

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.510.413.2:551.508.856

Характеристики стратосферного аэрозоля по данным лидарных измерений над г. Обнинск в 2012–2015 гг.

В.А. Коршунов, Д.С. Зубачев*

НПО «Тайфун»

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

Поступила в редакцию 1.02.2016 г.

В 2012–2015 гг. проведены лидарные поляризационные измерения стратосферного аэрозоля над г. Обнинск. В общей сложности получено более 300 высотных профилей коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм в высотном интервале от 10 до 40 км. В целом измеренные характеристики обратного аэрозольного рассеяния близки к известным фоновым значениям. Весной 2013 г. отмечалось повышенное содержание аэрозоля сферического типа в районе тропопаузы, что, по-видимому, связано с седиментацией аэрозольных образований, возникших при падении Челябинского метеорита. В июле 2014 и 2015 гг. наблюдались слои повышенного аэрозольного рассеяния в интервале высот от 11 до 15 км, обусловленные трансконтинентальным переносом аэрозоля Канадских лесных пожаров. Проведены оценки интегральных характеристик обратного рассеяния и ослабления для нижнего (от уровня тропопаузы до 15 км) и среднего (от 15 до 30 км) слоев стратосферы. Получено, что вклад нижнего слоя в указанные оптические характеристики в 1,8 и 1,6 раза превышает вклад среднего слоя.

Ключевые слова: стратосфера, лидар, аэрозоль, обратное рассеяние, оптическая толщина, Челябинский метеорит; stratosphere, lidar, aerosol, backscattering, optical depth, Chelyabinsk meteorite.

Введение

Мониторинг стратосферного аэрозоля играет важную роль в атмосферных исследованиях в связи с влиянием аэрозоля на радиационные процессы и возможным воздействием на климат Земли. Лидарный метод является одним из наиболее результативных в данной задаче. В течение длительного времени регулярные измерения проводились на Сибирской лидарной станции в Томске [1], в Гармиш-Партенкирхене (Германия) [2] и других исследовательских центрах. В течение 12 лет с 1984 по 1996 гг. проводилось зондирование стратосферного аэрозоля в Обнинске в НПО «Тайфун» [3]. В настоящее время измерения на Обнинской лидарной станции возобновлены на новой основе с помощью разработанного в НПО «Тайфун» лидара АК-3, позволяющего проводить комплексные измерения аэрозоля, озона и температуры средней атмосферы. В данной работе приводятся результаты аэрозольных измерений, выполненных в 2012–2015 гг. Обсуждаются изменения в состоянии стратосферного аэрозоля, происходившие в это время, приводятся примеры трансконтинентального переноса аэрозоля в стратосфере.

Аппаратура и методика проведения измерений

Зондирование стратосферного аэрозоля проводилось в диапазоне высот от 10 до 40 км. В качестве передатчика использовался лазер Nd:YAG, а с 2014 г. — два таких параллельно работающих лазера с максимальной энергией в импульсе 180 и 480 мДж на длинах волн 355 и 532 нм. Диаметр приемного зеркала составлял 635 мм. Четырехканальная приемная система, включающая два канала с разным пропусканием на длинах волн 355 нм и два поляризационных канала на 532 нм с поляризацией, параллельной и перпендикулярной поляризации зондирующего излучения, работала в режиме счета фотонов. Измерения проводились в темное время суток. Использовалась механическая отсечка ближней зоны.

Для перекрытия всего диапазона расстояний от 10 до 40 км аэрозольные измерения проводились в два приема, длительностью по 30 мин каждое, с разной установкой расстояний отсечки ближней зоны (от 10 и от 16 км) и разной энергией передатчика. Причина выбора этой методики зондирования заключается в том, что вблизи тропопаузы часто наблюдаются слои повышенного рассеяния, что увеличивает динамический диапазон регистрируемых сигналов. В то же время на длине волны 532 нм

* Владимир Алексеевич Коршунов (korshunov@ratyphoon.ru); Дмитрий Сергеевич Зубачев (zubachev@ratyphoon.ru).

для каждой поляризации имеется только один канал регистрации. При обработке сигналов производилась сшивка сигналов двух измерений для каждой длины волны и поляризации. В результате обработки определялись высотные профили коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $\beta_a(h)$ и отношения обратного рассеяния $R(h) = [\beta_a(h) + \beta_R(h)]/\beta_R(h)$, где $\beta_R(h)$ — коэффициент обратного рэлеевского рассеяния.

Сразу же после проведения аэрозольных измерений выполнялось двухволновое зондирование методом модифицированного рэлеевского рассеяния в диапазоне высот от 30 до 70 км, результатом которого были высотные профили температуры и отношения обратного рассеяния [4]. Полученные отношения обратного рассеяния использовались для привязки сигналов аэрозольных измерений в диапазоне высот от 35 до 40 км. Методика обработки аэрозольных сигналов основывалась на известных решениях Фернальда—Клетта с заданием высотного профиля лидарных отношений на основе оптико-микрофизической модели стратосферного аэрозоля [5]. Погрешности измерений оценивались методом Монте-Карло с учетом статистических флуктуаций при фоторегистрации сигналов, а также априорной неопределенности привязки сигналов в опорной точке трассы зондирования. Далее будут рассматриваться только результаты измерений на 532 нм, поскольку, как будет ясно из дальнейшего, основная часть измерений относится к фоновым условиям, и на длине волны 355 нм аэрозольные коэффициенты обратного рассеяния малы по сравнению с рэлеевскими.

При обработке сигналов на 532 нм необходимо учитывать поглощение озона [2], особенно для условий, близких к фоновым. Проведенные нами оценки показывают, что без учета поглощения озона возникает смещение отношения обратного рассеяния, которое нарастает от точки привязки (выбираемой, как обычно, в конце трассы зондирования) вниз по трассе зондирования. На высоте 12 км оно достигает величины порядка +0,038 при характерной величине интегрального содержания озона на трассе зондирования 250 ед. Соответствующие смещения интегрального коэффициента обратного рассеяния на участке 15–30 км составляют $5 \cdot 10^{-5}$ ср⁻¹.

Сечение поглощения озона на длине волны 532 нм задавалось на основе результатов измерений [6–8] и данных, представленных в базе данных The MPI-Mainz-UV-VIS Spectral Atlas [9]. Для диапазона температур (220 ± 10) К принята величина сечения $(2,85 \pm 0,01) \cdot 10^{-21}$ см². Отметим, что сечение поглощения на 532 нм более чем на порядок превышает сечение поглощения на 355 нм.

Высотные профили коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния

Первые измерения стратосферного аэрозоля с помощью лидара АК-3 были выполнены в августе 2011 г. Всего до середины 2015 г. было проведено более 300 измерений. На рис. 1 показаны средние

высотные профили $\beta_a(h)$ на длине волны 532 нм в диапазоне высот от 12 до 40 км для зимних (декабрь—февраль) сезонов 2012–2013, 2013–2014 и 2014–2015 гг. и летних (май—август) сезонов 2013, 2014 и 2015 гг.

Погрешности $\beta_a(h)$ оценивались через погрешности $R(h)$. При $R(h)$, близких к 1, $\delta[\lg\beta_a(h)] = 0,438\delta R(h)/(R(h) - 1)$ [5]. Численные оценки $\delta R(h)$, проведенные методом Монте-Карло для реальных экспериментальных профилей, показывают, что величина $\delta R(h)$ слабо зависит от высоты и для единичного измерения может быть принята равной 0,02. При усреднении по многим профилям погрешность среднего уменьшается. На рис. 1 показан коридор погрешностей $\delta[\lg\beta_a(h)]$ для средних профилей $\beta_a(h)$ в предположении случайного характера погрешностей единичных измерений (сплошная кривая, окруженная с двух сторон пунктирными). Горизонтальные отрезки представляют погрешности единичного измерения. Действительная величина погрешности средних профилей находится между этими двумя оценками.

Для сравнения на рис. 1 показан фоновый высотный профиль (№ 1), рассчитанный по данным контактных измерений, использовавшихся при построении оптико-микрофизической модели стратосферного аэрозоля [5]. При расчете этого профиля из всего массива данных выбирались только те измерения, для которых интегральная величина коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $B_a(532)$ в слое от 15 до 30 км не превышала $2 \cdot 10^{-4}$ ср⁻¹. Кроме того, на рис. 1 представлена экспоненциальная модель фонового высотного профиля (№ 2), разработанная на Сибирской лидарной станции по данным измерений в 1989–1990 гг. [10].

На измеренных профилях (рис. 1) заметен характерный минимум на высотах 28–30 км и слабо-выраженный слой Юнга в высотном диапазоне от 20 до 25 км. Из рис. 1 видно, что в целом измеренные профили в пределах погрешности ложатся на фоновую модель № 1. Заметные отклонения в сторону увеличения отмечаются в нижней стратосфере в 2013 г., а также в летние периоды 2014 и 2015 гг. в средней стратосфере на высотах от 24 до 30 км. По отношению к модели № 2 все профили в той или иной мере отклоняются в сторону меньших значений.

Высотный ход характеристик обратного рассеяния ниже 12 км целесообразно построить относительно уровня тропопаузы и при этом выделить в отдельную группу аэрозольные слои с высокой степенью деполяризации аэрозольного обратного рассеяния. Зачастую такие слои имеют максимум обратного рассеяния ниже тропопаузы и потому могут рассматриваться как вершины перистых облаков. Средняя высота точки минимума температуры (далее, уровня тропопаузы) в наших измерениях составляла около 11 км. На рис. 2 представлены усредненные высотные профили величины $R - 1 = \beta_a/\beta_R$ в зависимости от высоты над уровнем тропопаузы h_t . Выбор периодов усреднения соотнесен с датой падения Челябинского метеорита 15.02.2013 г., поскольку в измерениях был отмечен повышенный

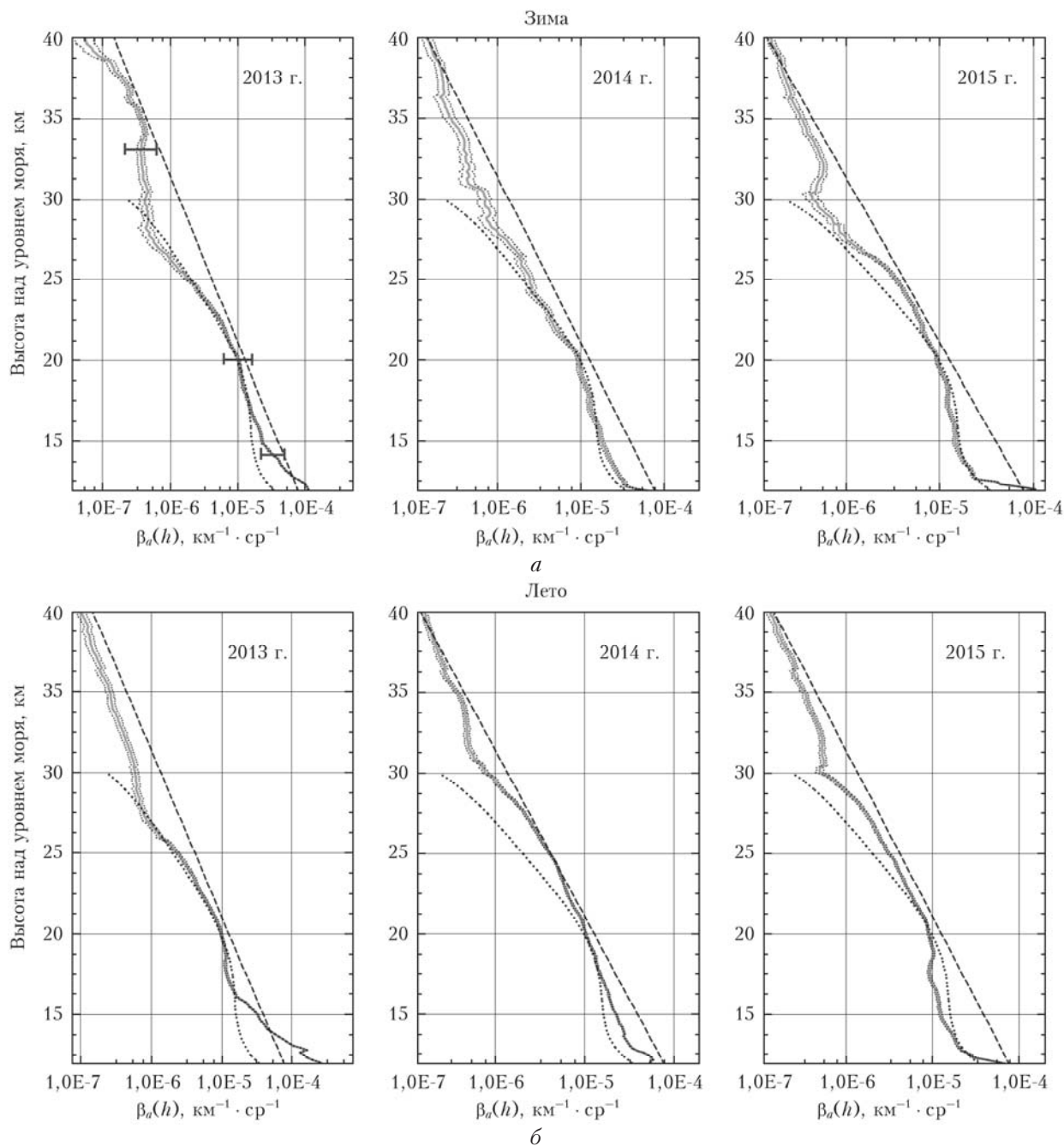


Рис. 1. Среднесезонные высотные профили коэффициента обратного аэрозольного рассеяния (сплошные линии с коридором погрешностей среднего) для трех зимних (2012–2013, 2013–2014 и 2014–2015 гг.) (а) и трех летних (2013, 2014 и 2015 гг.) (б) сезонов в сравнении с модельными высотными профилями. Точки – фоновый профиль в оптико-микрофизической модели [5] (№ 1), штриховые линии – экспоненциальная модель [10] (№ 2). Горизонтальные отрезки – погрешности единичного профиля

уровень обратного рассеяния в области тропопаузы весной 2013 г., а в отдельных случаях и в начале лета 2013 г. С учетом этого приняты следующие периоды усреднения: до падения метеорита с 01.12.2012 г. по 14.02.2013 г. (рис. 2, а), после его падения с 15.02.2013 г. по 30.04.2013 г. (рис. 2, б) и последующий, свободный от влияния метеорита период с начала 2014 г. до середины 2015 г. (рис. 2, в). Все профили разделены на два класса по признаку величины степени деполаризации аэрозольного обратно-

го рассеяния $d_a(h_t)$ в точке максимума отношения обратного рассеяния h_{max} . Профили с $d_a(h_{max}) < 0,2$ отнесены к типу преимущественного сферического аэрозоля и показаны на рис. 2 сплошными линиями, а с $d_a(h_{max}) > 0,2$ – к кристаллическому типу и обозначены штриховыми линиями. Из рис. 2, а и в видно, что как до падения метеорита, так и в период 2014–2015 гг. величина $R(h_t) - 1$ для сферического аэрозоля была значительно меньше, чем для кристаллического, и находилась на уровне $\sim 0,1$.

Аэрозольные образования в области инверсионного слоя тропопаузы

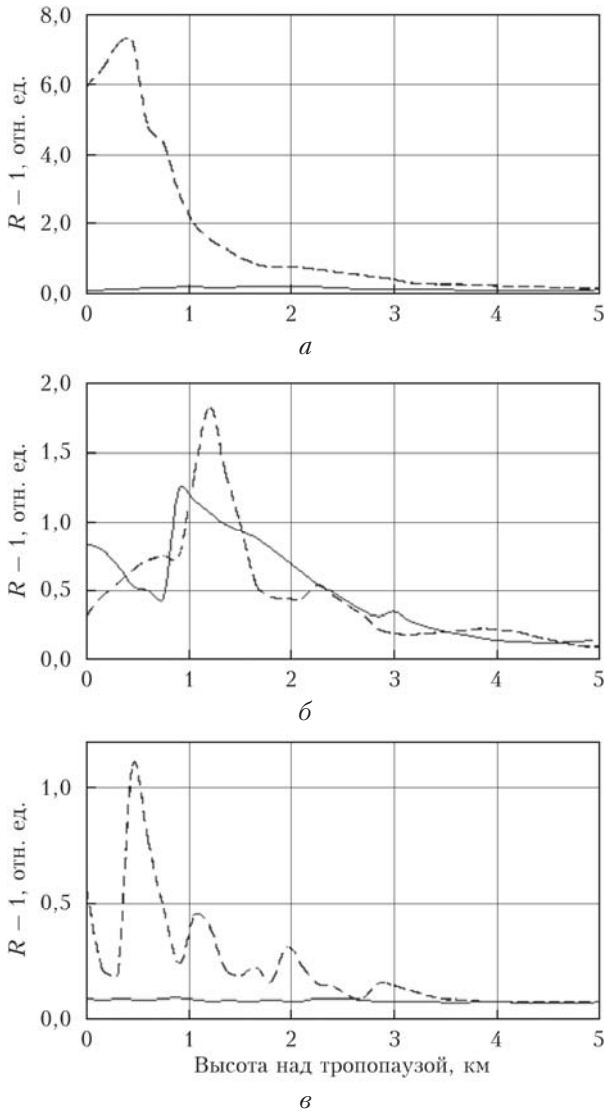


Рис. 2. Высотные профили отношения обратного рассеяния $R(h_i)$ для сферического (сплошные линии) и кристаллического (штриховые линии) аэрозоля

Сопоставление с высотным профилем $R(h) - 1$ в расширенном диапазоне высот показывает, что в среднем для сферического аэрозоля величина $R(h) - 1$ на уровне тропопаузы сравнима с ее величиной в слое Юнга. Иная картина отмечается в 2013 г. после падения метеорита (рис. 2, б); в этот период произошло увеличение значений $R(h_i) - 1$ для аэрозоля сферического типа на порядок величины, в то же время для кристаллических образований величина $R(h_i) - 1$ даже снизилась.

По результатам измерений [11] метеорный аэрозоль по степени деполяризации обратного рассеяния был близок к сферическому ($d_a < 0,1$). Поэтому образование слоя повышенного рассеяния сферического типа в области тропопаузы можно интерпретировать либо как непосредственный результат седиментации метеорного аэрозоля, либо как усиление слоя сернокислотного аэрозоля на метеорных ядрах конденсации.

Анализ высотных профилей температуры, полученных по данным радиозондирования в дни лидарных измерений, показывает, что нередко в области тропопаузы наблюдается инверсионный слой, известный в литературе под названием инверсионного слоя тропопаузы (ИСТ). Область ИСТ над тропопаузой занимает около 2 км, а величина инверсии составляет в среднем 4° . По данным [12, 13], явление ИСТ встречается достаточно часто и имеет глобальное распространение. В настоящее время обсуждается вопрос о происхождении этого слоя.

Наличие ИСТ может способствовать накоплению аэрозоля непосредственно над тропопаузой. В наших измерениях это подтверждается тем, что максимум аэрозольного рассеяния часто наблюдается не в минимуме температуры, а выше – в области ИСТ. По результатам проведенных измерений были найдены вероятности наблюдения слоев повышенного рассеяния (с максимальной величиной $R(h_i) - 1 > 0,2$) в районе тропопаузы. Из всех проведенных измерений были исключены измерения с 15.02.2013 г. по 01.01.2014 г. как подверженные возможному влиянию метеорного аэрозоля. После этого для анализа осталось 242 измерения. Оказалось, что в 20% случаев над тропопаузой наблюдались слои повышенного рассеяния кристаллического типа, а в 13% случаев – слои сферического типа. Явление ИСТ наблюдалось в 56% случаев от общего числа измерений. Для аэрозоля сферического типа была проведена проверка его связи с наличием ИСТ. Оценка вероятности наблюдения аэрозоля при наличии ИСТ была проведена по теореме Байеса: $P(A/B) = P(AB)/P(B)$, где A – событие наблюдения аэрозольного слоя ($R > 1,2$; $d_a < 0,2$) в районе тропопаузы, B – событие наблюдения ИСТ. Оказалось, что $P(A/B)$ составляет 18%, в то же время безусловная вероятность наблюдения аэрозоля $P(A) = 13\%$. Таким образом, при наличии ИСТ вероятность наблюдения слоя повышенного рассеяния увеличивается на 39%, тем самым данные измерений указывают на положительную корреляцию аэрозольных образований с ИСТ.

Интегральные оптические характеристики стратосферного аэрозоля

Степень аэрозольного наполнения стратосферы обычно оценивается по величине интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $B_\pi(532)$ в слое от 15 до 30 км. Полученный в измерениях временной ход $B_\pi(532)$ показан на рис. 3. Каждый значок представляет отдельное измерение. Перерыв в измерениях в 2013 г. связан с модернизацией лидара. Сплошной линией показан результат

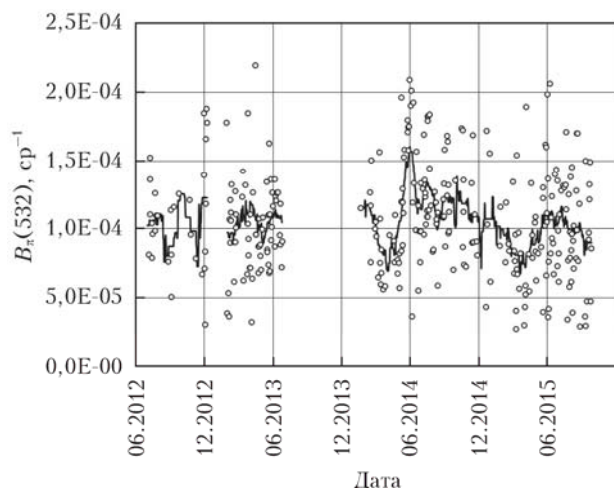


Рис. 3. Временной ход интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $B_{\pi}(532)$

скользящего усреднения по измерениям, проведенным в пределах ± 15 дней от текущей даты. Средние значения $B_{\pi}(532)$ составили $0,94 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$ (1-е полугодие 2013 г.); $1,07 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$ (2014 г.); $0,98 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$ (1-е полугодие 2015 г.). Средняя по всем измерениям величина $B_{\pi}(532)$ составила $1,06 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$, а среднеквадратическое отклонение — $0,39 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$. В табл. 1 приведены известные по литературным данным величины $B_{\pi}(532)$ [10^{-4} ср^{-1}], считающиеся фоновыми. Данные по Томску (1997–2006 гг.) взяты из [1], остальные — из работы [14]. Сравнение наших измерений с представленными в табл. 1 показывает, что в рассматриваемый период 2013–2015 гг. содержание аэрозоля в области основного аэрозольного слоя 15–30 км можно считать близким к фоновому.

Таблица 1

Фоновые уровни интегрального коэффициента обратного рассеяния $B_{\pi}(532)$ [10^{-4} ср^{-1}] по данным измерений на пяти лидарных станциях

Томск	Sao Jose	Mauna Loa	Yampton	Garmish
1,5	0,83	0,68	0,85	0,55

Рассмотрим полученные результаты в связи с известными данными по вулканическому извержениям. Как известно [1, 2], с 1999 по 2005 гг. наблюдалось спокойное (фоновое) состояние аэрозоля в стратосфере. После 2005 г. ряд средних по мощности извержений привел к увеличению аэрозольного содержания в стратосфере [1, 15]. С 2012 г. вулканическая активность опять уменьшилась — по данным [16] ежегодная вулканическая эмиссия SO_2 в 2012–2015 гг. не превышала 0,6 Мт. При этом наиболее значительные извержения произошли в Южном полушарии (влк. Келуд, 8° ю.ш., 112° в.д., 13.02.2014 г., 136 Кт SO_2). Периодически происходили также извержения вулканов Тихоокеанского вулканического пояса (Шивелуч, Жупановский и др.) с выбросом продуктов от 10 км и выше. Общее число таких извержений, оцененное нами по данным [17], соста-

вило 4, 12 и 9 в 2013, 2014 и 2015 гг. В силу доминирования западного ветра в нижней стратосфере эти извержения, по-видимому, не оказали непосредственного влияния на содержание аэрозоля основного стратосферного слоя над г. Обнинск. По той же причине не удалось проследить перенос аэрозоля с помощью обратного траекторного анализа.

На усредненной временной зависимости $B_{\pi}(532)$ (см. рис. 3) отсутствует типичный сезонный ход с зимним максимумом аэрозольного содержания. Отметим, что отсутствие сезонных различий считается признаком фоновое состояние аэрозольного слоя [10]. Вместо этого видны весенние минимумы, а также летний максимум 2014 г. Проведенные оценки подтвердили неслучайный характер указанных выбросов на уровне значимости менее 0,001. Летний максимум 2014 г., по-видимому, связан с активизацией лесных пожаров в Канаде и США, когда происходило образование пирокумулятивов с подъемом аэрозоля в стратосферу и возможным его переносом на большие расстояния [18, 19].

В вышедшей недавно работе [20] обращалось внимание на то, что область нижней стратосферы от тропопаузы до 15 км может вносить существенный вклад в оптическую толщину стратосферного аэрозольного слоя, который необходимо учитывать в климатических моделях. В связи с этим по результатам проведенных измерений было выполнено сравнение оптических параметров на длине волны 532 нм для двух слоев: от тропопаузы до 15 км и от 15 км до 30 км. Средние по всем проведенным измерениям (с исключением временного периода возможного влияния метеорного аэрозоля) результаты представлены в табл. 2, где τ — оптическая толщина указанных слоев. Величины τ найдены отдельно для классов кристаллических и сферических аэрозольных образований и отмечены индексами «кр» и «сф». Аналогичные обозначения приняты для интегральных коэффициентов обратного рассеяния B_{π} . При проведении оценок τ коэффициент ослабления $\sigma(h, 532)$ находился из соотношения $\sigma(h, 532) = \chi \beta_a(h, 532)$, где χ — лидарное отношение. В кристаллических облаках величина χ в зависимости от поляризации излучения и ориентации частиц может меняться в достаточно широких пределах (20 ± 10), однако в большинстве случаев, как по данным натурных измерений [21–23], так и по результатам измерений в аэрозольной камере [24],

Таблица 2

Интегральные оптические характеристики среднего (15–30 км) и нижнего ($h_{\text{тр}}$ – 15 км) аэрозольных слоев стратосферы

Параметр	Нижний слой	Средний слой
τ	7,51E-03	4,81E-03
$\tau_{\text{сф}}$	6,79E-03	
$\tau_{\text{кр}}$	1,09E-02	
B_{π}	1,93E-04	1,07E-04
$B_{\pi \text{ сф}}$	1,50E-04	
$B_{\pi \text{ кр}}$	3,85E-04	

она близка к 20. Для сферического серноокислотного аэрозоля расчеты, выполненные нами для фоновых условий на основе модели [5], а также данные, приведенные в [25], дают одинаковый результат – величина χ меняется по высоте в пределах (45 ± 5) . Соответственно, при оценке $\sigma(h, 532)$ величина χ полагалась равной 20 в тех точках h , где $d_a(h) > 0,2$, и 45 для точек h , где $d_a(h) < 0,2$.

Из табл. 2 следует, что в фоновых условиях вклад стратосферного слоя от тропопаузы до 15 км в интегральные оптические характеристики обратного рассеяния (ослабления) в 1,8 (1,6) раза превосходит вклад среднего стратосферного слоя от 15 до 30 км. Общая оптическая толщина стратосферного аэрозоля, отсчитываемая от $h_{тр}$ до 30 км, для фоновых условий оценивается величиной 0,012 при относительном вкладе нижнего слоя около 60%.

Кристаллические аэрозольные образования в максимуме слоя на порядок и более превосходят сферические по обратному рассеянию (рис. 2), но, как видно из табл. 2, по интегральной величине V_π они лишь в 2,6 раза превосходят сферические. При переходе к оптической толщине это соотношение уменьшается до 1,6 из-за разницы в лидарных отношениях в кристаллической и сферической частях профилей.

Приведенные оценки оптических толщин стратосферного аэрозоля, а также относительного вклада нижнего стратосферного слоя ($h_{тр}$, 15 км) находятся в удовлетворительном согласии с данными лидарных измерений в Томске и Tsukuba (Япония) [20].

Наблюдение трансконтинентального переноса аэрозоля лесных пожаров

В отдельных случаях удается проследить происхождение слоев повышенного аэрозольного рассеяния в районе тропопаузы с помощью обратного

траекторного анализа. К ним относятся эпизоды наблюдений 25 и 26 июля 2014 г., а также 18 июля 2015 г. На рис. 4 показано высотное распределение величины $R(h) - 1$ в аэрозольных слоях повышенного рассеяния. Горизонтальные линии отмечают положение ИСТ. Как видно из рис. 4, слои располагаются либо непосредственно в области ИСТ, либо над ним. Максимальная степень деполаризации в слоях 2014 г. составляла 0,1, а в слое 2015 г. – 0,07. Это свидетельствует о том, что данные аэрозольные слои содержали в основном аэрозоль сферического типа при достаточно высоких значениях отношения обратного рассеяния.

Построение обратных траекторий проводилось с помощью программы HYSPLIT, размещенной на сайте NOAA [26]. Применялся ансамблевый метод построения траекторий, в котором строится совокупность траекторий с варьированием начального узла сетки. Полученные ансамбли обратных траекторий для 25 июля 2014 г. и 18 июля 2015 г. показаны на рис. 5. Интервал времени построения составлял 10 сут в направлении назад от времени наблюдения слоя в Обнинске (около 20 UTC). Конец траекторий для даты 25 июля соответствовал дате 15 июля (20 UTC), или, с учетом сдвига по времени (~ 7 ч), примерно полудню 15 июля по местному времени. Как раз в эти дни, 14–15 июля, в северо-западных провинциях Канады наблюдались сильные лесные пожары. На спутниковых снимках были отчетливо видны следы образования пирокумулясов [27]. Область пожаров на рис. 5 обозначена нами ромбиком.

Из рис. 5 видно, что значительная группа траекторий достигает к 15 июля зоны лесных пожаров. Следовательно, с высокой вероятностью наблюдаемые слои связаны с выносом продуктов горения в стратосферу в процессе образования пирокумулясов. Для даты измерений 18 июля 2015 г. обратные траектории частично кончаются в районе Гудзонова

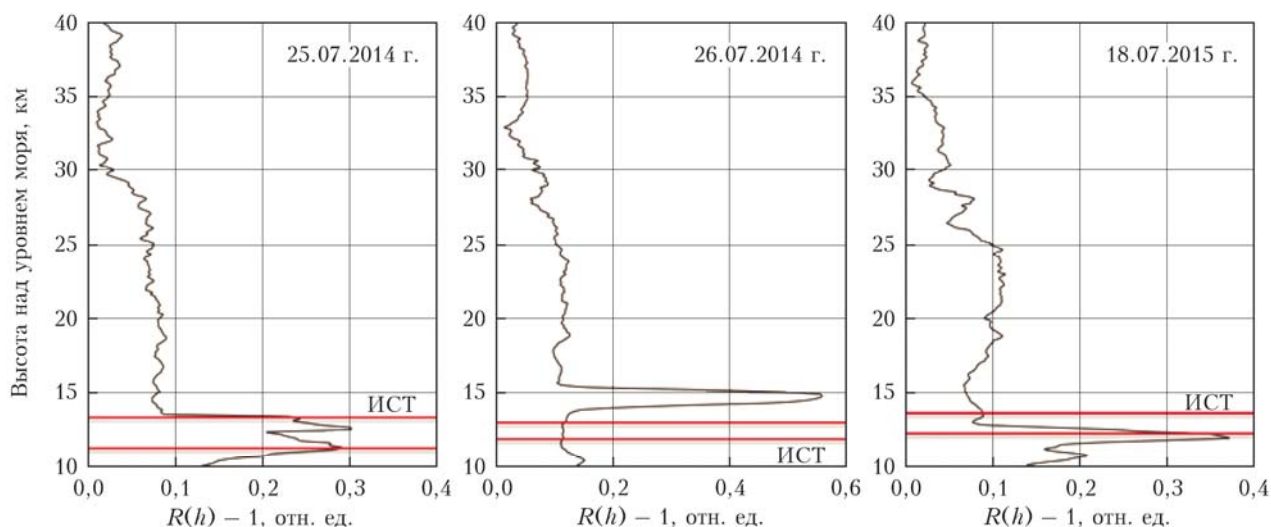


Рис. 4. Вертикальные профили отношения обратного рассеяния $R(532)$, полученные 25 и 26 июля 2014 г. и 18 июля 2015 г.; горизонтальные линии показывают положение слоя ИСТ

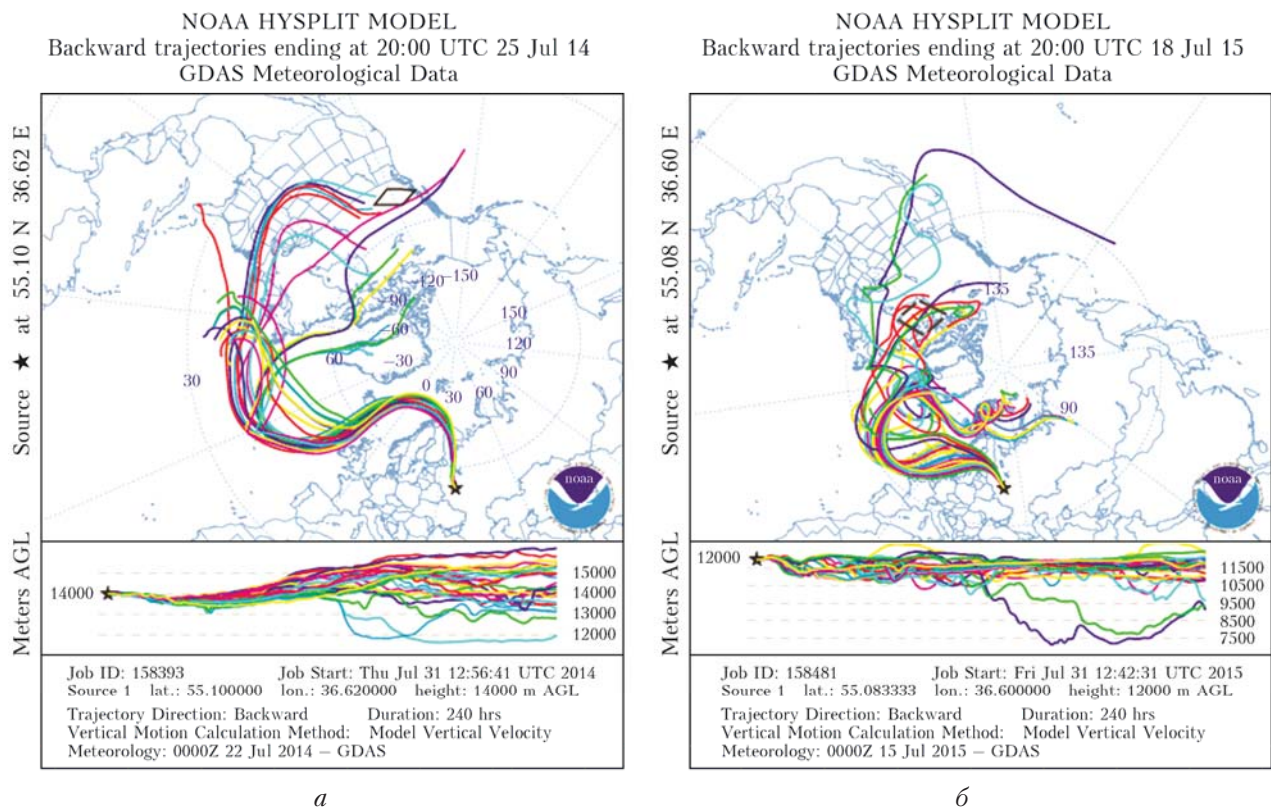


Рис. 5. Ансамбли обратных траекторий на 10 дней назад от даты измерений 25 июля 2014 г. (а) и 18 июля 2015 г. (б). Ромбики показывают зоны интенсивных лесных пожаров с образованием пирокумулюсов

залива (ромбик на рис. 5, б), по берегам которого 7–8 июля также отмечались интенсивные лесные пожары [28]. Для приведенных случаев наблюдения аэрозольных слоев повышенного рассеяния с высокой долей вероятности можно говорить о транс-континентальном переносе дымового аэрозоля лесных пожаров в стратосфере.

Заключение

В 2012–2015 гг. проведены лидарные измерения стратосферного аэрозоля над г. Обнинск. В общей сложности получено более 300 высотных профилей коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм. Средние по сезонам профили в слое от 15 до 30 км в основном близки к фоновым профилям, рассчитанным по известным данным контактных микрофизических измерений в рамках ранее разработанной модели стратосферного аэрозоля [5]. Средние значения интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния в слое 15–30 км согласуются с данными известных лидарных измерений для ранее наблюдавшихся фоновых периодов. Полученные результаты соответствуют имеющимся сведениям о снижении вулканической активности в рассматриваемый период времени.

Отклонения от фоновых профилей замечены весной и летом 2013 г. в области тропопаузы, а также летом 2014 и 2015 гг. на высотах более 25 км.

Наблюдавшееся весной 2013 г. повышенное содержание аэрозоля сферического типа над тропопаузой, по-видимому, связано с седиментацией аэрозольных образований, возникших при падении Челябинского метеорита 15 февраля 2013 г. В отдельные дни июля 2014 г. и июля 2015 г. наблюдались слои повышенного аэрозольного рассеяния на высотах 11–15 км. С помощью обратного траекторного анализа установлено, что в этих случаях происходил перенос аэрозоля из районов образования пирокумулюсов при лесных пожарах в Канаде.

Проведен анализ параметров аэрозольных образований в области тропопаузы и их связи с инверсионным слоем тропопаузы. Увеличенное содержание аэрозоля в области тропопаузы по сравнению с его содержанием в известном слое Юнга, оцениваемого по величине отношения обратного рассеяния, наблюдается в 33% случаев измерений (20% образований кристаллического типа и 13% – сферического). При наличии инверсионного слоя тропопаузы вероятность наблюдения аэрозольного слоя сферического типа возрастает в 1,4 раза.

По данным проведенных измерений выполнены оценки относительного вклада нижнего (от тропопаузы до высоты 15 км) и среднего (15–30 км) слоев стратосферы в интегральные оптические характеристики ослабления и обратного рассеяния на длине волны 532 нм. Получено, что вклад нижнего слоя в указанные характеристики ослабления и обратного

рассеяния превосходит вклад среднего слоя в 1,6 раза и в 1,8 раза соответственно. Общая оптическая толщина слоя стратосферного аэрозоля, отсчитываемая от тропопаузы до 30 км, для фоновых условий оценивается величиной 0,012 при относительном вкладе нижнего слоя около 60%.

1. *Bazhenov O., Burlakov V., Dolgii S., Nevzorov A., Salnikova N.* Optical monitoring of characteristics of the stratospheric aerosol layer and total ozone content at the Siberian Lidar Station (Tomsk: 56°30'N; 85°E) // *Int. J. Remote Sens.* 2015. V. 36, N 11. P. 3024–3032. DOI: 10.1080/01431161.2015.1054964.
2. *Trickl T., Giehl H., Jäger H., Vogelmann H.* 35 yr of stratospheric aerosol measurements at Garmisch-Partenkirchen: From Fuego to Eyjafjallajökull, and beyond // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13, iss. 10. P. 5205–5225.
3. *Хмелевцов С.С., Кауфман Ю.Г., Коршунов В.А., Светогоров Е.Д., Хмелевцов А.С.* Лазерное зондирование атмосферных параметров на Обнинской лидарной станции НПО «Тайфун» // *Вопросы физики атмосферы: Сб. статей.* СПб.: Гидрометеониздат, 1998. С. 358–392.
4. *Коршунов 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 атмосф. и океана.* 2014. Т. 27, № 10. С. 862–868; *Korshunov V.A., Zubachev D.S., Merzlyakov E.G., Jacobi Ch.* Aerosol parameters of middle atmosphere by two-wavelength lidar sensing and their comparison with radio meteor echo measurements // *Atmos. Ocean. Opt.* 2015. V. 28, N 1. P. 82–88.
5. *Коршунов В.А., Зубачев Д.С.* Об определении параметров стратосферного аэрозоля по данным двухволнового лидарного зондирования // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана.* 2013. Т. 49, № 2. С. 196–207.
6. *Voigt S., Orphal J., Vogumil K., Burrows J.P.* The temperature dependence (203–293) K of the absorption cross sections of O₃ in the 230–850 nm region measured by Fourier-transform spectroscopy // *J. Photochem. Photobiol. A. Chem.* 2001. V. 143, iss. 1. P. 1–9.
7. *Molina L.T., Molina M.J.* Absolute absorption cross sections of ozone in the 185- to 350-nm wavelength range // *J. Geophys. Res.* D. 1986. V. 91, iss. 13. P. 14501–14508.
8. *Burrows J.P., Richter A., Dehn A., Deters B., Himmelmann S., Voigt S., Orphal J.* Atmospheric remote-sensing reference data from GOME: Part 2. Temperature-dependent absorption cross-sections of O₃ in the 231–794 nm range // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 1999. V. 61, iss. 4. P. 509–517.
9. *Databases 03Spectra.* URL: <http://www.iup.uni-bremen.de/gruppen/molspec/databases/referencespectra/o3spectra/index.html>
10. *Зуев В.В.* Лидарный контроль стратосферы. Новосибирск: Наука, 2004. 306 с.
11. *Иванов В.Н., Зубачев Д.С., Коршунов В.А., Лапшин 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., Маричев В.Н.* Лидарные наблюдения стратосферных аэрозольных следов от Челябинского метеорита // *Оптика атмосф. и океана.* 2014. Т. 27, № 2. С. 117–122.
12. *Birner T., Dörnbrack A., Schumann U.* How sharp is the tropopause at midlatitudes? // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29, N 14. P. 1700. DOI: 10.1029/2002GL015142.
13. *Birner T., Sankey D., Shepherd T.G.* The tropopause inversion layer in models and analyses // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. P. L14804. DOI: 10.1029/2006GL026549.
14. *Deshler T., Anderson-Sprecher R., Jäger H., Barnes J., Hofmann D.J., Clemesha B., Simonich D., Osborn M., Grainger R.G., Godin-Beekmann S.* Trends in the non-volcanic component of stratospheric aerosol over the period 1971–2004 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. D01201. DOI: 10.1029/2005JD006089.
15. *Bazhenov O.E., Burlakov V.D., Dolgii S.I., Nevzorov A.V.* Lidar observations of aerosol disturbances of the stratosphere over Tomsk (56.5°N; 85.0°E) in volcanic activity period 2006–2011 // *Int. J. Opt.* 2012. V. 2012. Article ID 786295. DOI: 10.1155/2012/786295.
16. *NASA.* Global Sulfur Dioxide Monitoring. URL: <http://so2.gsfc.nasa.gov/measures.html>
17. *Smithsonian Institution.* Global volcanism program. URL: <http://volcano.si.edu>
18. *From M., Torres O., Diner D., Lindsey D., Vant Hull B., Servranckx R., Shettle E.P., Li Z.* Stratospheric impact of the Chisholm pyrocumulonimbus eruption: 1. Earth-viewing satellite perspective // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. D08202. DOI: 10.1029/2007JD009153.
19. *Fromm M., Shettle E., Fricke K.H., Ritter C., Trickl T., Giehl H., Gerding M., Barnes J.E., O'Neill M., Masie S.T., Blum U., McDermid I.S., Leblanc T., Deshler T.* Stratospheric impact of the Chisholm pyrocumulonimbus eruption: 2. Vertical profile perspective // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. D08203. DOI: 10.1029/2007JD009147.
20. *Ridley D.A., Solomon S., Barnes J.E., Burlakov V.D., Deshler T., Dolgii S.I., Herber A.B., Nagai T., Neely III R.R., Nevzorov A.V., Ritter C., Sakai T., Santer B.D., Sato M., Schmidt A., Uchino O., Vernier J.P.* Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41, N 22. P. 7763–7769. DOI: 10.1002/2014GL061541.
21. *Goldfarb L., Keckhut P., Chanin M.-L., Hauchecorne A.* Cirrus Climatological Results from Lidar Measurements at OHP (44°N, 6°E) // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28, iss. 9. P. 1687–1690.
22. *Immler F., Schrems O.* LIDAR measurements of cirrus clouds in the northern and southern midlatitudes during INCA (55°N, 53°S): A comparative study // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29, N 16. P. 1809. DOI: 10.1029/2002GL015077.
23. *Sassen K., Campbell J.R.* A midlatitude cirrus cloud climatology from the facility for atmospheric remote sensing. Part I: Macrophysical and synoptic properties // *Atm. Sci.* 2001. V. 58, N 5. P. 481–496.
24. *Волковицкий О.А., Павлова Л.Н., Петрушин А.Г.* Оптические свойства кристаллических облаков. Л.: Гидрометеониздат, 1984. 198 с.
25. *Jäger H., Deshler T.* Correction to “Lidar backscatter to extinction, mass and area conversions for stratospheric aerosols based on midlatitude balloonborne size distribution measurements” // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30, N 7. P. 1382. DOI: 10.1029/2003GL017189.
26. *Air Resources Laboratory.* Transport & Dispersion Modeling. HYSPLIT. URL: http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php
27. *CIMSS.* PyroCb. URL: <http://pyrocb.ssec.wisc.edu/archives/370>
28. *CIMSS.* PyroCb. URL: <http://pyrocb.ssec.wisc.edu/archives/992#respond>

V.A. Korshunov, D.S. Zubachev. Lidar measurements of stratospheric aerosol parameters over Obninsk in 2012–2015.

Lidar polarization measurements of stratospheric (10–40 km) aerosol parameters were fulfilled over Obninsk in 2012–2015. Over 300 altitude profiles of the aerosol backscattering coefficient at 532 nm wavelength were obtained. Parameters of aerosol backscattering measured are generally close to known background values. An increased content of spherical aerosol near tropopause was revealed in spring 2013; it was probably caused by sedimentation of Chelyabinsk meteorite aerosol. Layers of increased aerosol backscattering were observed at 10–15 km levels in July 2014 and July 2015, appeared as a result of transcontinental aerosol transfer from Canadian forest fires. Estimates of integral parameters of backscattering and extinction were made for the lower (from tropopause level to 15 km) and middle (from 15 to 30 km) aerosol layers. It is shown that the contributions of the lower layer in the above optical parameters are 1.8 and 1.6 times higher than those of the middle layer.