

ОПТИКА КЛАСТЕРОВ, АЭРОЗОЛЕЙ И ГИДРОЗОЛЕЙ

УДК 551.521.3

Грубодисперсный аэрозоль и его роль в формировании высоты однородной аэрозольной атмосферы

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

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

Поступила в редакцию 18.04.2012 г.

Проведен анализ большого массива одновременно измеренных спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$ (приземный слой) и аэрозольной оптической толщи атмосферы $\tau^a(\lambda)$ в диапазоне $\lambda = 0,45\div 3,9$ мкм. Во многих случаях выявлены ситуации, когда с увеличением длины волны в ИК-области спектра растет высота однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda) = \tau^a(\lambda)/\beta(\lambda)$. Высказано предположение, что такая аномальная спектральная зависимость параметра $H_0(\lambda)$ связана с присутствием в пограничном слое безоблачной атмосферы визуально неразличимого грубодисперсного аэрозоля разной природы (почвенного или жидкокапельного). Показано, что для выявления такого аэрозоля безоблачной атмосферы необходимо проводить одновременные измерения параметров $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ на длине волны $\lambda > 2$ мкм.

Ключевые слова: спектральная прозрачность приземной атмосферы, коэффициент аэрозольного ослабления, аэрозольная оптическая толщина атмосферы, высота однородной аэрозольной атмосферы; spectral transparency of the terrestrial atmosphere, the ratio of aerosol extinction, aerosol optical thickness of the atmosphere, the height of the homogeneous aerosol atmosphere.

Введение

Известно, что аэрозоль пограничного слоя атмосферы (ПСА), прилегающего к земной поверхности до высоты порядка 1000 м, является важным климатообразующим фактором [1–4]. Рассеивая и поглощая солнечную радиацию в пограничном слое атмосферы, аэрозоль влияет на вертикальное распределение радиационного притока тепла, что влечет за собой изменения теплового режима и динамики ПСА. Поэтому неадекватность учета аэрозольной компоненты атмосферы в климатических моделях приводит к большим разбросам в оценках температурных трендов [5]. В целом модельные расчеты показывают, что радиационное влияние тропосферного аэрозоля может быть различным и точность прогноза климатических оценок существенно зависит от того, насколько адекватно заданы его оптико-микрофизические параметры. Это определяет актуальность всесторонних натурных исследований оптических характеристик аэрозоля ПСА.

Одним из интересных подходов к исследованиям оптических характеристик аэрозоля пограничного слоя атмосферы, наряду с лазерным зондированием [6–8], является проведение одновременных измерений спектральной прозрачности атмосферы $T(\lambda)$ в широком диапазоне длин волн на приземной трассе и по всей толще атмосферы с последующим

выделением коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$ и аэрозольной оптической толщи атмосферы $\tau^a(\lambda)$. Это позволяет исследовать корреляционную взаимосвязь вариаций параметров $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$, а также относительную величину $H_0(\lambda) = \tau^a(\lambda)/\beta(\lambda)$, которую можно определить как эффективную высоту, или высоту однородного слоя аэрозоля, характеризующую динамику слоя перемешивания как для мелких, так и для крупных частиц при различных метеорологических условиях и состояниях подстилающей поверхности.

Состояние вопроса

Комплексные измерения в условиях летних дымок (1995–2000 гг.) проводились нами в диапазоне длин волн $\lambda = 0,45\div 1,06$ мкм [7, 8]. Анализ результатов показал, что в общем случае вариации $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ слабо коррелируют между собой (коэффициенты взаимной корреляции составляют $\sim 0,37$ при уровне значимости 0,16). Это согласуется с данными других авторов [9, 10] и свидетельствует о том, что временные вариации $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ зачастую обусловлены разными факторами. Также было выявлено, что высота однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ в летних дымках Западно-Сибирского региона в среднем составляет около 1000 м в видимом диапазоне длин волн и 400–600 м в области $\lambda = 1,06$ мкм.

Аналогичные измерения были продолжены в работах [11–13] в более широком диапазоне длин волн, охватывающем спектральную область от 0,45

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

до 3,9 мкм. Результаты этих исследований, проведенных в летних дымках 2002 г., подтвердили слабую корреляционную связь вариаций $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ во всем диапазоне длин волн, за исключением случая дымов лесных пожаров, где коэффициент взаимной корреляции вариаций $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ в области $\lambda = 0,45$ мкм достигал значения 0,67 [12].

Полученные оценки высоты однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ показали, что в диапазоне длин волн $\lambda = 0,45 \pm 0,55$ мкм высота H_0 также составляет около 1000 м, затем с ростом длины волны медленно убывает и в области $\lambda = 1,06$ мкм составляет 690 м. Однако при дальнейшем продвижении в ИК-область длин волн величина H_0 вновь возрастает и в районе $\lambda = 3,9$ мкм достигает уровня 1340 м [11]. Для наглядности на рис. 1 приведен пример усредненного спектрального хода параметра $H_0(\lambda)$, заимствованный из работы [11].

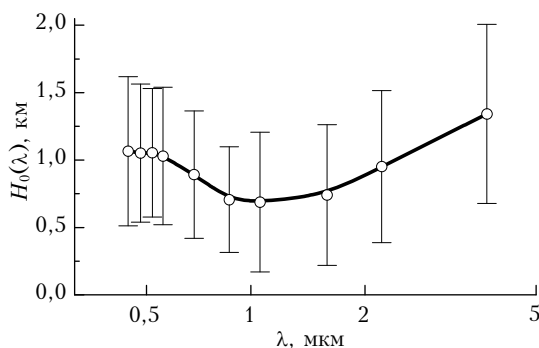


Рис. 1. Усредненная по массиву спектральная зависимость параметра $H_0(\lambda)$, полученная с 15 мая по 7 июля 2002 г. в районе г. Томска

Из общих соображений следовало ожидать уменьшения $H_0(\lambda)$ с ростом длины волны, поскольку при этом в аэрозольном ослаблении увеличивается вклад все более крупных частиц, концентрация которых в приземном слое должна быть выше. Очевидно, что полученная аномальная спектральная зависимость параметра $H_0(\lambda)$ является следствием аномального спектрального хода параметра $\tau^a(\lambda)$ в области λ от 1 до 3,9 мкм. Для объяснения этого эффекта было высказано предположение о наличии в верхних слоях атмосферы монодисперсных частиц радиусом $r \sim 3$ мкм.

В настоящей статье обсуждаются результаты исследований корреляционных связей параметров $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ и спектральной структуры высоты однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ на основе массива данных, полученных в период 2003–2006 гг. и насчитывающих более 2000 реализаций. Основной задачей этих исследований является выяснение физических причин часто наблюдаемого аномального спектрального хода параметра $H_0(\lambda)$ в инфракрасном диапазоне длин волн.

Статистика исходных данных

Конкретные периоды проведения измерений, а также общая статистика полученных данных приведены в таблице.

Распределение числа реализаций спектральных зависимостей $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ по годам и сезонам года

Год	Число измерительных дней	Число реализаций спектральных зависимостей $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$			
		Весна	Лето	Осень	Всего
2003	68	—	285	143	428
2004	67	31	285	82	398
2005	107	193	342	112	647
2006	91	264	350	10	624
Весь массив	333	488	1262	347	2097

Видно, что общий массив данных является довольно представительным как по годам, так и по сезонам года и должен хорошо отражать статистически значимые процессы изменчивости аэрозольного ослабления оптического излучения в приземном слое и по всей толще атмосферы.

Результаты исследований

Как было отмечено выше, максимальный уровень взаимной корреляции между вариациями $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ наблюдается в условиях задымленной атмосферы, когда субмикронные дымовые частицы вносят значимый вклад в аэрозольное ослабление как на приземной трассе, так и по всей толще атмосферы. Это позволяет предположить, что ослабление взаимной корреляции вариаций $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$, наблюдаемое в незадымленной атмосфере (в дымках), связано с некоррелированными вариациями концентрации грубодисперсного аэрозоля в приземном слое и по всей толще атмосферы.

На рис. 2 показана связь между параметрами $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ на длине волны $\lambda = 3,9$ мкм, где аэрозольное ослабление радиации обусловлено в основном грубодисперсными частицами.

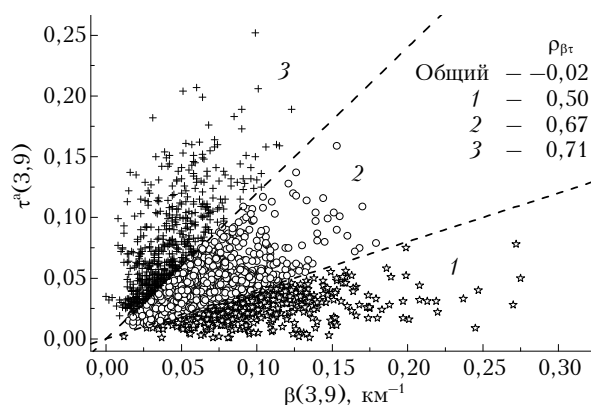


Рис. 2. Схема разделения общего массива точек на три отдельных массива (1–3). Нижняя пунктирная прямая соответствует высоте однородной аэрозольной атмосферы $H_0(3,9) = 0,4$ км, а верхняя — 1,2 км

Видно, что коэффициент взаимной корреляции между параметрами $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ практически равен нулю. Для объяснения этого экспериментального факта были рассмотрены механизмы, которые могут привести к разрушению взаимной корреляции между вариациями аэрозольного ослабления на при-

земной трассе $\beta(3,9)$ и по всей толще атмосферы $\tau^a(3,9)$. В частности, очень слабую взаимную корреляцию между вариациями обсуждаемых параметров следует ожидать в случае, когда в приземном слое преобладает грубодисперсный аэрозоль почвенного происхождения, а в более высоких слоях атмосферы — грубодисперсный аэрозоль слабой облачности [14, 15] (механизм 1).

Под термином «аэрозоль слабой облачности» понимается часто наблюдаемое с помощью лидарных методов наличие повышенной концентрации аэрозольных частиц в межоблачном пространстве. Заметим, что аэрозоль слабой облачности формируется на высотах облакообразования, но в силу низкой концентрации визуально не выявляется. Наличие двух независимых источников грубодисперсного аэрозоля в общем случае естественно приводит к разрушению взаимной корреляции между вариациями $\beta(3,9)$ и $\tau^a(3,9)$.

В качестве второго такого механизма можно рассматривать вариант, когда грубодисперсный аэрозоль почвенного происхождения при развитой конвекции выносится в более высокие слои атмосферы. При этом за счет уменьшения концентрации аэрозоля в приземном слое будет уменьшаться и коэффициент аэрозольного ослабления $\beta(3,9)$, в то время как значение $\tau^a(3,9)$ может либо не изменяться, либо даже возрастать (механизм 2). В конечном итоге проявление такого механизма также может приводить к ослаблению взаимной корреляции между вариациями $\beta(3,9)$ и $\tau^a(3,9)$.

Для выделения ситуаций, когда грубодисперсный аэрозоль поступает в атмосферу преимущественно от какого-то одного источника, было проведено разделение общего массива точек (рис. 2) на три отдельных массива (массивы 1, 2 и 3). За ос-

нову разделения была взята эффективная высота однородной аэрозольной атмосферы на длине волны $\lambda = 3,9$ мкм $H_0(3,9) = \tau^a(3,9)/\beta(3,9)$.

В результате такого разбиения в массив 1 вошли экспериментальные точки, полученные при $H_0(3,9) < 400$ м, где существенный вклад вносит прижатый к земле почвенный аэрозоль. Массив 3 составили точки при $H_0(3,9) > 1200$ м, где, возможно, образуется аэрозоль слабой облачности. Наконец, массив 2 является промежуточным случаем, где высота однородной аэрозольной атмосферы $H_0(3,9)$ изменялась в диапазоне 400–1200 м. Предполагается, что в этом слое могут присутствовать оба типа грубодисперсного аэрозоля. Градации по высоте $H_0(3,9)$, равные 400 и 1200 м, были взяты условно в предположении, что почвенный грубодисперсный аэрозоль, главным образом, сосредоточен в нижнем слое до 400 м, а аэрозоль слабой облачности формируется на высотах более 1200 м. В результате такого разделения в массивы 1, 2 и 3 вошло соответственно 500, 1096 и 520 синхронно измеренных спектров $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$. Заметим, что если в общем массиве коэффициент корреляции $\rho_{\beta\tau}$ на длине волны 3,9 мкм составлял $-0,02$, то внутри отдельных массивов, за счет искусственного ограничения разброса точек, коэффициенты $\rho_{\beta\tau}$ естественно стали существенно выше (см. вставку на рис. 2).

Представляется интересным выяснить, в каких условиях чаще всего встречаются экстремальные ситуации, соответствующие массивам 1 и 3. С этой целью на рис. 3 приведена вероятность реализации ситуаций с повышенным содержанием в приземном слое грубодисперсных почвенных частиц (массив 1) и частиц слабой облачности (массив 3) в зависимости от сезона года, температуры воздуха и времени суток.

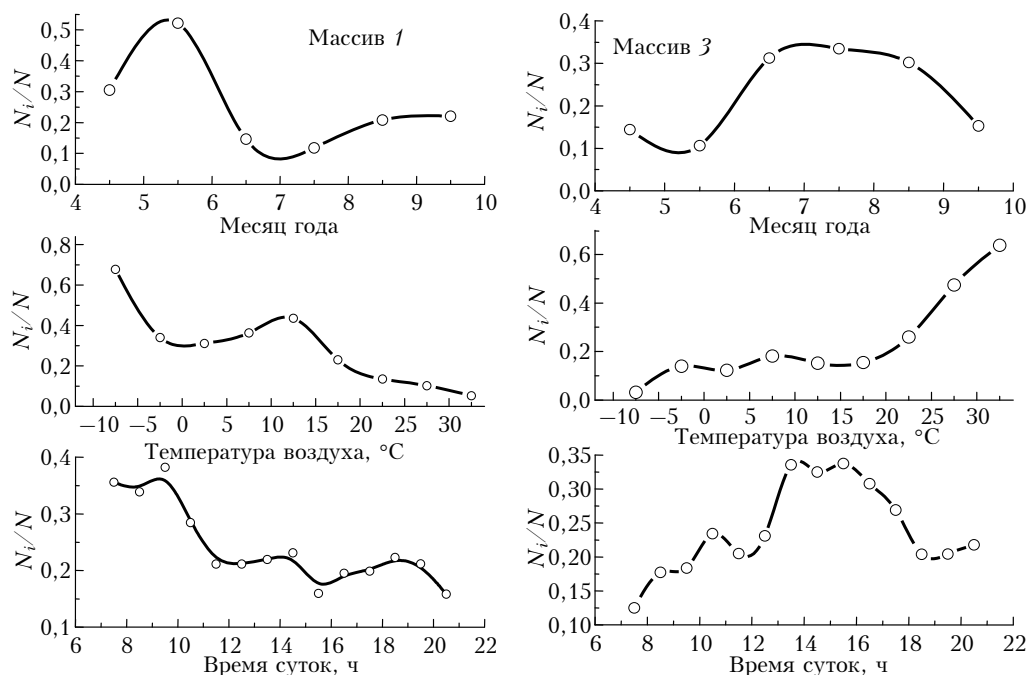


Рис. 3. Вероятность реализации N_i/N ситуации с повышенным содержанием в приземном слое почвенных частиц (массив 1) и частиц слабой облачности (массив 3) в зависимости от сезона года, температуры воздуха и времени суток