

Результаты лидарных наблюдений аэрозоля от лесных пожаров Северной Америки в стратосфере над Томском в конце лета и осенью 2017 г.

А.В. Невзоров¹, С.И. Долгий¹, А.П. Макеев^{1,2}, А.В. Ельников^{3*}

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

²Национальный исследовательский Томский государственный университет
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

³Сургутский государственный университет
628403, г. Сургут, пр. Ленина, 1

Поступила в редакцию 12.10.2018 г.

Представлены результаты наблюдений аномальных аэрозольных слоев на двух длинах волн (355 и 532 нм) на Сибирской лидарной станции ИОА СО РАН в летне-осенний период 2017 г. Их максимум был зарегистрирован 26.08.2017 г. в виде узкого слоя протяженностью по высоте ~1 км со значениями отношения рассеяния $R_{355} = 2,8$ и $R_{532} = 5,8$ на высоте 15 км. В последующие дни слои занимали больший интервал высот, но с меньшими значениями отношения рассеяния. Результаты зондирования этих слоев на двух длинах волн и учет лидарных отношений на основе модельных значений позволили оценить параметр Ангстрема (X) как в этих слоях, так и на высотах, оставшихся невозмущенными, т.е. с фоновым состоянием аэрозоля. В выраженных аномальных слоях минимальное значение параметра Ангстрема равно 1 и больше, а для фонового аэрозоля, который локализован выше 16 км, находится в интервале ($X = 2,8 \div 3,8$), причем с явно выраженным положительным градиентом с ростом высоты. Построенные обратные траектории движения воздушных масс показали, что источником аэрозольных слоев в стратосфере над Томском были лесные пожары в Северной Америке (Канада) в середине августа 2017 г.

Ключевые слова: лидар, лазерное зондирование атмосферы, вертикальное распределение стратосферного аэрозоля; lidar, laser sounding of atmosphere, stratospheric ozone vertical distribution.

Введение

Стратосферный аэрозоль, являясь оптически активной компонентой атмосферного воздуха, влияет на климат Земли [1–4]. Именно поэтому проводится регулярный мониторинг параметров и характеристик стратосферного аэрозоля.

В первой половине 2018 г. в научных публикациях, посвященных исследованию стратосферного аэрозоля, появились сообщения о наблюдении в августе – сентябре 2017 г. в стратосфере над Европой (Южная Франция, Германия, Чехия) выраженных слоев с экстремальными значениями оптической толщи [5–7]. Было установлено, что появление этих слоев обусловлено лесными пожарами на северо-западе Канады и США в августе 2017 г.

Аномально оптически плотные и резко выраженные аэрозольные слои проявились в августе – сентябре 2017 г. и в результатах регулярного лидарного

мониторинга стратосферного аэрозольного слоя на Сибирской лидарной станции (СЛС) Института оптики атмосферы (ИОА) СО РАН (56,5° с.ш., 85,0° в.д.). Указанный мониторинг уже в течение ряда лет осуществляется на двух длинах волн зондирования (355 и 532 нм).

Данная статья посвящена результатам наблюдений рассеивающих характеристик этих слоев на двух длинах волн, а также обсуждению возможности извлечения дополнительной качественной информации о структуре стратосферного аэрозоля при наличии данных лидарного зондирования на двух длинах волн.

Аппаратура и методика зондирования стратосферного аэрозоля

При лазерном зондировании стратосферного аэрозоля определяемым параметром является отношение рассеяния $R(H)$ [8, 9]:

$$R(H) = \frac{\beta_{\pi}^{P_3}(H) + \beta_{\pi}^{M}(H)}{\beta_{\pi}^{P_3}(H)}, \quad (1)$$

* Алексей Викторович Невзоров (nevzorov@iao.ru); Сергей Иванович Долгий (dolgii@iao.ru); Андрей Павлович Макеев (map@mail.ru); Андрей Владимирович Ельников (mar@iao.ru).

где H – высота; $\beta_{\pi}^{Ps}(H)$ – коэффициент обратного рассеяния Рэлея; $\beta_{\pi}^{Mi}(H)$ – коэффициент обратного рассеяния Ми (аэрозольного), или рассеяние на аэрозолях.

Отношение рассеяния на любой длине волны, используемой при зондировании стратосферного аэрозоля, определяется методом калибровки лидарного сигнала по рэлеевскому рассеянию. Точка калибровки выбирается по минимальному значению лидарного сигнала на высотах 25–35 км в предположении, что сигнал в этом минимуме определяется только рэлеевским рассеянием. При этом коэффициент его обратного рассеяния $\beta_{\pi}^{Ps}(H)$ рассчитывается на основе термодинамических параметров атмосферы, получаемых из аэрологических данных, или на основе модельных представлений, а коэффициент обратного рассеяния, который отражает аэрозольное наполнение стратосферы, выражается через отношение рассеяния следующим образом:

$$\beta_{\pi}^{Mi}(H) = [R(H) - 1] \cdot \beta_{\pi}^{Ps}(H). \quad (2)$$

Стратосферный аэрозольный лидар комплекса СЛС, предназначенный для измерения параметра $\beta_{\pi}^{Mi}(H)$ стратосферного аэрозоля, представлен на рис. 1.

Базовым лазером аэрозольного лидара является Nd:YAG-лазер (модель LS-2132T-LBO, LOTIS TII), работающий на длинах волн 532 и 355 нм (вторая и третья гармоники Nd:YAG-лазера) с частотой следования импульсов генерации 20 Гц при энергии импульсов 100 и 40 мДж соответственно. Излучение на двух длинах волн проходит коллиматор и направляется в атмосферу автоматизированным поворотным зеркалом (ПЗ-2). Обратнорассеянное оптическое излучение собирается приемным телескопом, который разработан по схеме Ньютона на основе зеркала диаметром 0,3 м. Затем оно поступает в кювету спектральной селекции (КСС), выделяющую оптические сигналы на отдельных длинах волн

зондирования, для регистрации которых используются фотоэлектронные умножители фирмы Hamamatsu. Регистрация осуществляется в режиме счета импульсов фототока. Время накопления лидарных сигналов одного акта измерений составляет 40 мин с пространственным разрешением 100 м. Ошибка измерений лидара – 3–6,5% для высотного диапазона 10–30 км. Более подробно аппаратура стратосферного аэрозольного лидара СЛС представлена в работе [10].

Как видно из описания аппаратуры и отмечалось во введении, зондирование стратосферного аэрозоля, т.е. определение коэффициента его обратного рассеяния $\beta_{\pi}^{Mi}(H)$, ведется на двух длинах волн: $\lambda_1 = 0,355$ и $\lambda_2 = 0,532$ нм. Это позволило проанализировать высотное изменение среднего радиуса ансамбля рассеивающих частиц на качественном уровне, положив в основу формулу Ангстрема. Эта формула определяет спектральный ход оптической толщи аэрозоля [11]:

$$\frac{\tau(\lambda_1)}{\tau(\lambda_2)} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^{-X}, \quad (3)$$

где $\tau(\lambda_1)$ и $\tau(\lambda_2)$ – оптические толщи аэрозоля на соответствующих длинах волн λ_1 и λ_2 , включающие в себя коэффициент поглощения и объемный коэффициент аэрозольного рассеяния, т.е. рассеяние по всем направлениям; X – параметр Ангстрема (показатель степени). Этот параметр обратно пропорционален среднему радиусу частиц рассеивающего ансамбля: чем меньше радиус, тем меньше значение степени (т.е. параметра Ангстрема по модулю $|X|$).

В настоящее время под формулой Ангстрема чаще понимается выражение для спектрального хода коэффициента ослабления α . Это выражение получается в рамках приближения теории рассеяния Ми [12], т.е. рассеяния электромагнитного излучения на частицах сферической формы, удовлетворяющих

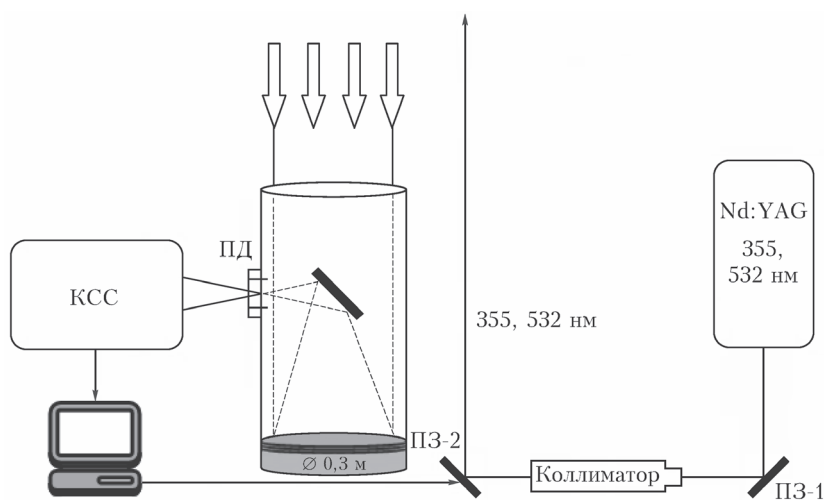


Рис. 1. Схема двухчастотного стратосферного аэрозольного лидара измерительного комплекса СЛС: ПД – полявая диафрагма; Nd:YAG – твердотельный лазер; ПЗ-1 – поворотное зеркало; ПЗ-2 – автоматизированное поворотное зеркало; КСС – кювета спектральной селекции с блоками фотоэлектронных умножителей

условию $r \geq \lambda$ (r – радиус частиц). При юнговском распределении размера аэрозольных частиц зависимость α от длины волны имеет вид [13, 14]:

$$\alpha_{\text{Ми}} = A \cdot \lambda^{-X}, \quad (4)$$

где A – коэффициент ослабления на некой базовой длине волны (например, в работе [13] это 1 мкм, т.е. $A = \alpha(1 \text{ мкм})$). Предельное значение, которое может принимать показатель степени, равно 4. Но в этом случае имеем дело с коэффициентом ослабления, обусловленным объемным (полным) рассеянием Рэля (т.е. рассеянием по всем направлениям) на молекулярных неоднородностях ($\alpha_{\text{Рэ}}$), размер которых удовлетворяет соотношению $r \leq 0,1 \cdot \lambda$ (r – размер молекулярных неоднородностей). При этом рассеивающий ансамбль частиц не поглощает, т.е. коэффициент ослабления обусловлен только объемным рассеянием [15].

Для стратосферного аэрозоля (СА) вкладом поглощения в аэрозольное ослабление также можно пренебречь, поскольку для СА коэффициент поглощения примерно на два порядка меньше объемного коэффициента рассеяния [14, 16], и коэффициент ослабления можно рассматривать как коэффициент объемного рассеяния (обозначение оставим то же – $\alpha_{\text{Ми}}$).

Однако при дистанционном лазерном зондировании стратосферного аэрозоля определяемым параметром является не коэффициент ослабления $\alpha_{\text{Ми}}$, а коэффициент обратного аэрозольного рассеяния $\beta_{\pi}^{\text{Ми}}$. Связь между ними определяется через лидарное отношение $g_{\text{Ми}}$ [17]:

$$g_{\text{Ми}} = \frac{\beta_{\pi}^{\text{Ми}}}{\alpha_{\text{Ми}}}, \text{ т.е. } \alpha_{\text{Ми}} = \frac{\beta_{\pi}^{\text{Ми}}}{g_{\text{Ми}}}. \quad (5)$$

Аналогичный параметр для рэлеевского рассеяния постоянен [17]:

$$g_{\text{Рэ}} = \frac{\beta_{\pi}^{\text{Рэ}}}{\alpha_{\text{Рэ}}} = \frac{3}{8\pi} = 0,1194, \text{ т.е. } \alpha_{\text{Рэ}} = 8,375 \cdot \beta_{\pi}^{\text{Рэ}}, \quad (6)$$

и тогда для разных длин волн отношение коэффициентов рассеяния (объемного и обратного) имеет следующий вид:

$$\frac{\alpha_{\text{Рэ}}(\lambda_1)}{\alpha_{\text{Рэ}}(\lambda_2)} = \frac{\beta_{\pi}^{\text{Рэ}}(\lambda_1)}{\beta_{\pi}^{\text{Рэ}}(\lambda_2)} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^{-4}. \quad (7)$$

Для аэрозольного рассеяния это отношение с учетом выражения (5) следующее:

$$\frac{\alpha_{\text{Ми}}(\lambda_1)}{\alpha_{\text{Ми}}(\lambda_2)} = \frac{\beta_{\pi}^{\text{Ми}}(\lambda_1) g_{\text{Ми}}(\lambda_2)}{\beta_{\pi}^{\text{Ми}}(\lambda_2) g_{\text{Ми}}(\lambda_1)}, \quad (8)$$

а с учетом формулы Ангстрема (4), коэффициента обратного рассеяния, определяемого через отношение рассеяния согласно уравнению (2), и после логарифмирования имеем

$$-X \ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right) =$$

$$= \ln\left\{\frac{[R(\lambda_1) - 1] \cdot \beta_{\pi}^{\text{Рэ}}(\lambda_1)}{[R(\lambda_2) - 1] \cdot \beta_{\pi}^{\text{Рэ}}(\lambda_2)}\right\} + \ln\left[\frac{g_{\text{Ми}}(\lambda_2)}{g_{\text{Ми}}(\lambda_1)}\right]. \quad (9)$$

Для конкретных длин волн $\lambda_1 = 0,355$ и $\lambda_2 = 0,532$ нм окончательная формула для вычисления параметра Ангстрема приобретает вид

$$X = \frac{1}{0,4} \left\{ \ln\left[\frac{R(\lambda_1) - 1}{R(\lambda_2) - 1}\right] + 1,6 + \underbrace{\ln\left[\frac{g_{\text{Ми}}(\lambda_2)}{g_{\text{Ми}}(\lambda_1)}\right]}_G \right\}. \quad (10)$$

Из (10) видно, что для его определения необходимо каким-то образом задать G . В первом приближении можно задать G равным нулю, это реализуется в случае $g_{\text{Ми}}(\lambda_2) = g_{\text{Ми}}(\lambda_1)$. Но получаемые значения параметра Ангстрема имеют нефизические значения $X > 4$, причем на высотах выше наблюдаемых аномальных слоев, т.е. на тех, где аэрозоль остался невозмущенным – фоновым. Более реальная оценка слагаемого G была осуществлена по лидарным отношениям, представленным в оптико-метеорологической модели [17] для длин волн $\lambda_1 = 0,347$ и $\lambda_2 = 0,530$ нм, его вертикальный ход приведен на рис. 2.

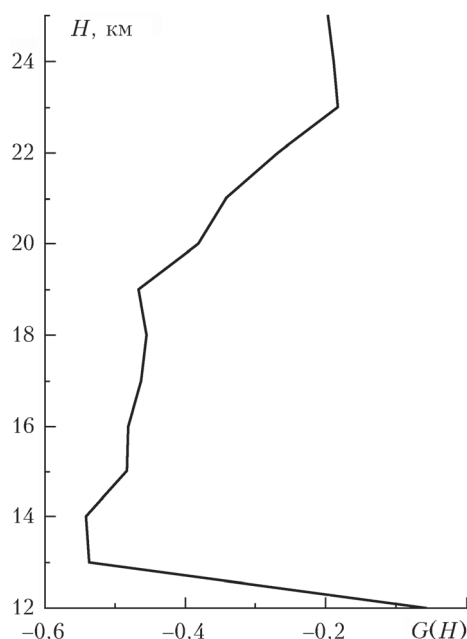


Рис. 2. Вертикальный ход $\ln[g_{\text{Ми}}(\lambda_2)/g_{\text{Ми}}(\lambda_1)]$

Использование оптико-метеорологической модели позволило получить адекватное распределение значений параметра X по высоте для фонового аэрозоля в пределах ошибки, определяемой соответствием реальной ситуации модельным значениям, а в аномальных слоях – приблизить его к более реальным значениям.

Результаты и обсуждение

Лидарный мониторинг стратосферного аэрозольного слоя над Томском в первом полугодии 2017 г. продемонстрировал установившееся после 2012 г. фоновое состояние аэрозольного наполнения стратосферы. Это состояние на рис. 3 иллюстрируется вертикальными профилями отношения рассеяния, полученными 3.08.2017 г. на двух длинах волн 355 и 532 нм. Изменения имеют достаточно плавный характер и не превышают значений 1,2.

Однако результаты лидарного зондирования стратосферного аэрозольного слоя за 26.08.2017 г. продемонстрировали, что это фоновое состояние было нарушено. В диапазоне высот 15–16 км наблюдался выраженный аэрозольный слой с существенными отличиями значений отношения рассеяния на зондируемых длинах волн: $R(355) = 2,8$; $R(532) = 5,8$ (на рис. 3 они изображены с разрывом по оси абсцисс). В последующие дни (28–29.08.2017 г.) значения отношения рассеяния аномального слоя стали

меньше, а сам аэрозольный слой регистрировался на меньших высотах (14–15 км). В наблюдениях 31.08 и 1.09.2017 г. этот аномальный слой проявился на той же высоте, что и 26.08.2017 г., но занимал более широкий высотный диапазон (14–16 км), а значения отношения рассеяния были практически в 2 раза меньше. Дальнейшие мониторинговые наблюдения свидетельствуют о наличии следов этих аномальных слоев в стратосфере над Томском и 13.10.2017 г.

На рис. 4 показаны вертикальные ходы параметра Ангстрема, определенные согласно представленному выше алгоритму, за соответствующие даты. В высотном ходе этого параметра 3.08.2017 г. какие-либо экстремумы не наблюдаются, имеет место монотонный рост от значений $X \approx 2,7 \div 2,8$ на высоте 13–14 км до $X \approx 3,6$ на ~23 км. Подобный высотный ход параметра Ангстрема имеет вполне логичное объяснение. Более крупные, а следовательно, и более массивные аэрозоли в результате седиментации локализуются в нижней части стратосферного аэрозольного слоя, а мелкие и легкие — в верхней.

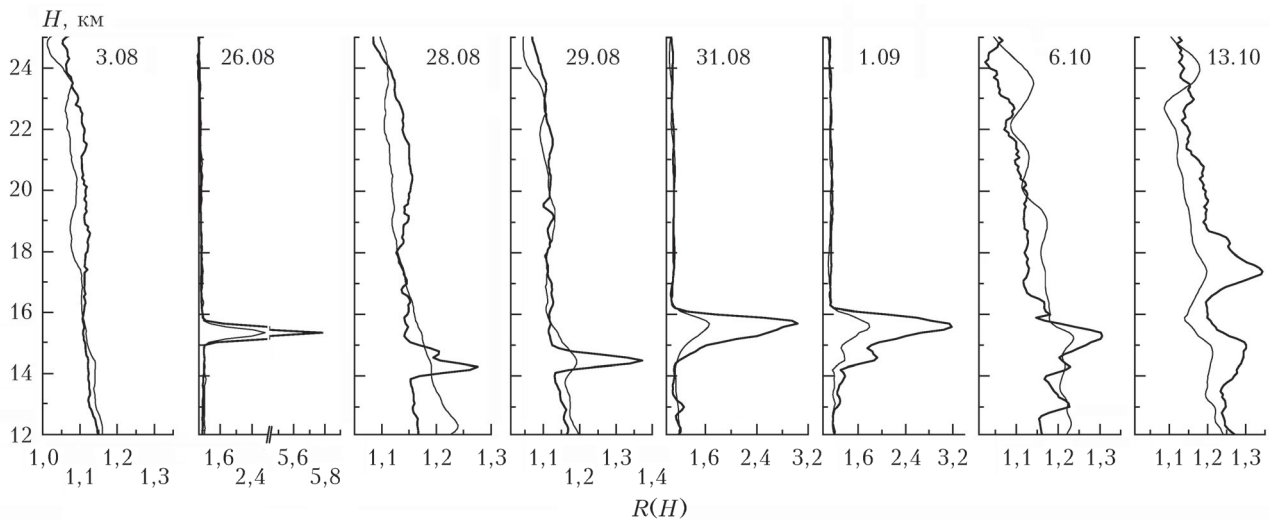


Рис. 3. Вертикальные профили $R(H)$ для соответствующих дней на длинах волн зондирования 355 нм (тонкая линия) и 532 нм (полужирная линия) в 2017 г.

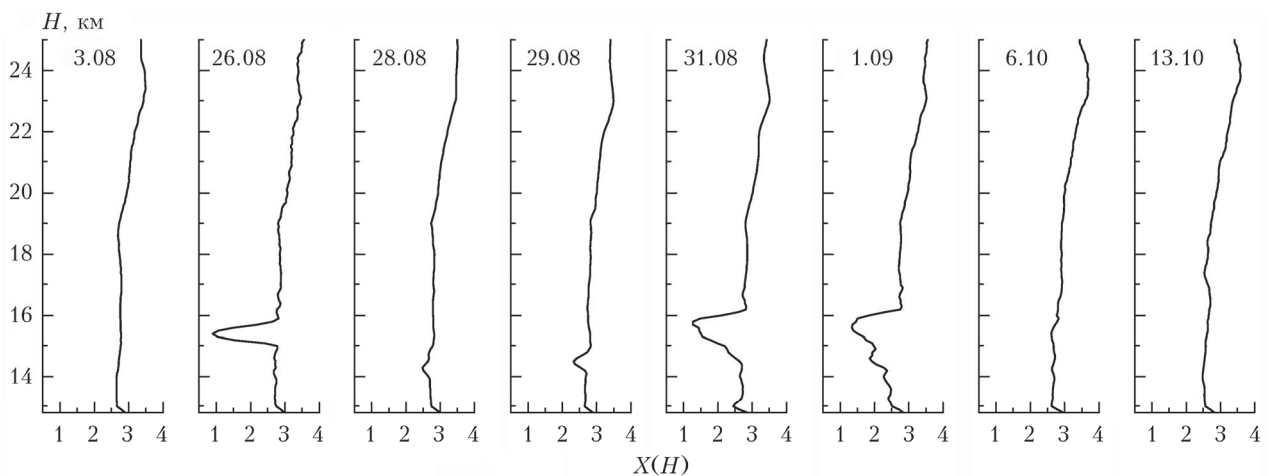


Рис. 4. Вертикальный ход параметра Ангстрема в 2017 г.

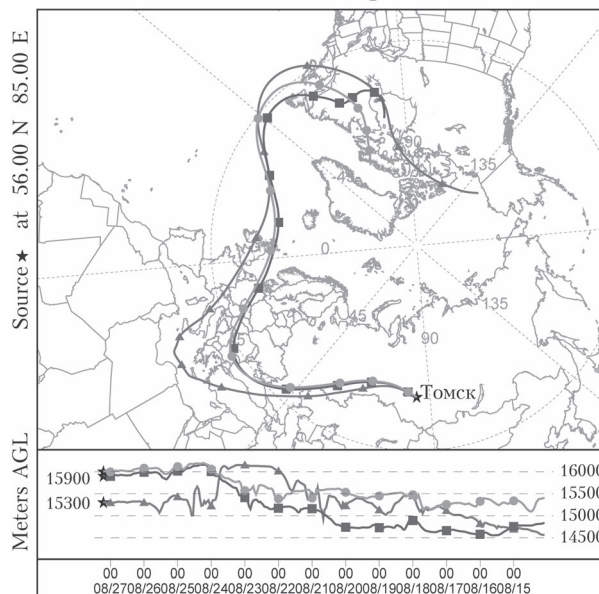
Поскольку аэрозольное наполнение стратосферы за 3 августа определено как фоновое, то имеющий место на рис. 4 вертикальный ход параметра Ангстрема можно считать характерным для ансамбля аэрозольных частиц, формирующих аэрозольный слой фонового состояния стратосферы. Тем более что и для последующих дат наблюдений, представленных на рис. 4, это распределение параметра Ангстрема на высотах выше экстремальных слоев практически не меняется.

В выраженном аэрозольном слое, зафиксированном 26 августа, значение параметра Ангстрема оказалось равным ≈ 1 . Это свидетельствует о том, что слой формируется частицами более крупных размеров по сравнению с аэрозольными ансамблями, расположенными ниже и выше этого слоя. На профилях 28–29 августа наблюдаются слабовыраженные экстремумы анализируемого параметра, а в целом его значения близки к фоновым. В результатах последующих наблюдений (31.08 и 1.09.2017 г.) значение параметра Ангстрема существенно превышает те, которые были определены как фоновые ($X \approx 2,7 \div 2,8$), а его распределение по высоте подобно структуре самих аэрозольных слоев. Причем в максимуме значения практически такие же, какие имели место 26 августа, хотя отношения рассеяния, как уже было отмечено, примерно в 2 раза меньше. В последующих результатах наблюдения (6–13 октября) вертикальный ход параметра не сильно отличается от характерного для фонового состояния.

Для выявления источника наблюдаемых аномальных аэрозольных слоев над Томском с помощью интернет-ресурса [18] были построены обратные траектории переноса воздушных масс в атмосфере по моделям NOAA HYSPLIT (рис. 5).

Построенные обратные траектории показали, что воздушные массы в Томске 26 и 31.08.2017 г. были принесены из районов Северной Америки (Канада), где в течение августа бушевали мощные лесные пожары. Эти пожары привели к возникновению нескольких пирокумулятивных облаков, подняв продукты горения выше тропопаузы в стратосферу, где они общим движением воздушных масс распространялись по всему Северному полушарию. Это подтверждается результатами измерений, полученными при помощи приборов, установленных на спутнике Суоми [19], которые зарегистрировали 16 августа максимальное значение аэрозольного индекса 55,4 за все время наблюдений. Последствия лесных пожаров в Канаде также регистрировались в стратосфере над Европой. На лидарной обсерватории Верхнего Прованса (Южная Франция) эти слои наблюдались 29 августа с локализацией на высотах 10–13 и 18–20 км [5]. В стратосфере значения отношения рассеяния оказались несколько большими ($R_{355} \approx 3,0$; $R_{532} \approx 8,0$), чем наблюдались на СЛС (см. рис. 3). Аэрозольные слои от пожаров в Канаде также были зафиксированы лидарными станциями в Лейпциге и Хонспайсенберге (Германия) и на обсерватории в Козетице (Чехия) 21–22.08.2017 г. с локализацией на высотах $5 \div 9$ и $14,0 \div 16,5$ км [6].

NOAA HYSPLIT MODEL
Backward trajectories ending at 0500 UTC 27 Aug 2017
GDAS Meteorological Data



NOAA HYSPLIT MODEL
Backward trajectories ending at 0500 UTC 01 Sep 2017
GDAS Meteorological Data

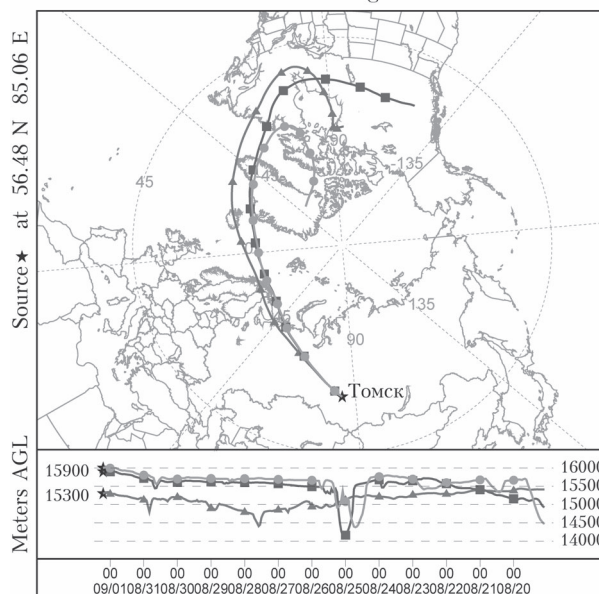


Рис. 5. Обратные траектории движения воздушных масс от Томска 26 и 31.08.2017 г.

Представленные в работе [7] значения параметра Ангстрема ($\alpha_{355}/\alpha_{532}$) для наблюдаемого в стратосфере слоя оказались даже меньше нуля, а результаты наблюдений не опускались ниже единицы (см. рис. 4).

Заключение

В августе – октябре 2017 г. на СЛС ИОА СО РАН были зафиксированы стратосферные аэрозольные слои невулканического происхождения, отношение

рассеяния $R(H)$ которых в максимуме на длине волны 532 нм достигало 5,8. Построенные обратные траектории движения воздушных масс показали, что источником этих аэрозольных слоев в стратосфере над Томском были лесные пожары Северной Америки (Канада) в середине августа 2017 г. За счет пироконвекции продукты горения биомассы были подняты на стратосферные высоты и распространились по всему Северному полушарию. Таким образом, наблюдаемые аэрозольные слои в стратосфере над Томском в конце лета и осенью 2017 г. — это продукты горения, вынесенные в стратосферу.

Результаты лазерного зондирования на двух длинах волн 355 и 532 нм дали возможность более полно проанализировать динамику наблюдаемых аномальных аэрозольных слоев, а также на основе этих данных получить качественную информацию о размерах аэрозольных частиц, формирующих эти слои. Это потребовало методически обосновать возможность приведения данных лидарного зондирования, которые содержат информацию о коэффициенте обратного аэрозольного рассеяния, к коэффициенту объемного рассеяния, заложенному в формулу Ангстрема.

Анализ результатов наблюдений позволил установить, что в рамках допущений, изложенных в статье, параметр Ангстрема для фонового ансамбля рассеивающих аэрозольных частиц на высотах 16÷19 км $X \sim 2,8$, а на высотах 23÷25 км приближается к 4 ($X = 3,6 \div 3,8$). На высотах локализации выраженных аэрозольных слоев параметр Ангстрема $X = 1$.

1. Асатуров М.Л. Влияние стратосферного аэрозоля на климат // Метеорол. и гидрол. 1998. № 3. С. 5–12.
2. Гинзбург А.С., Губанова Д.П., Минашкин В.М. Влияние естественных и антропогенных аэрозолей на глобальный и региональный климат // Журн. Рос. хим. об-ва им. Д.И. Менделеева. 2008. Т. LII, № 5. С. 112–119.
3. Ивлев Л.С. Природные и техногенные аэрозоли. Т. 2: Влияние аэродисперсных систем на динамические и другие климатообразующие процессы в атмосфере. Часть 1: Начала физики погоды и климатообразования. СПб.: ВВМ, 2009. 285 с.
4. Ревокатова А.П., Рябошапка А.Г. Технические возможности создания аэрозольного слоя в стратосфере с целью стабилизации климата // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2015. Т. XXVI, № 2. С. 115–127.
5. Khaykin S.M., Godin-Beekmann S., Hauchecorne A., Pelon J., Ravetta F., Keckhut P. Stratospheric smoke

with unprecedentedly high backscatter observed by lidars above Southern France // Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45. P. 1639–1646.

6. Ansmann A., Baars H., Chudnovsky A., Mattis I., Veselovskii I., Haarig M., Seifert P., Engelmann R., Wandering U. Extreme levels of Canadian wildfire smoke in the stratosphere over central Europe on 21–22 August 2017 // Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. P. 11831–11845.
7. Haarig M., Ansmann A., Baars H., Jimenez C., Veselovskii I., Engelmann R., Althausen D. Depolarization 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.
8. Межерис П. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
9. Ельников А.В., Кавьянов С.И., Креков Г.М., Марицев В.Н. Процедура обработки сигналов лазерного зондирования стратосферы // Оптика атмосф. и океана. 1989. Т. 2, № 5. С. 537–540.
10. Матвиенко Г.Г., Балин Ю.С., Бобровников С.М., Романовский О.А., Коханенко Г.П., Самойлова С.В., Пеннер И.Э., Горлов Е.В., Жарков В.И., Садовников С.А., Харченко О.В., Яковлев С.В., Баженов О.Е., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Makeev A.P., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V. Сибирская лидарная станция: аппаратура и результаты. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2016. 414 с.
11. Angstrom A. A study of the radiation of the atmosphere. Mithson // Misc. Collect. 1918. V. 65. P. 1–159.
12. Mie G. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen // Ann. Phys. Leipzig. 1908. V. 25. P. 377–445.
13. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 256 с.
14. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Основы теоретической атмосферной оптики. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 2007. 153 с.
15. Г. ван де Хюлт. Рассеяние света малыми частицами. М.: Иностран. лит., 1961. 536 с.
16. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 167 с.
17. Итолитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. Опτικο-метеорологическая модель атмосферы для моделирования лидарных измерений и расчета распространения радиации // Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. 144 с.
18. URL: <https://www.ready.noaa.gov/hypub-bin/trajsrc.pl>
19. Seftor C. Record breaking aerosol index values over Canada // NASA OMPS blog. URL: <https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/omps/blog/2017/8/18/very-smoky-skies-persis-over-canada-and-now-new-en> (last access: 12.09.2018).

A.V. Nevzorov, S.I. Dolgii, A.P. Makeev, A.V. El'nikov. Results of observations of aerosol from North American forest fires in the stratosphere over Tomsk in late summer and fall of 2017.

In the work, we present the observations of anomalous aerosol layers in the stratosphere over Tomsk (56.5°N, 85.0°E), performed at the Siberian Lidar Station, Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences at two wavelengths (355 and 532 nm) in the summer–fall period of 2017, as well as the trajectory analysis of their motion. The trajectory analysis shows that these aerosol layers in the stratosphere over Tomsk were due to forest fires in the region of the Lake Athabasca (Canada) occurred in mid-August. The analysis of observations on the basis of Ångström parameter allowed us to conjecture that, within assumptions described in the paper, the Ångström parameter of the background ensemble of scattering particles in the stratosphere is $X \approx 2.8$. It is noteworthy that the values of Ångström parameter ($X = 1 \div 2.5$), obtained at altitudes where aerosol layers were located, were characteristic for soot aerosol.