

Особенности дневной динамики аэрозольной оптической толщи атмосферы в инфракрасном диапазоне длин волн

Ю.А. Пхалагов, В.Н. Ужегов, С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов, С.Л. Одинцов*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 27.03.2009 г.

На основе данных комплексного эксперимента, включающего в себя спектральные измерения прозрачности атмосферы в диапазоне длин волн $\Delta\lambda = 0,44 \div 1,06$ мкм на наклонной и приземной трассах и измерения турбулентного потока тепла, предпринята попытка физической интерпретации формирования дневного хода аэрозольной оптической толщи атмосферы в инфракрасном диапазоне длин волн. Предложены две гипотезы, объясняющие эффект послеполуденного спада аэрозольной оптической толщи атмосферы.

Ключевые слова: коэффициент аэрозольного ослабления излучения, аэрозольная оптическая толщина атмосферы, турбулентный поток тепла, слабая облачность, дневная динамика оптических и метеорологических параметров.

Введение

Одной из интересных и практически важных задач атмосферной оптики является исследование взаимосвязи вариаций коэффициента аэрозольного ослабления оптического излучения $\beta(\lambda)$, измеренного на приземной трассе, и аэрозольной оптической толщи $\tau^A(\lambda)$, измеренной по всему столбу атмосферы. С учетом того, что атмосферный аэрозоль является одним из важных климатоформирующих факторов [1], проведение таких работ в различных регионах и разных метеорологических условиях представляет интерес для уточнения аэрозольного блока в климатических моделях Земли. Имеющиеся немногочисленные исследования, в которых осуществлялись синхронные измерения параметров $\beta(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$ в видимом и инфракрасном диапазонах длин волн, обнаруживают в большинстве случаев весьма слабую связь между этими, по сути близкими, характеристиками атмосферы [2–5].

В наших работах [4, 5] была предпринята попытка выявить отдельные факторы, которые могут приводить к разрушению взаимосвязи вариаций $\beta(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$. В частности, в [5] в качестве такого фактора рассматривались особенности дневной изменчивости параметров $\beta(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$ в диапазоне длин волн $\lambda = 0,44 \div 1,06$ мкм в условиях летних дымок. Было обнаружено, что в целом ряде случаев в области

$\lambda = 1,06$ мкм характер дневного хода параметров β и τ^A заметно различается, что хорошо видно из данных, приведенных на рис. 1 (заимствован из [5]).

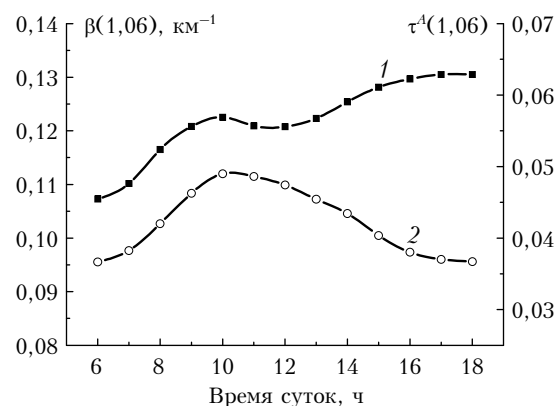


Рис. 1. Многолетняя дневная изменчивость усредненных коэффициентов аэрозольного ослабления излучения (кривая 1) и аэрозольной оптической толщи (кривая 2) в области $\lambda = 1,06$ мкм по данным [5]

Из рис. 1 следует, что утром с 6.00 до 11.00 аэрозольное ослабление возрастает как в приземном слое, так и во всей толще атмосферы. Затем после 11 ч аэрозольное ослабление в приземном слое продолжает возрастать, в то время как аэрозольная оптическая толщина примерно с 12 ч непрерывно убывает вплоть до 18.00. Заметим, что данные на рис. 1 являются усредненными за 5 лет наблюдений (1995–2000 гг.), поэтому проявление максимума в дневном ходе параметра $\tau^A(1,06)$ на усредненных данных свидетельствует о том, что это не случайное

* Юрий Александрович Пхалагов (pkhalagov@iao.ru); Виктор Николаевич Ужегов (uzhegov@iao.ru); Сергей Михайлович Сакерин (sms@iao.ru); Дмитрий Михайлович Кабанов (dkab@iao.ru); Сергей Леонидович Одинцов.

стечение обстоятельств, а закономерное следствие какого-то определенного процесса.

Предположительно в качестве такого процесса в [5] рассматривался утренний вынос грубодисперсного аэрозоля конвективными потоками с подстилающей поверхности в атмосферу, который после 11.00 по каким-то причинам уже начинал осаждаться в нижние слои атмосферы.

Поскольку полученный результат оказался довольно неожиданным, то представляло интерес более детально выяснить причину такого дневного хода аэрозольной оптической толщи атмосферы в летний период.

С этой целью в июне 2004 г. в районе г. Томска был проведен комплексный эксперимент, где спектральные измерения прозрачности атмосферы в диапазоне длин волн $\Delta\lambda = 0,44 \div 1,06$ мкм на наклонной и приземной трассах были дополнены измерениями турбулентного потока тепла.

Описание эксперимента

Измерения атмосферной оптической толщи $\tau(\lambda)$ осуществлялись с помощью солнечного фотометра [6], установленного на крыше здания, на высоте ~ 18 м над уровнем подстилающей поверхности. Измерения велись в периоды, когда Солнце не было закрыто облаками. Из полученных значений оптической толщи атмосферы $\tau(\lambda)$ с помощью пакета программ LOWTRAN-7 [7] выделялась ее аэрозольная компонента $\tau^A(\lambda)$ и затем рассчитывались среднечасовые значения.

Измерения спектральной прозрачности приземного слоя атмосферы велись круглосуточно с периодичностью один цикл за 2 ч с помощью автоматизированного фотометра [8] на трассе длиной ~ 830 м. Высота трассы над земной поверхностью составляла от 5 до 15 м. Продолжительность каждого цикла измерений составляла 30 мин. За это время проводилось шесть серий измерений сигналов на восьми длинах волн. Для дальнейшей обработки использовались усредненные за цикл данные.

По измеренным значениям пропускания атмосферы формировался массив коэффициентов общего ослабления излучения $\epsilon(\lambda)$, из которого затем с помощью аппарата множественной линейной регрессии [9] осуществлялось выделение спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$. Поскольку измерения других параметров в данных исследованиях осуществлялись каждый час, то для выявления особенностей дневной изменчивости коэффициентов аэрозольного ослабления оптического излучения осуществлялась их межчасовая линейная интерполяция.

Оценка вертикального турбулентного потока тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$) осуществлялась по формуле

$$Q = c_p \rho_e \langle w' t' \rangle, \quad (1)$$

где c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ρ_e — плотность воздуха; $w' = w_i - \langle w \rangle$ и $t' = t_i - \langle t \rangle$ — пульсационные составляющие вер-

тикальной скорости ветра и температуры соответственно (угловые скобки означают осреднение по интервалу времени) [10]. Измерения параметров w и t проводились на серийной ультразвуковой метеостанции «Метео-2», общий вид и технические возможности которой приведены в [11]. Осреднение данных осуществлялось по 10-минутным интервалам, в течение которых метеостанция производила до 5000 отсчетов.

Результаты измерений

В результате проведенных измерений за период с 1 по 30 июня был получен массив синхронно измеренных параметров — $\beta(\lambda)$, $\tau^A(\lambda)$, Q и t , насчитывающий около 130 почасовых реализаций. Однако в связи с облачностью полный дневной цикл измерений $\tau^A(\lambda)$ (с 6.00 до 20.00) удалось провести всего лишь несколько раз, поэтому весь последующий анализ полученных реализаций проводился в основном по усредненным данным. На рис. 2 приведена дневная изменчивость усредненных коэффициентов $\beta(1,06)$ и аэрозольной оптической толщи $\tau^A(1,06)$, полученных в июне 2004 г. Видно, что коэффициент $\beta(1,06)$ с 6.00 до 12.00 возрастает с 0,16 до 0,24 км^{-1} , а затем практически не изменяется вплоть до 18.00. При этом аэрозольная оптическая толщина также возрастает с 7.00 до 13.00 до уровня $\tau^A(1,06) = 0,115$, а затем убывает и к 19.00 становится равной 0,08, т.е. послеполуденное уменьшение $\tau^A(1,06)$ составляет примерно 0,03.

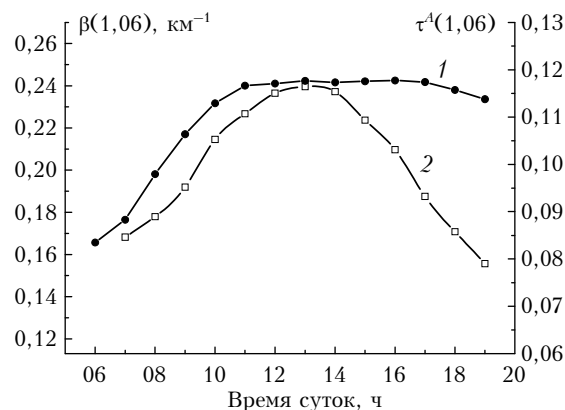


Рис. 2. Дневная изменчивость усредненных коэффициентов $\beta(1,06)$ (кривая 1) и аэрозольной оптической толщи $\tau^A(1,06)$ (кривая 2) в июне 2004 г.

Этот результат качественно соответствует данным, приведенным на рис. 1 и свидетельствует о том, что после 13.00–14.00 в столбе атмосферы вследствие каких-то причин уменьшается концентрация грубодисперсного аэрозоля. Для того чтобы разобраться в причинах различия дневного хода параметров $\beta(1,06)$ и $\tau^A(1,06)$, проведем сравнительный анализ временной динамики всех измеряемых в ходе эксперимента характеристик.

На рис. 3 приведена усредненная дневная изменчивость коэффициента аэрозольного ослабления

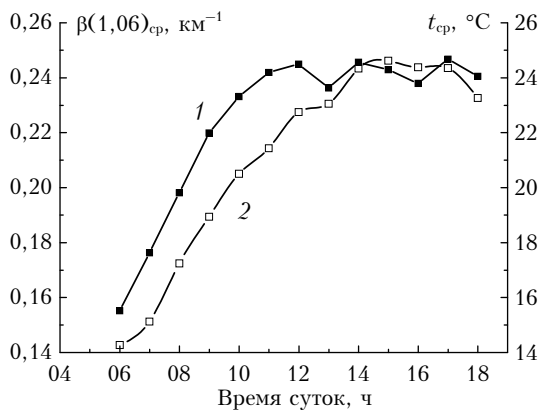


Рис. 3. Усредненная дневная изменчивость коэффициента аэрозольного ослабления $\beta(1,06)$ (кривая 1) и температуры воздуха t (кривая 2) в июне 2004 г.

$\beta(1,06)$ и температуры воздуха t в июне 2004 г., а на рис. 4 показан дневной ход аэрозольной оптической толщи $\tau^A(1,06)$ и турбулентного потока тепла Q за весь период измерений.

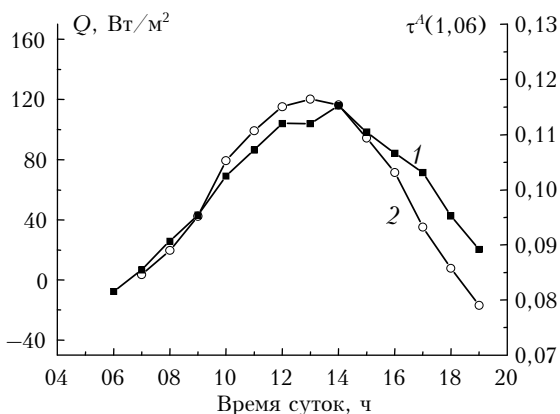


Рис. 4. Усредненная дневная изменчивость турбулентного потока тепла Q (кривая 1) и аэрозольной оптической толщи атмосферы $\tau(1,06)$ (кривая 2) в июне 2004 г.

Из данных рис. 3 следует, что дневной ход коэффициента $\beta(1,06)$ в приземном слое хорошо повторяет дневной ход температуры воздуха t — оба параметра синхронно растут с 6.00 до 14.00, а затем варьируют примерно на одном уровне до 18.00.

Из рис. 4 видно, что дневной ход параметра $\tau^A(1,06)$ довольно хорошо соответствует дневному ходу турбулентного потока тепла Q , который достигает максимального значения в районе 13.00, а затем начинает убывать. В соответствии с вышеприведенной формулой (1) для параметра Q наблюдаемое ослабление турбулентного потока тепла после 13.00 происходит либо вследствие уменьшения градиента температуры (по мере прогрева воздуха) и связанных с ним температурных пульсаций, либо с уменьшением пульсаций вертикальной составляющей скорости ветра.

В целом похожая картина наблюдается и для некоторых отдельно взятых дней. Так, на рис. 5 приведены сглаженные скользящим средним дневные

ходы коэффициента аэрозольного ослабления $\beta(1,06)$ и температуры воздуха t , а на рис. 6 — аэрозольной оптической толщи атмосферы $\tau^A(1,06)$ и турбулентного потока тепла Q , полученные 11 июня 2004 г.

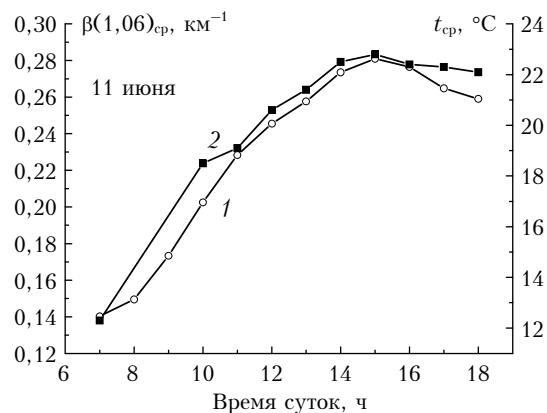


Рис. 5. Сглаженный дневной ход коэффициента аэрозольного ослабления $\beta(1,06)$ (кривая 1) и температуры воздуха t (кривая 2) 11 июня 2004 г.

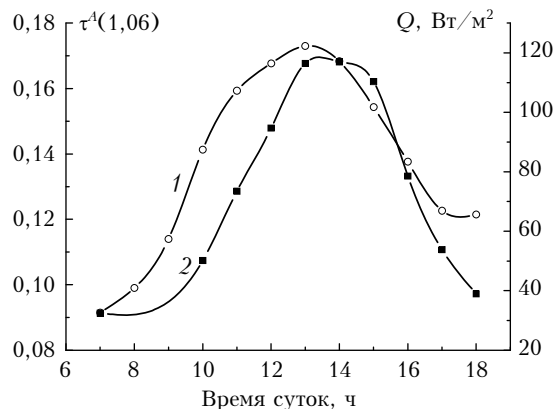


Рис. 6. Сглаженный дневной ход аэрозольной оптической толщи атмосферы $\tau(1,06)$ (кривая 1) и турбулентного потока тепла Q (кривая 2) 11 июня 2004 г.

Видно, что, приведенные на рис. 5 и 6 временные зависимости параметров $\tau^A(1,06)$, $\beta(1,06)$, t и Q для отдельного дня очень похожи на те, что были получены для усредненных данных (см. рис. 3 и 4).

По совокупности имеющихся данных можно предложить следующую, чисто качественную, гипотезу дневной изменчивости характеристик $\tau^A(1,06)$ и $\beta(1,06)$. Утром, с ростом температуры воздуха, усиливаются турбулентные и конвективные потоки и идет интенсивный вынос аэрозоля с подстилающей поверхности в атмосферу. В результате наблюдается рост аэрозольного ослабления оптической радиации во всем диапазоне длин волн как в приземном слое, так и по всей толще атмосферы. Затем, по мере прогрева воздуха, уменьшается градиент температуры и вертикальная составляющая турбулентного потока Q ослабевает. При этом наиболее крупные частицы аэрозоля уже не могут удерживаться во взвешенном состоянии и начинают оседать в приземный слой под действием силы тяжести.

Скорость оседания частиц в этом случае определяется сопротивлением воздуха. Сила сопротивления воздуха F при оседании частицы радиусом r со скоростью v определяется формулой Стокса [12]:

$$F = 6\pi\eta rv, \quad (2)$$

где η — коэффициент внутреннего трения, или вязкость среды, Па·с. Соответственно выражение для силы тяжести G имеет следующий вид:

$$G = mg = \frac{4}{3}\pi r^3 g(\rho - \rho_e), \quad (3)$$

где m — масса частицы; g — ускорение свободного падения; ρ и ρ_e — плотность вещества частицы и воздуха.

Скорость равномерного оседания частиц в воздухе под действием силы тяжести может быть определена из условия равенства этих сил ($F = G$):

$$v = \frac{2}{9}gr^2(\rho - \rho_e)\eta^{-1}. \quad (4)$$

Оценки, проведенные по этой формуле (для $\rho = 1,5 \text{ г/см}^3$), показывают, что частицы радиусом $r = 1, 3, 5$ и 10 мкм оседают со скоростью $0,70; 6,1; 17,3$ и 68 м/ч соответственно. Подобные оценки скорости оседания частиц v хорошо соответствуют данным [13], где проводились расчеты v для частиц разных размеров (от $0,003$ до 10 мкм) на различных высотах. Более строгое рассмотрение уравнения движения частицы, включая и скорость оседания, приводится в [14].

Различие в скорости оседания частиц должно приводить к относительному уменьшению концентрации грубодисперсного аэрозоля в столбе атмосферы и, соответственно, к уменьшению аэрозольной оптической толщи атмосферы во всем диапазоне длин волн (особенно в области $\lambda = 1,06 \text{ мкм}$). При этом в приземном слое атмосферы седиментация крупных частиц незначительно влияет на величину коэффициента $\beta(1,06)$. Это, вероятно, связано с тем, что в условиях хорошо развитой турбулентности в пограничном слое реализуется равномерное распределение частиц аэрозоля по высоте. В этом случае в приземном слое на смену осевшим частицам будут приходить новые частицы из верхних слоев, которые и поддерживают относительно высокий уровень коэффициента $\beta(1,06)$ в вечернее время.

Для того чтобы убедиться в значимой роли грубодисперсного аэрозоля в формировании дневного хода параметра $\tau^A(1,06)$, обратимся к анализу дневной изменчивости спектральной структуры аэрозольной оптической толщи $\tau^A(\lambda)$ на примере данных, полученных 11 июня с 7.00 до 20.00 в условиях повышенной замутненности атмосферы (рис. 7, а).

Из рис. 7, а, в частности, следует, что в период с 7.00 до 10.00 наблюдается практически одинаковый рост кривых $\tau^A(\lambda)$ во всем диапазоне длин волн, который выражается в параллельном сдвиге спектральных зависимостей $\tau^A(\lambda)$. Заметим, что к этому могут привести только изменения в концентрации грубодисперсного аэрозоля по трассе. В период с 10.00 до 14.00 на фоне общего роста $\tau^A(\lambda)$

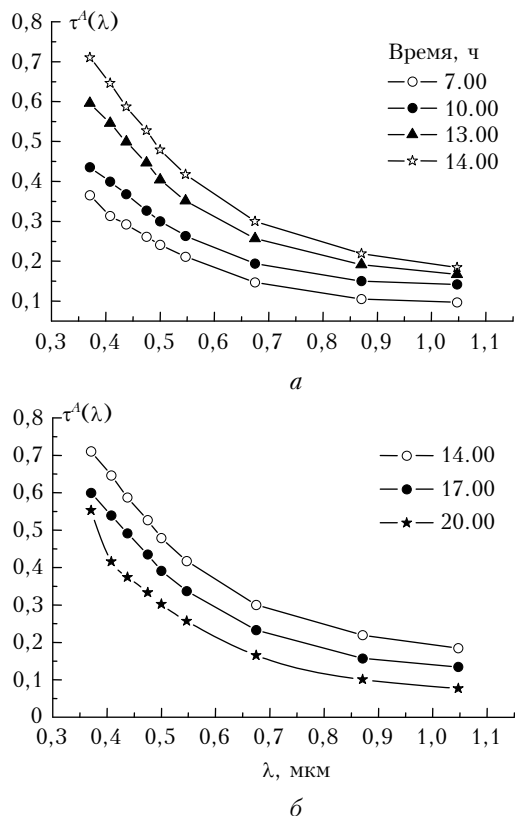


Рис. 7. Временная изменчивость спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы 11 июня 2004 г. в период с 7.00 до 20.00

наблюдается несколько повышенный рост аэрозольного ослабления в коротковолновой области спектра, возможно, связанный с фотохимическими процессами образования аэрозоля (рис. 7, а). После 14.00 спектральная структура $\tau^A(\lambda)$ практически остается неизменной, а уровень аэрозольного ослабления по всему диапазону длин волн начинает уменьшаться и к 20.00 падает примерно на $\Delta\tau \approx 0,10$ (рис. 7, б).

Наконец, рассмотрим дневную динамику спектральной зависимости коэффициента аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$ в приземном слое атмосферы за 11 июня, представленную на рис. 8.

Видно, что в период с 7.00 до 15.00 аэрозольное ослабление излучения по всему спектру в целом заметно возрастает (рис. 8, а). При этом начиная с 9.00 спектральная структура $\beta(\lambda)$ остается практически неизменной, т.е. рост аэрозольного ослабления в этот период идет за счет увеличения в атмосфере содержания грубодисперсных частиц, что связано с усилением конвективных и турбулентных потоков. В период с 15.00 до 20.00 при неизменной спектральной структуре $\beta(\lambda)$ наблюдается небольшое снижение уровня аэрозольного ослабления, составляющее примерно $0,04 \text{ км}^{-1}$ (рис. 8, б).

Таким образом, сравнительный анализ временной изменчивости спектральной структуры коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$ в приземном слое атмосферы и аэрозольной оптической толщи $\tau^A(\lambda)$

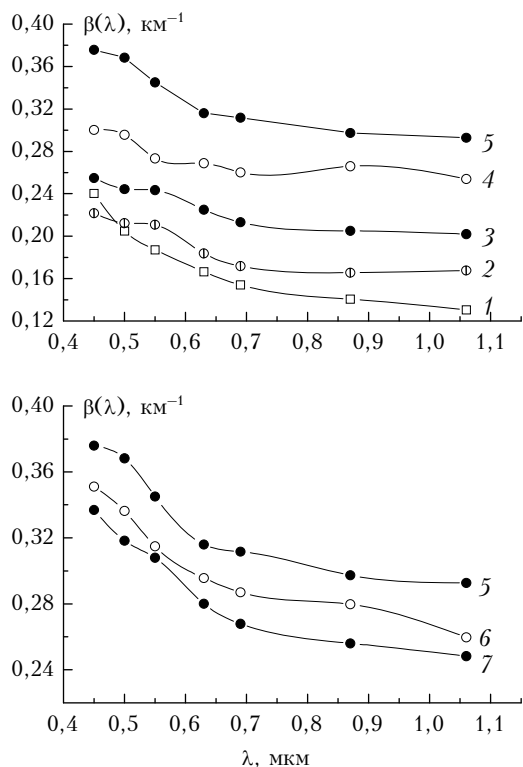


Рис. 8. Временная динамика спектральной структуры коэффициентов $\beta(\lambda)$, полученных 11 июня 2004 г. в 7.00 (кривая 1), 9.00 (2), 10.00 (3), 13.00 (4), 15.00 (5), 17.00 (6) и 20.00 (7)

однозначно указывает на то, что снижение $\tau^A(1,06)$ после 13.00–14.00 связано с уменьшением числа грубодисперсных частиц в столбе атмосферы. Весь вопрос здесь состоит в том, какие конкретно механизмы приводят к уменьшению концентрации грубодисперсных частиц на вертикальных трассах после полудня. Как уже говорилось выше, одним из таких механизмов, возможно, является седиментация грубодисперсного аэрозоля, связанная с ослаблением турбулентного потока тепла, которое регулярно наблюдается в летний период в 13.00–14.00 (см. рис. 5 и 6).

Между тем следует заметить, что в рассмотренных нами случаях уменьшение величины $\tau^A(1,06)$ после 13.00–14.00 всегда происходит при положительном потоке тепла. Это обстоятельство, вообще говоря, должно препятствовать седиментации крупных частиц, что ставит под сомнение однозначность предположения о связи дневного хода параметра $\tau^A(1,06)$ с турбулентным потоком тепла. Не исключено, что эта связь является опосредованной, действующей через какие-то другие механизмы, для выявления которых нужны большая статистика и расширение числа измеряемых параметров атмосферы.

Эффект уменьшения $\tau^A(1,06)$ в послеполуденное время в летний период при положительном потоке тепла ($\Delta\tau^A(1,06) \approx 0,03$, см. рис. 2) можно объяснить также испарением крупных частиц так называемой слабой облачности [15]. Напомним, что

измерения оптической толщи в данных исследованиях осуществлялись либо при безоблачном небе, либо в условиях переменной облачности. Между тем в работе [16], где проводилась селекция данных AERONET на предмет учета облачности и эффективности функционирования солнечных фотометров, показано, что только в 15% случаев от общего числа наблюдений небо можно считать абсолютно ясным. То есть в подавляющем большинстве ситуаций (даже для чистого неба) в атмосфере на высотах облакообразования присутствуют невидимые глазом облачные частицы, которые могут завышать аэрозольную оптическую толщину атмосферы на 0,02–0,05. Можно предположить, что летом в полдень эти частицы слабой облачности испаряются под влиянием солнечной радиации и аэрозольная оптическая толща атмосферы уменьшается. При этом, естественно, на аэрозольное ослабление в приземном слое атмосферы этот фактор влиять не будет. Заметим, что случаи испарения тонких облаков многократно наблюдались авторами в аридной зоне Казахстана, а также и в Западной Сибири. Физическое обоснование этого явления приводится, в частности, в [17].

Заключение

Таким образом, на основе проведенных исследований по выявлению физических механизмов формирования полуденного максимума в дневном ходе аэрозольной оптической толщи атмосферы в инфракрасном диапазоне длин волн предложены две гипотезы, объясняющие эффект послеполуденного спада аэрозольной толщи.

Первая гипотеза основана на близости дневного хода аэрозольной оптической толщи и турбулентного потока тепла и предполагает, что формирование максимума в дневном ходе параметра $\tau^A(1,06)$ связано с утренним выносом и последующей седиментацией грубодисперсного почвенного аэрозоля.

Альтернативная гипотеза основана на предположении о том, что в атмосфере на высоте облакообразования присутствуют невидимые глазом облачные частицы, которые завышают аэрозольную оптическую толщину атмосферы в утренние часы, а в полдень эти частицы испаряются под воздействием солнечной радиации.

Не исключено, что в общем случае могут иметь место оба механизма.

Следует отметить, что для объяснения эффекта послеполуденного спада аэрозольной оптической толщи было бы весьма полезным дополнить эти исследования изучением вертикальной структуры аэрозольных полей с помощью лазерного зондирования атмосферы в дневное время [18].

Авторы выражают благодарность М.В. Панченко за полезные обсуждения материалов работы и рецензенту Ю.С. Балину за высказанные замечания по существу работы.

1. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15. № 4. С. 301–320.
2. Бусыгин В.П., Дмитриева Л.Р., Евстратов Н.А. О статистической связи между оптической толщиной атмосферы и метеорологической дальностью видимости // Тр. ГГО. 1981. Вып. 448. С. 64–69.
3. Esposito F., Serio C., Horvath H., Romano F. Vertical and horizontal aerosol spectral extinction at a rural location in southern Italy // J. Geophys. Res. D. 1996. V. 101. N 14. P. 19,285–19,292.
4. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н. Исследование одновременных вариаций аэрозольного ослабления радиации на горизонтальных и наклонных трассах // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15. № 4. С. 321–327.
5. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Исследования дневной динамики аэрозольного ослабления оптической радиации в дымках на приземной и наклонной трассах // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 8. С. 708–713.
6. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // Оптика атмосф. и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1162–1169.
7. Kneizys F.X., Shettle E.P., Abreu L.W., Chetwynd J.H., Anderson J.P., Gallery W.O., Selby J.E.A., Clough S.A. Users Guide to LOWTRAN-7. AFGL-TR-0177. 1988. 137 p.
8. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. Автоматизированный многоволновой измеритель спектральной прозрачности приземной атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 667–671.
9. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н. Статистический метод разделения коэффициентов общего ослабления ИК-радиации на компоненты // Оптика атмосф. 1988. Т. 1. № 10. С. 3–11.
10. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеониздат, 2000. 779 с.
11. Гладких В.А., Макиенко А.Э. Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс «Метео-2» // Сб. трудов XVI сессии Российского акустического общества. М.: ГЕОС, 2005. Т. 2. С. 93–96.
12. Кошкин Н.И., Ширкевич М.Г. Справочник по элементарной физике. М.: Наука, 1980. 208 с.
13. Kasten F. Falling speed of aerosol particles // J. Appl. Meteorol. 1968. V. 7. P. 944–947.
14. Зуев В.Е., Белан Б.Д., Задде Г.О. Оптическая погода. Новосибирск: Наука, 1990. 192 с.
15. Щелканов Н.Н. Влияние слабой облачности на спектральный ход эффективной высоты атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 2008. Т. 21. № 10. С. 876–879.
16. Зинченко Г.С., Матюшенко Ю.Я., Павлов В.Е., Смирнов С.В. О селекции данных AERONET. Часть 3: Облачность и эффективность функционирования солнечных фотометров в южных районах Сибири // Оптика атмосф. и океана. 2008. Т. 21. № 1. С. 19–22.
17. Динамическая метеорология / Под ред. Д.Л. Лайхтмана. Л.: Гидрометеониздат, 1976. 607 с.
18. Балин Ю.С., Еришов А.Д. Особенности формирования вертикальной структуры аэрозольных полей в летний период 1995 года в районе г. Томска // Оптика атмосф. и океана. 1996. Т. 9. № 7. С. 952–962.

Yu.A. Pkhalagov, V.N. Uzhegov, S.M. Sakerin, D.M. Kabanov, S.L. Odintsov. Peculiarities of diurnal dynamics of the aerosol optical depth of the atmosphere in the infrared wavelength range.

An attempt of the physical interpretation of formation of the diurnal behavior of the atmosphere aerosol optical depth in the infrared wavelength range is undertaken, based on the data of the comprehensive experiment, including spectral measurements of the atmospheric transparency on near-ground and slant paths in the wavelength range $\Delta\lambda = 0.44 \div 1.06 \mu\text{m}$ and measurements of the turbulent heat flux. Two hypotheses are proposed for the explanation of the effect of the afternoon decrease of the atmosphere aerosol optical depth.