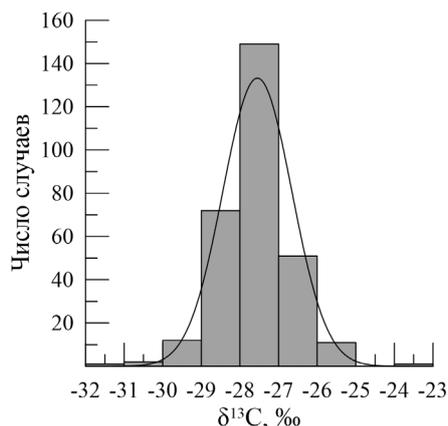


Рисунок 1 — Гистограмма распределения частот величины  $\delta^{13}\text{C}$  в образцах атмосферного аэрозоля

Среднегодовые величины изотопного состава углерода аэрозолей как для 2018 [6], так и для 2022 года примерно одинаковы и равны  $-27,5 \pm 0,6$  ‰ ( $n=68$ ) и  $-27,6 \pm 0,8$  ‰ ( $n=51$ ), соответственно (рисунок 2, а). Для образцов аэрозоля, отобранных в 2020 и 2021 годах, величины  $\delta^{13}\text{C}$  также примерно равны и составили  $-28,0 \pm 0,9$  ‰ ( $n=45$ ) и  $-27,8 \pm 0,8$  ‰ ( $n=52$ ), соответственно. Сравнительный анализ всех среднегодовых значений изотопного состава углерода атмосферных аэрозолей на Ледовой базе «Мыс Баранова» показал, что для 2019 года величина  $\delta^{13}\text{C}$  выше по сравнению с другими годами и равна  $-27,2 \pm 1,0$  ‰ ( $n=83$ ). Повышенные значения величины  $\delta^{13}\text{C}$  в 2019 году, скорее всего, можно объяснить поступлением в весенне-летний период аэрозолей, источниками которых являлись множественные лесные пожары на территории Красноярского края и Республики Саха. Согласно статистике [7], в 2019 году количество зафиксированных лесных пожаров было примерно в 2,5 раза больше, чем в 2018 году: на территории Республики Саха в 2019 году было зафиксировано 1614 лесных пожаров площадью  $41047,96 \text{ км}^2$ , на территории Красноярского края было зафиксировано 1964 лесных пожара, площадь которых составляла  $23826,02 \text{ км}^2$  [2].

Были посчитаны средние сезонные значения и диапазоны вариаций величины  $\delta^{13}\text{C}$  для каждого сезона (в сезон входили данные за весь период исследования). Средние величины изотопного состава углерода аэрозолей в весенний, летний и осенний период примерно одинаковы и составили  $-27,5 \pm 0,9$  ‰,  $-27,3 \pm 0,7$  ‰ и  $-27,6 \pm 0,9$  ‰, соответственно (рисунок 2, б). Среднее значение величины  $\delta^{13}\text{C}$  для зимнего периода немного ниже и равно  $-27,9 \pm 1,0$  ‰. Наибольший разброс значений изотопного состава углерода (исключая выбросы) зафиксирован весной (от  $-29,4$  до  $-25,6$  ‰), что указывает на поступление аэрозоля из различных источников. Наименьший разброс значений величины  $\delta^{13}\text{C}$  (исключая выбросы) приходится на лето (от  $-28,6$  до  $-26,2$  ‰).

Для периода полярной ночи (16 октября — 14 марта) величина  $\delta^{13}\text{C}$  аэрозоля лежит в пределах от  $-31,3$  до  $-26,7$  ‰ (рисунок 2, в), среднее значение величины  $\delta^{13}\text{C}$  равно  $-27,9 \pm 0,8$  ‰. Для периода полярного дня (15 марта — 15 октября) величина  $\delta^{13}\text{C}$  изменяется в диапазоне от  $-29,4$

до  $-23,6\text{‰}$  (рисунок 2, в), среднее значение величины  $\delta^{13}\text{C}$  равно  $-27,4\pm 0,9\text{‰}$ . Изменчивость величины  $\delta^{13}\text{C}$  между периодами полярного дня и ночи связана с различными источниками происхождения частиц аэрозоля и регионами поступления воздушных масс.

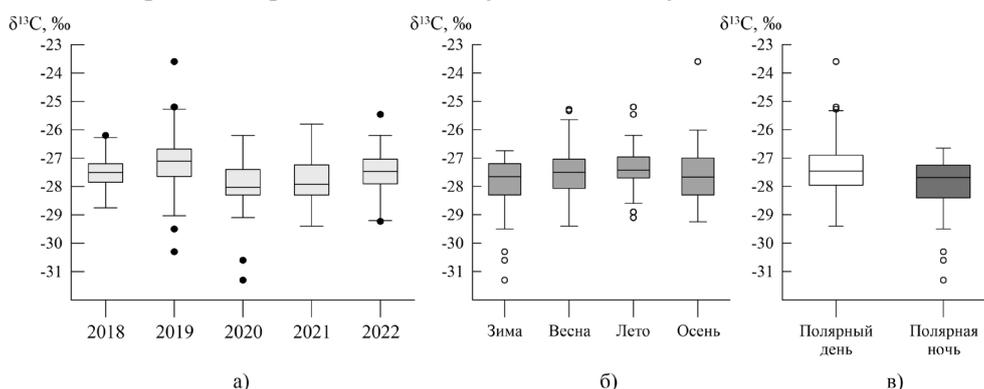


Рисунок 2— Диаграммы размаха числовых значений величины  $\delta^{13}\text{C}$  атмосферных аэрозолей, отобранных на Ледовой базе «Мыс Баранова»: а) годовые значения, б) сезонные значения за все года, в) значения для полярных дня и ночи; диапазон между первым и третьим квартилем распределения заключен в рамку, горизонтальные линии («усы») на нижнем и верхнем конце оси рамки представляют минимальные и максимальные значения, которые не считаются выбросами, горизонтальной линией в рамке обозначена медиана выборки значений; точками обозначены выбросы величины  $\delta^{13}\text{C}$

Самые низкие значения величины  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-31,3$ ,  $-30,6$ ,  $-30,3$  и  $-29,5\text{‰}$ ), зафиксированные в образцах аэрозоля, отобранных в декабре 2019 г. и феврале 2020 г., указывают на вклад углеродосодержащих аэрозолей, образующихся во время сжигания продуктов нефтепереработки, от работы дизельных двигателей и морских судов. Анализ обратных траекторий движения воздушных масс (рисунок 3, а) для периодов с низкими значениями величины  $\delta^{13}\text{C}$  показал, что потоки воздуха были перенесены с материковой части. Однако для аэрозолей, перенесенных с материка, характерны более высокие значения величины  $\delta^{13}\text{C}$ . В связи с этим, можно предположить, что столь низкие значения величины  $\delta^{13}\text{C}$  свидетельствуют о наличии локального источника. Самое высокое значение величины  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-23,6\text{‰}$ ) было определено для образца аэрозоля, отобранного в сентябре 2019 года, в период, когда поступали частицы из Северного Ледовитого океана, что подтверждается анализом обратных траекторий движения воздушных масс (рисунок 3, б).

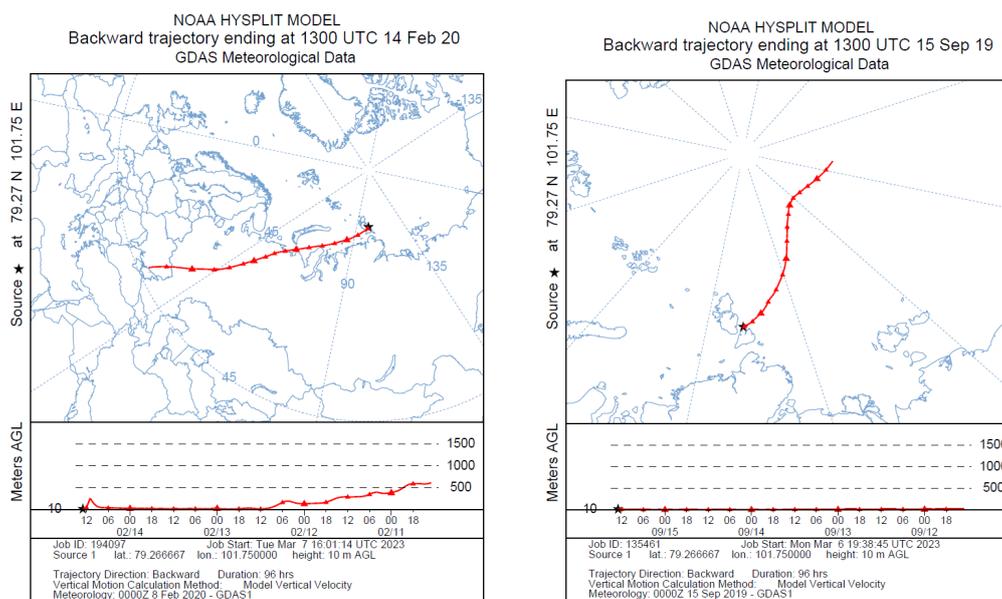


Рисунок 3— Обратные траектории движения воздушных масс в район измерений: а) в период 11–14 февраля 2020 г., б) в период 13–15 сентября 2019 г.

Анализ обратных траекторий движения воздушных масс подтвердил, что аэрозоль весенне-летнего периода больше подвержен влиянию частиц из Северного Ледовитого океана, чем аэрозоль зимнего периода, для которого доминируют частицы континентального происхождения. Исследование проведено при финансовой поддержке проекта РФФ № 21–77–2005.

### Список литературы

1. Klonecki A., Hess P., Emmons L., Smith L., Orlando J., Blake D. Seasonal changes in the transport of pollutants into the Arctic troposphere-model study // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, № D4. 8367.
2. Simonova G., Kalashnikova D., Turchinovich Yu., Makshtas A. The atmospheric aerosol carbon isotope composition studies at the Svalbard and the Severnaya Zemlya archipelagos // *Proc. SPIE11560*, 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics. 2020. 115605A.
3. Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015. V. 96. P. 2059–2077. doi:10.1175/BAMS-D-14-00110.1.
4. Rolph G., Stein A., Stunder B. Real-time Environmental Applications and Display sYstem: READY // *Environmental Modelling & Software.* 2017. V. 95. P. 210–228. doi:10.1016/j.envsoft.2017.06.025.
5. Mouteva G.O., Czimczik C.I., Fahrni S.M., Wiggins E.B., et al. Black carbon aerosol dynamics and isotopic composition in Alaska linked with boreal fire emissions and depth of burn in organic soils // *Global Biogeochem. Cycles.* 2015. V. 29, № 11. P. 1977–2000.
6. Sakerin S.M., Golobokova L.P., Kabanov D.M., Kalashnikova D.A., Kozlov V.S., Kruglinsky I.A., et al. Measurements of Physicochemical Characteristics of Atmospheric Aerosol at Research Station Ice Base Cape Baranov in 2018 // *Atmospheric and Oceanic Optics.* 2019. V. 32, Is. 5. P. 511–520.
7. Федеральное агентство лесного хозяйства, <https://aviales.ru/default.aspx?textpage=196> (3 июня 2020).

## Study of the stable carbon isotopic composition of atmospheric aerosol at the Ice Base Cape Baranov (2018–2022)

Kalashnikova D.A.<sup>1,2,\*</sup>, Simonova G.V.<sup>1</sup>, Turchinovich Yu.S.<sup>2</sup>, Loskutova M.A.<sup>3</sup>, Rize D.D.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Russia, Tomsk

<sup>2</sup>V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Russia, Tomsk

<sup>3</sup>State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, Russia, St. Petersburg

\*e-mail: [terrezaprk@mail.ru](mailto:terrezaprk@mail.ru)

The results of the analysis of the interannual and seasonal variability of the carbon isotopic composition ( $\delta^{13}\text{C}$ ) of atmospheric aerosol samples ( $n = 299$ ) collected from April 2018 to September 2022 at the Ice Base Cape Baranov are presented. The  $\delta^{13}\text{C}$  value for the entire period of the study varied in the range from  $-31.3$  to  $-23.6$  ‰, the average value was  $-27.5 \pm 0.9$  ‰. For the period of the polar day (15 March—15 October) the  $\delta^{13}\text{C}$  value of the aerosol ranges from  $-29.4$  to  $-23.6$  ‰, for the polar night (16 October—14 March)—from  $-31.3$  to  $-26.7$  ‰. Seasonal variability of  $\delta^{13}\text{C}$  is explained by different sources of aerosol particles origin, as well as by regions from which air masses were transferred. Analysis of backward air mass trajectories (HYSPLIT) confirmed the dominant influence of particles from the Arctic Ocean on aerosol in the spring-summer period, while particles of continental origin dominate in winter.

**Key words:** atmospheric aerosol, Arctic, carbon isotopic composition

# Пространственно-временная изменчивость влагосодержания арктической атмосферы по данным аэрологических наблюдений и дистанционных измерений

Макштас А. П.<sup>1</sup>, Ильин Г. Н.<sup>2</sup>, Большакова И. И.<sup>1</sup>, Быков В. Ю.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>— Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург.

<sup>2</sup>— Институт прикладной астрономии РАН, Санкт-Петербург,

[maksh@aari.ru](mailto:maksh@aari.ru),

## Аннотация

Приведены результаты сравнения данных непрерывных измерений интегрального влагосодержания атмосферы (ИВА), выполненных в период с октября 2021 по сентябрь 2022 года с помощью радиометра водяного пара (РВП), развернутого на НИС «Ледовая база Мыс Баранова», и данных аэрологических зондирований. На основе анализа данных выявлено отсутствие суточного хода величины ИВА даже в июле, месяце максимального суточного хода солнечной радиации. Методика расчета ИВА по данным радиозондирований использована для оценки пространственно — временной изменчивости влагосодержания по слоям для станций, выполнявших аэрологические наблюдения в западном секторе Арктики в 2014–2022 годах.

Ключевые слова: радиометр водяного пара, интегральное влагосодержание атмосферы, Арктика.

## Abstract

The results of comparison the data of continuous measurements of the integral atmospheric moisture content (IAWC), carried out during October 2021—September 2022 with water vapor radiometer, deployed on the RS “Ice Base Cape Baranov”, and the data of radiosoundings are presented. Based on analysis of the data, the absence of diurnal variation in IAWC is revealed even in July, the month of the maximum daily variation of incoming solar radiation. The method for calculating IAWC based on radiosoundings data was used to assess the spatial and temporal variability of moisture content by layers for stations, executed upper-air observations in the western sector of the Arctic in 2014–2022.

Key words: water vapor radiometer, atmospheric sounding, water vapor content, Arctic

Глобальное потепление, начавшееся в конце XX века, существенно повлияло на состояние криосферы Арктики. В последние десятилетия зарегистрированы существенное уменьшение площади морского ледяного покрова, более раннее начало таяния снежного покрова, деградация вечной мерзлоты, интенсивное таяние ледников и увеличение эрозии берегов. Одним из критических факторов, определяющих траекторию изменения климатической системы Арктики, является состояние полярной атмосферы. При этом дефицит комплексных натуральных данных об ее основных характеристиках, таких, как влагосодержание, облачность, парниковые газы, аэрозоль, ограничивает качество и адекватность результатов, полученных с помощью диагностических или прогностических совместных моделей «атмосфера — лед — океан — суша» [IPCC, 2013]. С середины двадцатого века основным источником информации о влагосодержании атмосферы являются данные радиозондирований, обеспечивающие высокое разрешение по вертикали, но с временной дискретностью не более двух раз в сутки. В настоящее время интегральное влагосодержание атмосферы (ИВА) измеряется с помощью микроволновых радиометров, установленных на спутниках, и на основе интерпретации данных GPS (Лукьянова и др., 2022). Новые возможности практически непрерывных измерений ИВА в Арктике открывает использование разработанного в ИПА РАН радиометра водяного пара РВП, впервые испытанного в Арктике в 2019 г. (Макштас и др., 2021), и в том же году развернутого на Научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова». Результаты практически непрерывных измерений ИВА в 2021–2022 г.г., дополненные данными выполненных в этот же период одноразовых зондирований с помощью системы радиозондирований «Полус» (зонды МРЗ-Н1) и созданного в АНИИ Архива аэрологических данных послужили основой настоящей публикации.

На рис. 1 приведены результаты сравнения осредненных за час данных измерений ИВА ( $Q_h$ ), выполненных в период конкретного зондирования, и данных аэрологических зондирований ( $Q_s$ ),

регулярно выполнявшихся в 0 GMT, для летнего и зимнего сезонов. Таблицы 1, 2 содержат результаты статистического анализа полученных данных. Как следует из представленной информации расхождение между оценками среднего за сезоны ИВА не превышает  $0.19 \text{ г/см}^2$  при среднеквадратическом отклонении (СКО)  $0.18 \text{ г/см}^2$  и значимом коэффициенте корреляции  $0,94$ . При этом выявлено, что по данным РВП во все сезоны наблюдается некоторое завышение величины осредненного за сезон ИВА. Особенно заметно расхождение при малых значениях влагосодержания в зимний период. Сравнение  $Q_s$  с осредненным за каждые сутки ИВА, измеренного РВП ( $Q_d$ ), показывает практически те же средние значения ИВА при снижении коэффициентов корреляции до  $0.79$  зимой и  $0.84$  летом. Значения влагосодержания по слоям, рассчитанные по данным радиозондирований, показывают, что практически вся влага сосредоточена в слое  $1000\text{--}500 \text{ гПа}$ .

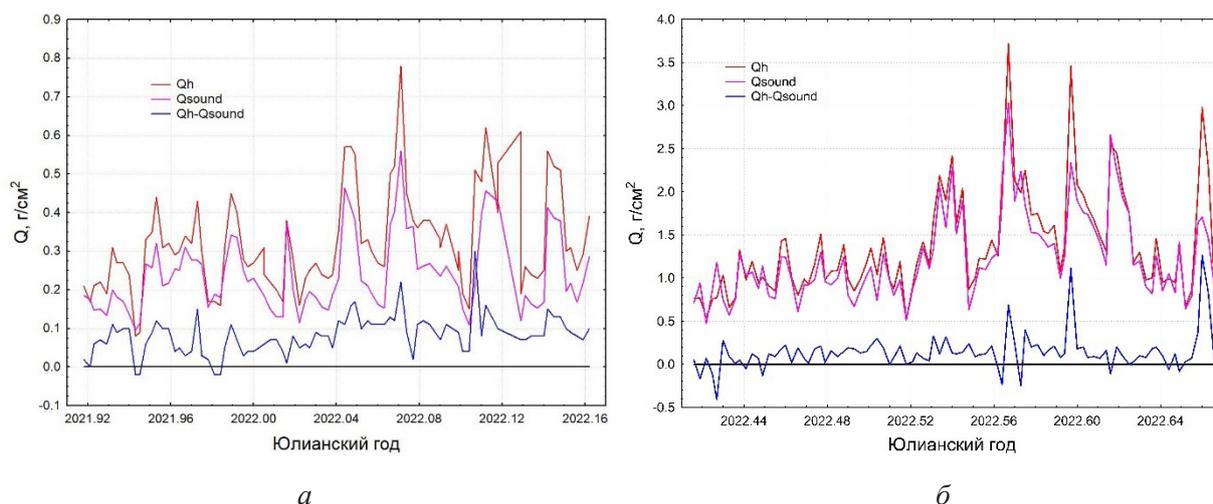


Рисунок 1. Интегральное влагосодержание атмосферы по данным радиозондирований ( $Q_{\text{sound}}$ ) и РВП ( $Q_h$ ) в зимний (а) и летний (б) сезоны.

Таблица 1

Средние значения и СКО ( $\text{г/см}^2$ ) интегрального и по слоям ( $\text{гПа}$ ) влагосодержания атмосферы и соответствующие коэффициенты корреляции по данным радиозондирований и РВП в декабре 2021 — феврале 2022 года

	Сред	СКО	$Q_h$	$Q_{\text{day}}$	$Q_s$	0–925	925–850	850–700	700–500	500–300	300–10
$Q_h$	0.32	0.13	1.00	0.81	0.94	0.54	0.83	0.88	0.71	0.49	-0.15
$Q_d$	0.32	0.12	0.81	1.00	0.79	0.50	0.77	0.73	0.52	0.33	-0.25
$Q_s$	0.24	0.10	0.94	0.79	1.00	0.62	0.89	0.94	0.74	0.45	-0.15
1000–925	0.06	0.03	0.54	0.50	0.62	1.00	0.68	0.38	0.11	0.02	-0.48
925–850	0.05	0.02	0.83	0.77	0.89	0.68	1.00	0.83	0.40	0.15	-0.35
850–700	0.08	0.04	0.88	0.73	0.94	0.38	0.83	1.00	0.71	0.35	-0.06
700–500	0.04	0.03	0.71	0.52	0.74	0.11	0.40	0.71	1.00	0.80	0.22
500–300	0.01	0.00	0.49	0.33	0.45	0.02	0.15	0.35	0.80	1.00	0.35
300–10	0.00	0.00	-0.15	-0.25	-0.15	-0.48	-0.35	-0.06	0.22	0.35	1.00

Таблица 2

Средние значения и СКО ( $\text{г/см}^2$ ) интегрального и по слоям ( $\text{гПа}$ ) влагосодержания атмосферы и соответствующие коэффициенты корреляции по данным радиозондирований и РВП в июне — августе 2022 года

	Сред	СКО	$Q_h$	$Q_d$	$Q_s$	00–925	925–850	850–700	700–500	500–300	300–10
$Q_h$	1.35	0.54	1.00	0.89	0.94	0.77	0.91	0.91	0.85	0.65	0.19
$Q_d$	1.36	0.53	0.89	1.00	0.84	0.73	0.80	0.79	0.75	0.60	0.11

	Сред	СКО.	Qh	Qd	Qs	00–925	925–850	850–700	700–500	500–300	300–10
Qs	1.16	0.49	0.94	0.84	1.00	0.82	0.94	0.97	0.91	0.67	0.31
1000–925	0.26	0.10	0.77	0.73	0.82	1.00	0.84	0.74	0.57	0.38	0.06
925–850	0.25	0.10	0.91	0.80	0.94	0.84	1.00	0.90	0.74	0.54	0.16
850–700	0.37	0.17	0.91	0.79	0.97	0.74	0.90	1.00	0.86	0.57	0.27
700–500	0.22	0.13	0.85	0.75	0.91	0.57	0.74	0.86	1.00	0.78	0.41
500–300	0.04	0.03	0.65	0.60	0.67	0.38	0.54	0.57	0.78	1.00	0.42
300–10	0.02	0.02	0.19	0.11	0.31	0.06	0.16	0.27	0.41	0.42	1.00

Данные РВП позволили оценить связь приходящих коротковолновой (SRD) и длинноволновой (IRD) радиации с величиной ИВА (рис. 2, табл. 3). Значимые коэффициенты корреляции с ИВА составили  $-0.4$  для SRD,  $0.67$  для IRD в июле и  $0.76$  — в январе. При этом анализ данных измерений, выполненных с помощью РВП и осредненных за каждый час, не выявил суточного хода величины ИВА даже в июле, месяце максимального суточного хода солнечной радиации (рис. 2г). Это важно при оценке адекватности сопоставления осредненных за сезон величин ИВО, полученных по данным аэрологических наблюдений, выполняемых на сети станций радиозондирований в 0 и 12 GMT, но при разной высоте солнца. Следует также отметить, что, по крайней мере для района архипелага Северная Земля, внутрисуточная асимметрия ИВА, отмеченная в работе (Wang et al, 2016), отсутствует.

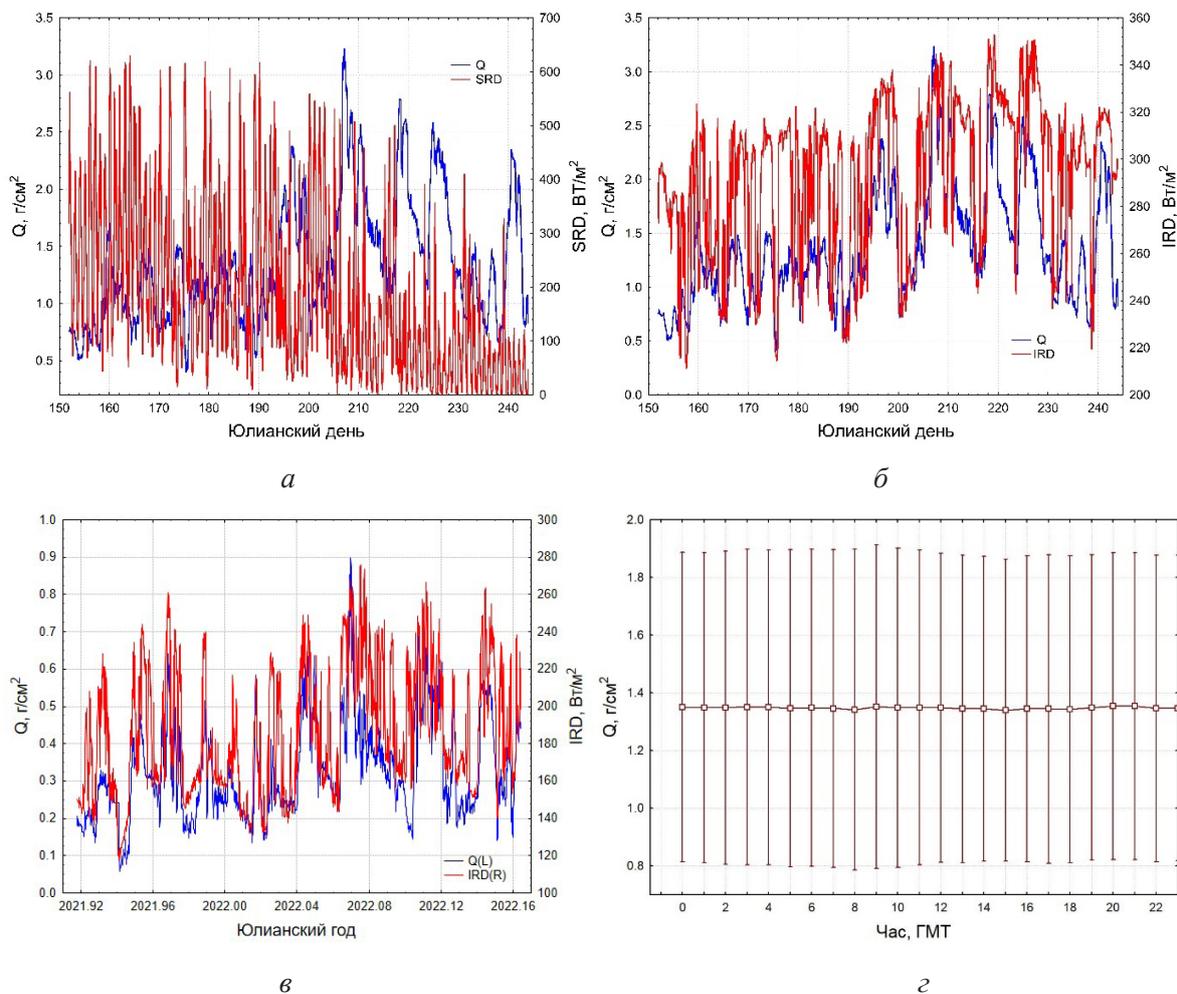


Рисунок 2. Среднечасовые значения приходящей коротковолновой радиации (а); приходящей и уходящей длинноволновой радиации в летний (б) и зимний (в) сезоны; средний суточный ход ИВА в июле (г).

Таблица 3.

Средне-сезонные значения составляющих радиационного баланса подстилающей поверхности и их связь с ИВА

	Июнь — август			Декабрь — февраль		
	Среднее значение	СКО	К	Среднее значение	СКО	К
Q, г/см <sup>2</sup>	1.347	0.5368		0.3242	0.12799	
SRD, Вт/м <sup>2</sup>	185.2	156.3	-0.40	-	-	-
SRU, Вт/м <sup>2</sup>	40.4	76.3	-0.37	-	-	-
IRD, Вт/м <sup>2</sup>	292.9	32.2	0.67	186.2	33.5	0.76
IRU, Вт/м <sup>2</sup>	332.1	18.2	0.24	218.8	20.9	0.75

Методика расчета ИВА по данным радиозондирований была использована для оценки пространственно — временной изменчивости влагосодержания атмосферы по слоям для станций, выполнявших аэрологические наблюдения в западном секторе Арктики в 2014–2022 годах (табл. 4, рис. 3а), в период с начала работы НИС «Ледовая база Мыс Баранова».

Таблица 4

Станции радиозондирований в западном секторе Арктики

Индекс	долгота	широта	Высота	Наименование	Годы наблюдений
1004	78,92	11,93	16	Нью Алесунд	1993–2023
20046	80,60	58,03	20	Кренкеля	1962–1997 2007–2023
20744	72,37	52,72	19	М. Кармакулы	1967–2023
20674	73,50	80,22	46	Диксон	1962–2023
20094	79,17	101,37	24	НИС Баранова	2013–2023
20292	77,70	104,27	16	Челюскин	1962–1997 2008–2023
21824	71,57	12890	4	Тикси	1962–2023

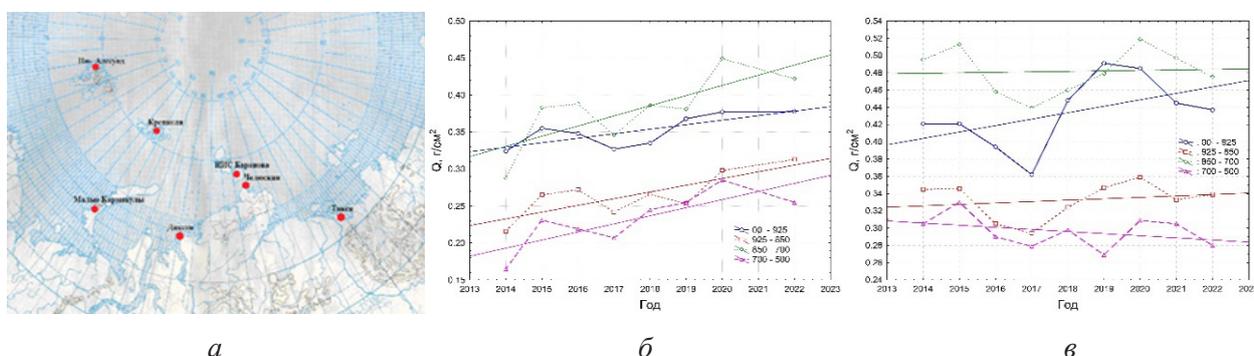


Рисунок 3. Карта станций радиозондирований (а) и тренды интегрального влагосодержания по слоям по данным Нью Алесунда (б) и Тикси (в) в летний период.

Таблица 5

Тренды влагосодержания атмосферы (г/см<sup>2</sup> год) по слоям (гПа) в летний период по данным радиозондирований 2014–2022 г.г.

Слой/ Станция	1004	20046	20744	20674	20094	20292	21824
1000–925	0.0061	0.0026	0.0089	0.0057	0.0071	0.0078	0.0075
925–850	0.0091	0.0046	0.0066	0.0018	0.0051	0.0039	0.0016
850–700	0.0137	0.0031	0.0094	0.0006	0.0048	0.0053	0.0060
700–500	0.0109	-0.007	0.0053	0.0020	0.0041	0.0031	-0.0024

Как видно из табл. 5 и рис. 3, наиболее значимые для всех слоев от поверхности до 500 гПа положительные тренды ИВА наблюдаются на архипелагах Шпицберген, Новая Земля и Северная Земля (Ню Алесунд, Малые Кармакулы, м. Баранова и м. Челюскина).

### Литература

1. IPCC, 2013// Climate Change 2013// The Physical Science Basis. Cambridge University Press, 1535 pp., doi:10.1017/SVO9781107415324
2. Лукьянова Р. Ю., Алексеев Г. В., Сериков М. В. Изменчивость интегрального влагосодержания атмосферы на севере Атлантического и Тихого океанов по данным спутникового микроволнового зондирования. Метеорология и гидрология. 2022; № 4: 46–58, Doi: 10.5200/0130–2906–2022–4–46–58.
3. Макитас А. П., Ильин Г. Н., Быков В. Ю., Миллер Е. А., Троицкий А. В., Кустов В. Ю., Большакова И. И., Ризе Д. Д. Опыт дистанционного температурно-влажностного зондирования атмосферы в период дрейфа НЭС «Академик Трешников». Проблемы Арктики и Антарктики. 2020; 66(3):349–363. Doi:10.30758/0555–2648–2020–66–3–349.
4. Wang J., Dai A., Mears C. Global water vapor trend from 1988 to 2011 and its diurnal asymmetry based on GPS, radiosonde, and microwave satellite measurements. Journal of Climate. 2016; v.29, 5205–5222; Doi: 10.1175/JCLI-D-15–0485.1

## Концентрация CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и стабильный изотоп δ<sup>13</sup>C в метане в сентябре 2022 г: самолетные и судовые измерения

Панкратова Н. В.<sup>1</sup>, Беликов И. Б.<sup>1</sup>, Скороход А. И.<sup>1,2</sup>, Белоусов В. А.<sup>1</sup>, Новигатский А. Н.<sup>3</sup>, Аршинов М. Ю.<sup>4</sup>, Давыдов Д. К.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН

<sup>2</sup> Вена, Венский университет

<sup>3</sup> г. Москва, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН

<sup>4</sup> Томск, Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН

e-mail: [n\\_pankratova@list.ru](mailto:n_pankratova@list.ru)

### Аннотация

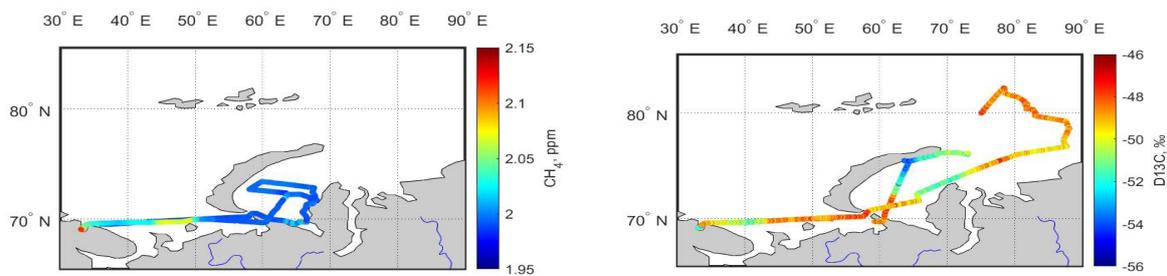
Измерена атмосферная концентрация метана, δ<sup>13</sup>C в метане и CO<sub>2</sub> с 5 по 18 сентября 2022 г. с борта научно-исследовательского судна. 9 и 10 сентября 2022 г в результате самолетных измерений с использованием УНУ «Самолет-лаборатория Ту-134 «Оптик»» получены вертикальные профили CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub> в слое от 200 до 9000 метров. Совместный анализ самолетных и судовых наблюдений метана и углекислого газа позволяет получить профиль распределения концентраций парниковых газов по всей толще тропосферы. В большинстве случаев наблюдается повышенное содержание метана в нижнем приводном слое, что, по всей вероятности, можно связать с наличием источника вблизи района исследования. Для уточнения динамики концентрации метана проведен анализ обратных траекторий, получены зависимости по методу Килинга.

Ключевые слова: метан, углекислый газ, Арктика, судовые измерения, самолетные измерения

С 5 по 18 сентября 2022 года с борта научно-исследовательского судна (НИС) «Академик Мстислав Келдыш» (рейс АМК-89) были проведены непрерывные наблюдения концентраций метана, углекислого газа, а также значения изотопной сигнатуры δ<sup>13</sup>C в метане в приводном воздухе морей арктического региона. Маршрут рейса пролегал от порта Мурманск через Баренцево море, далее чрез пролив Карские ворота в Карское море, в котором проводились наблюдения в районах п-ова Ямал и Новоземельской впадины, и далее через пролив Югорский шар в Баренцево море; конечным пунктом рейса являлся порт Мурманск. 9 и 10 сентября, во время нахождения НИС в южной части акватории Карского моря, были проведены самолетные измерения концентраций CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub>, целью измерений было получение вертикальных профилей концентраций в слое от 200 до 9000 м. Судовые измерения позволили дополнить профили приводным уровнем. Всего получено и проанализировано 8 таких профилей.

В ходе судовых измерений был применен специализированный измерительный комплекс на основе анализатора изотопного состава метана типа G2132-i производства компании Picarro Inc. (США). Подробное описание представлено в [1] и [2]. В результате проведения наблюдений получены практически непрерывные ряды концентраций метана, углекислого газа, и значения δ<sup>13</sup>C в метане в приводном воздухе над морями арктического региона. Временной интервал полученных рядов — 1 минута. Ряды были дополнены навигационной и метеорологической информацией с метеостанции 150WX, входившей в комплект измерительного оборудования.

На рис. 1 показан маршрут НИС с нанесенными значениями концентрации метана и δ<sup>13</sup>C, в таблице 1 представлены статистические характеристики полученных рядов. Наибольшая концентрация метана отмечается в порту г. Мурманска, средние значения достигают 2,103±0,017 ppm, в Баренцевом море видны существенные отличия между начальной частью рейса при движении на восток, и заключительной — при движении на запад. Это связано как с сезонным накоплением метана в толще тропосферы, так и со сменой синоптической ситуации, во второй части рейса отмечаются устойчивые потоки с юга, в то время как большая часть рейса прошла при адвекции с севера и затока воздушных масс с Северного Ледовитого океана. В Карском море также доминировала адвекция с севера и северо-запада.



**Рис. 1.** Концентрация  $\text{CH}_4$  (слева) и  $\delta^{13}\text{C}$  (справа) в рейсе АМК-89.

Таблица 1

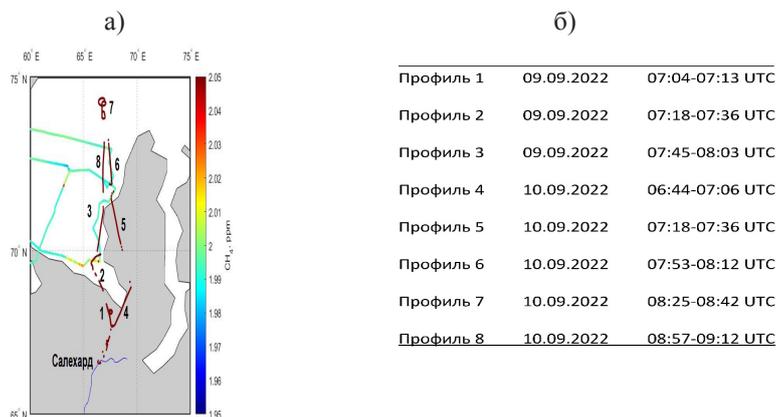
Статистические характеристики минутных рядов концентрации метана и  $\delta^{13}\text{C}$  для различных участков рейса АМК-89.

Регион	min max min max		Среднее $\pm$ ст. отклонение	
	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\text{CH}_4, \text{ppm}$	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\text{CH}_4, \text{ppm}$
Порт Мурманск	-52,6–49,0	2,061 2,251	-50,7 $\pm$ 0,6	2,103 $\pm$ 0,017
Баренцево море восток	-53,2–44,8	1,978 2,016	-48,5 $\pm$ 1,4	1,987 $\pm$ 0,004
Карское море	-53,2–45,9	1,980 2,135	-49,3 $\pm$ 1,2	1,994 $\pm$ 0,013
Баренцево море запад	-52,8–48,0	1,990 2,106	-50,1 $\pm$ 0,6	2,026 $\pm$ 0,018

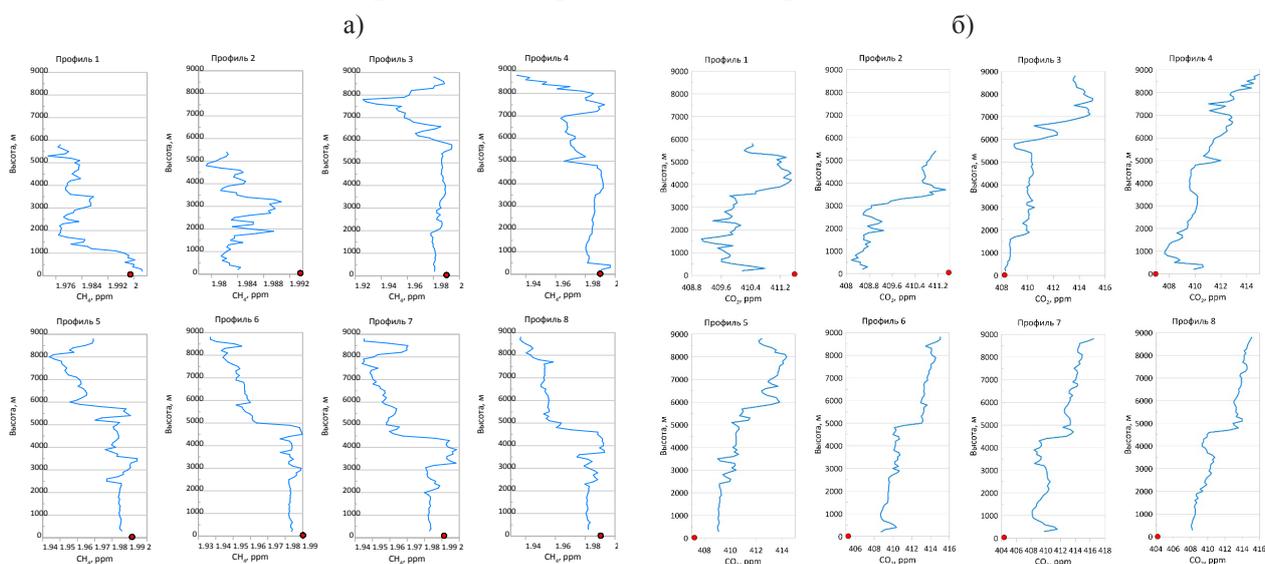
На рис. 2 (а) показана концентрация метана, измеренная на борту судна и участки полетов с измеренными вертикальными профилями метана и углекислого газа. На рис. 2 (б) показана таблица с датой и временем полученных профилей. На рис. 3 показаны полученные вертикальные профили концентрации метана и двуокиси углерода с нанесенными значениями приводной концентрации газов, измеренных с борта НИС.

Измерения за 9 и 10 сентября имеют ряд существенных отличий. 9 сентября юг Карского моря находился вблизи центра циклона, 10 сентября циклон сместился немного восточнее, центр отошел к Ямалу, а район исследования оказался в тылу вихря, направление потоков изменилось на северное (синоптические карты с фронтальным анализом доступны на <https://www1.wetter3.de/>). Различные свойства воздушных масс проявились и в поведении концентраций газовых составляющих. Так, 9 сентября наблюдаются повышенные значения приземной концентрации  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ , значения  $\text{CO}_2$  варьируют от 408 до 412 ppm. В то же время за 10 сентября, когда воздушный поток изменился и направился напрямую с севера, значения концентрации  $\text{CO}_2$  понизились и оказались уже ниже средних и варьировали от 404 до 406 ppm. Причиной повышенной концентрации  $\text{CH}_4$  в приповерхностном слое атмосферы могли стать эмиссии от болот. Согласно анализу обратных траекторий, за предшествующие сутки отмечался как раз вынос с западных районов, воздушная масса прошла над северными районами Большеземельской тундры.

На Профилях 1 и 4 в верхних слоях отмечается повышенная концентрация метана, относительно значений, полученных с борта НИС (рис. 3). Необходимо учитывать, что профиль 1 был сделан еще над сушей при отлете от аэропорта Салехарда, нижняя точка самолетного профиля в этом случае захватывает слой перемешивания. На профиле 4 также прослеживается увеличение концентрации метана в нижних слоях, что, по всей видимости, также является проявлением приземного (пограничного слоя), при этом в нижнем, приводном слое, концентрация метана уже близка к средним значениям для Карского моря (таблица 1). В этот период отмечался вынос воздушных масс с Северного ледовитого океана. На остальных профилях самолетная часть измерений не захватывает приземный слой, отмечается повышенная концентрация метана в приводном слое (измерения на НИС) и ее понижение в свободной тропосфере примерно на 10 ppb. При этом приводная концентрация метана близка к средним значениям для Карского моря (1,994 $\pm$ 0,013 ppm, см. таблица 1). Повышенная концентрация метана в нижнем слое тропосферы может говорить еще и о наличии источника метана из водной толщи.

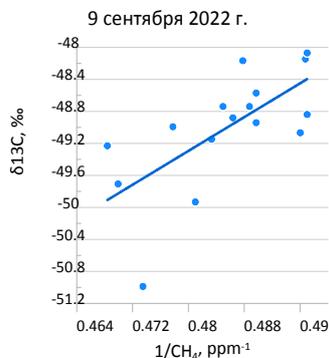


**Рис. 2.** а) Концентрация  $\text{CH}_4$  в рейсе АМК-89 и маршруты полетов во время измерения концентрации метана с номером 2 профилей для 9 (1–3) и 10 сентября (4–8) 2022 г. б) Таблица с датой и временем измерения концентрации метана во время полетов.



**Рис. 3.** Профили (1–8) концентрации метана (а) и  $\text{CO}_2$  (б) во время полетов 9 и 10 сентября 2022. Красной2 точке соответствует средняя концентрация, измеренная на судне (осредненное значение для периода измерения концентрации для каждого профиля).

**Определение источников метана.** Информацию для определения источников метана может дать анализ данных порямых измерений изотопного состава углерода метана [3–5]. На рис. 4 показан график Килинга (Keeling plot), построенный для 9 сентября 2022.



**Рис. 4.** Анализ по методу Килинга (Keeling plot) для 9 сентября 2022 г.

Коэффициент В (значение  $\delta^{13}\text{C}$  при  $1/\text{CH}_4=0$ ) составляет  $-74$ , что согласуется с результатами, полученными в [6] и может говорить о возможном источнике эмиссий от болот. Коэффициент

корреляции в этом случае составляет 0,7. Для 10 сентября построение графика по методу Киллинга не представляется возможным из-за малой изменчивости значений концентрации метана.

### Выводы

Совместные самолетные и судовые измерения концентрации метана,  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\text{CO}_2$  позволили получить вертикальный профиль концентраций парниковых газов практически во всей тропосфере, в то время, как только самолетные измерения обычно не могут «заглянуть» в пограничный слой атмосферы. Содержание метана в свободной тропосфере над арктическими морями имеет довольно равномерный характер, при этом в нижнем приповерхностном слое содержание метана превышает значения в свободной тропосфере примерно на 10 ppb, что может говорить о наличии источника вблизи района измерений.

В целом же концентрация метана и  $\text{CO}_2$  существенно зависят от синоптической ситуации и района адвекции воздушных масс. Так, пересечение воздушным потоком с суши вносит существенную неоднородность, как это было 9 сентября. В то же время при адвекции с северных районов, 10 сентября, в район измерений поступал хорошо перемешанный воздух с Северного Ледовитого океана, при этом фиксировались довольно однородные ряды значений концентраций газовых составляющих.

Работы проводились с использованием УНУ «Самолет-лаборатория ТУ-134 «Оптик»» при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (Соглашение № 075–15–2021–934).

### Литература

1. Pankratova N., Skorokhod A., Belikov I. et al.: Evidence of atmospheric response to methane emissions from the east Siberian arctic shelf // GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY. 2018. V. 11. P. 85–92. DOI:10.24057/2071–9388–2018–11–1–85–92
2. Панкратова Н. В., Беликов И. Б., Белоусов В. А. и др. Наблюдения концентраций метана, озона, черного углерода, оксидов азота, углерода и содержания  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  над морями российской Арктики с борта научно-исследовательского судна летом и осенью 2018 года // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 685–695.
3. Bousquet P., Ciais P., Miller J. et al. Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability, Nature, 2006, 443(7110), 439–443.
4. Fisher R. E., Sriskantharajah S., Lowry D. et al. Arctic methane sources: Isotopic evidence for atmospheric inputs, Geophys. Res. Lett., 2011, 38, L21803. Levin I., Veidt C., Vaughn B. H. et al.: No inter-hemispheric delta ( $\text{CH}_4$ )-C-13 trend observed, Nature, 2012, 486(7404), E3–E4. <https://doi.org/10.1038/Nature11175>.
5. Fisher R. E., France J. L., Lowry D. et al. Measurement of the  $^{13}\text{C}$  isotopic signature of methane emissions from northern European wetlands, Global Biogeochem. Cy., 2017, 31, 605–623.

### Annotation

The atmospheric concentration of methane,  $\delta^{13}\text{C}$  in methane and  $\text{CO}_2$  was measured from 5 to 18 September 2022 from a research vessel. On September 9 and 10, 2022, as a result of aircraft measurements using the Aircraft Laboratory Tu-134 Optic, vertical profiles of  $\text{CH}_4$  and  $\text{CO}_2$  were obtained in a layer from 200 to 9000 meters. A joint analysis of aircraft and ship observations of methane and carbon dioxide makes it possible to obtain a profile of the distribution of greenhouse gas concentrations throughout the troposphere. In most cases, an increased content of methane is observed in the surface layer, which can be associated with a source near the study area. To refine the dynamics of the methane concentration, an analysis of the reverse trajectories was carried out, and dependences were obtained using the Keeling plot.

Keywords: methane, carbon dioxide, Arctic, ship-borne measurements, aircraft measurements

# Результаты пятилетнего цикла измерений характеристик аэрозоля на полярной станции «Мыс Баранова» (2018–2022 гг.)

Сакерин С. М.<sup>1</sup>, Кабанов Д. М.<sup>1</sup>, Чернов Д. Г.<sup>1</sup>, Лоскутова М. А.<sup>2</sup>, Ризе Д. Д.<sup>2</sup>, Турчинович Ю. С.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: [sms@iao.ru](mailto:sms@iao.ru)

## Аннотация

Представлено статистическое обобщение результатов пятилетнего мониторинга характеристик аэрозоля на станции «Мыс Баранова». Средние значения характеристик аэрозоля за общий период наблюдений составили: объемы частиц  $V_f$ —0,40 мкм<sup>3</sup>/см<sup>3</sup>,  $V_c$ —0,48 мкм<sup>3</sup>/см<sup>3</sup>; концентрации черного углерода—48 нг/м<sup>3</sup>; АОТ (0,5 мкм)—0,081 (в том числе,  $\tau_f$ —0,068, о  $\tau_c$ —0,013); показатель Ангстрема—1,7. Обсуждаются особенности сезонной изменчивости различных характеристик аэрозоля. Отмечается влияние на арктическую атмосферу выносов дымов лесных пожаров и других загрязнений из средних широт. Полученные средние характеристики аэрозоля сравниваются с аналогичными данными на полярной станции Баренцбург (2011–2022 гг.).

**Ключевые слова:** аэрозоль, черный углерод, аэрозольная оптическая толщина, Арктика

## Введение

Атмосферный аэрозоль играет важную роль в климатических процессах, но отличается высокой изменчивостью и неопределенностью своих характеристик [1]. Повышенное внимание в последнее время уделяется исследованиям аэрозоля в арктической атмосфере [2]. Интерес к высокоширотным районам обусловлен большой динамикой природной среды и уязвимостью к изменениям климата. На территории Арктики, практически отсутствуют местные источники аэрозоля, генерация морского и почвенного аэрозоля тоже ослаблена из-за частичного покрытия подстилающей поверхности льдами и снегом. Дефицит местных источников восполняется дальними переносами субмикронного аэрозоля природного и антропогенного происхождения из континентальных районов средних широт.

В 2010–2011 гг. организованы регулярные измерения характеристик аэрозоля на Российских полярных станциях в Тикси и Баренцбурге (архипелаг Шпицберген). В апреле 2018 г. аналогичные измерения начались на третьей станции — «Мыс Баранова» (архипелаг Северная Земля) [3]. В данной работе представлено обобщение результатов пятилетнего цикла измерений характеристик аэрозоля на полярной станции «Мыс Баранова» и сравнение с данными более продолжительных наблюдений на станции Баренцбург (2011–2022 гг.) [4].

## Характеристика данных

Полярная станция «Мыс Баранова» (79°16' с.ш., 101°45' в.д.) расположена в северной части острова Большевик. В Азиатской части это самая северная станция, где ведутся измерения физико-химических характеристик аэрозоля. По природным условиям район станции относится к арктической пустыне со скудной мохово-лишайниковой растительностью. Значительная часть времени и территории острова покрыта ледниками и снегом. Поэтому аэрозольный состав атмосферы определяется частицами морского аэрозоля (в основном грубодисперсными) и выносами мелкодисперсного (субмикронного) аэрозоля различного типа с континентов.

В состав измеряемых характеристик аэрозоля входят: счетная концентрация частиц аэрозоля радиусом  $r = 0,15$ –5 мкм  $N_a$  (счетчик АЗ-10), содержание в аэрозоле поглощающего вещества в эквиваленте черного углерода eBC (аэталометр МДА) и аэрозольная оптическая толщина (АОТ) атмосферы  $\tau^a(\lambda)$ , измеряемая солнечным фотометром SPM. По данным измерений фотометра SPM и счетчика частиц рассчитывались: мелко- и грубодисперсные составляющие АОТ ( $\tau_p$ ,  $\tau_c$ ) на длине волны 0,5 мкм и объемных концентраций частиц ( $V_p$ ,  $V_c$ ), а также массовая концентрация

аэрозоля  $M_a = \rho \cdot \sum (4/3 \cdot \pi \cdot r_i^3 \cdot \Delta N_i)$  для плотности аэрозольного вещества  $\rho = 1,5 \text{ г/см}^3$ .

Измерительные приборы располагались в павильоне, удаленном на 200 м от жилых и производственных сооружений станции. Приземные концентрации аэрозоля и черного углерода измерялись каждый час в автоматическом режиме. Продолжительность одного цикла измерений составляла 10 мин, а с 2021 г. — 60 мин. Не во все годы измерения были непрерывными в течение всего года. Поэтому сезонная изменчивость оценивалась по рядам наблюдений с пропусками разной продолжительности. Общее количество дней (часов) измерений составило: концентраций  $V_f$  и  $V_c$  — 988 (20750); концентраций  $eBC$  — 1230 (28252). Фотометрические наблюдения (измерения АОТ) выполнялись только в периоды полярного дня, в ситуациях, когда Солнце не было закрыто облаками. Всего получено 215 среднечасовых значений АОТ за 59 дней наблюдений.

В рядах наблюдений иногда встречаются anomalно высокие значения характеристик аэрозоля. Они могут быть обусловлены выносами загрязненного воздуха с континента, так и воздействием местных источников на станции при неблагоприятном направлении ветра. Из-за неоднозначности причин таких «аномалий», статистические характеристики рассчитывались в двух вариантах: по общему массиву данных и с исключением anomalно высоких значений, которые превышают 3 стандартных отклонения (критерий  $3\sigma$ ).

### Концентрации аэрозоля и черного углерода

Оценки сезонной изменчивости концентраций аэрозоля и черного углерода проводились в следующей последовательности: по часовым значениям рассчитывались суточные, по ним месячные значения для каждого года и затем среднее многолетнее для каждого месяца года. Статистические характеристики концентраций рассчитывались по среднесуточным значениям.

На рис. 1 показан годовой ход концентраций  $V_f$ ,  $V_c$  и  $eBC$  на станции «Мыс Баранова» в сравнении с Баренцбургом. В нижней части рисунков указаны периоды (года), по которым проводилось усреднение характеристик аэрозоля на «Мысе Баранова». Для количественной характеристики годового хода в таблице 1 приведены статистические данные для трех периодов: максимума концентраций  $V_f$  и  $eBC$  (январь — март), минимума концентраций (июнь — июль) и перед началом зимнего роста (сентябрь — октябрь).

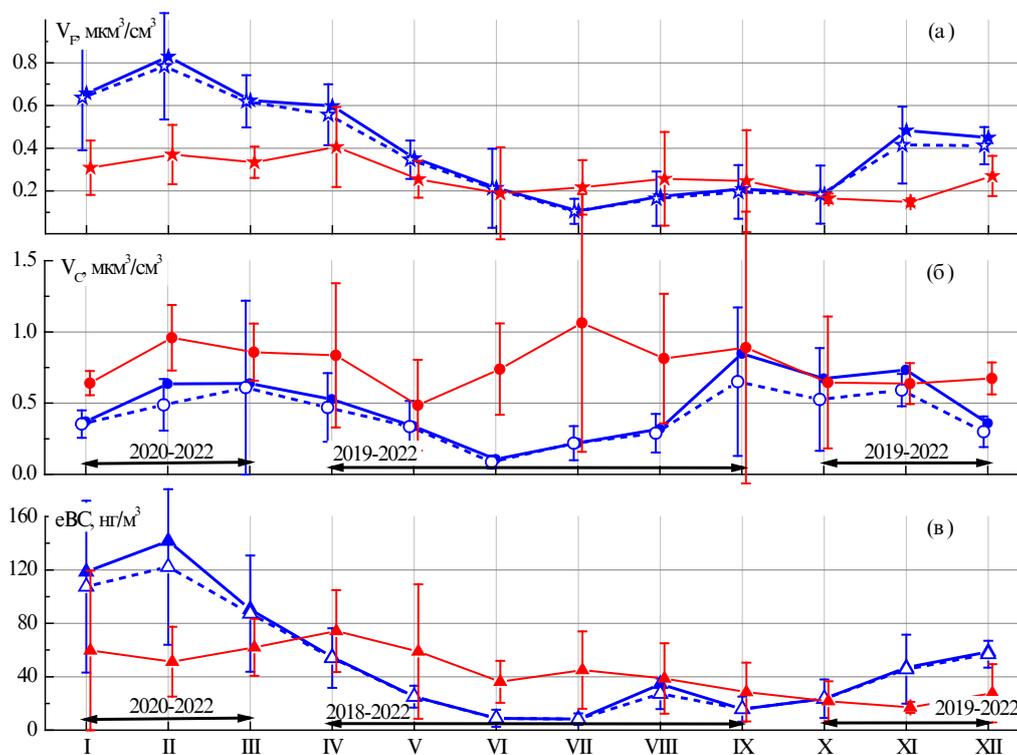


Рис. 1. Годовой ход  $V_f$  (а),  $V_c$  (б) и  $eBC$  (в) на станции «Мыс Баранова» (синие линии) и «Баренцбург» (красные линии); пунктиром — фильтрация данных по критерию  $3\sigma$

Статистические характеристики концентраций аэрозоля и черного углерода в разные периоды года: первая строка — среднее  $\pm$  СКО, вторая — модальные // максимальные значения

Период	$N_a$ , $\text{см}^{-3}$	$V_f$ , $\text{мкм}^3/\text{см}^3$	$V_c$ , $\text{мкм}^3/\text{см}^3$	$M_a$ , $\text{нг}/\text{м}^3$	еВС, $\text{нг}/\text{м}^3$
Январь — март	$15.5 \pm 9.03$	$0.71 \pm 0.42$	$0.53 \pm 0.78$	$1.86 \pm 1.55$	$115.4 \pm 92.8$
	12.5 // 53.4	0.48 // 2.84	0.15 // 8.23	0.83 // 14.0	61 // 595
Июнь — июль	$2.85 \pm 3.30$	$0.12 \pm 0.13$	$0.16 \pm 0.33$	$0.40 \pm 0.56$	$8.4 \pm 9.5$
	1.24 // 28.2	0.014 // 0.98	0.014 // 2.83	0.015 // 3.77	4.5 // 75.3
Сентябрь — октябрь	$4.71 \pm 5.25$	$0.23 \pm 0.23$	$0.81 \pm 1.38$	$1.51 \pm 2.24$	$20.3 \pm 28.5$
	0.62 // 31.4	0.063 // 1.09	0.002 // 13.4	0.11 // 20.3	7.0 // 206
Все данные	$8.85 \pm 8.67$	$0.40 \pm 0.40$	$0.48 \pm 0.86$	$1.31 \pm 1.65$	$48.0 \pm 65.7$
	1.35 // 57.8	0.014 // 2.84	0.015 // 13.4	0.015 // 20.3	7.0 // 595

Годовой ход объемов грубодисперсных частиц характеризуется двумя максимумами: более высокие значения  $V_c$  наблюдаются в феврале-апреле и сентябре-ноябре, а минимум — в июне. Во все месяцы года содержание грубодисперсного аэрозоля ( $V_c$ ) на «Мысе Баранова» меньше, чем в Баренцбурге [4]. Это обусловлено большей закрытостью подстилающей поверхности льдом и снегом и отсутствием влияния угольной пыли.

В отличие от грубодисперсного аэрозоля, в годовом ходе концентраций субмикронных частиц ( $V_f$ ) и черного углерода (еВС) — только один максимум зимой и минимум в теплый период. Такой же годовой ход наблюдается и на других полярных станциях. Отличительной особенностью «Мыса Баранова» являются очень высокие концентрации  $V_f$  и еВС в зимний период: в 2–3 раза больше, чем в Баренцбурге. Этот результат является неожиданным, так как Баренцбург, в отличие от «Мыса Баранова», подвержен влиянию тепловой электростанции и угольной пыли [4]. Вопрос высоких зимних концентраций  $V_f$  и еВС требует дополнительного анализа: можно предполагать воздействие местных источников теплоэнергетики на станции или некачественные измерения (работа приборов) в холодный период.

### АОТ атмосферы

На рис. 2 показаны средние спектральные зависимости АОТ в диапазоне спектра 0,34–2,14 мкм на станциях «Мыс Баранова» и «Баренцбург». Из приведенных данных видно, что АОТ на двух станциях имеют близкие значения в коротковолновой части спектра, но спектральная зависимость  $\tau^a(\lambda)$  на «Мысе Баранова» отличается более быстрым спадом с ростом длины волны.

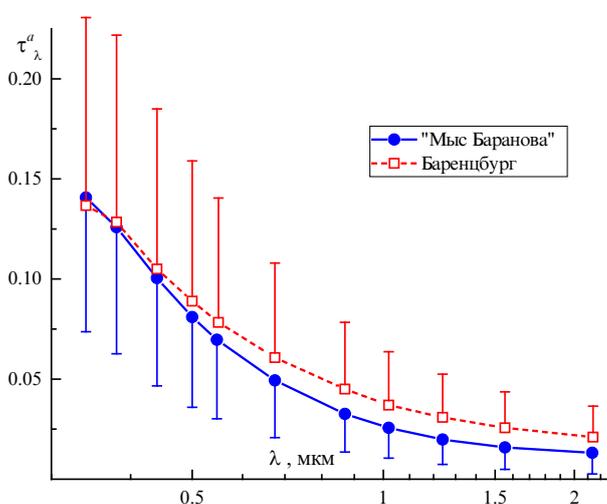


Рис. 2. Средние спектральные зависимости АОТ на станциях «Мыс Баранова» и «Баренцбург»

Малое количество фотометрических наблюдений на «Мысе Баранова» не позволило рассмотреть особенности сезонной изменчивости АОТ атмосферы. Поэтому статистические характеристики АОТ рассчитаны за общий период наблюдений (таблица 2): средние, модальные (наиболее вероятные) и максимальные значения. Из таблицы видно, что редкие случаи высоких замутнений атмосферы (аномалии), увеличивают среднее значение АОТ (0,5 мкм) примерно на 20 %, в основном за счет мелкодисперсной составляющей ( $\tau^f$ ).

Основной особенностью АОТ атмосферы на «Мысе Баранова» являются очень большие значения показателя Ангстрема  $\alpha$ , обусловленные низким содержанием грубодисперсного аэрозоля (см.  $\tau^c$ ). Для сравнения отметим, что величина  $\tau^c$  на станции «Баренцбург», в среднем, составляет 0,03, а показатель Ангстрема меняется от 1,05 осенью до 1,29 весной [4].

Таблица 2

Статистические характеристики АОТ атмосферы на станции «Мыс Баранова»: первая строка — среднее  $\pm$  СКО, вторая — модальные // максимальные значения

	$\tau^a_{0.5}$	$\tau^f$	$\tau^c$	$\alpha$
Все данные	0,081 $\pm$ 0,045	0,068 $\pm$ 0,041	0,013 $\pm$ 0,011	1,67 $\pm$ 0,34
	0,05 // 0,22	0,04 // 0,20	0,01 // 0,05	1,85 // 2,21
«Без аномалий»	0,066 $\pm$ 0,027	0,055 $\pm$ 0,026	0,011 $\pm$ 0,009	1,68 $\pm$ 0,35
	0,05 // 0,12	0,04 // 0,10	0,01 // 0,05	1,85 // 2,17

Исследования выполнялись при финансовой поддержке проекта РНФ № 21–77–20025. В измерениях АОТ атмосферы использовался солнечный фотометр SPM, входящий в состав ЦКП «Атмосфера» при поддержке Минобрнауки России (соглашение № 075–15–2021–661).

### Список литературы

1. Kondratyev K. Ya., Ivlev L. S., Krapivin V. F., Varotsos C. A. Atmospheric aerosol properties, formation processes, and impacts: from nano- to global scales // Springer/PRAXIS, Chichester, U.K., 2006, p. 572.
2. Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere; Editors Alexander Kokhanovsky and Claudio Tomasi; Springer Polar Sciences series. 2020, 717 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-33566-3>.
3. Сакерин С. М., Голобокова Л. П., Кабанов Д. М., Калашникова Д. А., Козлов В. С., Круглинский И. А., Макаров В. И., Макштас А. П., Попова С. А., Радионов В. Ф., Симонова Г. В., Турчинович Ю. С., Ходжер Т. В., Хуриганова О. И., Чанкина О. В., Чернов Д. Г. Результаты измерений физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля на «Ледовой базе Мыс Баранова» в 2018 г. // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 6. с. 421–429. DOI: 10.15372/AOO20190601.
4. Кабанов Д. М., Масловский А. С., Радионов В. Ф., Сакерин С. М., Чернов Д. Г., Сидорова О. Р. Сезонная и межгодовая характеристик аэрозоля по данным многолетних (2011–2021 гг.) измерений в Российском научном центре на архипелаге Шпицберген // Оптика атмосферы и океана, 2023, Т. 36, № 6 (в печати).

## Results from five-year cycle of measuring the aerosol characteristics at polar station Cape Baranov (2018–2022)

Sakerin S. M.<sup>1</sup>, Kabanov D. M.<sup>1</sup>, Chernov D. G.<sup>1</sup>, Loskutova M. A.<sup>2</sup>, Rize D. D.<sup>2</sup>, Turchinovich Yu. S.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, SB, RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

e-mail: [sms@iao.ru](mailto:sms@iao.ru)

A statistical generalization of the results of a five-year monitoring of aerosol characteristics at the polar station Cape Baranov is presented. Over the total measurement period, the average aerosol characteristics had been: 0.40  $\mu\text{m}^3/\text{cm}^3$  for the particle volumes  $V_p$ , 0.48  $\mu\text{m}^3/\text{cm}^3$  for  $V_c$ ; 48  $\text{ng}/\text{m}^3$  for the black carbon concentration; 0.081 for AOD (0.5  $\mu\text{m}$ ) (and, in particular, 0.068 for  $\tau_p$  and 0.013 for  $\tau_c$ ); and 1.7 for the **Ångström exponent**. The specific

features of seasonal variations in different aerosol characteristics are discussed. It is noted that the Arctic atmosphere is affected by outflows of smokes from forest fires and other pollutants from midlatitudes. The obtained average aerosol characteristics are compared with analogous data at the Barentsburg polar station (2011–2022).

**Keywords:** aerosol, black carbon, aerosol optical depth, Arctic

# Пространственное распределение и средние характеристики атмосферного аэрозоля в акватории Карского моря

Сакерин С. М.<sup>1</sup>, Кабанов Д. М.<sup>1</sup>, Круглинский И. А.<sup>1</sup>, Почуфаров А. О.<sup>1</sup>, Ризе Д. Д.<sup>2</sup>,  
Сидорова О. Р.<sup>2</sup>, Турчинович Ю. С.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup>Арктический и антарктический научно исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: [sms@iao.ru](mailto:sms@iao.ru)

## Аннотация

Обсуждаются результаты исследований атмосферного аэрозоля в акватории Карского моря: 11 морских экспедиций в 2007–2022 гг. Приводится карта пространственного распределения характеристик аэрозоля, построенная с помощью сплайн интерполяции многолетних данных. Проводится сравнительный анализ статистических характеристик аэрозоля в отдельных частях Карского моря. Средние значения характеристик над Карским морем, в целом, составили: объем субмикронных частиц— $0,33 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$ , объем грубодисперсных частиц— $1,81 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$ ; концентрация черного углерода— $32 \text{ нг}/\text{м}^3$ ; АОТ ( $0,5 \text{ мкм}$ )— $0,043$ ; показатель Ангстрема— $0,8$ . Отдельно рассматривается динамика пространственного распределения характеристик аэрозоля осенью 2022 г. по данным одновременных измерений в нескольких районах.

**Ключевые слова:** аэрозоль, черный углерод, аэрозольная оптическая толща, Карское море, экспедиции

Аэрозоль играет важную роль в процессах формирования климата и экологического состояния окружающей среды [1]. Наименее изученными являются полярные районы, которые отличаются большой динамикой природной среды и уязвимостью к изменениям климата. На территории Северного Ледовитого океана (СЛО) практически отсутствуют местные источники аэрозоля кроме морского, но существенный вклад вносят дальние переносы субмикронного аэрозоля природного и антропогенного происхождения из средних широт Евразии и Северной Америки. Кроме дальних переносов, более частое влияние могут оказывать выносы аэрозоля из соседних континентальных районов, граничащих с арктическими морями. Например, для атмосферы Карского моря дополнительным источником загрязнений являются выбросы продуктов сжигания попутного газа на предприятиях добычи и переработки нефти и газа, расположенных на территории Ненецкого, Ямало-Ненецкого и Таймырского автономных округов.

В данной работе обсуждаются результаты исследований аэрозоля в атмосфере Карского моря: (а) анализируется изменчивость характеристик аэрозоля на основе одновременных измерений в нескольких экспедициях осенью 2022 г. (рис. 1а); (б) обобщаются данные многолетних измерений в 11 морских экспедициях (рис. 1б). Во всех экспедициях использовался комплект приборов в составе солнечного фотометра SPM, счетчика частиц АЗ-10 и аэталометра МДА [2, 3]. По данным фотометрических наблюдений определялись: аэрозольная оптическая толща (АОТ) атмосферы; параметр Ангстрема  $\alpha$ ; грубо- и мелкодисперсные составляющие АОТ ( $\tau^e$  и  $\tau^f$  на длине волны  $0,5 \text{ мкм}$ ). По данным измерений счетчика АЗ-10 рассчитывались: концентрации частиц радиусом  $0,15\text{--}5 \text{ мкм}$  ( $N_a$ ); объемы частиц мелко- и грубодисперсного аэрозоля радиусом меньше/больше  $0,5 \text{ мкм}$  ( $V_f$  и  $V_c$ ). С помощью аэталометров измерялась массовая концентрация поглощающего вещества в эквиваленте элементного черного углерода— $eBC$ . В таблице 1 представлен объем данных, полученных в 2022 г. и во всех экспедициях в Карском море (2007–2022 гг.).

## Результаты осенних экспедиций 2023 г.

Осенью 2022 г. проведены одновременные измерения характеристик аэрозоля на полярной станции «Мыс Баранова» и на маршруте трех морских экспедиций на НИС «Академик Мстислав Келдыш», НЭС «Академик Трешников» и ЛСП «Северный полюс». Анализ обратных траекторий движения воздушных масс в районы измерений показал, что до 20 сентября воздух поступал с севера, в октябре, в основном, со стороны континента. В первой декаде ноября в Карском море наблюдался циклон: воздух в район А поступал со стороны Баренцева моря, а в районы В и С—из Сибири. Динамика пространственного распределения характеристик аэрозоля оценивалась по

изменению среднедекадных значений концентраций  $eBC$  и  $V_f$  в 3-х районах Карского моря (А, В и С на рис. 1а). Из расчетов исключались 5 % самых больших выбросов часовых значений  $eBC$  и  $V_f$ .

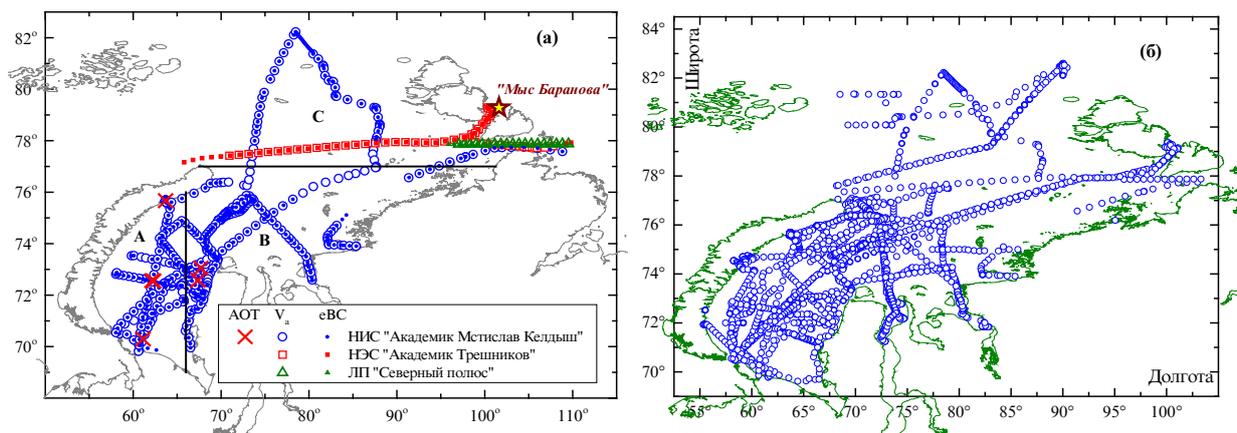


Рис. 1. Карта мест измерений характеристик аэрозоля в 2022 г. (а) и в 11 экспедициях (б) в Карском море

Из рис. 2 видно, что изменчивость декадных значений  $eBC$  хорошо согласуется с данными переноса воздушных масс. В октябре наблюдается увеличение концентрации  $eBC$ : в районе А в первой декаде, в районе В во второй декаде. Достаточно высокие значения  $eBC$  (29.5  $\text{нг}/\text{м}^3$ ) 22–29 сентября в районе С были обусловлены выносом воздушной массы с севера Европы. В целом, в районе С наблюдались самые низкие концентрации  $eBC$  и максимальная вариабельность: среднее значение — 14,3  $\text{нг}/\text{м}^3$ , коэффициент вариаций — 0,84. В районах А и В средние значения  $eBC$  и коэффициенты вариаций отличаются незначительно: 29,9  $\text{нг}/\text{м}^3$  и 0,37; 25,8 и 0,47, соответственно.

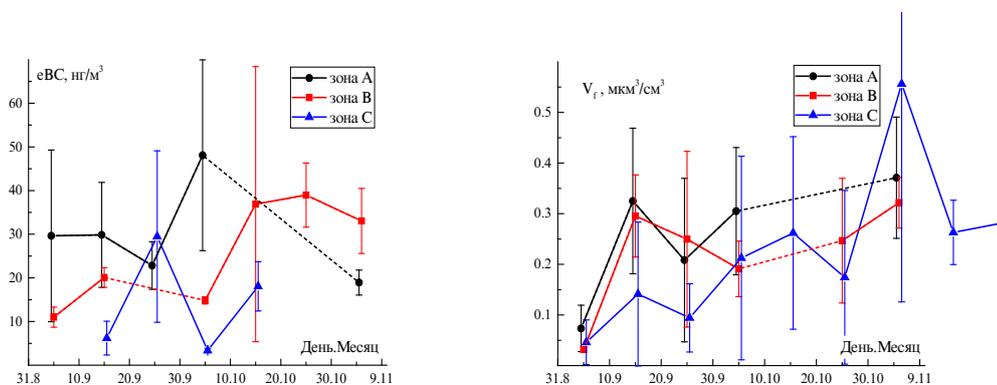


Рис. 2. Временная изменчивость концентраций  $eBC$  и объемов частиц  $V_f$  в трех районах Карского моря  
Обобщение 2многолетних данных

Самые низкие значения  $V_f$  (0.03–0.07  $\text{мкм}^3/\text{см}^3$ ) во всех районах наблюдались в 1-й декаде сентября, а максимальные (0.28–0.32  $\text{мкм}^3/\text{см}^3$ ) — в 1-й декаде ноября. С 11 по 30 октября средние значения  $V_f$  составили: 0.28, 0.25 и 0.18  $\text{мкм}^3/\text{см}^3$  в районах А, В и С, соответственно. Распределение концентраций  $eBC$  и  $V_f$  по районам осенью 2022 г. сопоставимо с многолетними данными.

Проведено статистическое обобщение характеристик атмосферного аэрозоля, измеренных в 11-и экспедициях в акватории Карского моря (см. таблицу 1 и рис. 1б). Существенное влияние на анализируемые характеристики могут оказывать относительно редкие случаи аномально высоких концентраций аэрозоля, обусловленных выносами загрязнений их средних широт (например, дымов лесных пожаров) и техногенными воздействиями судна при неблагоприятном направлении ветра. Поэтому статистические расчеты проводились в двух вариантах: по общему

массиву данных и без учета «аномалий». На рис. 3 представлена карта пространственного распределения характеристик аэрозоля, построенная методом сплайн интерполяции данных в варианте «без аномалий». Самые большие значения всех характеристик наблюдаются в юго-западной части Карского моря (район 1). Высокие концентрации еВС наблюдаются также вблизи западного побережья Таймыра (район 2). Повышенное содержание аэрозоля в указанных районах являются логичными, учитывая близость к крупным предприятиям добычи и переработки минеральных ресурсов на территориях Ненецкого автономного округа, г. Норильска, полуостровов Гыданский, Ямал и др. В остальной части Карского моря (район 3) прослеживается уменьшение содержания субмикронного аэрозоля в северо-западном направлении.

Таблица 1.

Экспедиции, в которых проводились исследования аэрозоля в Карском море ( $N_m$  и  $N_t$  — количество дней измерений микрофизических характеристик и АОТ)

№	Период	Название научных судов и экспедиций	$N_m$	$N_t$
1	Сент.—окт. 2007	54 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	26	—
2	Август—сент. 2013	«Академик Федоров», <i>NABOS-2013</i>	4	—
3	Август—окт. 2015	«Академик Трешников», <i>NABOS-2015</i>	15	—
4	Июль—август 2016	66 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	35	18
5	Август—сент. 2018	«Академик Трешников», Арктика-2018	7	1
6	Август—сент. 2019	«Профессор Мультановский», Трансарктика-2019	8	1
7	Июнь—июль 2021	83 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	11	7
8, 9	Сент.—ноябрь 2022	89 и 90 рейсы «Академик Мстислав Келдыш»	43	6
10	Сентябрь 2022	«Академик Трешников»	5	—
11	Сент.—ноябрь 2022	«Северный полюс»	1	—
Общее количество данных (дней измерений)			155	33

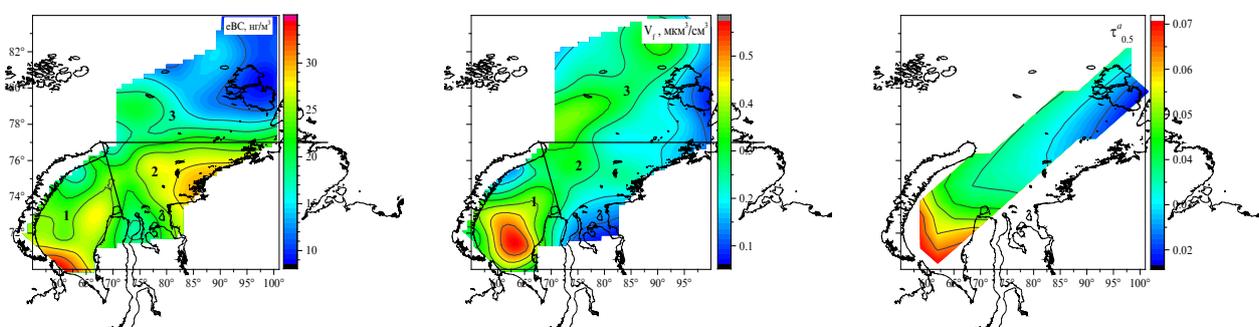


Рис. 3. Среднее пространственное распределение концентраций еВС, объемов частиц  $V_f$  и АОТ по данным многолетних измерений в Карском море (черные линии — границы трех районов)

В таблице 2 представлены статистические характеристики концентраций еВС и объемов частиц ( $V_p$ ,  $V_c$ ), рассчитанных для отдельных районов. Из приведенных данных видно, что аномально высокие концентрации действительно могут приводить к искажению статистических оценок и неправдоподобным результатам. Например, самое высокое содержание субмикронного аэрозоля оказалось в районе 3, наиболее удаленном от континента. При исключении «аномалий» результаты становятся более адекватными (см. средние значения в скобках): концентрации  $V_f$  и еВС убывают от района 1 к району 3 в 1,3–1,6 раза. Иной вид имеет распределение по районам грубодисперсного аэрозоля ( $V_c$ ). Его содержание определяется не дальними переносами с континента, а местными факторами — генерацией морского аэрозоля, которая зависит от скорости ветра и волнения. Поэтому самые большие значения  $V_c$  в районе 3 вполне объяснимы.

Средние ( $\pm$  СКО) значения приземных характеристик аэрозоля над Карским морем (в скобках приведены средние значения без учета «аномалий»)

	Карское море	Район 1	Район 2	Район 3
eBC, нг/м <sup>3</sup>	32.1 $\pm$ 70.0 (22.8)	30.0 $\pm$ 31.7 (24.4)	38.2 $\pm$ 106 (23.9)	24.5 $\pm$ 51.8 (15.2)
$V_p$ , мкм <sup>3</sup> /см <sup>3</sup>	0.33 $\pm$ 0.36 (0.26)	0.35 $\pm$ 0.35 (0.29)	0.28 $\pm$ 0.30 (0.24)	0.38 $\pm$ 0.52 (0.23)
$V_c$ , мкм <sup>3</sup> /см <sup>3</sup>	1.81 $\pm$ 2.49 (1.39)	2.10 $\pm$ 2.66 (1.58)	1.08 $\pm$ 1.60 (0.98)	2.43 $\pm$ 3.07 (1.71)

Из-за меньшего числа данных, статистические характеристики АОТ рассчитаны для всего Карского моря (таблица 3 и рис. 4). Сравнение со средними данными в соседних районах («Мыс Баранова» [4] и Баренцево море [3]) показало, что Карское море отличается самыми низкими значениями АОТ и пологой спектральной зависимостью. Прежде всего, это обусловлено малым содержанием мелкодисперсного аэрозоля:  $\tau^f$  примерно в 3 раза меньше, чем в соседних районах.

Таблица 3

Средние значения характеристик АОТ над Карским, Баренцевым морем и на «Мысе Баранова»

	Карское море	Баренцево море	«Мыс Баранова»
$\tau_{0.5}^a$	0.043 $\pm$ 0.046	0.094 $\pm$ 0.040	0.081 $\pm$ 0.045
$\tau^f$	0.023 $\pm$ 0.037	0.062 $\pm$ 0.03	0.069 $\pm$ 0.041
$\tau^c$	0.019 $\pm$ 0.021	0.030 $\pm$ 0.010	0.013 $\pm$ 0.011
$\alpha$	0.79 $\pm$ 0.52	0.93 $\pm$ 0.2	1.67 $\pm$ 0.34

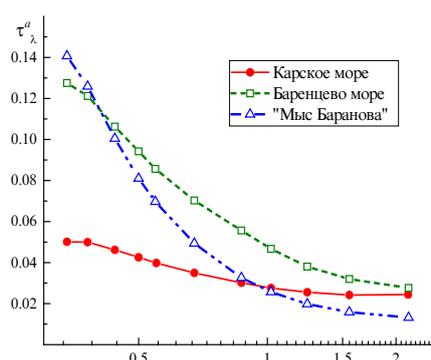


Рис. 4. Средние спектральные зависимости АОТ над Карским, Баренцевым морем [3] и на полярной станции «Мыс Баранова» [4]

Исследования выполнялись при финансовой поддержке проекта РНФ № 21–77–20025. В измерениях АОТ атмосферы использовался солнечный фотометр SPM, входящий в состав ЦКП «Атмосфера» при поддержке Минобрнауки России (соглашение № 075–15–2021–661).

### Список литературы

1. Аэрозоль и климат // Под ред. К. Я. Кондратьева. — Л.: Гидрометеиздат, 1991, 541 с.
2. Sakerin S. M., Kabanov D. M., Makarov V. I., Polkin V. V., Popova S. A., Chankina O. V., Pochufarov A. O., Radionov V. F., Rize D. D. Spatial distribution of atmospheric aerosol physicochemical characteristics in Russian sector of the Arctic Ocean // Atmosphere, 2020, Vol. 11(11), 1170. <https://doi.org/10.3390/atmos11111170>.
3. Сакерин С. М., Кабанов Д. М., Калашиникова Д. А. и др. Пространственно-временная изменчивость характеристик атмосферного аэрозоля над Карским, Баренцевым, Норвежским и Гренландским морями (экспедиции 2018–2021) // Оптика атмосферы и океана, 2022, 35, № 6, с. 447–455.
4. Сакерин С. М., Кабанов Д. М., Чернов Д. Г., Лоскутова М. А., Ризе Д. Д., Турчинович Ю. С. Результаты пятилетнего цикла измерений характеристик аэрозоля на полярной станции «Мыс Баранова» (2018–2022 гг.) // См. Сборник трудов Международного симпозиума «МСАРД-2023».

# Spatial distribution and average characteristics of atmospheric aerosol in Kara Sea basin

Sakerin S. M.<sup>1</sup>, Kabanov D. M.<sup>1</sup>, Kruglinsky I. A.<sup>1</sup>, Pochufarov A. O.<sup>1, Rize D. D.2</sup>, Sidorova O. R.<sup>2</sup>,  
Turchinovich Yu. S.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, SB, RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

e-mail: [sms@iao.ru](mailto:sms@iao.ru)

The results of studies of atmospheric aerosol in the Kara Sea are discussed: 11 marine expeditions in 2007–2022. A map of the average spatial distribution of aerosol characteristics, constructed using spline interpolation of multiyear data, is presented. A comparative analysis of the statistical characteristics of aerosol calculated for individual regions of the Kara Sea has been carried out. The average values of aerosol characteristics over the Kara Sea, in general, were: the volume of submicron particles— $0.33 \mu\text{m}^3/\text{cm}^3$ , the volume of coarse particles— $1.81 \mu\text{m}^3/\text{cm}^3$ ; black carbon concentration— $32 \text{ ng}/\text{m}^3$ ; aerosol optical depth of the atmosphere at a wavelength of  $0.5 \mu\text{m}$ — $0.043$ ; Ångström exponent— $0.8$ .

**Keywords:** aerosol, black carbon, aerosol optical depth, Kara Sea, expeditions

# Вертикальное распределение чёрного углерода в атмосфере зимней Арктики по данным баллонного зонда обратного рассеяния

Фомин Б. А.<sup>1),2)</sup> (b.fomin@mail.ru), Балугин Н. В.<sup>1),2)</sup>, Гинзбург В. А.<sup>1)</sup>, Зеленова М. С.<sup>1)</sup>, Кострыкин С. В.<sup>1),3)</sup>, Кухта Б. А.<sup>1)</sup>, Ревокатова А. Р.<sup>1),4)</sup>, Юшков В. А.<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Институт глобального климата и экологии им. Ю. А. Израэля, 107058, Москва, ул. Глебовская, 20Б

<sup>2)</sup> ФГБУ «Центральная Аэрологическая Обсерватория», 141707, Моск. обл., г. Долгопрудный, ул. Первомайская, 3

<sup>3)</sup> Институт Вычислительной Математики РАН, 119333, Москва, ул. Губкина, 8

<sup>4)</sup> ФГБУ ГИДРОМЕТЦЕНТР России, 123242, Москва, Большой Предтеченский пер., 11–13.

В статье описана методика проведения измерений профиля массовой концентрации чёрного углерода в атмосфере с помощью баллонного аэрозольного зонда обратного рассеяния.

Ключевые слова: чёрный углерод, арктическая атмосфера, зонд обратного рассеяния.

В данной работе отработывалась методика проведения измерений концентрации чёрного углерода (ЧУ) в столбе атмосферы зимней Арктики с помощью экономичного Аэрозольного Зонда Обратного Рассеяния (АЗОР). Его измерения основаны на регистрации обратного излучения, формирующегося в непосредственной близости от зонда (~2–3 м) благодаря молекулярному и аэрозольному рассеянию [1]. В данном АЗОР имеются два канала. Т.е. используются два луча света от двух светодиодов прибора. Длины волн этих лучей равны 940 нм, а также 470 или 528. АЗОР также измеряет температуру, что позволяет определить давление и рассчитать вклад молекулярного рассеяния в каждый из двух регистрируемых сигналов. Вычитание этого вклада из измеренного сигнала позволяет определить вклад аэрозольного рассеяния. Безразмерное отношение вкладов аэрозольного рассеяния в каналах, так называемый Цветовой Индекс (ЦИ), зависит от типа аэрозоля и не зависит от его концентрации в предположении наличия чистой фракции аэрозоля. Для моделей атмосферного аэрозоля, например, «климатических» из WCP-112 [2], он вычисляется по теории Ми. Поэтому измерение ЦИ позволяет оценить состав аэрозоля, окружающего прибор сравнением экспериментального и вычисленных ЦИ. Важно отметить, что ЦИ для ЧУ существенно больше чем для других типичных атмосферных аэрозолей. Поэтому слой ЧУ достаточно надёжно диагностируется зондом. Измерения в столбе атмосферы выполняются с использованием аэрологической оболочки с высотой подъема ~30 км.

Зонды были запущены в марте 2021 г. (4 запуска) и феврале 2023 г. (4 запуска) на Аэрологической станции г. Салехард. На рис. 1 представлены результаты измерений сигнала в канале 940 нм в полётах зонда 20 и 21 февраля 2021 г. Также на рис. 1 показаны вклады молекулярного рассеяния. Результаты на рисунке нормированы так, что вклад молекулярного рассеяния совпадает с самим коэффициентом молекулярного рассеяния.

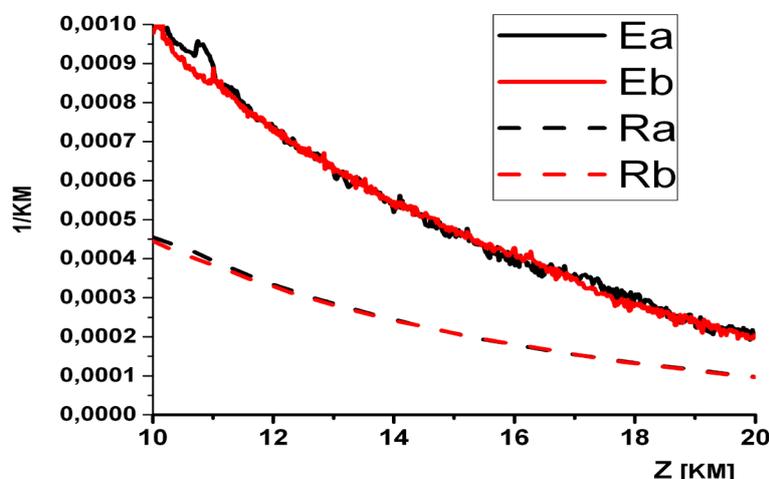


Рис. 1. Z — высота. Ea и Eb измерения 20 и 21 февраля, соответственно. Ra и Rb вклады молекулярного рассеяния.

Этот рисунок отражает типичную ситуацию в измерениях. Так вклады молекулярного рассеяния практически совпали, что объясняется схожестью профилей температуры в эти дни. Но измеренные сигналы резко различаются в тропосфере. Дело в том, что в тропосфере (ниже ~10 км) 21 февраля была облачность. Однако в районе тропопаузы («стабильном» температурном слое выше 10 км) профили измеренных сигналов неплохо совпадают. Некоторые различия в районе 11 км и 17 км объясняются температурными инверсиями, наблюдаемыми в температурных профилях 20 февраля. Схожая картина наблюдается и для измерений в канале 528 нм.

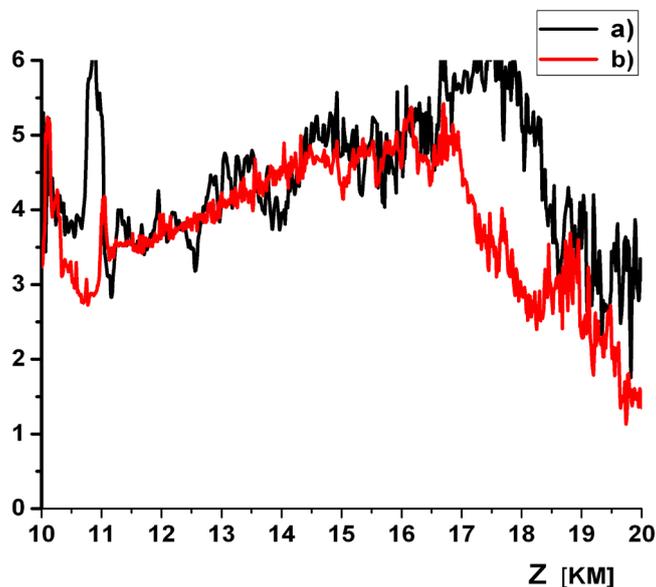


Рис. 2. Цветовые индексы по измерениям 20 и 21 февраля: кривые а) и б), соответственно.

Для этих полётов на рис. 2 показаны профили ЦИ в «стабильном» слое 10–12 км. Эти профили также неплохо совпадают. (Но более явно проявляются различия из-за инверсии на высотах 11 и 17 км в полёте 20 февраля.) В целом можно выделить три слоя: 14–20 км, 12–14 км и 10–12 км, где ЦИ примерно равны 4.5, 4.0 и 3.5. Для анализа полученных результатов мы, следуя WCP-112, использовали логнормальное распределение частиц по размерам. Также из WCP-112 мы заимствовали спектр комплексного показателя преломления вещества ЧУ. Затем, с помощью расчётов по теории Ми, мы рассчитали ЦИ для наших каналов 528 и 940 нм и подобрали соответствующие параметры логнормального распределения. Подбор показал, что измеренным ЦИ соответствуют следующим параметрам ( $R=0.0115$  мкм,  $\sigma=1.87$ ), ( $R=0.0115$  мкм,  $\sigma=1.93$ ) и ( $R=0.0115$  мкм,  $\sigma=1.99$ ). Заметим, что для «климатического» аэрозоля из WCP-112 параметры ( $R=0.0118$  мкм,  $\sigma=2.00$ ). Соответствующие значения ЦИ и другие величины, вычисленные по этим параметрам для обработки эксперимента, приведены в таблице 1. Это средние объёмы частиц  $V$  в  $\text{см}^3$  и объёмные коэффициенты рассеяния  $S$  в  $\text{км}^{-1}$  для длины волны 940 нм при концентрации равной 1-й частице в  $\text{см}^3$  (вычисляются по теории Ми). Заметим, что величины во 2-м столбце полностью совпадают с величинами из WCP-112, что послужило дополнительной проверкой наших расчётов.

Таблица 1

Цветовые индексы ЦИ, параметры логнормального распределения ( $R$ ,  $\sigma$ ), средние объёмы частиц  $V$  и коэффициенты рассеяния  $S$  вычисленные для обработки результатов полётов 20 и 21 февраля.

ЦИ	3.3 (для WCP-112)	4.6	4.0	3.5
$R$ мкм, $\sigma$	0.0118, 2.0	0.0115, 1.87	0.0115, 1.93	0.0115, 1.99
$V$ $\text{см}^3$	0.60 (-16)	0.37(-16)	0.45(-16)	0.54(-16)
$S$ $\text{км}^{-1}$ (940 нм)	2.80(-08)	7.76(-09)	1.35(-08)	2.27(-08)

Концентрации частиц определяются отношением экспериментальных коэффициентов рассеяния, которые определяются из измеренных коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния (см. рис. 1) с учётом индикатрисы рассеяния на  $180^\circ$ , к величине  $S$ . Используя профили этих концентраций, средний объём частиц и, полагая плотность вещества ЧУ равной  $2 \text{ г/см}^3$ , мы получили оценки массовой концентрации для вышеуказанных ЦИ, показанные на рис. 3.

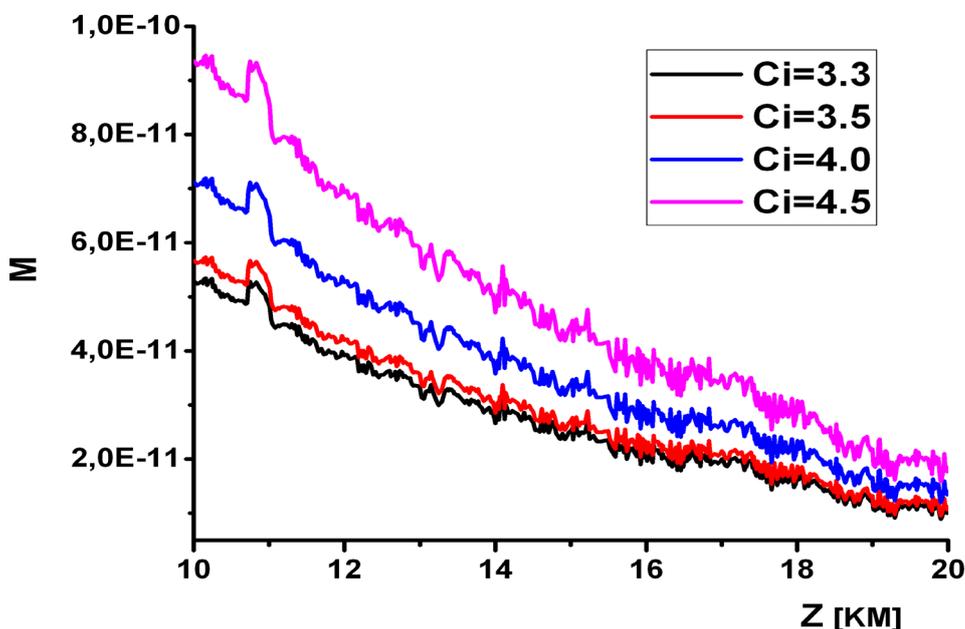


Рис. 3. Массовая концентрация  $M \text{ [г/см}^3\text{]}$  в полёте 20 февраля. Кривые  $C_i=3.3$ ,  $C_i=3.5$ ,  $C_i=4.0$ ,  $C_i=4.5$  получены из эксперимента в предположении распределений столбцов 2, 3, 4 и 5 таблицы 1.

Различия в этих профилях иллюстрируют величины возможных погрешностей при использовании только модели аэрозоля из WCP-112.

Конечно, такие исследования требуют значительного числа запусков зонда. Однако для исследований в стратосфере их число не выглядит чрезмерным в силу её определённой стабильности. Такая стабильность иллюстрируется на рис. 4, где представлены результаты запуска зонда в том же районе Салехарда с интервалом в два года. В целом применение экономичных АЗОР для исследования ЧУ в атмосфере представляется перспективным и может быть рекомендовано в особенности для стратосферного мониторинга.

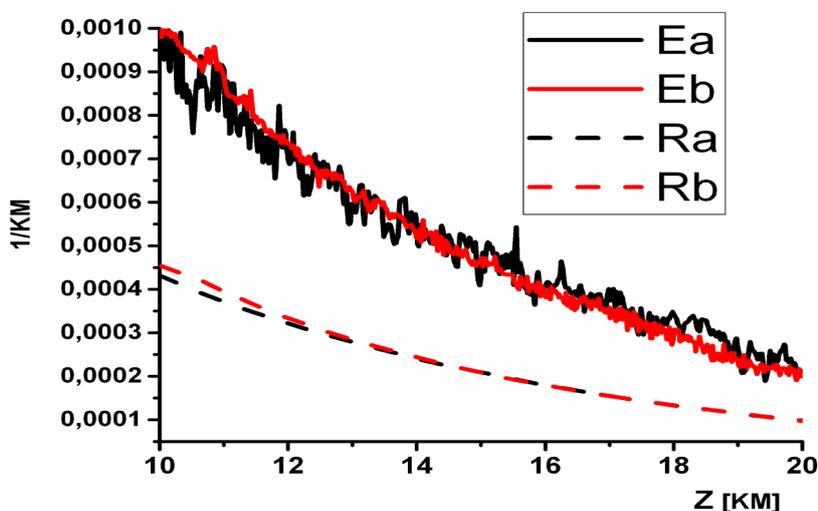


Рис. 4. То же что и на рис. 1, но для запусков 4 марта 2021 г. и 20 февраля 2023 г.

## Благодарности

Исследование выполнено в рамках научных тем Росгидромета (ФГБУ «ИГКЭ») АААА-А20–120020590066–5 «Мониторинг глобального климата и климата Российской Федерации и ее регионов, включая Арктику. Развитие и модернизация технологий мониторинга», АААА-А20–120021090098–8 «Развитие методов и технологий расчетного мониторинга антропогенных выбросов и абсорбции поглотителями парниковых газов и короткоживущих климатически-активных веществ», Плана ОНР 8.23. Обеспечение российского участия в деятельности группы Арктического совета по черному углероду (саже) и метану.

## Литература.

1. Балугин Н. В., Фомин Б. А., Юшков В. А. Оптический зонд обратного рассеяния для баллонных аэрологических измерений // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2022, том 58, № 3, с. 1–8.
2. McClatchey R.A. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. WCP-112. World Climate Research Program, WMO/TD, 1986.

## Vertical distribution of black carbon in the atmosphere of the winter Arctic using a balloon backscatter probe

Fomin B. A. <sup>1),2)</sup> (b.fomin@mail.ru), Balugin N. V. <sup>1),2)</sup>, Ginzburg V. A. <sup>1)</sup>, Zelenova M. S. <sup>1)</sup>, Kostrikin S. V. <sup>1),3)</sup>, Kukhta B. A. <sup>1)</sup>, Revokatova A. P. <sup>1),4)</sup>, Ushkov V. A. <sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Yu. A. Izrael Institute of Global Climate and Ecology, Glebovskaya 20B, Moscow 107258, Russia

<sup>2)</sup> Central Aerological Observatory, Moscow Region, Dolgoprudny, Pervomayskaya, 3, 141707, Russia.

<sup>3)</sup> Institute of Computational Mathematics, Moscow, Gubkina, 8, 119333, Russia.

<sup>4)</sup> Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation, Bolshoi Predtechensky per. 11–13, Moscow 123242, Russia

The article describes a technique for measuring the mass concentration profile of black carbon in the atmosphere using a backscatter balloon aerosol probe.

Key words: black carbon, arctic atmosphere, backscatter probe.

# Блокирующие свойства стратосферного полярного вихря в Северном полушарии во время зим 2019–2021 гг.

Хабитуев Д. С.

Irkutsk, Institute of solar-terrestrial physics SB RAS

E-mail: [Khabituev@iszf.irk.ru](mailto:Khabituev@iszf.irk.ru)

## Аннотация:

Исследование посвящено изучению особенностей циркуляции верхней стратосферы в полярной области Северного полушария в спокойные и возмущенные периоды. В работе проводится сравнительный анализ блокирующих свойств полярного стратосферного вихря во время зимних месяцев 2019–2021 гг. Анализ проводится на основе данных модели реанализа Европейского центра прогнозирования погоды Ecmwf-5. Для определения внутренней границы полярного вихря используется метод запуска пробных частиц в трехмерном поле значений скорости ветра, траектории которых формируют замкнутые циркуляционные структуры. Рассмотрены основные различия формирования и динамики таких структур в периоды сильного и слабого стратосферного полярного вихря. Показано, что во время развития главной фазы внезапного стратосферного потепления, которое развивалось в январе 2021г, замкнутая структура вихря разрушается, что стимулирует повышение меридионального перемешивания полярной стратосферы. Проведены оценки средней вертикальной скорости перемещения пробных частиц.

Ключевые слова: полярный стратосферный вихрь, внезапные стратосферные потепления

## Введение

Научный интерес к исследованию циркуляции средней атмосферы в полярных областях остается актуальным в течение последних лет. Глобальную циркуляцию стратосферы в зимний период можно охарактеризовать формированием околполярного крупномасштабного вихря, который подвергается значительным возмущениям. Динамические свойства полярного вихря в Северном полушарии оказывают значительное влияние на тропосферную погоду. В большом количестве работ показано, что во время зим с сильным полярным вихрем в Северном полушарии наблюдаются теплые зимы с более мягким климатом, и наоборот, во время слабого полярного вихря фиксируются более суровые зимы с холодными полярными вторжениями [1,2,3,4]. Ранее считалось, что возмущения в атмосфере могут передаваться только в одном направлении снизу вверх, но с накоплением данных о циркуляционных процессах, стало понятно, что происходит взаимное воздействие, как тропосферы на стратосферу, так и стратосферы на тропосферные слои. Такие воздействия, имеют значительный нелинейный характер и вызывают трудности в моделировании и составлении долгосрочных прогнозов погоды.

Формирование полярного стратосферного вихря (ПСВ) в Северном полушарии протекает, как правило, в начале календарной зимы, в конце ноября или первых числах декабря. Кольцевая структура вихря играет роль динамического барьера, который препятствует вторжению периферийных воздушных масс в центральную часть, блокируя тем самым глобальную меридиональную циркуляцию Брюера-Добсона [5]. Сила такого динамического барьера зависит от силы ветра внутри ПСВ, его формы и устойчивости. При усилении планетарных волн с волновым числом 1 и 2 происходит деформация кольцевой структуры вихря, что приводит к понижению блокирующих свойств ПСВ. Ослабление ПСВ может приводить к разделению вихря на 2 части и его полному разрушению. В периоды разрушения ПСВ фиксируется резкое повышение температуры полярной стратосферы (на десятки градусов), т. е. возникает внезапное стратосферное потепление (ВСП).

Для проведения комплексного анализа динамики полярной стратосферы важным этапом является идентификация границ полярного вихря (окопирование). В последние годы популярность набирает метод определения границ ПСВ с помощью метода траекторного анализа, или определения замкнутых когерентных структур [6]. Он основан на расчете коэффициентов расхождения траекторий движения пробных (или мнимых) частиц в поле скоростей стратосферного

ветра. Аналогичный подход был реализован нами при исследовании ВСП 2009 года с помощью оригинальной методики траекторного анализа пробных частиц [7]. Такой подход позволяет проводить анализ движений стратосферного газа не только в горизонтальной, но и в вертикальной плоскости. использование поля вертикальной скорости позволяет детектировать области глобального подъема и опускания стратосферного воздуха.

### Эксперимент

Для траекторного анализа мы используем данные полного вектора скорости ветра из реанализа Era-5 Европейского центра прогнозирования погоды [8]. Траектория каждой частицы рассчитывается путем интегрирования по времени вперед от даты запуска с интервалом в 6 часов. Для детектирования качественного характера стратосферной циркуляции не требуется рассчитывать траектории более чем 100 частиц.

В настоящей работе проведено сравнение блокирующих свойств СПВ во время периодов, которые характеризуются кардинально различными циркуляционными сценариями. Зима 2019–2020гг характеризуется сильным стратосферным полярным вихрем, блокирующие свойства которого привели к падению общего содержания озона в Арктическом регионе до минимальных климатических значений [9]. Зимой 2020–2021гг реализовался совершенно противоположный сценарий. Сильная деформация и последующее разрушение вихря сопровождалось развитием крупного ВСП в январе 2021 г. На рисунке 1 показаны циркуляционные структуры, которые формируются пробными частицами в различные моменты после запуска. Начало запуска 1 декабря соответствующего года с уровня давления 1гПа (высота ~50км). На верхней панели (рис. 1а) представлена циркуляция пробных частиц во время декабря-января 2019–2020гг, на нижней (рис. 1 б) во время зимы 2020–2021 г. На верхней панели видно, что к 13 декабря частицы начинают формировать замкнутую блокирующую структуру, площадь которой составляет порядка 4млн. км<sup>2</sup>. По характеру возмущений и времени жизни этой структуры можно судить о степени проницаемости границы. Четкие границы блокирующей структуры формируются к 31 декабря 2019 г. Интересно, что образуется дополнительное внутреннее кольцо циркуляции, которое разрушается в начале января. Отметим, что за пределами главного кольца циркуляции находятся только 3 точки во все моменты времени, т.е. полярный вихрь «захватывает» 97% пробных частиц.

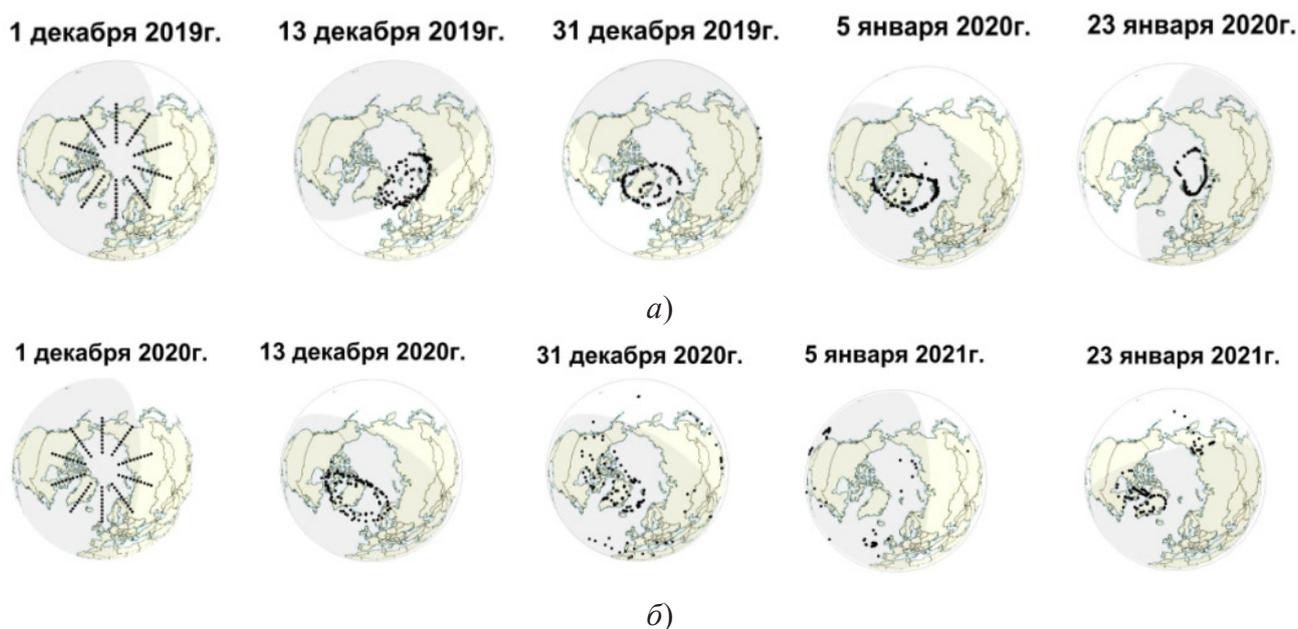


Рис.1. Формирование и развитие блокирующей циркуляционной структуры во время сильного ПСВ (верхняя панель) и слабого ПСВ (нижняя панель) на основе подхода пробных частиц.

На нижней панели (рис. 1 б) показаны те же моменты времени, после запуска во время зимы 2020–2021 г. . Видно, что к 13 декабря формируется замкнутая циркуляционная структура

несколько большей площади, порядка 5млн. км<sup>2</sup>. Однако дальнейшее развитие стратосферной циркуляции происходит по кардинально отличному сценарию: в конце декабря 2020г начинается «вытекание» частиц из блокирующей структуры. В начале января данная когерентная структура полностью разрушается с перемещением пробных частиц в экваториальную область тихого океана и среднеширотную область атлантического океана. К концу января частицы с меньшей скоростью «возвращаются» в полярную зону и группируются вокруг новых циркуляционных ячеек. Первая формируются в районе Гренландии, вторая на северо-востоке Евразии.

В работе также проведена оценка средней вертикальной скорости ансамбля частиц. На рисунке 2 показан график средней скорости запускаемых частиц в рассматриваемые периоды. Видно, что амплитуда вариаций средней вертикальной скорости для зимы 2020–2021года значительно выше, чем для зимы 2019–2020. Синяя кривая показывает в среднем положительное направление вертикальной скорости до 38 дня эксперимента, т.е. идет подъем стратосферного газа в мезосферу, а далее меняет знак и на протяжении января преобладает поток направленный вниз. Во время зимы 2020–2021гг положительное направление скорости сохраняется практически на всем протяжении декабря и января. Максимальная вариация вертикальной скорости наблюдается во время ВСП в начале января 2021 года (красная кривая). Максимальные отрицательные значения средней вертикальной скорости также фиксируются в этот период (36 день с начала эксперимента), что свидетельствует о падении стратосферного газа на внутренней границе ПСВ во время ВСП.



Рис. 2 Средняя вертикальная скорость ансамбля пробных частиц.

### Выводы

В работе проведен сравнительный анализ динамики блокирующих циркуляционных структур в стратосфере северного полушария во время зимы 2019–2020 и 2020–2021 годов. На основе траекторного анализа установлено, что во время спокойного состояния стратосферной циркуляции ПСВ играет роль устойчивого динамического барьера, который контролирует до 97% всех запускаемых частиц. Во время развития крупного ВСП, которое развивалось в январе 2021г, блокирующая структура распадается и происходит перемещение стратосферного газа в средние широты. Сравнение средней вертикальной скорости пробных частиц показывает, что во время слабого ПСВ фиксируются большие амплитуды колебаний вертикального потока.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № [22-77-10008](#)

### Список литературы:

1. Мордвинов В. И., Латышева И. В. Теория общей циркуляции атмосферы, изменчивость крупномасштабных движений. М.: Издательство ИГУ, 2013. 193с.

2. Варгин П. Н., Гурьянов В. В., Лукьянов А. Н., Вязанкин А. С. Динамические процессы стратосферы арктики зимой 2020–2021 г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2021, том 57, № 6, с. 651–664.
3. Douville H. Stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere winter climate variability // *Geo. phys. Rev. Lett.*. 2009, V. **36**, L18703.
4. Baldwin, M. P., and T.J. Dunkerton. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere // *J. Geophys. Res.*, 1999, 104, p. 30937–30946.
5. Butchart, N. The Brewer-Dobson circulation // *Rev. Geophys.*, 2014, V. 52, p. 157184, doi:10.1002/2013RG000448.
6. Serra, M., Sathe, P., Beron-Vera, F., & Haller, G. Uncovering the Edge of the Polar Vortex // *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2017, V. 74(11), p. 3871–3885.
7. Shpynev B. G., Khabituiev D. S., Chernigovskaya M. A. and Zorkal'tseva O. S. Role of winter jet stream in the middle atmosphere energy balance // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2019, vol. 188, pp. 1–10.
8. Hersbach, H.; Bell, B.; Berrisford, P.; Hirahara, S.; Horónyi, A.; Muñoz-Sabater, J.; Nicolas, J.; Peubey, C.; Radu, R.; Schepers, D. The ERA5 global reanalysis. // *QJR Meteorol Soc.* 2020, 146, p. 1999–2049.
9. Petkov B., Vitale V., Di Carlo P., Mazzola M., Lupi A., Diémoz H., Fountoulakis I., Drofa O., Mastrangelo D., Casale G. R., Siani A. M. The 2020 Arctic ozone depletion and signs of its effect on the ozone column at lower latitudes // *Bull. of Atmos. Sci. & Technol.* 2021;2(1–4):8. doi: 10.1007/s42865–021–00040-x.

## **Blocking properties of the stratospheric polar vortex in the Northern Hemisphere in the winter of 2019–2021**

### **Abstract:**

The study is devoted to investigate the features of the upper stratosphere circulation in the polar region of the Northern Hemisphere in quiet and disturbed periods. The work provides a comparison of the blocking properties of the polar stratospheric vortex during the winter months of 2019–2021. The analysis is based on the data of the reanalysis model Era-5 of the European Weather Forecasting Center. To determine the inner boundary of the polar vortex, the method of launching test particles in a three-dimensional field of wind speed values is used, the trajectories of which form closed circulation structures. The main differences in the formation and dynamics of such structures during periods of strong and weak stratospheric polar vortex are considered. It is shown that during the development of the main phase of the sudden stratospheric warming, which evolves in January 2021, the closed structure of the vortex is destroyed, which stimulates an increase in the meridional mixing of the polar stratosphere. Estimates of the average vertical velocity of movement of test particles were carried out.

**Key words:** polar stratospheric vortex, sudden stratospheric warmings