

УДК 551.510.53:551.501.816

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

© 2024 г. В. А. Коршунов*

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

*e-mail: korshunov@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 06.05.2024 г.

После доработки 14.08.2024 г.

Принята к публикации 02.09.2024 г.

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

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

DOI: 10.31857/S0002351524060071 EDN: HUTNLN

1. ВВЕДЕНИЕ

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

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

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

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

2. МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

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

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

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

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

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

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

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

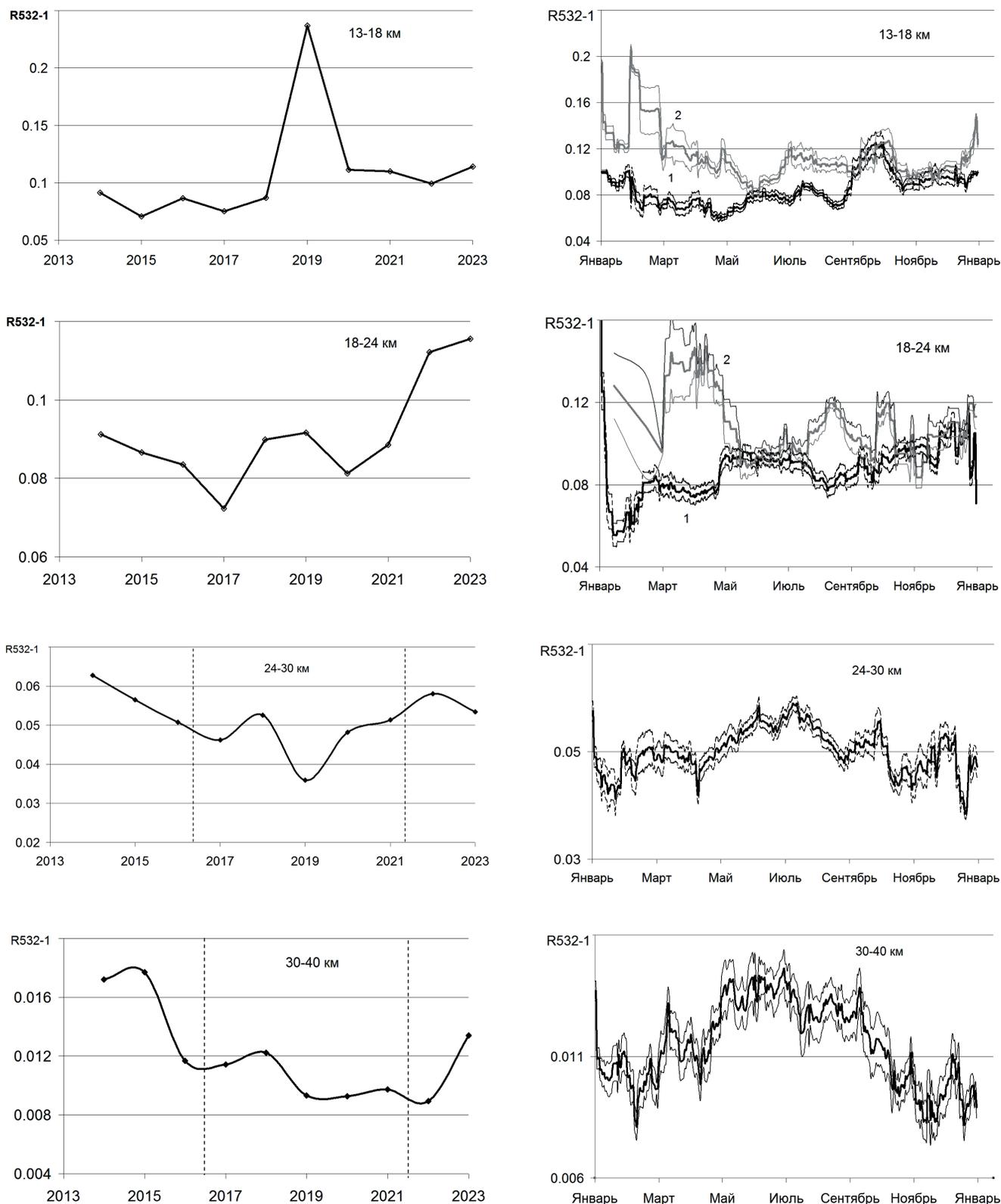


Рис. 1. Межгодовой (левый столбец) и сезонный (правый столбец) ход аэрозольного обратного рассеяния на длине волны 532 нм в различных высотных слоях. На графиках сезонного хода штриховыми линиями обозначено среднеквадратическое отклонение представленных значений. Кривые 1 и 2 для сезонного хода в слоях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

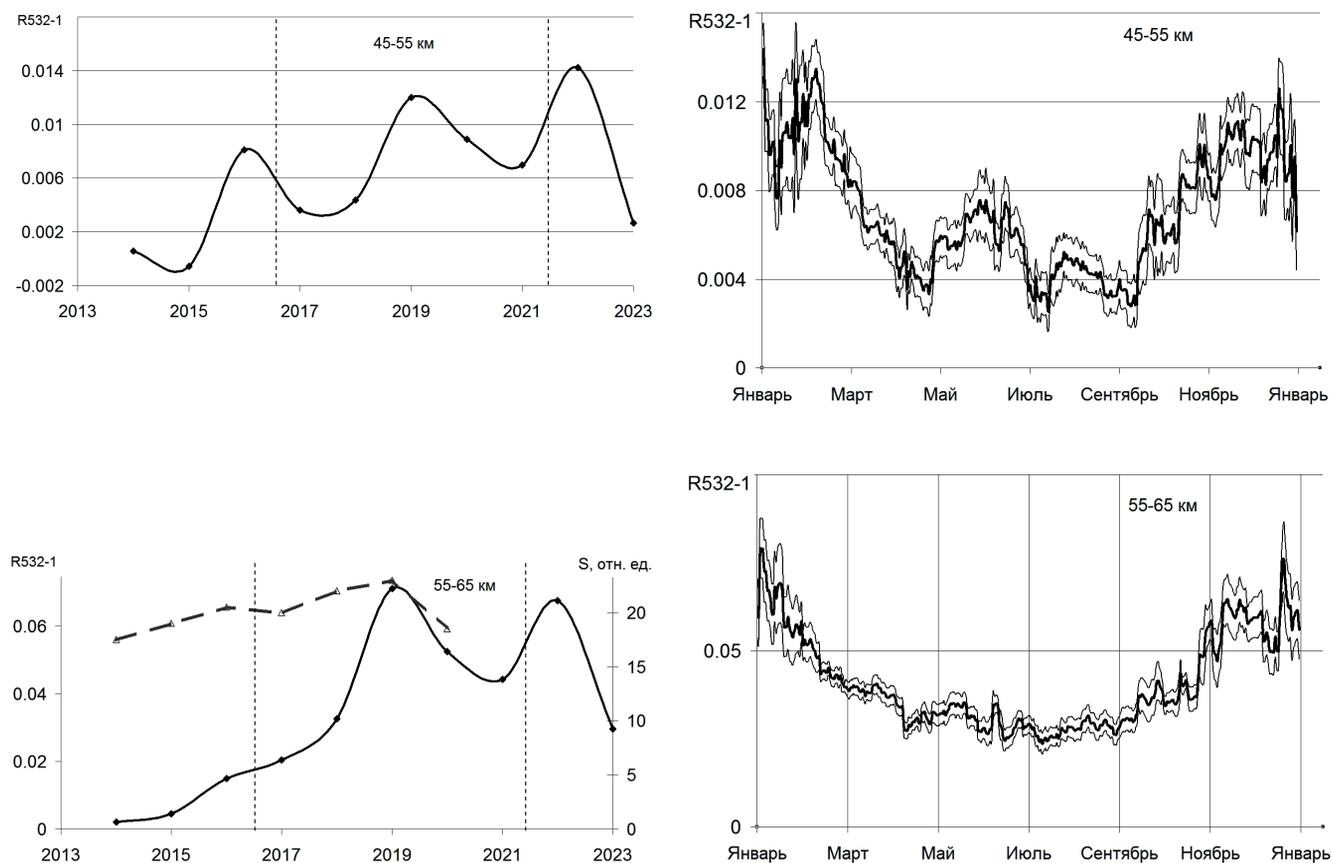


Рис. 1. Окончание

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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

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

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

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

- Carrillo-Sánchez J.D., Gómez-Martín J.C., Bones D.L., Nesvorný D., Pokorný P., Benna M., Flynn G.J., Plane J.M.C.* Cosmic dust fluxes in the atmospheres of Earth, Mars, and Venus // *Icarus*. 2020. V. 335. P. 113395.
- Cheremisin A.A.* Photophoresis of aerosol particles with nonuniform gas–surface accommodation in the free molecular regime // *J. Aerosol Sci.* 2019. V. 136. P. 15–35.
- English J.M., Toon O.B., Mills M.J., Yu F.* Microphysical simulations of new particle formation in the upper troposphere and lower stratosphere // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11. P. 9303–9322. doi:10.5194/acp-11-9303-2011.
- Frankland V.L., James A.D., Feng W., Plane J.M.C.* The uptake of HNO₃ on meteoric smoke analogues // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2015. V. 127. P. 150–160.
- Genge M.J.* Micrometeorites and their implications for meteors // *Earth Moon Planets*. 2008. V. 102(1–4). P. 525–535. doi:10.1007/s11038-007-9185-z.
- Gryazin V.I., Beresnev S.A.* Influence of vertical wind on stratospheric aerosol transport // *Meteorol. Atmos. Phys.* 2011. P. 110:151–162. DOI 10.1007/s00703-010-011.
- Haarig M., Ansmann A., Baars H., Jimenez C., Veselovskii I., Engelmann R., Althausen D.* De-polarization and lidar ratios at 355, 532, and 1064 nm and microphysical properties of aged tropospheric and stratospheric Canadian wildfire smoke // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18, P. 11847–11861. doi.org/10.5194/acp-18-11847-2018.
- Harrison R.G., Carslaw K.S.* Ion-aerosol-cloud processes in the lower atmosphere // *Reviews of Geophysics*. 2003. V. 41, N. 3. P. 1012–1029. doi:10.1029/2002RG000114.
- Hervig M.E., Brooke J.S.A., Feng W., Bardeen C.G., Plane J.M.C.* Constraints on meteoric smoke composition and meteoric influx using SOFIE observations with models // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2017. V. 122. P. 13, 495–13, 505. https://doi.org/10.1002/2017JD02765.
- Hervig M.E., Plane J.M.C., Siskind D.E., Feng W., Bardeen C.G., Bailey S.M.* New global meteoric smoke observations from SOFIE: Insight regarding chemical composition, meteoric influx, and hemispheric asymmetry // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2021. V. 126. e2021JD035007. https://doi.org/10.1029/2021JD035007.
- Hervig M.E., Malaspina D., Sterken V., Wilson III L.B., Hunziker S., Bailey S.M.* Decadal and annual variations in meteoric flux from Ulysses, Wind, and SOFIE observations // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2022. V. 127. e2022JA030749. https://doi.org/10.1029/2022JA030749.
- Hu Q., Goloub P., Veselovskii I., Bravo-Aranda J.-A., Popovici I.E., Podvin T., Haefelin M., Lopatin A., Dubovik O., Pietras C., Huang X., Torres B., Chen C.* Long-range-transported Ca-nadian smoke plumes in the lower stratosphere over northern France // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19, P. 1173–1193. doi.org/10.5194/acp-19-1173-2019.
- James A.D., Moon D.R., Feng W., Lakey P.S.J., Frankland V.L., Heard D.E., Plane J.M.C.* The uptake of HO₂ on meteoric smoke analogues // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2017. V. 122. P. 554–565. doi:10.1002/2016JD025882.
- Khaykin S.M., Godin-Beekmann S., Keckhut P., Hauchecorne A., Jumelet J., Vernier J.-P., Bourassa A., Degenstein D.A., Rieger L.A., Bingen C., Vanhellemont F., Robert C., DeLand M., P.K., Bhartia P.K.* Variability and evolution of the midlatitude stratospheric aerosol budget from 22 years of ground-based lidar and satellite observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17, P. 1829–1845. www.atmos-chem-phys.net/17/1829/2017// doi:10.5194/acp-17-1829-2017.
- Nesvorný D., Janches D., Vokrouhlický D., Pokorný P., Bottke W.F., Jenniskens P.* Dynamical model for the zodiacal cloud and sporadic meteors // *Astrophys. J.* 2011. V. 743. P. 129–144. doi.org/10.1088/0004-637X/743/2/129.
- Plane J.M.C., Gumbel J., Kalogerakis K.S., Marsh D.R., von Savigny C.* Opinion: Recent developments and future directions in studying the chemistry of the mesosphere and lower thermosphere // *Egusphere*. Preprint depository. 2023. https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-680
- Rietmeijer F.J.M.* Interrelationships among meteoric metals, meteors, interplanetary dust, micrometeorites, and meteorites // *Meteoritics and Planetary Science*. 2000. V. 35, Iss. 5. P. 1025–1041.
- Saunders R.W., Dhomse S., Tian W.S., Chipperfield M.P., Plane J.M.C.* Interactions of meteoric smoke particles with sulphuric acid in the Earth's stratosphere // *Atmos. Chem. Phys.* – 2012. V. 12. P. 4387–4398. doi:10.5194/acp-12-4387-2012.
- Stratosphere-troposphere Processes and their Role in Climate (SPARC) (2006), Assessment of Stratospheric Aerosol Properties (ASAP), WCRP-124, WMO/TD No. 1295, SPARC Rep. 4, 348 pp.
- Strelnikova I., Rapp M., Strelnikov B., Baumgarten G., Bratili A., Svenes K., Hoppe U.-P., Friedrich M., Gumbel J., Williams B.P.* Measurements of meteor smoke particles during the ECOMA-2006 campaign: 2. Results // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2009. V. 71. P. 486–496.
- Zuev V.V., Burlakov V.D., Nevzorov A.V., Pravdin V.L., Savelieva E.S., Gerasimov V.V.* 30-year lidar observations of the stratospheric aerosol layer state over Tomsk (Western Siberia, Russia) // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. P. 3067–3081. www.atmos-chem-phys.net/17/3067/2017/ doi:10.5194/acp-17-3067-2017.

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

V. A. Korshunov*

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

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

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

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