

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.510.413.2: 551.508.856

Наблюдения метеорного аэрозоля в верхней стратосфере — нижней мезосфере методом двухволнового лидарного зондирования

В.А. Коршунов, Е.Г. Мерзляков, А.А. Юдаков*

НПО «Тайфун»

249038, Калужская обл., г. Обнинск, ул. Победы, 4

Поступила в редакцию 24.05.2018 г.

Приводятся результаты двухволнового лидарного зондирования средней атмосферы в диапазоне высот от 30 до 60 км над г. Обнинском (55,1° с.ш., 36,6° в.д.) в 2012–2017 гг. Усредненные по слоям 40–50 и 50–60 км среднемесячные значения отношения коэффициентов обратного аэрозольного и обратного рэлеевского рассеяний (ОКОАРР) на длине волны 532 нм изменяются от 0 до 0,02, в то время как средние пиковые уровни ОКОАРР в этих слоях варьируют от 0,1 до 0,2. Наблюдаются кратковременные (менее месяца) и долговременные (от полугода и более) вариации обратного рассеяния. Кратковременные вариации соотносятся по времени с прохождением метеорных потоков. Долговременное увеличение обратного рассеяния в слое 50–60 км наблюдалось в 2013 г. после падения Челябинского метеорита, а также в первом полугодии 2016 г. В 2014–2015 гг. среднемесячное ОКОАРР в пределах погрешностей было равно 0 на высотах от 40 до 60 км.

Проведен анализ возможности проявления метеорного аэрозоля в обратном рассеянии с учетом потоков метеорного вещества, гравитационного осаждения аэрозоля и влияния вертикального ветра. Показано, что поток видимых метеоров с массой более 10^{-6} кг и болидов недостаточен для долговременного увеличения обратного рассеяния в слое 50–60 км. Предполагается, что наиболее вероятной причиной увеличения обратного рассеяния является формирование укрупненной фракции частиц метеорной дымки, образующихся при абляции радиометеоров и проникающих в верхнюю стратосферу в области полярного стратосферного вихря. В начале 2016 г. этому способствовали образование необычайно интенсивного полярного стратосферного вихря и его смещение в сторону Евразии.

Ключевые слова: лидар, обратное рассеяние, средняя атмосфера, метеорный аэрозоль, метеорная дымка; lidar, backscattering, middle atmosphere, meteoric aerosol, meteoric smoke.

Введение

Экспериментальные исследования аэрозоля средней атмосферы проводятся различными методами в течение довольно длительного времени [1]. Однако информация по аэрозолю до сих пор весьма ограничена, поскольку как сами исследования, так и их интерпретация связаны с большими трудностями [2]. Аэрозоль средней атмосферы изучается также путем моделирования, включающего процессы его образования, трансформации и переноса в атмосфере. В частности, разработаны модели метеорной дымки, предполагающие, что при абляции метеороидов с размерами в сотни микрон на высотах 75–120 км образуется аэрозоль нанометрового диапазона, который, следуя движению воздуха в системе общей циркуляции атмосферы, переносится затем в верхнюю стратосферу [3]. Аэрозоль нанометрового диапазона невидим в рассеянии, в том

числе при лидарных и спутниковых измерениях, но может регистрироваться в поглощении на длинных атмосферных трассах при спутниковых измерениях экстинкции. Считается, что данные спутниковых измерений SOPHIE в основном подтверждают выводы моделей метеорной дымки [4, 5].

В то же время имеются данные лидарных [6–8] и иных оптических измерений [9], в которых аэрозоль средней атмосферы проявляется в рассеянии, что не вписывается в рамки существующих моделей метеорной дымки. Нередко лидарные измерения аэрозольных слоев объясняются появлением спонтанных метеорных следов, которые не вносят заметного вклада в общее аэрозольное наполнение средней атмосферы [10]. Образование частиц субмикронного диапазона в следах крупных болидов продемонстрировано в лидарных измерениях [11, 12]. Приводились и иные объяснения появления аэрозолей в средней атмосфере. Так, в работе [13] привлекались соображения о левитации аэрозольных частиц микронных размеров и определенной структуры в результате явлений гравитофотофореза. Согласно [14] образование динамически стабильных аэрозольных слоев в стратосфере возможно под воздействием

* Владимир Алексеевич Коршунов (korshunov@gratyphoon.ru); Евгений Геннадьевич Мерзляков (eugmer@gratyphoon.ru); Александр Александрович Юдаков (yudakov@gratyphoon.ru).

вертикального ветра, увлекающего частицы. В работе [7] отмечалось наличие связи между высыпанием высокоэнергетических электронов в средней атмосфере Камчатки и появлением слоев повышенного аэрозольного рассеяния на высотах 60–75 км. Само наличие частиц субмикронного и микронного диапазонов в верхней стратосфере подтверждается также при непосредственном отборе проб аэрозольного вещества [15].

Из изложенного следует, что имеющиеся сведения по аэрозолю средней атмосферы неполны и в определенной мере противоречивы, поэтому предмет требует дальнейшего исследования. В данной работе представлены результаты двухволнового лидарного зондирования средней атмосферы. В отличие от одноволнового зондирования разработанная методика позволяет в пределах определенных априорных допущений о микрофизике аэрозоля различать вклады температурных флуктуаций и аэрозольной компоненты в наблюдаемые сигналы. Проводятся анализ результатов лидарных измерений и их сопоставление с другими известными данными по аэрозолю средней атмосферы.

Лидарные измерения осуществлялись с помощью лидара АК-3, разработанного в ФГБУ НПО «Тайфун» (г. Обнинск). В настоящее время лидар АК-3 установлен на семи станциях лидарного зондирования на территории РФ. Наибольший объем измерений выполнен на базовой станции в Обнинске, где измерения проводятся с 2012 г. с перерывом на полгода в 2013 г. На других станциях измерения проводились эпизодически. В данной работе используются результаты измерений в г. Обнинске и г. Ардоне (Северная Осетия – Алания).

Методика измерений и обработки данных

В лидарных измерениях обычно вычисляется отношение обратного рассеяния $R = (\beta_a + \beta_R)/\beta_R$, где β_a и β_R – коэффициенты обратного аэрозольного и рэлеевского рассеяний. При двухволновых измерениях высотный профиль $R(532, h)$ на длине волны 532 нм (h – высота) находится по калиброванной разности логарифмов сигналов $\Delta(h) = [\ln F(355, h) - \ln F(532, h)] + K$:

$$R(532, h) = (1 - C)/[\exp(\Delta(h)) - C], \quad (1)$$

где K – константа калибровки; параметр C зависит от отношения коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длинах волн зондирования и априори полагается равным 0,23 [8]. Величина $R(532, h) - 1 = \beta_a(532)/\beta_R(532)$ характеризует относительное содержание аэрозоля в атмосфере. Результаты измерений $R(532, h) - 1$ представлены в высотном диапазоне от 30 до 65 км.

Калибровка $\Delta(h)$ проводилась по максимуму $\Delta(h)$ в диапазоне высот от 26 до 48 км, где в точке максимума полагалось $\Delta(h)_{\max} = 0$ и находилась константа K [8]. Для устранения шумового смещения $\Delta(h)_{\max}$ в найденную величину $\Delta(h)_{\max}$ вводи-

лась поправка, зависящая от уровня шума в данном конкретном измерении. Среднестатистическая величина поправки в зависимости от уровня шума определялась заранее в численных экспериментах. Характерная величина поправки находилась в диапазоне $|\Delta(h)| < 0,01$. В какой-то мере данная методика аналогична методике калибровки при одноволновом зондировании, когда привязка сигнала проводится в точке минимума сигнала. Отличие заключается в том, что в данном случае на калибровку не влияют колебания плотности атмосферы.

Зондирование проводилось в вертикальном направлении. Регистрация сигналов обратного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм выполнялась методом счета фотонов. Для исключения перегрузки приемников в ближней зоне проводилась механическая отсечка данной зоны до расстояния 21 км. Длительность строба регистрации в единицах расстояния составляла 150 м. Типичное время накопления в одном сеансе 1 ч. При обработке сигналов в нашей работе проводилось текущее усреднение сигналов в пределах расстояния 1 км, что и определяло пространственное разрешение представляемых результатов.

В связи с тем что в средней атмосфере величины $R(532, h) - 1$, как правило, весьма малы, было проведено тщательное исследование шумовой компоненты сигналов и ее влияния на результаты измерений. Как известно, в режиме счета фотонов погрешности измерений определяются статистическими шумами регистрации фотоэлектронов, описываемыми распределением Пуассона [16]. Для проверки соответствия реальных параметров фоторегистрации теоретическим оценкам были проведены эксперименты с регистрацией распределения фотоотчетов от теплового источника. Для этого на вход приемного телескопа подавалось излучение от стабилизированной лампы накаливания. Параметры регистрации выбирались близкими к атмосферным измерениям, для чего сигналы на 355 и 532 нм выравнивались с помощью дополнительных фильтров. При этом число накопленных фотоэлектронов в одном эксперименте было достаточно велико, так что распределение Пуассона хорошо аппроксимировалось нормальным распределением [16]. Рассматривался спектр флуктуаций разности логарифмов сигналов на длинах волн 355 и 532 нм:

$$\Delta(n) = [\ln F(n, 532) - \langle \ln F(n, 532) \rangle] - [\ln F(n, 355) - \langle \ln F(n, 355) \rangle], \quad (3)$$

где n – номер строба в записи сигнала, а усреднение $\langle \rangle$ проводилось по всем стробам.

Согласно теории величина $\Delta(n)$ должна быть распределена нормально с дисперсией $\sigma_y^2 = 1/N_{532} + 1/N_{355}$, где N_{532} и N_{355} – среднее число фотоотчетов в одном временном стробе. Не останавливаясь на деталях анализа измеренных распределений $\Delta(n)$, отметим, что в пределах погрешностей было получено совпадение теоретического и экспериментального распределений. Важно отметить, что экс-

периментальное распределение $\Delta(n)$ было симметрично относительно нуля.

Одним из источников погрешностей в лидарных измерениях может быть зависимость сечения рэлеевского рассеяния от температуры при использовании узкополосных интерференционных фильтров, особенно в случае смещения максимума пропускания фильтра относительно линии зондирующего излучения [17]. С использованием методики [18] была проведена оценка влияния этого эффекта при наборе параметров, характерных для наших измерений: средняя высота калибровки 40 км, изменение температуры атмосферы в диапазоне высот зондирования относительно уровня калибровки ± 20 К, ширина полосы пропускания интерференционного фильтра на уровне 0,5 от максимума 2 нм, возможное смещение максимума пропускания фильтра ± 1 нм. Результаты показали, что при указанных параметрах вариации сечения рэлеевского рассеяния не превышают 0,12%. Дополнительным источником погрешностей является нелинейность счетной характеристики фоторегистрации. Расчетная величина нелинейности на высотах более 40 км не превышала 0,5% и с учетом проводимой корректировки снижалась до уровня 0,15%. Общий уровень погрешности измерений нестатистической природы оценивается в 0,2%.

Результаты измерений

На рис. 1 показаны средние высотные профили величины $R(532, h) - 1$, полученные в Обнинске в 2012–2017 гг. (615 изме-

рений) и в Ардоне в 2014–2017 гг. (38 измерений). Из профиля, измеренного в Обнинске, видно, что начиная с уровня 40 км и выше отличие $R(532, h) - 1$ от нуля является незначительным, т.е. в среднем за все годы наблюдений обратное рассеяние на этих высотах близко к рэлеевскому. В силу меньшего количества измерений профиль $R(532, h) - 1$, полученный в Ардоне, является более зашумленным. Тем не менее в качественном плане оба профиля показывают сходное изменение $R(532, h) - 1$ с высотой, за исключением того, что на высоте 62 км в Ардоне виден слой с величиной $R(532, h) - 1 = 0,07$, отличающийся от нуля на уровне 3σ , где σ – среднеквадратическое отклонение. Эта особенность профиля, скорее всего, связана со случайным характером появления слоев и значительно меньшей величиной выборки для Ардона.

На рис. 2 показано временное изменение среднегодовых высотных профилей $R(532, h) - 1$ с 2012 по 2017 г. (в 2013 г. только за первое полугодие) в Обнинске, откуда видно, что в масштабах года поведение высотных профилей $R(532, h) - 1$ становится более переменным. В частности, в 2014 и 2015 гг. значения $R(532, h) - 1$ с увеличением высоты выходят на рэлеевский уровень с небольшими колебаниями. В остальные годы в той или иной степени отмечается определенный рост $R(532, h) - 1$ при приближении к интервалу высот 60–65 км. В 2013 г. в течение примерно 20 дней в конце февраля – начале марта на высотах от 34 до 37 км наблюдались мощные аэрозольные образования от Челябинского метеорита [12]. Как видно из рис. 2,

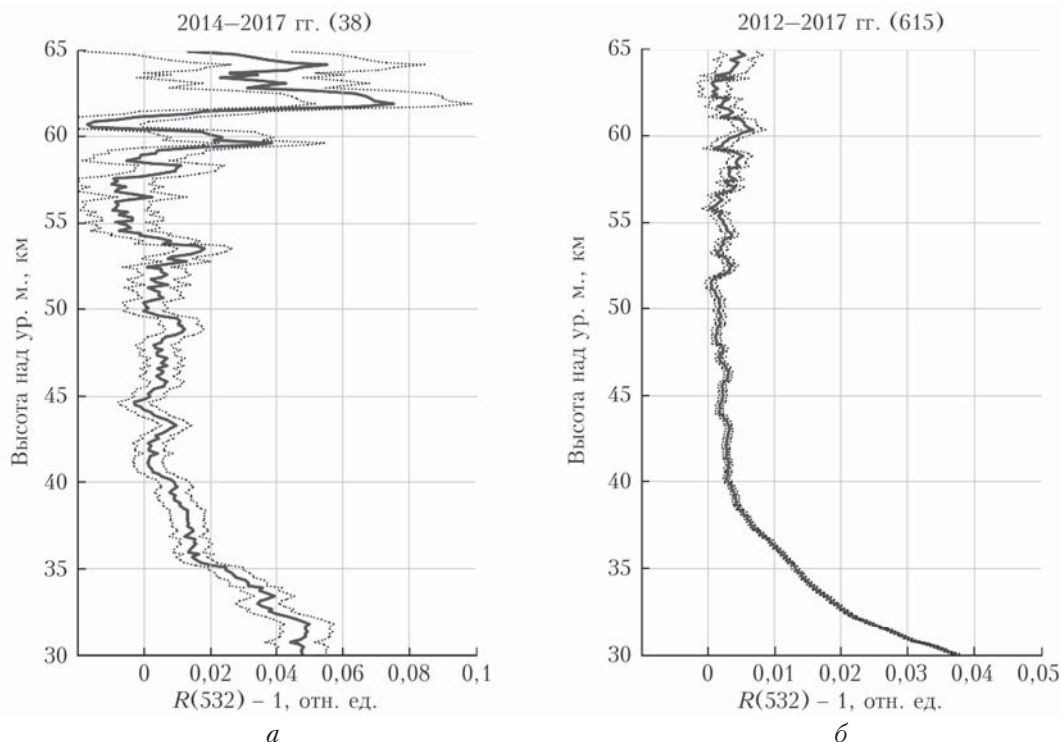


Рис. 1. Средние высотные профили отношения обратного рассеяния $R(532, h)$ в Ардоне (а) и Обнинске (б) за все время измерений. Штриховые линии представляют коридор статистических погрешностей. В скобках показано число часовых измерений

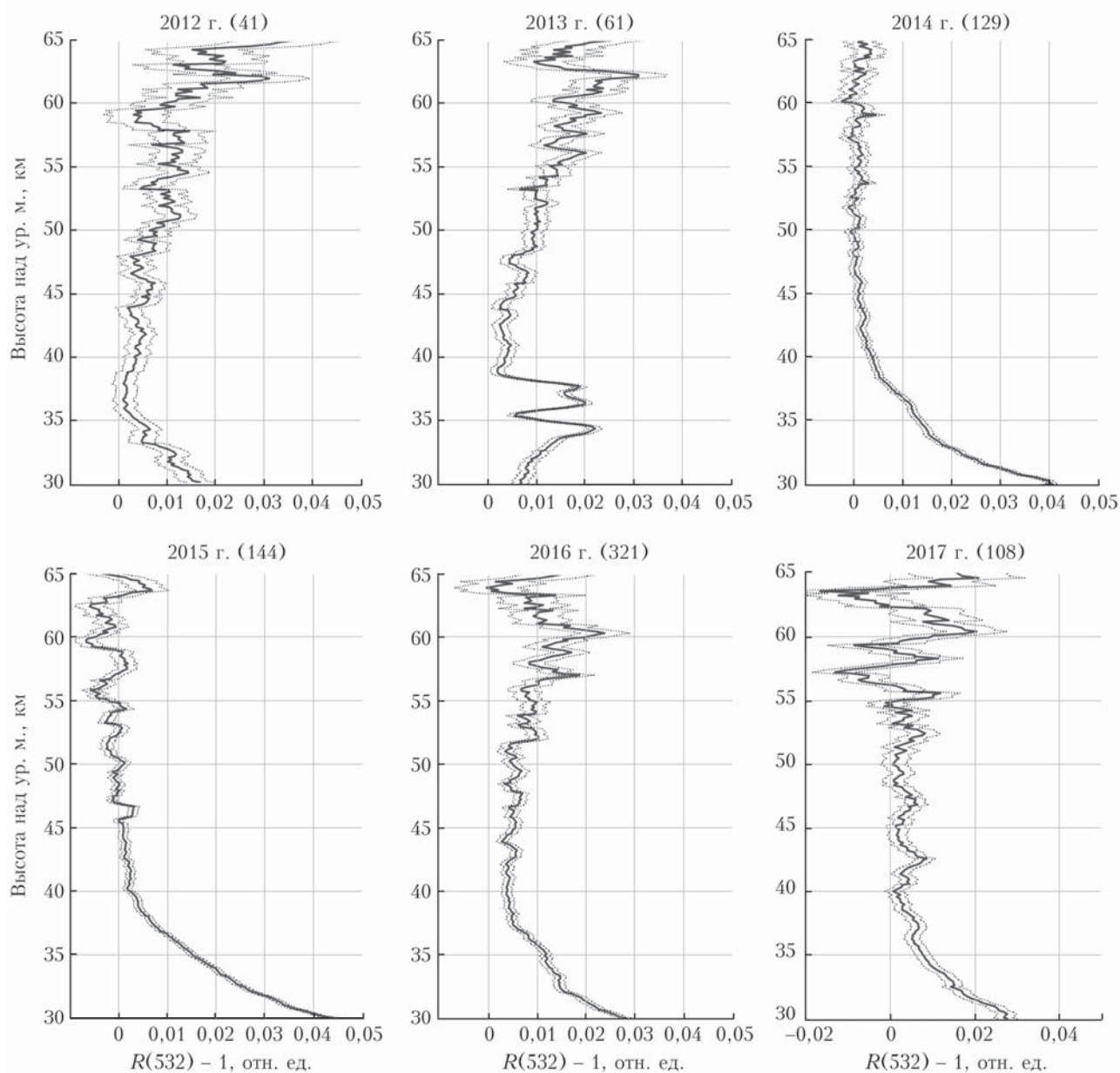
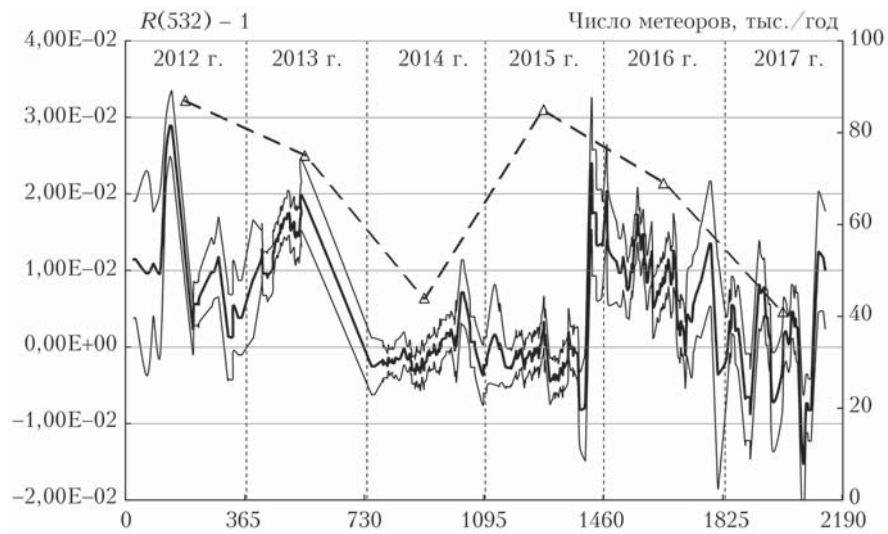


Рис. 2. Среднегодовые профили отношений обратного рассеяния в Обнинске. Обозначение те же, что и на рис. 1

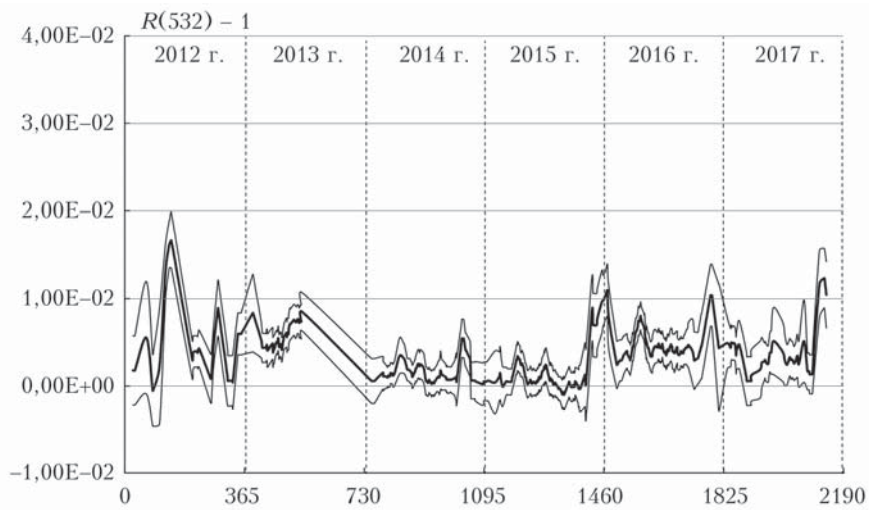
следы этих образований оставались даже при усреднении за полгода. В 2017 г. на больших высотах поведение $R(532, h) - 1$ имеет колебательный характер, что частично связано с увеличением погрешностей, вызванных менее благоприятными атмосферными условиями измерений.

На рис. 3 показан временной ход среднемесячных значений $R(532) - 1$, усредненных по высотным слоям 50–60, 40–50 и 35–40 км с указанием коридора статистических погрешностей текущего среднего. Из рис. 3, а видно, что значимые отличия $R(532) - 1$ от нуля в слое 50–60 км отмечались в 2012, 2013 и 2016 гг. После «спокойного» периода 2014–2015 гг. произошел резкий скачок $R(532) - 1$ в ноябре 2015 г. с последовавшей затем релаксацией

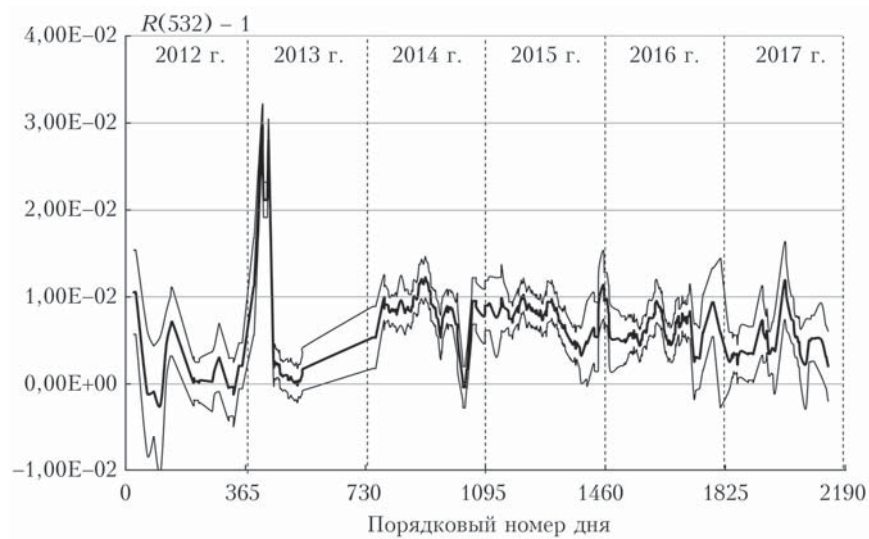
в течение всего 2016 г. На фоне уменьшения средней величины $R(532) - 1$ выделяются несколько вторичных пиков – в январе, марте и июне 2016 г. Для более полной характеристики поведения $R(532) - 1$ в слое 50–60 км на рис. 4 показаны пиковые уровни величины $R(532) - 1$ в том же слое, превышающие уровень 2σ . Точки относятся к отдельным измерениям, сплошные линии представляют текущее среднемесячное усреднение. Как видно из рис. 4, в течение всего времени измерений, за исключением максимума 2016 г., пиковые уровни в основном колебались около 0,1. В конце 2015 г. они возросли и в 2016 г. в среднем изменялись около 0,2, иногда достигая 0,5 и выше (на рис. 4 не показаны).



a



б



в

Рис. 3. Временной ход среднемесячных значений (полуширные линии) величины $R(532) - 1$, усредненной по высотным слоям 50–60 км (*a*), 40–50 км (*б*) и 35–40 км (*в*). Штриховая линия (*a*) – число визуально наблюдаемых метеоров в год по данным Всемирной метеорной организации; тонкие линии – коридор статистических погрешностей

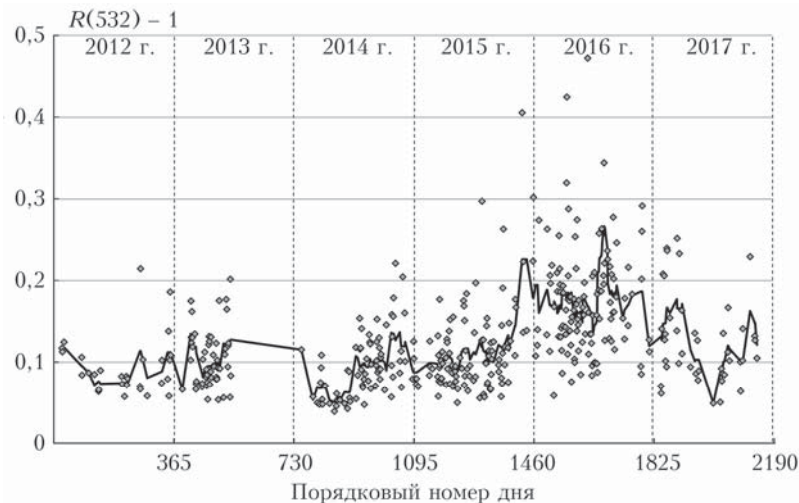


Рис. 4. Пиковые значения величины $R(532) - 1$ в слое 50–60 км. Точки – отдельные измерения, линия – среднее значение за текущий месяц

Большая разница пиковых и средних уровней объясняется неоднородностью высотного распределения аэрозоля.

В слое 40–50 км (рис. 3, б) происходили те же колебания, что и в слое 50–60 км, но с меньшей амплитудой. В слое 35–40 км (рис. 3, в) изменения $R(532) - 1$ происходили в противофазе с более высокими слоями: так, уровень $R(532) - 1$ в 2014–2015 гг. был выше, чем в 2016 г. Пик $R(532) - 1$ на 35–40 км в 2013 г. отражает появление мощного слоя от Челябинского метеорита на высотах 34–37 км [12]. Из рис. 3, а–в видно, что после падения метеорита и до конца измерений в 2013 г. (конец июня) продолжался рост $R(532, h)$ в слоях 40–50 и 50–60 км, но в слое 35–40 км в это время величина $R(532) - 1$ уменьшалась.

Следует отметить временное совпадение наблюдавшихся нами случаев повышенного рассеяния с прохождением известных метеорных потоков. Так, майский пик 2012 г. (рис. 3, а) соответствует по времени метеорному потоку Эта-Акварид. В слое 40–50 км (рис. 3, б) регулярно обнаруживается скачок $R(532, h) - 1$ в октябре–ноябре, когда наблюдается максимум активности потоков Южные и Северные Тауриды. Эти потоки не относятся к числу самых активных, но зато содержат увеличенное число крупных метеоров [19]. Существенный вклад в увеличение аэрозольного содержания в слое 50–60 км Тауриды могли внести в 2015 г. Как известно, в результате 7:2 резонанса с Юпитером периодически происходит увеличение интенсивности потока Тауридов, и последний максимум как раз приходился на 2015 г. [20].

Межгодовые вариации, показанные на рис. 3, а, можно также сопоставить с данными визуальных наблюдений метеоров, представленными на сайте Всемирной метеорной организации (ИМО) [21]. Число наблюдаемых метеоров (в тысячах штук в год) показано на рис. 3, а штриховой линией. Видно качественное согласие временного хода визуальных наблюдений с лидарными данными в слое

50–60 км, по крайней мере, в том, что касается минимумов в 2014 и 2017 гг.

Обсуждение результатов

Приведенные выше результаты измерений высотных профилей отношения обратного рассеяния показывают, что усредненные за длительный период величины $R(532, h) - 1$ в диапазоне высот от 40 до 60 км превышают нулевой уровень не более чем на 0,02. В этом диапазоне высот аэрозоль имеет преимущественно метеорное происхождение. Ниже 40 км происходит постепенное увеличение $R(532, h) - 1$, что объясняется образованием сульфатно-метеорного аэрозоля [22].

Остановимся далее на вариациях аэрозольного содержания в слоях 40–50 и 50–60 км, которые, на наш взгляд, представляют наибольший интерес. Рассмотрим возможные причины долговременного увеличения $R(532) - 1$ в 2016 г. с учетом известных среднестатистических данных о метеорном веществе в средней атмосфере. Как известно, метеорное вещество, проникающее в атмосферу, имеет широкое распределение по размерам (или массам) метеороидов [23]. В табл. 1 приводятся глобальные потоки метеорного вещества в различных диапазонах массы и размеров метеороидов по известным литературным данным. Границы между метеороидами разного типа являются достаточно условными.

Таблица 1

Потоки метеорного вещества в различных диапазонах масс и размеров

Метеорное вещество	Размер	Масса, кг	Поток, 10^3 т/год
Микрометеоры	10 ... 100 мкм	$10^{-12} \dots 10^{-9}$	3,0 [25]
Сферулы	50 ... 700 мкм	$10^{-11} \dots 3 \cdot 10^{-8}$	2,7 [2]
Радиометеоры	10 ... 10^3 мкм	$10^{-12} \dots 10^{-6}$	1,4 ... 19 [24] 16 [3]
Видимые метеоры	1 ... 20 мм	$10^{-6} \dots 10^{-2}$	0,13 [23]
Болиды	2 ... 200 см	$10^{-2} \dots 10^4$	0,41 [26]

Соотношение между массой и размерами в табл. 1 соответствует плотности $1,9 \text{ г/см}^3$. Следует иметь в виду, что данные о потоках, получаемые разными авторами и методами, могут отличаться, иногда весьма значительно [2, 24]. В табл. 1 приведены некоторые средние по разным источникам значения.

Как видно из табл. 1, максимум потока метеорного вещества приходится на область характерных размеров от 10 до 10^3 мкм. Определенная доля частиц из этого диапазона подвергается абляции на высотах 90 – 110 км с образованием ионизированных следов, которые обнаруживаются в радиолокационных измерениях (радиометеоры). Доля частиц с размерами менее 100 мкм, входящих в атмосферу с относительно небольшими скоростями, абляции не подвергается. К ним относятся микрометеоры и сферулы. В силу своих относительно крупных размеров микрометеоры и сферулы достаточно быстро седиментируют и в рассеянии не проявляются [2, 25].

Наблюдаемые лидарные сигналы могут быть также связаны с метеорными следами – продуктами испарения достаточно крупных метеороидов (размером от долей сантиметров и более), которые глубоко проникают в атмосферу. Диапазон высот образования метеорных следов достаточно широк – от 90 до 20 км [19, 27]. При этом метеороиды кометного происхождения (в частности, Тауриды), а также относительно медленные метеороиды астероидного происхождения (в том числе Геминиды) дефрагментируют на высотах от 50 до 60 км [19].

Проведем оценки возможной величины $R(532) - 1$ в слое 50 – 60 км, исходя из известных потоков метеорного вещества и скорости оседания частиц. При задании локального потока G [$\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$] будем полагать глобальные потоки метеорного вещества (см. табл. 1) равномерно распределенными в пространстве по поверхности Земли и во времени в течение года. В обратном рассеянии могут проявляться частицы в диапазоне радиусов от десятков нанометров и более. Для частиц таких размеров существенную роль играет гравитационная седиментация. Скорости последней $V_{\text{гр}}$ рассчитывались для сферических частиц с плотностью $1,9 \text{ г/см}^3$ с помощью соотношений, приведенных в [14]. Полученные характерные значения $V_{\text{гр}}$ составили $2,6$, $5,9$ и 26 мм/с для частиц радиусом $0,046$, $0,10$ и $0,46$ мкм. Для пористых частиц с плотностью $\rho \sim 1 \text{ г/см}^3$, которые могут присутствовать в составе метеорного аэрозоля [28, 29], величины $V_{\text{гр}}$ будут в 2 раза меньше.

Для оценки влияния вертикального ветра на скорость осаждения частиц мы провели расчеты вертикального ветра с использованием ERA5 – пятого поколения данных реанализа от ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). С учетом достаточно медленного осаждения субмикронного аэрозоля в области 50 – 60 км рассчитывался среднезональный вертикальный ветер. Для этого использовались данные ERA5 о значениях вертикального ветра на 137 модельных уровнях, полученные усреднением по ансамблю с разрешением по времени 3 ч. Была выполнена

выборка данных вертикальных скоростей dp/dt (p – давление, скорость имеет размерность Па/с) для широтного пояса 55 – 56° с.ш. и всех долгот (180° з.д. – 180° в.д.) с шагом 15° по долготе на высотных модельных уровнях, соответствующих высотам ~ 60 , 50 , 41 км. Переход к геометрической вертикальной скорости проводился с помощью уравнения гидростатического равновесия.

Оказалось, что в холодный сезон с октября по март вертикальный ветер в среднем направлен вниз, а в теплый сезон – вверх. В частности, с апреля по сентябрь величина скорости вертикального ветра составляла $1,8$ мм/с на уровне 60 км и $0,45$ мм/с на уровне 50 км. В среднем за 2014 – 2016 г. скорость вертикального ветра составила $-0,46$ мм/с на высоте 60 км и $-1,3$ мм/с на высоте 50 км. Сравнение с приведенными выше скоростями гравитационной седиментации показывает, что при усреднении за год влияние вертикального ветра невелико по сравнению с гравитационной седиментацией и оно только увеличивает скорость осаждения частиц. В дальнейших среднегодových оценках вертикальный ветер не учитывался.

При известных G и $V_{\text{гр}}$ массовая и счетная концентрации C_M и C_N находятся из соотношений $C_M = G/V_{\text{гр}}$, $C_N = 3G/(4\pi \langle r^3 \rangle \rho V_{\text{гр}})$, где ρ – плотность частиц, $\langle r^3 \rangle$ – среднекубичный радиус частиц. Расчеты коэффициентов обратного рассеяния и соответственно величин $R(532) - 1$ в слое 50 – 60 км были проведены для ряда моделей метеорного аэрозоля [4, 12] и представлены в табл. 2. Для моделей № 1–4 показатели преломления на длине волны 532 нм (1-й столбец табл. 2) составляли $1,635 - 0,005i$ (пироксен $\text{Mg}_{0,7}\text{Fe}_{0,3}\text{SiO}_3$), $1,706 - 0,045i$ (пироксен $\text{Mg}_{0,4}\text{Fe}_{0,6}\text{SiO}_3$), $1,61 - 3,8 \cdot 10^{-5}i$ (слабо поглощающий состав), $1,815 - 0,095i$ (оливин $\text{Mg}_{0,8}\text{Fe}_{1,2}\text{SiO}_4$). Частицы предполагались сферическими, модельное распределение по размерам – логарифмически нормальным. Эффективный радиус $r_{32} = \langle r^3 \rangle / \langle r^2 \rangle$, показанный в 1-й строке табл. 2, менялся в диапазоне от $0,026$ до $0,66$ мкм, включая как области микродисперсных, так и субмикронных размеров частиц. Для всех моделей задавался одинаковый поток G , соответствующий глобальному потоку 10^4 т/год.

Таблица 2
Расчетные значения величины $R(532) - 1$
для ряда моделей метеорного аэрозоля

Модель	r_{32}							
	0,026	0,046	0,066	0,086	0,10	0,26	0,46	0,66
№ 1	0,005	0,013	0,014	0,012	0,0096	0,0096	0,010	0,006
№ 2	0,006	0,015	0,016	0,012	0,0090	0,006	0,003	0,001
№ 3	0,004	0,012	0,014	0,011	0,0093	0,0093	0,011	0,077
№ 4	0,007	0,019	0,019	0,013	0,0089	0,004	0,001	0,0003

Из табл. 2 видно, что расчетные величины $R(532) - 1$ примерно соответствуют наблюдаемым в периоды повышенного обратного рассеяния. Наиболее эффективным с точки зрения проявления в обратном рассеянии для всех моделей является

диапазон r_{32} от 0,05 до 0,5 мкм. Более мелкие частицы слабо рассеивают, более крупные — быстро оседают, и их концентрация мала. Заметим, что для аэрозольных слоев от Челябинского метеорита по результатам двухволновых измерений была получена оценка $r_{32} \sim 0,15$ мкм [12].

Сравнение заданного в расчетах глобального потока $\sim 10^4$ т/год с данными табл. 1 показывает, что его величина существенно (на 1,5 порядка) превышает значения потоков в области видимых метеоров и болидов. Следует также учесть, что значительная доля из наиболее крупных метеороидов (болидов) дефрагментирует на высотах менее 50 км [30] и не дает большого вклада в слой 50–60 км. Отсюда следует, что в среднем за период порядка года метеорный аэрозоль от крупных метеороидов не может обеспечить наблюдаемые величины $R(532) - 1$. Определенную роль могут играть межгодовые и географические вариации потоков, однако вряд ли они могут объяснить указанную разницу в 1,5 порядка величины. В то же время поток метеорного вещества в области радиометеоров (см. табл. 1), образующих затем метеорную дымку, сопоставим с величиной, принятой в расчетах. Поэтому возникает предположение, что наблюдаемое обратное рассеяние связано именно с данной группой метеорного вещества. Возможно, что существующие модели недооценивают возможность образования в атмосфере укрупненной фракции аэрозоля метеорной дымки от 0,05 мкм и выше, например в результате магнитно-дипольных взаимодействий [29].

Предположение об укрупнении частиц метеорной дымки не противоречит известным спутниковым измерениям SOFIE на длине волны 1037 нм [4] и оценкам массовой концентрации по моделям метеорной дымки на высоте 55 км [3]. Например, согласно проведенным нами расчетам, для модели № 4 при $r_{32} = 0,046$ мкм и $R(532) - 1 = 0,02$ массовая концентрация $C_M = 3 \cdot 10^{-16}$ г/см³, а коэффициент ослабления $\sigma(1037) = 3,5 \cdot 10^{-8}$ км, что по порядку величины соответствует данным моделирования $C_M = (3-8) \cdot 10^{-16}$ г/см³ [3] и характерной экспериментальной величине $\sigma(1037) = 5 \cdot 10^{-8}$ км⁻¹ по измерениям SOFIE [4]. Недавно были представлены обновленные результаты анализа измерений SOFIE с использованием измерений на трех длинах волн [5], на основании которых авторы ограничили допустимые модели только сильно поглощающими составами, для которых отношение коэффициентов ослабления $\sigma(330)/\sigma(1037)$ лежит в диапазоне 5–10. К числу подобных моделей относится и модель № 4. Наши расчеты показали, что в выбранном нами диапазоне размеров отношение $\sigma(330)/\sigma(1037)$ для модели № 4 также лежит в области 5–10. Это означает, что данные измерений SOFIE совместимы с расположением спектра частиц как в нанометровом, так и в микродисперсном и субмикронном диапазонах и не могут служить достаточным критерием для идентификации размеров частиц метеорной дымки.

Отдельного обсуждения заслуживает вопрос о том, какие атмосферные условия способствовали увеличению концентрации и размеров частиц в конце 2015 — начале 2016 г. Можно указать на несколько факторов, способствующих их возникновению. Отметим, прежде всего, аномалию в скорости вертикального ветра в ноябре 2015 г., когда произошло резкое увеличение $R(532) - 1$: среднемесячная скорость вертикального ветра на уровне 55 км составляла 1,1 мм/с в сравнении с величинами 6,3 и 7,5 мм/с в 2014 и 2016 гг. соответственно. Далее, зимой 2015–2016 гг., наблюдались очень низкие температуры стратосферы в Арктике и максимально интенсивный полярный стратосферный вихрь [31, 32]. Кроме того, происходило смещение полярного стратосферного вихря далеко на юг в сторону Евразии [33, 34]. Из данных измерений [35] известно, что концентрация частиц внутри полярного вихря в несколько раз выше, чем вне его, и при этом существует большой градиент концентрации частиц в области $\sim 20^\circ$ по широте относительно центра вихря [36]. Под влиянием указанных факторов могло произойти увеличение концентрации частиц метеорной дымки над районом лидарных измерений в несколько раз в рассматриваемый период.

Заключение

В работе представлены результаты лидарных измерений обратного рассеяния в средней атмосфере, полученные с 2012 по 2017 г. в г. Обнинске (55,1° с.ш., 36,6° в.д.) на длинах волн 355 и 532 нм. Столь продолжительные и систематические лидарные измерения в средней атмосфере выполнены, по-видимому, впервые. Приведены также результаты менее длительных аналогичных измерений в г. Ардоне (43,2° с.ш., 44,3° в.д.). Усредненные по слоям 40–50 и 50–60 км среднемесячные значения величины $R(532) - 1$, равной отношению коэффициентов обратного аэрозольного и рэлеевского рассеяний, изменяются от 0 до 0,02, в то время как ее средние пиковые уровни в этих слоях варьируют от 0,1 до 0,2. Наблюдаются кратковременные (менее месяца) и долговременные (от полугода и более) вариации $R(532) - 1$. Кратковременные вариации коррелируют по времени с прохождением некоторых метеорных потоков. Долговременное увеличение $R(532) - 1$ в слое 50–60 км наблюдалось в 2013 г. после падения Челябинского метеорита, а также в первом полугодии 2016 г. В 2014–2015 гг. среднемесячное $R(532) - 1$ в пределах погрешностей было равно нулю на высотах от 40 до 60 км.

Проведен анализ полученных результатов в предположении о метеорной природе наблюдаемого аэрозоля. На основе известных данных о потоках различных групп метеорного вещества и скорости осаждения метеорных частиц с учетом гравитационной седиментации и вертикального ветра выполнены оценки уровней обратного рассеяния. Отмечено, что микрометеоры и сферулы не могут проявиться в обратном рассеянии из-за быстрой

седиментации. Видимые метеоры и болиды могут быть ответственны лишь за кратковременные всплески обратного рассеяния, но их потоки недостаточны для объяснения долговременного (порядка полугодия) увеличения обратного рассеяния. Основной поток метеорного вещества связан с радиометеорами, продукты абляции которых присутствуют в средней атмосфере в виде метеорной дымки. Объяснение повышенных уровней $R(532) - 1$ в 2016 г. может быть получено в предположении об укрупнении частиц метеорной дымки до эффективных размеров $r_{32} \geq 50$ нм. При этом характеристики укрупненной фракции остаются совместимыми по массовой концентрации с моделями метеорной дымки, а по величине коэффициентов ослабления — с известными спутниковыми измерениями SOFIE. Этим можно объяснить как спутниковые измерения ослабления, так и лидарные измерения обратного рассеяния. Вопрос о возможных механизмах укрупнения частиц в данной работе не рассматривался, отметим лишь, что одним из них могло быть магнитно-дипольное взаимодействие частиц. Увеличение концентрации частиц метеорной дымки над районом измерений в зимний сезон 2015–2016 гг., по-видимому, произошло в результате усиления полярного стратосферного вихря и его смещения в сторону Евразии. В целом предложенная интерпретация имеет предварительный характер и для ее проверки необходимы дальнейшие исследования, в том числе продолжение систематических лидарных измерений.

Авторы благодарны Т.Н. Сыкилинде за помощь в анализе данных по метеорным потокам, а также ECMWF за доступ к данным реанализа проекта ERA-5. Статья содержит модифицированные данные Copernicus Climate Change Service за 2014–2016 гг.

1. Микиров А.Е., Смеркалов В.А. Исследование рассеянного излучения верхней атмосферы Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 208 с.
2. Plane J.M.C. Cosmic dust in the earth's atmosphere // Chem. Soc. Rev. 2012. V. 41. P. 6507–6518.
3. 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. P. D17202. DOI: 10.1029/2007JD009515.
4. Hervig M.E., Gordley L.L., Deaver L.E., Siskind D.E., Stevens M.H., Russell J.M.III, Bailey S.M., Megner L., Bardeen C.G. First satellite observations of meteoric smoke in the middle atmosphere // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. P. L18805. DOI: 10.1029/2009GL039737.
5. 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 // J. Geophys. Res.: Atmos. 2017. V. 122, N 13. P. 495–13,505. URL: <https://www.doi.org/10.1002/2017JD02765>.
6. Бычков В.В., Марицев В.Н. Образование водных аэрозолей в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21, № 3. С. 248–255.

7. Бычков В.В., Шевцов Б.М., Марицев В.Н. Некоторые среднестатистические характеристики появления аэрозольного рассеяния в средней атмосфере Камчатки // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 10. С. 868–870; Vychkov V.V., Shevtsov B.M., Marichev V.N. Same statistically average characteristics of occurrence of aerosol scattering in the middle atmosphere of Kamchatka // Atmos. Ocean. Opt. 2013. V. 26, N 2. P. 104–106.
8. Коришунов В.А., Зубачев Д.С., Мерзляков Е.Г., Якоби Ч. Результаты определения аэрозольных характеристик средней атмосферы методом двухволнового лидарного зондирования и их сопоставление с измерениями метеорного радиоэха // Оптика атмосфер. и океана. 2014. Т. 27, № 10. С. 862–868; Korshunov V.A., Zubachev D.S., Merzlyakov E.O., Jacobi Ch. Aerosol parameters of middle atmosphere measured by two-wavelength lidar sensing and their comparison with radio meteor echo measurements // Atmos. Ocean. Opt. 2015. V. 28, N 1. P. 82–88.
9. Черемисин А.А., Границкий Л.В., Мясников В.М., Ветчинкин Н.В. Дистанционное зондирование в ультрафиолетовом диапазоне аэрозольного слоя в окрестности стратоспаузы с борта космической астрофизической станции «Астрон» // Оптика атмосфер. и океана. 1998. Т. 11, № 10. С. 1111–1117.
10. Keckhut P., Hauchecorne A., Chanin M.L. A critical review of the data base acquired for the long term surveillance of the middle atmosphere by French Rayleigh lidars // J. Atmos. Ocean. Technol. 1993. V. 10, iss. 6. P. 850–867.
11. Klekociuk A.R., Brown P.G., Pack D.W., ReVelle D.O., Edwards W.N., Spalding R.E., Tagliaferrri E., Yoo B.B., Zagari J. Meteoritic dust from the atmospheric disintegration of a large meteoroid // Nature. 2005. V. 436, N 7054. P. 1132–1135.
12. Иванов В.Н., Зубачев Д.С., Коришунов В.А., Ланшин В.Б., Иванов М.С., Галкин К.А., Губко П.А., Антонов Д.Л., Тулинов Г.Ф., Черемисин А.А., Новиков П.В., Николашкин С.В., Титов С.В., Марицев В.Н. Лидарные наблюдения стратосферных аэрозольных следов от Челябинского метеорита // Оптика атмосфер. и океана. 2014. Т. 27, № 2. С. 117–122.
13. Черемисин А.А., Новиков П.В., Шнитов И.С., Бычков В.В., Шевцов Б.М. Лидарные наблюдения и механизм формирования структуры аэрозольных слоев в стратосфере и мезосфере над Камчаткой // Геомагнетизм и аэрономия. 2012. Т. 52, № 5. С. 690–700.
14. Gryazin V.I., Beresnev S.A. Influence of vertical wind on stratospheric aerosol transport // Meteorol. Atmos. Phys. 2011. V. 110. P. 151–162. DOI: 10.1007/s00703-010-011.
15. Della Corte V., Franciscus J., Rietmeijer M., Alessandra Rotundi A., Ferrari M., Palumbo P. Meteoric CaO and carbon smoke particles collected in the upper stratosphere from an unanticipated source // Tellus B: Chem. Phys. Meteorol. 2013. V. 65, N 1. P. 20174. DOI: 10.3402/tellusb.v65i0.20174.
16. Глазов Г.Н. Статистические вопросы лидарного зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987. 311 с.
17. Behrendt A., Nakamura T. Calculation of the calibration constant of polarization lidar and its dependency on atmospheric temperature // Opt. Express. 2002. V. 10, N 16. P. 805–817.
18. Adam M. Notes on temperature-dependent lidar equations // J. Atmos. Ocean. Technol. 2009. V. 26, N 6. P. 1021–1039.
19. Rietmeijer F.J.M. Interrelationships among meteoric metals, meteors, interplanetary dust, micrometeorites,

- and meteorites // *Meteorit. Planet. Sci.* 2000. V. 35, iss. 5. P. 1025–1041.
20. Spurná P., Borovička J., Mücke H., Svoreň J. Discovery of a new branch of the Taurid meteoroid stream as a real source of potentially hazardous bodies // *Astron. Astrophys.* 2017. V. 605. P. A68. DOI: 10.1051/0004-6361/201730787.
 21. International Meteor Organization. Visual Meteor Database. URL: https://www.imo.net/members/imo_ymdb/ (last access: 5.03.2018).
 22. Neely R.R. III, English J.M., Toon O.B., Solomon S., Mills M., Thayer J.P. Implications of extinction due to meteoritic smoke in the upper stratosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. P. L24808. DOI:10.1029/2011GL049865.
 23. Ceplecha Z., Borovička J., Elford W., Revelle D., Hawkes R., Porubčan V., Šimek M. Meteor phenomena and bodies // *Space Sci. Rev.* 1998. V. 84, iss. 3/4. P. 327–471.
 24. Carrillo-Sánchez, J.D., Plane J.M.C., Feng W., Nesvorná D., Janches D. On the size and velocity distribution of cosmic dust particles entering the atmosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42, iss. 15. P. 6518–6525. DOI: 10.1002/2015GL065149.
 25. Kalashnikova O., Horanyi M., Thomas G.E., Toon O.B. Meteoric smoke production in the atmosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27, N 20. P. 3293–3296.
 26. Brown P., Spalding R.E., ReVelle D., Tagliaferri O.E., Worden S.P. The flux of small near-Earth objects colliding with the Earth // *Nature.* 2002. V. 420. P. 314–316. DOI: 10.1038/nature01238.
 27. Филиппов В.А. Лазерно-локационные исследования метеорных следов и внутренних гравитационных волн: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Республика Казахстан. Алматы: АО «Национальный центр космических исследований и технологий». Алматы, 2010. 17 с.
 28. Грязин В.И., Береснев С.А. О вертикальном движении фракталоподобных частиц в атмосфере // *Оптика атмосф. и океана.* 2011. Т. 24, № 6. С. 506–509.
 29. 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' stratosphere // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12. P. 4387–4398. DOI: 10.5194/acp-12-4387-2012.
 30. Jet propulsion laboratory. Fireball and Bolide Data. URL: <https://www.cneos.jpl.nasa.gov/fireballs/> (last access: 10.04.2018).
 31. Matthias V., Dörnbrack A., Stober G. The extraordinary strong and cold polar vortex in the early northern winter 2015/2016 // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43, iss. 23. P. 12.287–12.294.
 32. Palmeiro F.M., Iza M., Barriopedro D., Calvo N., Garcia-Herrera R. The complex behavior of El Niño winter 2015–2016 // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44, iss. 6. P. 2902–2910.
 33. Нукифорова М.П., Звягинцев А.М., Варгин П.Н., Иванова Н.С., Лукьянов А.Н., Кузнецова И.Н. Аномально низкие уровни общего содержания озона над севером Урала и Сибири в конце января 2016 г. // *Оптика атмосф. и океана.* 2017. Т. 30, № 1. С. 12–19; Nikiiforova M.P., Zvyagintsev A.M., Vargin P.N., Ivanova N.S., Lukyanov A.N., Kuznetsova I.N. Anomalously low total ozone levels over the Northern Urals and Siberia in late January 2016 // *Atmos. Ocean. Opt.* 2017. V. 30, N 3. P. 255–262/
 34. Кропоткина Е.П., Соломонов С.В., Розанов С.Б., Игнатьев А.Н., Лукин А.Н. Изменения содержания озона в стратосфере над Москвой под влиянием динамических процессов в холодный период 2015–2016 гг. // *Краткие сообщения по физике ФИАН.* 2018. № 1. С. 17–24.
 35. Curtius J., Weigel R., Vossing H.-J., Wernli H., Werner A., Volk C.-M., Konopka P., Krebsbach M., Schiller C., Roiger A., Schlager H., Dreiling V., Borrmann S. Observations of meteoric material and implications for aerosol nucleation in the winter Arctic lower stratosphere derived from in situ particle measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. V. 5, iss. 11. P. 3053–3069.
 36. Megner L., Siskind D.E., Rapp M., Gumbel J. Global and temporal distribution of meteoric smoke: A two dimensional simulation study // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. D03202. DOI: 10.1029/2007JD009054.

V.A. Korshunov, E.G. Merzlyakov, A.A. Yudakov. **Aerosol observations in the upper stratosphere – lower mesosphere by the method of two wavelength lidar sensing.**

Results of two wavelength lidar sensing of middle atmosphere are presented at altitude range of 30 to 60 km over Obninck (55.1° N., 36.6° E) in 2012–2017. Monthly mean values of the ratio of coefficients of aerosol and Rayleigh backscattering (RCAR) at 532 nm wavelength averaged through 40–50 km and 50–60 km altitude layers are varied from 0 to 0.02, meanwhile mean peak levels of RCAR at the same layers are changed from 0.1 to 0.2. Short-time (about month) and long-time (half-year and longer) variations in backscattering are observed. Short-time variations are coordinated with meteor shower bursts. Long-period enhancements of backscattering were observed in 2013 after Chelyabinsk meteorite fall and also in the first half of 2016. In 2014–2015, the monthly mean RCAR was zero within measurement error at altitudes of 40–60 km.

A possibility of long-time manifestation of meteoric aerosol in backscattering is analyzed taking into account incoming meteoric mass, gravitational sedimentation of meteoric particles, and vertical wind. It is shown that incoming masses of visible meteor with mass greater than 10^{-6} kg and bolides are not sufficient for long-time enhancements of backscattering at 50–60 km layer. It is proposed that the most probable cause of backscattering enhancements is the formation of size enlarged fraction of meteoric smoke particles produced at meteor ablation and transported to upper stratosphere within polar stratospheric vortex. In the beginning of 2016, the formation of extremely intensive polar vortex and its displacement to Eurasia contributes to this phenomena.