

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

Исследования дневной динамики аэрозольного ослабления оптической радиации в дымках на приземной и наклонной трассах

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 29.12.2002 г.

Исследована дневная изменчивость общего аэрозольного ослабления оптического излучения в приземном слое $\alpha(\lambda)$ и по всей толще атмосферы $\tau^A(\lambda)$ в летний период. Показано, что характер временной динамики величин α и τ , а также их мелкодисперсных компонент значительно различается, что является одним из факторов, разрушающих их взаимную корреляцию. Экспериментально обнаружено, что максимум аэрозольной оптической толщи в области $\lambda = 1,06$ мкм наблюдается в 10–11 ч, а не в 16–17 ч, как предполагалось ранее. Это косвенно свидетельствует о том, что грубодисперсный аэрозоль после 11 ч начинает оседать в нижние слои атмосферы. Проанализирована дневная трансформация усредненных спектральных зависимостей эффективной высоты аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ в диапазоне длин волн 0,44–1,06 мкм. Выявлен максимум в спектре $H_0(\lambda)$, расположенный в районе $\lambda = 0,52 \pm 0,56$ мкм и наблюдаемый только в условиях, когда мелкодисперсная компонента аэрозольной толщи минимальна. Сделано предположение, что этот максимум обусловлен среднедисперсными частицами, возможно стратосферного происхождения.

Постановка задачи

В нашей работе [1], посвященной исследованиям одновременной изменчивости аэрозольного ослабления оптического излучения на приземных и наклонных трассах, были рассмотрены статистические характеристики спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ и аэрозольных оптических толщ $\tau^A(\lambda)$, полученных из одновременных измерений пропускания атмосферы в диапазоне длин волн 0,44–1,06 мкм (заметим, что в [1] для коэффициента аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ использовался символ ϵ_λ^A).

Корреляционный анализ этих данных показал, что в общем случае взаимосвязь между параметрами $\alpha(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$ оказывается весьма слабой. Максимальное значение коэффициента корреляции $\rho_{\alpha,\tau} = 0,36$ (при уровне значимости 0,16) приходилось на видимую область спектра. По имеющимся данным в некоторых условиях коэффициенты корреляции между этими параметрами могут достигать 0,80 (см., например, [2]). Это позволяет заключить, что в нашем случае взаимосвязь между параметрами $\alpha(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$ разрушается под воздействием каких-то факторов.

В качестве одного из таких факторов можно рассматривать различный вклад аэрозоля грубодисперсной фракции в вариации $\alpha(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$. Для проверки этого предположения в [1] было проведено оценочное разделение параметров $\alpha(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$ на составляющие, обусловленные рассеянием излучения на частицах грубодисперсной (радиусом $r > 1$ мкм) и субмикронной ($0,1 \leq r \leq 1$ мкм) фракций, и рассчитаны соответствующие коэффициенты корреляции между субмикронными составляющими.

Оказалось, что исключение грубодисперсной компоненты из $\alpha(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$ практически не улучшает взаимную корреляцию этих параметров.

Для дальнейшего изучения причин слабой взаимосвязи аэрозольного ослабления оптического излучения в приземном слое и по всей толще атмосферы в данной статье рассмотрены особенности дневной динамики субмикронной и грубодисперсной компонент $\alpha(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$, дающей важный вклад в общий спектр изменчивости этих параметров. Кроме того, анализируется дневная изменчивость эффективной высоты аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda) = \tau^A(\lambda)/\alpha(\lambda)$, характеризующая распределение атмосферного аэрозоля по высоте. Исследования особенностей изменчивости параметра $H_0(\lambda)$ необходимы для изучения вопроса о природе частиц среднедисперсного аэрозоля, которые играют определяющую роль в формировании редко наблюдаемого эффекта аномальной прозрачности атмосферы [3].

Характеристика экспериментальных данных

Основные аппаратно-методические аспекты измерений оптических и метеорологических данных достаточно подробно были изложены в [1]. Здесь мы лишь кратко напомним, что для получения параметров $\alpha(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$ использовались результаты независимых измерений спектральной прозрачности всей толщи атмосферы и ее приземного слоя на длинах волн $\lambda = 0,44; 0,48; 0,52; 0,56; 0,69; 0,87$ и 1,06 мкм. Работы проводились в районе г. Томска в теплые сезоны 1995–2000 гг.

Измерения атмосферной оптической толщи $\tau^A(\lambda)$ осуществлялись с помощью солнечного фото-

метра [4] в периоды, когда Солнце не было закрыто облаками. Из полученных данных рассчитывались среднечасовые значения $\tau^{\Lambda}(\lambda)$, из которых затем с помощью пакета программ LOWTRAN-7 [5] выделялась аэрозольная компонента $\tau^{\Lambda}(\lambda)$.

Измерения горизонтальной прозрачности атмосферы проводились базовым методом на трассе длиной 830 м с использованием комплекса [6]. По измеренным значениям пропускания атмосферы формировался массив коэффициентов общего ослабления излучения $\epsilon(\lambda)$, который использовался для статистического учета вклада молекулярного поглощения излучения атмосферными газами и выделения коэффициентов $\alpha(\lambda)$ с помощью аппарата множественной линейной регрессии [7]. Измерения прозрачности приземной атмосферы велись круглосуточно с периодичностью один цикл в 3–4 ч.

При формировании совместного массива $\{\alpha(\lambda); \tau^{\Lambda}(\lambda)\}$ за основу был взят ряд среднечасовых данных наблюдений оптической толщи. Затем для сроков измерения $\tau^{\Lambda}(\lambda)$ путем интерполяции в пределах трех- или четырехчасовых интервалов были рассчитаны соответствующие среднечасовые значения $\alpha(\lambda)$. Полученный таким образом массив данных включал в себя 18 измерительных дней, где количество измерительных циклов по всем характеристикам было максимальным.

Все оптические исследования сопровождалось измерениями абсолютной a и относительной RH влажности и температуры t воздуха в приземном слое. Кроме того, с помощью солнечного фотометра в области $\lambda = 0,94$ мкм измерялось влагосодержание W в столбе атмосферы. Раскладка числа измерительных циклов по срокам наблюдений и соответствующие им значения метеорологических параметров приведены в таблице.

Год, месяц	Количество измерений	Измеряемый параметр	Среднее значение	СКО	Max	Min
1995, июнь–июль	130	t , °C	24,02	5,07	29,8	7,3
		RH , %	66,55	10,70	99	46
		a , г/м ³	11,27	1,92	14,9	7,7
		W , г/см ²	1,82	0,53	3,1	0,7
1999, июнь	52	t , °C	19,59	3,49	24,5	12,6
		RH , %	46,71	8,24	72	33
		a , г/м ³	7,86	1,14	9,6	6,2
		W , г/см ²	1,68	0,50	2,5	0,9
2000, июль	26	t , °C	19,58	4,38	25,5	14
		RH , %	50,85	9,94	65	39
		a , г/м ³	7,74	1,51	10	5,9
		W , г/см ²	1,71	0,44	2,2	1,1
1997, сентябрь	26	t , °C	12,39	5,45	20,1	6,2
		RH , %	66,46	11,11	84	50
		a , г/м ³	7,34	1,59	9,2	5,5
		W , г/см ²	1,26	0,17	1,5	1,0

Для наглядности на рис. 1 показаны усредненные по массиву временные хода температуры и влажности (a , RH и W) воздуха с 6 до 18 ч. Заметим, что здесь и далее приводится среднее солнечное время для данного района, а для пересчета на местное время для г. Томска к солнечному времени следует прибавить примерно 2 ч 20 мин. Как видно, дневная изменчивость температуры и относительной

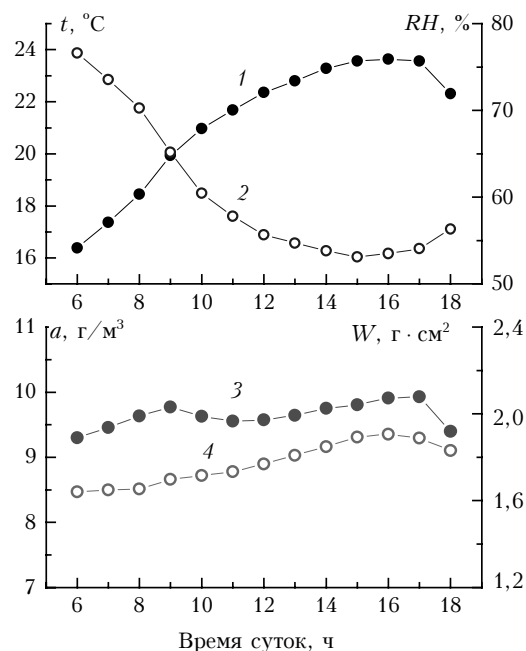


Рис. 1. Дневной ход усредненных метеорологических параметров атмосферы в период проведения оптических измерений

влажности воздуха (кривые 1 и 2) имеет обычный вид и не нуждается в особых комментариях. Абсолютная влажность (3) воздуха в течение дня меняется незначительно и характеризуется слабо выраженными утренним и вечерним максимумами. Влагосодержание атмосферы (4) непрерывно растет с утра и до 16 ч, в полном соответствии с дневным ходом температуры воздуха. Это вполне логично можно объяснить конвективным выносом влаги с подстилающей поверхности по мере ее прогрева.

Анализ полученных данных

Для исследований особенностей дневной динамики аэрозольного ослабления оптического излучения на приземных и наклонных трассах для полученного массива среднечасовых значений параметров $\alpha(\lambda)$ и $\tau^{\Lambda}(\lambda)$ были рассчитаны их усредненные значения для каждого часа с 6 до 18 ч в вышеупомянутом диапазоне длин волн. Результаты этого расчета представлены на рис. 2 для двух крайних длин волн (0,44 и 1,06 мкм). Здесь же приведен дневной ход эффективной высоты аэрозольной атмосферы $H_0(0,44)$ и $H_0(1,06)$. Заметим, что для промежуточных длин волн все данные качественно подобны.

Как видно из рис. 2, a , в приземном слое атмосферы коэффициенты аэрозольного ослабления $\alpha(0,44)$ и $\alpha(1,06)$ в период с 9 до 18 ч изменяются практически синхронно. Это свидетельствует о том, что дневная динамика параметров $\alpha(0,44)$ и $\alpha(1,06)$ в данном случае в основном связана с изменением концентрации грубодисперсных частиц, вносящих адекватный вклад в аэрозольное ослабление видимой и ИК-радиации.

В период с 6 до 9 ч отмечается рост обоих параметров, только темп роста у них оказывается

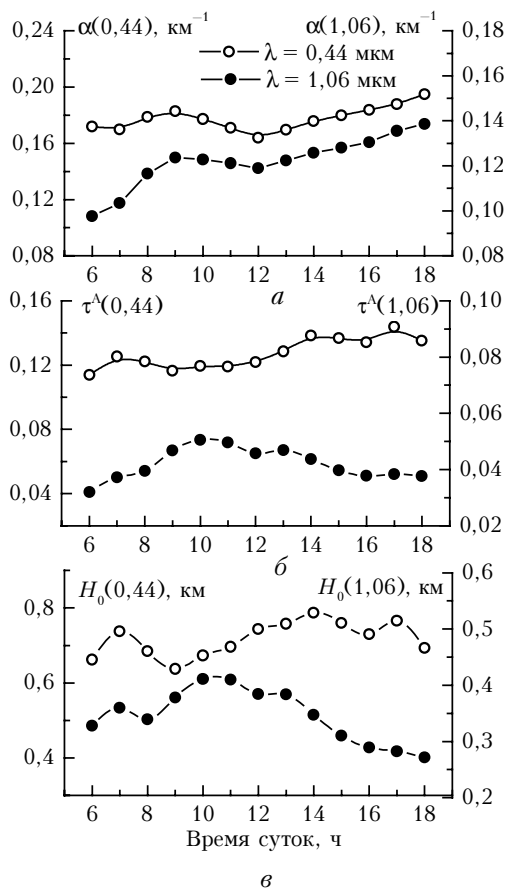


Рис. 2. Дневная изменчивость усредненных коэффициентов aerosольного ослабления излучения $\alpha(\lambda)$, aerosольной оптической толщины $\tau^A(\lambda)$ и эффективной высоты aerosольной атмосферы $H_0(\lambda)$ для длин волн 0,44 и 1,06 мкм

различным. Если коэффициент $\alpha(1,06)$ в этот период возрастает примерно на 20%, то $\alpha(0,44)$ только на 5%. Поскольку в приземных условиях коэффициент $\alpha(1,06)$ в значительной мере определяется рассеянием излучения на грубодисперсных частицах, то можно предположить, что выявленный рост $\alpha(1,06)$ в указанный период (с 8:20 до 11:20 по местному времени) связан с утренним конвективным выносом частиц грубодисперсной фракции.

Меньшая изменчивость коэффициента $\alpha(0,44)$ в этот временной отрезок обусловлена одновременным действием двух встречных процессов, когда рост $\alpha(0,44)$ за счет вышеупомянутого увеличения концентрации частиц грубодисперсной фракции компенсируется уменьшением мелкодисперсной компоненты $\alpha(0,44)$ вследствие смещения среднего радиуса субмикронных частиц в область меньших размеров при уменьшении относительной влажности воздуха (см. рис. 1, кривая 2). Ниже этот вопрос будет рассмотрен более подробно при анализе дневной изменчивости субмикронной компоненты коэффициента $\alpha(0,44)$.

Последующий рост коэффициентов $\alpha(0,44)$ и $\alpha(1,06)$ с 12 до 18 ч, видимо, также связан с конвективным выносом грубодисперсных частиц с подстилающей поверхности, что подтверждается значи-

мой взаимной корреляцией параметра $\alpha(1,06)$ с температурой воздуха в этот период (коэффициент корреляции 0,69). Оценка достоверности, проведенная по t -критерию Стьюдента для вероятности 0,95, показала, что дневная изменчивость aerosольного ослабления в видимой области для данного массива является недостоверной, а в ИК-диапазоне вполне достоверной.

Дневной ход aerosольной оптической толщины атмосферы $\tau^A(\lambda)$ в видимой и ИК-областях спектра, приведенный на рис. 2, б, также имеет свои особенности. Видно, что параметр $\tau^A(0,44)$ в течение дня в среднем слабо возрастает, в то время как величина $\tau^A(1,06)$ заметно растет с 6 до 10–11 ч, а затем непрерывно уменьшается вплоть до 18 ч. Такой характер дневного хода aerosольной оптической толщины атмосферы в ИК-диапазоне длин волн свидетельствует о том, что грубодисперсный aerosоль после 11 ч уже начинает оседать в нижние слои атмосферы. Почему это происходит в летнее время так рано, при хорошо развитых конвективных потоках — пока неясно. Оценка достоверности дневной изменчивости aerosольной толщины атмосферы, проведенная по t -критерию Стьюдента для вероятности 0,95, показала, что в видимой области спектра она недостоверна, а в ИК-области вполне достоверна. В целом анализ рис. 2, а и б свидетельствует о различном характере дневной динамики aerosольного ослабления в приземном слое и по всей толще атмосферы, что, несомненно, является одним из важных факторов, разрушающих взаимную корреляцию между параметрами $\alpha(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$.

Приведенный на рис. 2, в дневной ход эффективной высоты aerosольной атмосферы $H_0(\lambda)$ показывает, что в области $\lambda = 0,44$ мкм она принимает максимальные значения в 14 ч и составляет порядка 800 м. В области $\lambda = 1,06$ мкм максимальные значения H_0 наблюдаются с 10 до 11 ч и составляют 430 м.

С целью более детального исследования факторов, приводящих к различному характеру дневной динамики общего aerosольного ослабления в приземном слое и по всей толще атмосферы, представляло интерес изучить дневную изменчивость величин $\alpha(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$ отдельно для мелкодисперсной и грубодисперсной компонент. Это можно сделать, если предположить, что оптические свойства aerosольной атмосферы в видимом диапазоне в существенной мере определяются двумя фракциями частиц — субмикронной и грубодисперсной, а в области 1,06 мкм — только грубодисперсной. Тогда, например, общий коэффициент aerosольного ослабления $\alpha(\lambda)$ можно представить в виде двух компонент:

$$\alpha(\lambda) = \alpha(\lambda)_{\text{с.м.}} + \alpha(\lambda)_{\text{г.д.}} \approx \alpha(\lambda)_{\text{с.м.}} + \alpha(1,06), \quad (1)$$

где индексом с.м. обозначена составляющая, обусловленная субмикронными частицами, а г.д. — вклад грубодисперсной фракции. Выражение для субмикронной компоненты для краткости можно записать в виде

$$\alpha(\lambda)_{\text{с.м.}} \approx \alpha(\lambda) - \alpha(1,06) \approx \Delta\alpha(\lambda).$$

Аналогично можно представить и аэрозольную оптическую толщину

$$\tau^{\Lambda}(\lambda) = \tau^{\Lambda}(\lambda)_{\text{с.м.}} + \tau^{\Lambda}(\lambda)_{\text{г.д}} \approx \tau^{\Lambda}(\lambda)_{\text{с.м.}} + \tau^{\Lambda}(1,06) \quad (2)$$

и ее субмикронную компоненту

$$\tau^{\Lambda}(\lambda)_{\text{с.м.}} \approx \tau^{\Lambda}(\lambda) - \tau^{\Lambda}(1,06) \approx \Delta\tau^{\Lambda}(\lambda).$$

Такое разделение было проведено для каждого i -го спектра, и затем рассчитаны средние для каждого часа значения субмикронных и грубодисперсных компонент величин $\alpha(\lambda)$ и $\tau^{\Lambda}(\lambda)$ по всему массиву.

Дневная изменчивость величин $\Delta\alpha(0,44)$ и $\Delta\tau^{\Lambda}(0,44)$ приведена на рис. 3, а.

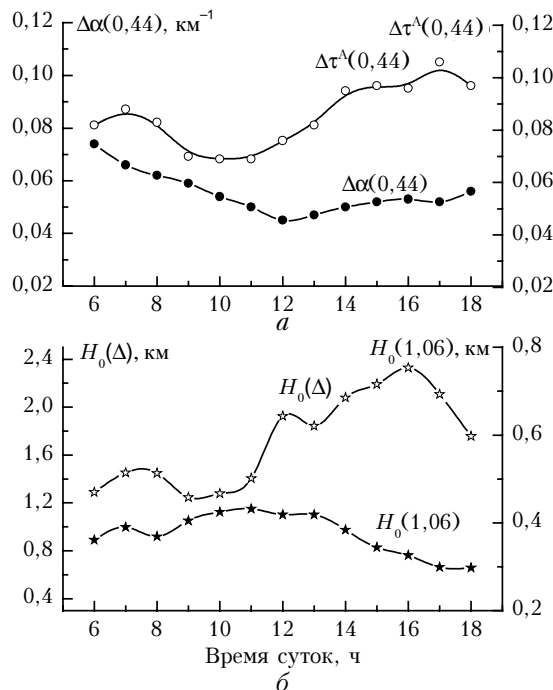


Рис. 3. Дневная изменчивость усредненных значений мелкодисперсных компонент коэффициента аэрозольного ослабления излучения $\Delta\alpha(0,44)$, аэрозольной оптической толщины $\Delta\tau^{\Lambda}(0,44)$ и эффективной высоты аэрозольной атмосферы $H_0(\Delta)$

Видно, что в период с 6 до 12 ч величина $\Delta\alpha(0,44)$ заметно убывает в полном соответствии с поведением относительной влажности воздуха (см. рис. 1), а с 12 до 18 ч несколько возрастает. В то же время временной ход компоненты $\Delta\tau^{\Lambda}(0,44)$ характеризуется двумя максимумами в 7 и 17 ч и широким минимумом в районе 9–11 ч. Различия в динамике параметров $\Delta\alpha(0,44)$ и $\Delta\tau^{\Lambda}(0,44)$ в первой половине дня, видимо, связано с процессом усыхания (по терминологии Г.В. Розенберга [8]) мелких частиц при уменьшении относительной влажности воздуха, который идет более эффективно в приземном слое. Заметим, что в соответствии с [8] в процессе усыхания происходит смещение максимума распределения частиц в область меньших размеров при сохранении численной концентрации частиц. Во второй половине дня различия в днев-

ном ходе $\Delta\alpha(0,44)$ и $\Delta\tau^{\Lambda}(0,44)$, возможно, обусловлены особенностями конвективного выноса мелких частиц с подстилающей поверхности в приземный слой и из приземного в вышележащие слои атмосферы. Следует, однако, заметить, что в данном случае по t -критерию Стьюдента значимой (с вероятностью 0,95) является только изменчивость параметра $\Delta\alpha(0,44)$ в период с 6 до 12 ч. Поэтому высказываемые физические гипотезы по поводу дневной динамики $\Delta\alpha(0,44)$ в период с 12 до 18 ч и $\Delta\tau^{\Lambda}(0,44)$ в течение всего дня должны рассматриваться только как ориентировочные.

На рис. 3, б представлен дневной ход субмикронной компоненты эффективной высоты аэрозольной атмосферы — $H_0(\Delta) = \Delta\tau^{\Lambda}(0,44)/\Delta\alpha(0,44)$, характеризующей высоту распространения мелкодисперсного аэрозоля. Видно, что в случае, когда высота однородной атмосферы обусловлена только мелкодисперсными частицами, ее максимальное значение в летний период в регионе Западной Сибири приходится на 16 ч и составляет ~ 2300 м.

Как указывалось выше, одной из задач, поставленных в данной работе, было исследование дневной изменчивости эффективной высоты аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$. Эти исследования необходимы для изучения вопроса о природе и источниках среднедисперсных частиц аэрозоля, играющих важную роль в формировании эффекта аномальной прозрачности атмосферы. Изучение природы этих частиц и их источников позволит более определенно говорить о физических механизмах формирования аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщины.

В [9] рассматривается гипотеза, в соответствии с которой среднедисперсный аэрозоль образуется в процессе оседания в стратосфере грубодисперсного вулканического аэрозоля и поэтому имеет большую высоту распространения. Это означает, что если в данный регион пришла очень чистая воздушная масса с малым содержанием частиц аккумулятивной фракции, то в этом случае спектральную структуру аэрозольного ослабления по всему столбу атмосферы действительно будет определять стратосферный среднедисперсный аэрозоль. Однако в общем случае, говоря об источниках среднедисперсного аэрозоля, кроме стратосферы, нужно непременно рассматривать и подстилающую поверхность как мощный и постоянно работающий поставщик грубо- и среднедисперсного аэрозоля в атмосферу.

Заметим, кстати, что если для образования аккумулятивной фракции частиц в регионе (после прихода чистой воздушной массы) требуется несколько суток, то среднедисперсная фракция приземного слоя при наличии конвективных потоков генерируется подстилающей поверхностью постоянно. Очевидно, что в этом случае аномальность спектральной зависимости может наблюдаться не только для $\tau^{\Lambda}(\lambda)$, но и для $\alpha(\lambda)$.

Экспериментальная проверка гипотезы [9] в рамках обсуждаемого массива была проведена на основе анализа усредненных спектральных

зависимостей коэффициентов аэрозольного ослабления излучения, аэрозольной оптической толщи и высоты однородной атмосферы для диапазона длин волн 0,44–1,06 мкм, полученных в течение дня в 6, 11 и 18 ч. Соответствующие спектры $\alpha(\lambda)$, $\tau^A(\lambda)$ и $H_0(\lambda)$ приведены на рис. 4.

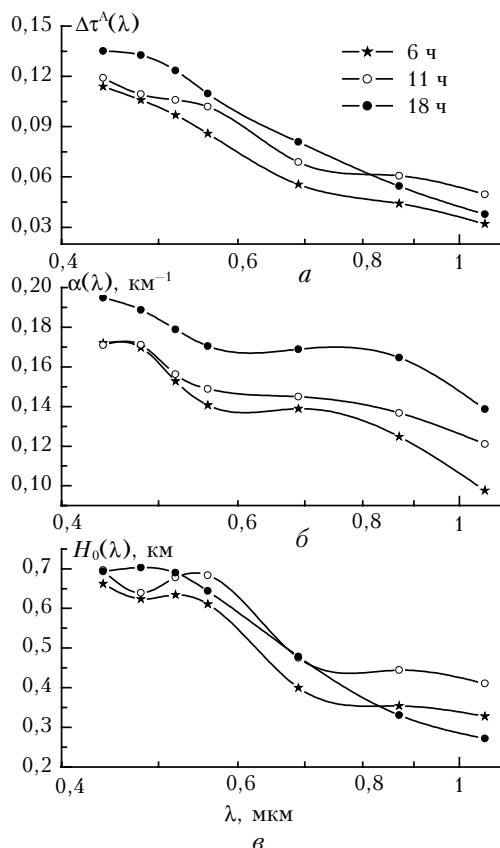


Рис. 4. Трансформация спектральной структуры усредненных коэффициентов аэрозольного ослабления излучения $\alpha(\lambda)$, аэрозольной оптической толщи $\tau^A(\lambda)$ и эффективной высоты аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ в диапазоне длин волн 0,44–1,06 мкм, полученных в 6, 11 и 18 ч

Анализ временной трансформации спектра коэффициентов $\alpha(\lambda)$ для данного массива в целом свидетельствует об увеличении концентрации грубодисперсных частиц в приземном слое в течение дня (рис. 4, б). Временная изменчивость спектральной зависимости аэрозольной толщи $\tau^A(\lambda)$ днем в основном связана с изменениями концентрации грубодисперсных частиц, а вечером мелкодисперсных (рис. 4, а).

Особенности дневной трансформации усредненной спектральной зависимости эффективной высоты аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ приведены на рис. 4, в, где отчетливо виден максимум в спектре $H_0(\lambda)$, расположенный в районе $\lambda = 0,52 \pm 0,56$ мкм. Заметим, что максимум наблюдается в 6 и 11 ч, когда мелкодисперсная компонента аэрозольной толщи была минимальной. В 18 ч, когда в $\tau^A(\lambda)$ увеличился вклад мелкодисперсного аэрозоля, этот максимум не виден. Физически такой максимум означает, что при определенных условиях в этом диапазоне

длин волн аэрозольное ослабление излучения по всей толще оказывается больше, чем в приземном слое. С учетом этого пояснения факт существования подобного максимума, возможно, является косвенным подтверждением гипотезы [9] о стратосферной природе среднечастичных частиц. Более определенные выводы по данному вопросу, по-видимому, могут быть сделаны на основе анализа микроструктурных характеристик аэрозоля, полученных из обращения спектров $\tau^A(\lambda)$ и $\alpha(\lambda)$.

Заключение

Проведенный анализ имеющихся экспериментальных данных показал, что в рамках рассмотренного массива в летних условиях характер дневной изменчивости общего аэрозольного ослабления в приземном слое $\alpha(\lambda)$ и по всей толще атмосферы $\tau^A(\lambda)$ оказывается различным. Также различной оказалась дневная динамика и мелкодисперсных компонент параметров $\alpha(\lambda)$ и $\tau^A(\lambda)$. Это обстоятельство является одним из важных факторов, разрушающих их взаимную корреляцию.

Экспериментально показано, что аэрозольная оптическая толщина в области $\lambda = 1,06$ мкм растет в период с 6 до 10–11 ч, а затем уменьшается в течение всего дня. Такой характер дневного хода аэрозольной оптической толщи атмосферы в ИК-диапазоне длин волн косвенно свидетельствует о том, что грубодисперсный аэрозоль после 11 ч уже начинает оседать в нижние слои атмосферы.

На основе анализа усредненных спектральных зависимостей эффективной высоты аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ в диапазоне длин волн 0,44–1,06 мкм выявлен максимум в спектре $H_0(\lambda)$, расположенный в районе $\lambda = 0,52 \pm 0,56$ мкм и наблюдаемый только в условиях, когда мелкодисперсная компонента аэрозольной толщи минимальна. Физическая интерпретация этого максимума не противоречит гипотезе о стратосферной природе среднечастичных частиц, играющих важную роль в формировании эффекта аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 01-05-65197).

1. Сакерин С. М., Кабанов Д. М., Пхалагов Ю. А., Ужegov В. Н. Исследование одновременных вариаций аэрозольного ослабления радиации на горизонтальных и наклонных трассах // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15. № 4. С. 321–327.
2. Kaufman Y. J., Fraser R. S. Light extinction by aerosols during summer air pollution // J. of climate and appl. meteorol. 1983. V. 22. P. 1694–1706.
3. Рахимов Р. Ф., Сакерин С. М., Макиенко Э. В., Кабанов Д. М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть II. Особенности дисперсной структуры аэрозоля // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13. № 9. С. 820–825.
4. 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.

5. *Kneizys F.X., Shettle E.P., Abreu L.W., Chetwynd J.H., Anderson J.P., Gallery W.O., Selby J.E.A., and Clough S.A.* Users Guide to LOWTRAN-7. AFGL-TR-0177. 1988. 137 p.
6. *Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н.* Автоматизированный многоволновой измеритель спектральной прозрачности приземной атмосферы // Оптика атмосфер. и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 667–671.
7. *Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н.* Статистический метод разделения коэффициентов общего ослабления ИК-радиации на компоненты // Оптика атмосфер. 1988. Т. 1. № 10. С. 3–11.
8. *Розенберг Г.В., Горчаков Г.И., Георгиевский Ю.С., Любовцева Ю.С.* Оптические параметры атмосферного аэрозоля // Физика атмосферы и проблемы климата. М.: Наука, 1980. С. 216–257.
9. *Рахимов Р.Ф.* О тонкой структуре спектрально-высотного изменения оптико-микрофизических характеристик стратосферного аэрозоля // Оптика атмосфер. и океана. 1992. Т. 3. № 5. С. 525–533.

Yu.A. Phkalagov, V.N. Uzhegov, D.M. Kabanov, S.M. Sakerin. **Daily dynamics of aerosol extinction of optical radiation as studied in haze along near-ground and slant paths.**

The daily dynamics of the total aerosol extinction of optical radiation in the surface layer $\alpha(\lambda)$ and all over the atmospheric depth $\tau(\lambda)$ in the summer period is studied. It is shown that the dynamics of these characteristics, as well as that of the fine components, is significantly different, which is one of the factors breaking their mutual correlation. It was found experimentally that the peak of the aerosol optical depth nearby $\lambda = 1.06 \mu\text{m}$ was observed at 10–11 L.T., rather than at 16–17 L.T. as assumed before. This indicated indirectly that after 11 a.m. the coarse aerosol began to deposit to the lower atmospheric layers. The daily transformation of the average spectral dependence of the effective aerosol height of the atmosphere $H_0(\lambda)$ was analyzed in the region of $0.44\text{--}1.06 \mu\text{m}$ and a peak in the $H_0(\lambda)$ spectrum was revealed nearby $\lambda = 0.52\text{--}0.56 \mu\text{m}$. This peak was observed only when the fine component of the aerosol depth was minimal. It was assumed that this peak was caused by the medium-disperse particles of possibly stratospheric origin.