

С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов

О взаимосвязях параметров формулы Ангрстрема и аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 1–4 мкм

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 11.08.2006 г.

Продолжен анализ результатов многолетних исследований аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы в области спектра 0,37–4 мкм в районе г. Томска. На основе данных, полученных в разных атмосферных условиях (сезоны, ситуации дымов лесных пожаров), обсуждаются взаимосвязи параметров α , β формулы Ангрстрема и АОТ в длинноволновой области спектра (1–4 мкм). Установлены малое отличие параметра β от АОТ в области более 1 мкм и наличие тесной линейной взаимосвязи между ними, а также наличие слабой корреляции параметров α и β . Показана возможность оценки среднего уровня АОТ в длинноволновой области спектра (1,2–4 мкм) по данным измерений в традиционном диапазоне ~0,37–1 мкм. Описана процедура разделения АОТ атмосферы на мелко- и грубодисперсную компоненты, и приведены количественные характеристики их сезонного различия.

Введение

На основе многолетних измерений прозрачности атмосферы в районе Томска в работах [1, 2] были рассмотрены особенности спектрального хода аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы $\tau^a(\lambda)$ в области спектра от 0,37 до 4 мкм. Спектральные зависимости $\tau^a(\lambda)$ в таком широком диапазоне имеют принципиальные отличия: до ~1 мкм (в традиционной области исследований) — монотонный степенной спад АОТ с ростом длины волны, а далее (1,2–4 мкм) — практически нейтральный ход. Для количественной характеристики спектрального хода $\tau^a(\lambda)$ в коротковолновом диапазоне традиционно использовались параметры α и β эмпирической формулы Ангрстрема [3–6 и др.]:

$$\tau^a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha}. \quad (1)$$

Учитывая малую спектральную изменчивость $\tau^a(\lambda)$ в длинноволновом диапазоне, в качестве основной характеристики мы использовали средние значения АОТ $\bar{\tau}_c$ в четырех участках от 1,2 до 4 мкм. При обсуждении изменчивости α , β и $\bar{\tau}_c$ [1, 2] были отмечены близость значений β к $\bar{\tau}_c$, а также убывание показателя селективности α с ростом параметра β . В настоящей статье взаимосвязи этих характеристик рассматриваются более подробно — на примере общего массива данных, отдельных сезонов и ситуаций дымов лесных пожаров. Заметим, что из-за малочисленности результатов исследований АОТ в ИК-диапазоне спектра (нет данных о величине $\bar{\tau}_c$) вопрос о совместной изменчивости трех характеристик — α , β и $\bar{\tau}_c$ — ранее вообще не обсуждался.

Аппаратурно-методические особенности исследований АОТ атмосферы в районе Томска были из-

ложены в предшествующих работах [1, 7, 8], поэтому здесь ограничимся минимальными уточнениями. Анализ результатов проводился для двух массивов данных — полученных с 1995 по 2005 г. и в более короткий период 2001–2005 гг., когда измерения АОТ атмосферы проводились в расширенном диапазоне спектра 0,37–4 мкм.

Для расчета параметров формулы Ангрстрема (1) разными авторами используются несколько подходов [9, 10] и разные участки спектра в диапазоне 0,34–1,06 мкм, что приводит к некоторым различиям рассчитанных значений α и β . В нашем случае параметры α , β определялись методом наименьших квадратов после логарифмирования зависимости (1) для среднечасовых и среднедневных зависимостей $\tau^a(\lambda)$. Чтобы была возможность сравнивать показатель α с данными глобальной сети AERONET [11], в наших расчетах использовался аналогичный спектральный диапазон 0,44–0,87 мкм.

1. Взаимосвязь параметров формулы Ангрстрема

Несмотря на многолетнюю историю исследований АОТ, было не так много работ, где рассматривалась взаимосвязь параметров α и β [12–15]. При выявлении взаимосвязей параметров формулы Ангрстрема в том числе оценивалась возможность перехода к однопараметрическому описанию спектральной зависимости $\tau^a(\lambda)$ [16]. Обзор имеющихся данных показывает, что для многообразия атмосферных условий корреляция этих параметров слабая или практически отсутствует. На некоторый успех можно рассчитывать лишь при анализе результатов в рамках отдельных регионов или классов ситуаций.

Регрессионная связь параметров Ангстрема, полученных в районе Томска, была рассмотрена для общего массива данных 1995–2005 гг. (рис. 1, *a*) и отдельных сезонов. Из взаимосвязи двух параметров просматривается тенденция снижения α по мере увеличения β (ниже будет показано, что изменение β тесно связано с АОТ в длинноволновом диапазоне или с содержанием крупных частиц). Коэффициент корреляции R для общего массива составил $-0,29$ при уровне значимости $0,06$. Максимальные значения α (до $2,5$) наблюдаются при $\beta < 0,02$, когда величина АОТ в ИК-диапазоне минимальна, а при $\beta > 0,16$ средние величины показателя α становятся меньше единицы. Аналогичная картина взаимосвязи α и β была представлена по наблюдениям в Испании, Китае, США [13–15], а также косвенно следует из результатов исследований в других районах.

Нетрудно показать, что рассмотренная тенденция взаимного изменения параметров формулы Ангстрема $\alpha(\beta)$ является следствием особенностей аэрозольного рассеяния M_i в двух диапазонах размеров частиц. Исследования различных авторов и модельные оценки (см., например, [1]) показывают, что в области $\lambda < 1$ мкм аэрозольное ослабление крупных частиц диаметром более ~ 1 мкм имеет квазинейтральный спектральный ход, а степенной спад ослаб-

ления определяется более мелким аэрозолем. Поэтому $\tau^a(\lambda)$ можно представить в виде суммы двух компонент — селективной мелкодисперсной $\tau_f(\lambda)$ и грубодисперсной τ_c :

$$\tau^a(\lambda) \approx \tau_f(\lambda) + \tau_c. \quad (2)$$

Учитывая малое отличие β от τ_c (подробнее см. следующий раздел и табл. 1), приближенно можно считать, что параметр $\beta \approx \tau_c$ и пропорционален содержанию крупных частиц. Тогда для компоненты $\tau_f(\lambda)$ из (1) с учетом (2) можно записать:

$$\tau_f(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha} - \tau_c \approx \tau_c(\lambda^{-\alpha} - 1) \quad (3)$$

или

$$\alpha \approx -\frac{\ln[1 + \tau_f(\lambda)/\tau_c]}{\ln \lambda}. \quad (3a)$$

Из (3a) видно, что показатель α зависит от селективной компоненты τ_f (или микрофизических характеристик мелких частиц) и от соотношения оптических вкладов двух фракций τ_f/τ_c . То есть при одинаковой τ_f увеличение содержания грубодисперсной фракции и величины τ_c будет приводить к уменьшению показателя селективности α .

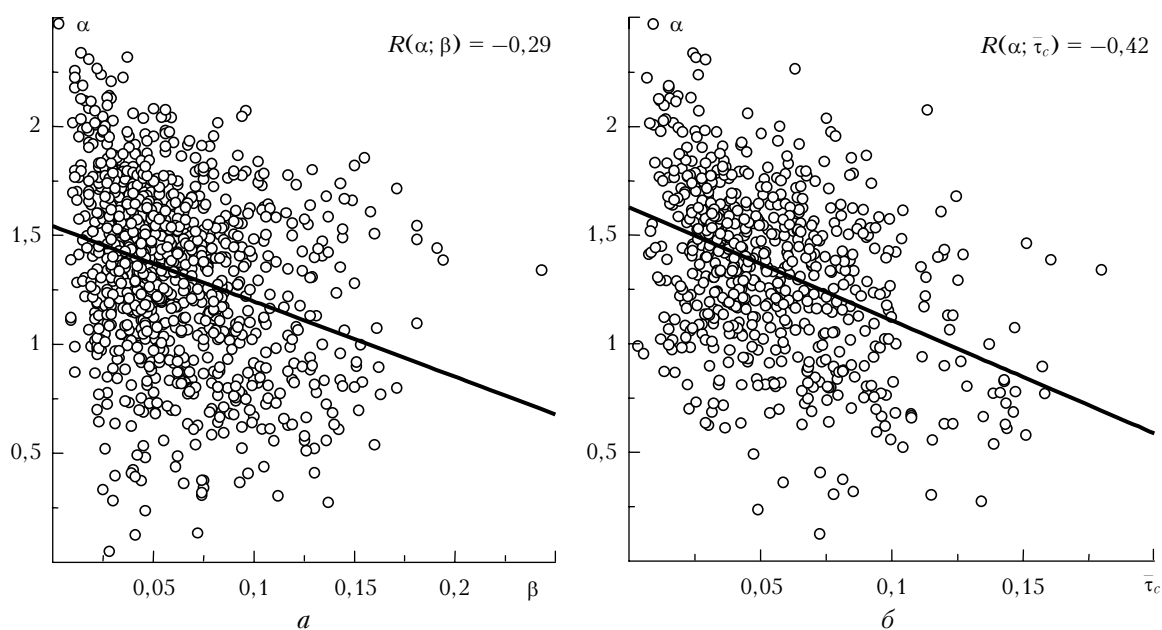


Рис. 1. Диаграммы рассеяния: параметров α , β для общего массива 1995–2005 гг. (*a*); α и $\bar{\tau}_c$ для массива данных 2001–2005 гг. (*б*)

Таблица 1

Характеристики взаимосвязей α , β и $\bar{\tau}_c$ (2001–2005 гг.)

Ситуация	Средние значения			$\alpha - \beta$; $\alpha - \bar{\tau}_c$			$\beta - \bar{\tau}_c$				
	α	β	$\bar{\tau}_c$	$R(\alpha; \beta)$	γ	$\sigma(\alpha; \beta)$	$R(\alpha; \bar{\tau}_c)$	$R(\beta; \bar{\tau}_c)$	a	b	$\sigma_{w/p}$
Общий массив	1,34	0,062	0,055	-0,35	-3,76	0,366	-0,42	0,84	0,892	0,737	0,017
Осень	1,35	0,047	0,040	-0,23	-3,26	0,419	-0,46	0,89	0,496	0,749	0,012
Зима	1,09	0,071	0,060	-0,54	-5,39	0,347	-0,61	0,84	0,796	0,729	0,019
Весна	1,35	0,077	0,066	-0,39	-3,55	0,359	-0,48	0,87	0,797	0,756	0,018
Лето	1,44	0,058	0,053	-0,21	-2,29	0,317	-0,27	0,79	1,199	0,706	0,016
Лето (без пожаров)	1,42	0,052	0,050	-0,42	-5,88	0,304	-0,35	0,82	0,486	0,871	0,014
Летние пожары	1,66	0,110	0,073	-0,45	-2,37	0,178	-0,57	0,61	1,693	0,510	0,025

Рассмотрим подробнее количественные характеристики статистической связи α и β на массиве данных 2001–2005 гг., в котором наиболее полно представлена информация по диапазону спектра и сезонам. В табл. 1 приведены коэффициенты взаимной корреляции $R(\alpha; \beta)$, стандартное отклонение $\sigma(\alpha; \beta)$ и тангенс угла наклона регрессионной прямой — γ . Из полученных данных следует, что, при одинаковой общей тенденции — спад α с ростом β , характер их взаимосвязи в разных атмосферных условиях (сезоны, пожарные ситуации) несколько отличается: 1) наиболее тесная связь наблюдается зимой и в ситуациях дымов лесных пожаров (характеристики для ситуаций пожаров рассчитывались по среднечасовым значениям); 2) максимальный наклон регрессионной прямой наблюдается зимой и летом (без пожаров), ситуации дымов лесных пожаров разрушают эту взаимосвязь — $R(\alpha; \beta)$ и γ резко уменьшаются. Более подробно сравнительный анализ характеристик АОТ в ситуациях пожаров рассмотрен в [17], а здесь эти данные приводятся лишь для сопоставления с сезонными изменениями.

Дополнительно была рассмотрена взаимосвязь показателя α со средним значением АОТ в длинноволновом диапазоне — $\bar{\tau}_c$ (рис. 1, б). Анализ данных показал, что характеристики этой регрессии аналогичны взаимосвязи параметров $(\alpha; \beta)$, а коэффициенты корреляции $R(\alpha; \bar{\tau}_c)$ несколько выше. Например, для общего массива данных $R(\alpha; \bar{\tau}_c)$ составляет $-0,42$, а в зимний период $-0,61$.

2. Взаимосвязь параметра β с τ_c

В предшествующей работе [1] уже приводились данные, свидетельствующие о близости значений АОТ в длинноволновом диапазоне спектра и параметра β . Из табл. 1 видно, что разность $\beta - \bar{\tau}_c$ (в среднем $-0,007$) не превышает погрешности определения АОТ, а относительная величина различия составляет около 10%. То есть величина параметра β в основном определяется оптическим вкладом крупных частиц.

Рассмотрим взаимосвязь β и τ_c более детально. Во-первых, представляет интерес получить формулу для приближенной оценки АОТ в длинноволновом диапазоне 1,2–4 мкм по значению параметра β , т.е. в случае, когда измерения $\tau^a(\lambda)$ проводились только в коротковолновой части спектра (от $\sim 0,4$ до ~ 1 мкм). Во-вторых, использование взаимосвязи β и τ_c позволит разделить оптический вклад двух фракций аэрозоля, не прибегая к решению обратной задачи (этот вопрос рассматривается в следующем разделе).

Для решения первой задачи (оценки τ_c в длинноволновом диапазоне), как и ранее [1], можно использовать величину $\bar{\tau}_c$, представляющую собой среднее значение АОТ в четырех спектральных участках («окнах прозрачности» атмосферы) от 1,2 до 4 мкм. Из результатов на рис. 2 видно, что между β и $\bar{\tau}_c$ наблюдается тесная взаимосвязь, которая может быть представлена в виде линейной зависимости:

$$\bar{\tau}_c = a10^{-2} + b\beta. \quad (4)$$

Коэффициенты корреляции $R(\beta; \bar{\tau}_c)$, параметры a, b регрессионного соотношения (4) для разных массивов данных приведены в правой части табл. 1. Максимальная корреляция $R(\beta; \bar{\tau}_c)$ наблюдается осенью, минимальная — летом (из-за наличия в этом подмассиве дымовых ситуаций с другими характеристиками взаимосвязи). Сравнение измеренных значений $\bar{\tau}_c$ и рассчитанных по величине

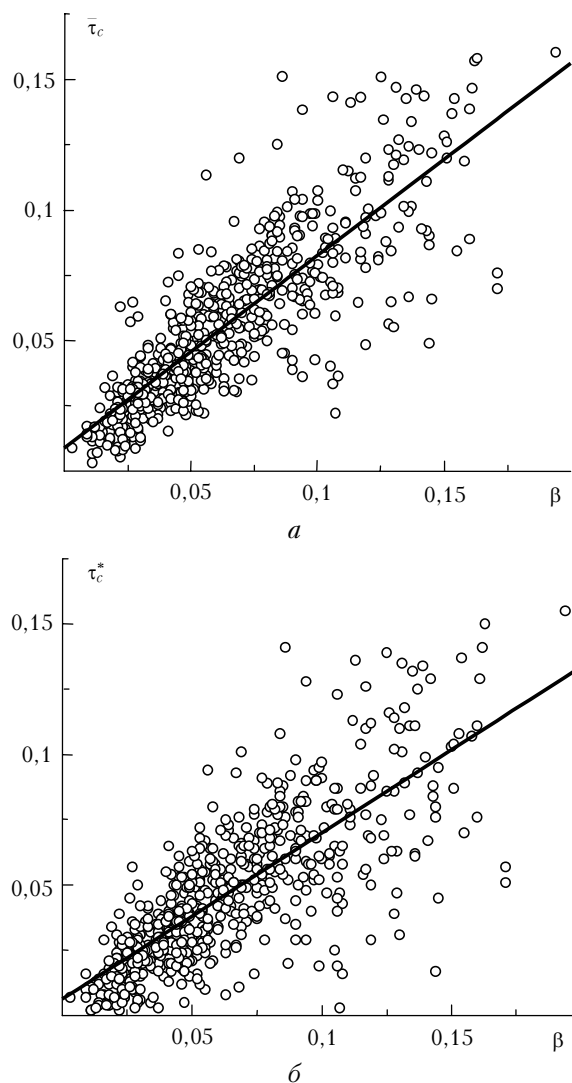


Рис. 2. Взаимосвязи параметра β с $\bar{\tau}_c$ (а) и τ_c^* (б)

β из формулы (4) показало, что стандартное отклонение их различия составляет малую величину — менее 0,02 (см. $\sigma_{u/p}$ в табл. 1). Таким образом, можно сделать вывод о возможности оценки среднего уровня АОТ в области спектра 1,2–4 мкм по величине β с приемлемой погрешностью, сопоставимой с измерительной. Естественно, что приведенные характеристики (в том числе значения параметров a и b) получены лишь для условий конкретного региона и в других условиях могут несколько отличаться.

Отметим, что вопрос оценки аэрозольного ослабления радиации в длинноволновой области по данным измерений в видимом диапазоне уже рассматривался. Например, в методике расчета [18] для решения задачи в качестве входных параметров используются результаты измерений ослабления на двух длинах волн — 0,48 и 0,69 мкм, а также два эмпирических параметра подгонки и модельные данные о спектральном ходе грубодисперсных частиц. Применительно к АОТ атмосферы наш подход (в качестве входного параметра используется величина β) имеет, по крайней мере, два преимущества. Во-первых, параметры Ангрстрема являются стандартными характеристиками, которые определяются в исследованиях АОТ, т.е. нет необходимости расчета параметров подгонки для тех или иных пар длин волн. Во-вторых, параметр β рассчитывается по набору значений $\tau^a(\lambda_i)$ методом наименьших квадратов, в результате чего сглаживаются (уменьшаются) погрешности определения АОТ на отдельных длинах волн. Как следствие, при прочих равных условиях, будет меньше и погрешность расчета АОТ в длинноволновой части спектра.

В качестве иллюстрации применения предложенного подхода приведем результаты восстановления спектральных зависимостей АОТ в области 0,37–4 мкм

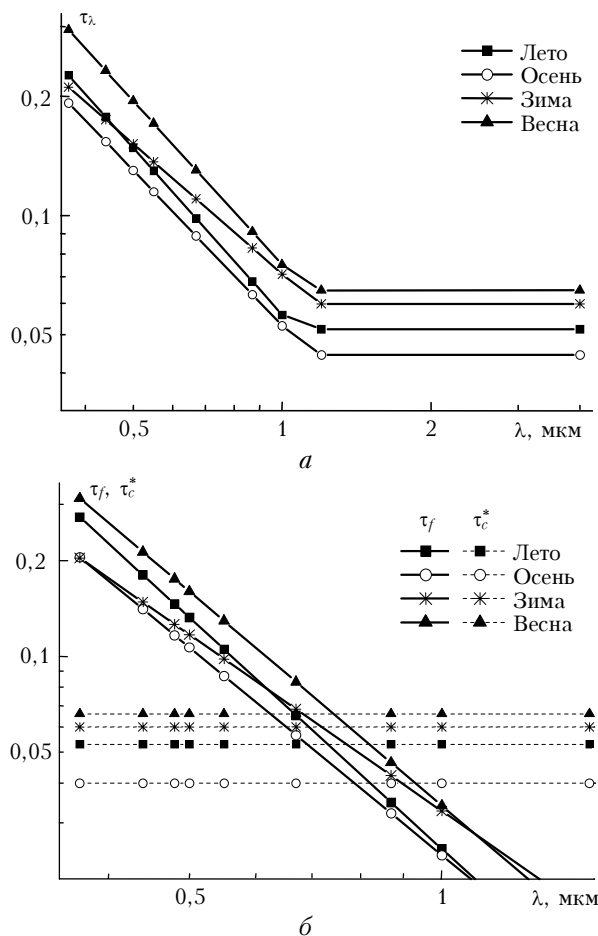


Рис. 3. Модельные спектры АОТ: *a* — рассчитанные по средним значениям α , β и $\bar{\tau}_c$ (β) для 1995–2005 гг.; *b* — мелко- и грубодисперсная компоненты АОТ, восстановленные по m , n и τ_c^* (2001–2005 гг.)

для общего периода — начиная с 1995 г., когда измерения проводились только в коротковолновой части спектра. На рис. 3, *a* представлены стилизованные спектральные зависимости $\tau^a(\lambda)$, которые были рассчитаны по двум параметрам: в области до 1 мкм по α и β (1), а в более длинноволновом диапазоне ($\bar{\tau}_c$) по значению β (4). Сравнение расчетных и реальных [1, рис. 5, *a* и 7] спектров $\tau^a(\lambda)$ показало их хорошее согласие для разных сезонов. Из этого, в частности, следует, что в короткий (2001–2005 гг.) и продолжительный (1995–2005 гг.) периоды наблюдений основные сезонные особенности проявились одинаково.

В принципе не составляет труда кроме среднего уровня АОТ $\bar{\tau}_c$ определить «коридор» τ_c в длинноволновом диапазоне или значения в каждом спектральном канале, основываясь на средней спектральной зависимости АОТ в области 1–4 мкм [1]. Однако авторы посчитали целесообразным представить такие уточнения после дополнительных исследований.

3. Оценка оптического вклада в АОТ двух фракций аэрозоля

В задаче разделения оптического вклада двух фракций аэрозоля (2) необходимо учитывать, что грубодисперсная компонента τ_c , строго говоря, тоже имеет спектральную зависимость. По модельным оценкам (см., например, [1, рис. 1, *в*]) наиболее вероятным является небольшой рост τ_c от видимой к ИК-области спектра. Поэтому для разделения вклада двух компонент $\tau^a(\lambda)$ в области менее 1 мкм в качестве ее грубодисперсной составляющей — $\tau_c(\lambda < 1 \text{ мкм})$ лучше брать не среднее $\bar{\tau}_c$, а минимальное из значений АОТ в диапазоне 1,2–4 мкм — τ_c^* , т.е. будем полагать $\tau_c(\lambda < 1 \text{ мкм}) \approx \tau_c^*$.

Для определения τ_c^* можно воспользоваться реальными (измеренными) значениями $\tau^a(\lambda)$ в диапазоне 1,2–4 мкм либо рассчитывать их по параметру β с использованием регрессионного соотношения, идентичного (4). Такую возможность оценки $\tau_c^*(\beta)$ рассмотрим на примере массива данных 2001–2005 гг. (см. рис. 2, *б*). В табл. 2 приведены коэффициенты корреляции $R(\beta; \tau_c^*)$ и параметры регрессионного соотношения a^* , b^* для разных атмосферных условий.

Анализ характеристик регрессии свидетельствует о возможности оценки τ_c^* по величине β : коэффициенты корреляции составляют около 0,8 (кроме ситуаций пожаров), а средняя погрешность регрессии — около 0,02. Из сравнения β , $\bar{\tau}_c$ и τ_c^* (столбцы 2–4 в табл. 2) видно, что основной вклад (70–90%) в величину β вносит грубодисперсная компонента АОТ. Обратим также внимание, что τ_c^* в среднем меньше $\bar{\tau}_c$ на величину $\sim 0,01$, что согласуется с модельными оценками [1].

С точностью до оценки величины $\tau_c(\lambda < 1 \text{ мкм})$ может быть получена и мелкодисперсная компонента АОТ — $\tau_f(\lambda)$, которую логично представить в виде степенной зависимости:

$$\tau_f(\lambda) \approx \tau^a(\lambda) - \tau_c^* = m\lambda^{-n}. \quad (5)$$

Таблица 2

Характеристики взаимосвязи (β ; τ_c^*) и параметры двух компонент АОТ (τ_c^* , m , n) для коротковолновой части спектра (2001–2005 гг.)

Ситуация	Средние β , τ_c			Взаимосвязь $\beta - \tau_c^*$				m		n	
	β	τ_c	τ_c^*	$R(\beta; \tau_c^*)$	a^*	b^*	$\sigma(\beta; \tau_c^*)$	Среднее	σ_m	Среднее	σ_n
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Общий массив	0,062	0,055	0,046	0,79	0,628	0,634	0,018	0,028	0,021	2,23	0,56
Осень	0,047	0,040	0,034	0,85	0,119	0,698	0,013	0,024	0,016	2,17	0,45
Зима	0,071	0,060	0,047	0,75	0,399	0,608	0,022	0,033	0,025	1,84	0,53
Весна	0,077	0,066	0,054	0,80	0,624	0,620	0,020	0,034	0,024	2,24	0,51
Лето	0,058	0,053	0,045	0,77	0,734	0,660	0,017	0,025	0,018	2,41	0,54
Лето (без пожаров)	0,052	0,050	0,043	0,81	0,0006	0,826	0,014	0,021	0,011	2,41	0,55
Летние пожары	0,110	0,073	0,062	0,49	1,736	0,407	0,027	0,059	0,032	2,36	0,39

Средние значения и стандартные отклонения параметров аппроксимации (5) для разных атмосферных условий приведены в столбцах 9–12 табл. 2. Показатель n , в отличие от α формулы Ангстрема [см. (1) и (3а)], зависит только от микрофизических характеристик мелкодисперсной компоненты — τ_f , а величина m близка к ее значению в области 1 мкм: $m \approx \tau_f$ (1 мкм). Параметр m примерно в 2 раза меньше аналогичного параметра β формулы Ангстрема.

Таким образом, рассмотренная процедура выделения отдельных характеристик включает: 1) определение τ_c^* по параметру β (4) или на основе измерения реальных значений τ_c ($\lambda > 1$ мкм); 2) расчет по формуле (5) параметров m и n . В результате получаются индивидуальные оптические характеристики двух компонент АОТ, которые в дальнейшем могут быть использованы для оценки содержания мелко- и грубодисперсного аэрозоля.

Следует пояснить, что при расчете параметров m и n была проведена частичная отбраковка данных. Дело в том, что показатель селективности n имеет логарифмическую зависимость от $\tau_f(\lambda)$ и наиболее чувствителен к значениям АОТ на длинноволновой границе используемого диапазона (в данном случае на длине волны 0,87 мкм). Как следствие, при близких значениях τ_c^* и $\tau^a(0,87$ мкм) рассчитываемые значения мелкодисперсной составляющей $\tau_f(0,87$ мкм) из-за погрешности определения АОТ могут оказаться заниженными (или даже отрицательными), а показатель n в этих случаях превысит максимально возможную для аэрозольного рассеяния величину $n = 4$. Поэтому была проведена «фильтрация» исходного массива — в дальнейшей обработке использовались только те реализации $\tau^a(\lambda)$, в которых значения $\tau^a(0,87$ мкм) превышали τ_c^* на величину погрешности: $\tau^a(0,87$ мкм) — $\tau_c^* \geq 0,01$.

Анализ полученных значений m , n и τ_c^* показал следующее. Сезонное изменение m невелико (от 0,024 до 0,034, т.е. $\pm 17\%$), а межсуточные вариации составляют 70% и более. Показатель селективности n отличается большей устойчивостью: сезонное изменение составляет $\pm 13\%$, а коэффициент межсуточных вариаций — около 25%. Грубодисперсная компонента τ_c^* имеет относительно высокую сезонную ($\pm 22\%$) и межсуточную (более 50%) изменчивость.

Частотные распределения m , n , и τ_c^* для общего массива данных 2001–2005 гг. приведены на рис. 4.

Распределение показателя селективности n близко к нормальному — среднее и модальное значения составляют $\sim 2,2$; в диапазоне n от 1,5 до 3 сосредоточено 85% всех значений. Распределения τ_c^* и m , так же, как $\tau(\lambda)$ и β , — логнормальные с модальными значениями меньше средних: около 0,025 и 0,015 соответственно.

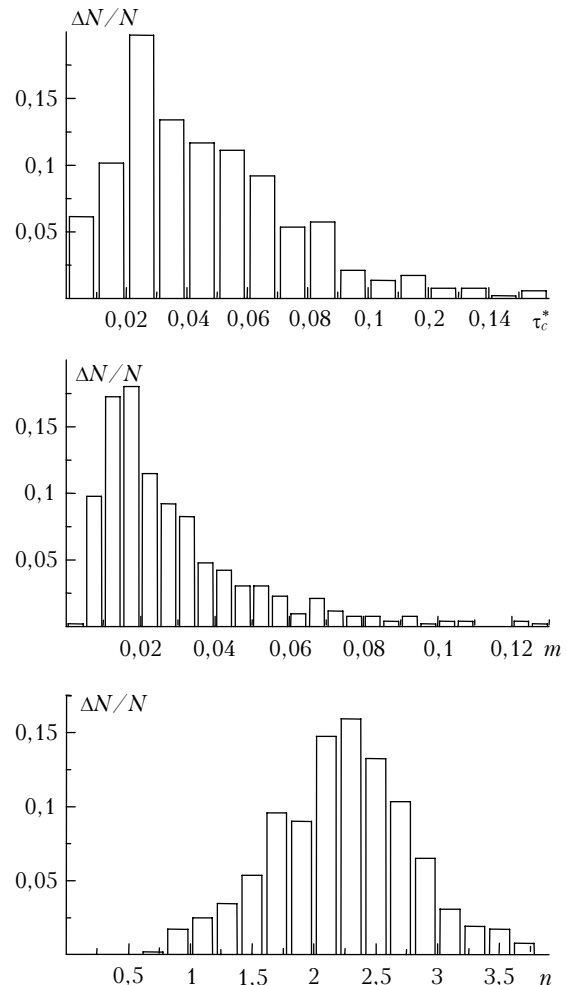


Рис. 4. Гистограммы распределений τ_c^* , m , n , характеризующих АОТ в области $\sim 0,34$ –1 мкм

Характер сезонного распределения m , n оказался аналогичным параметрам α и β (см. табл. 1): максимальные значения n при малых значениях m

наблюдаются летом, минимальные n и большие значения m — зимой, в переходные сезоны значения параметров промежуточные. Аналогично α и β выглядят и регрессия параметров m , n (см. рис. 1 и 5), хотя имеет несколько иной смысл.

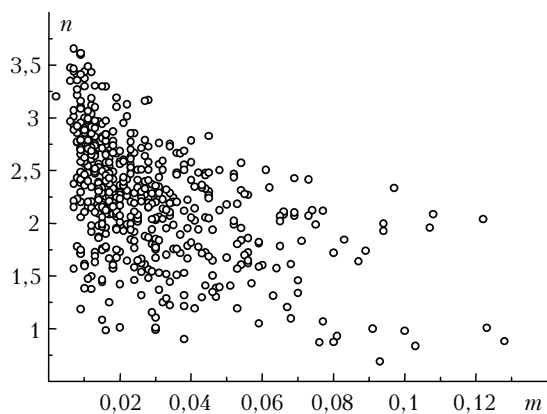


Рис. 5. Взаимосвязь параметров m и n

Параметры m и n характеризуют только τ_f и не зависят от содержания грубодисперсной фракции. Поэтому наблюдаемая тенденция уменьшения n с ростом m является следствием «внутренней» связи этих параметров, зависящих от микрофизических характеристик мелких частиц — концентрации, показателя преломления и эффективного размера.

В качестве пояснения рассмотрим рис. 3, б, где показаны стилизованные спектры $\tau_f(\lambda)$, рассчитанные по среднесезонным значениям m и n . Видно, что две крайние зависимости $\tau_f(\lambda)$ имеют разный уровень — минимальный осенью и максимальный весной, но практически одинаковый наклон спектрального хода — показатель n составляет $\sim 2,2$. Такое поведение $\tau_f(\lambda)$ можно объяснить разной концентрацией мелкодисперсного аэрозоля при одинаковой эффективности ослабления, которая зависит от показателя преломления и размера частиц. Различие аэрозольного замутнения весной и осенью составляет: по мелкодисперсной компоненте $\tau_f(\lambda)$ примерно в 1,4 раза, по грубодисперсной компоненте $\sim 1,6$ раза. В два других сезона (лето, зима) основные отличия АОТ связаны уже не с концентрацией, а с наклоном спектральной зависимости $\tau_f(\lambda)$: показатель селективности n минимальный зимой и максимальный летом. Изменение n влечет за собой изменение и параметра m — чем круче наклон спектральной зависимости (или величина n), тем меньше будет значение m , которое равно «остаточной величине» $\tau_f(\lambda)$ в области 1 мкм.

Интересно, что разделение летнего массива данных на ситуации дымов лесных пожаров и «без пожаров» показало малое изменение наклона спектральной зависимости $\tau_f(\lambda)$ (см. табл. 2). Показатель селективности n в среднем меняется от 2,41 до 2,36, а основное отличие дымовых ситуаций состоит в большем содержании мелких и крупных частиц аэрозоля: τ_f увеличивается примерно в 3 раза, τ_c^* в 1,5 раза.

Особенности сезонного хода $\tau^a(\lambda)$, индивидуально для ее компонент, можно проследить по «траектории» изменения трех характеристик m , n и τ_c^* (рис. 6):

- при переходе от зимы к весне основными являются существенное увеличение селективности спектрального хода τ_f (показателя n) и достижение максимума грубодисперсной компоненты τ_c^* ;
- с наступлением лета показатель n еще больше возрастает, достигая максимальной величины 2,41, и одновременно происходит спад значений m и τ_c^* ;
- осенью наблюдается уменьшение всех характеристик, m и τ_c^* становятся минимальными;
- при переходе к зиме показатель n достигает минимального значения 1,84, а m и τ_c^* возрастают.

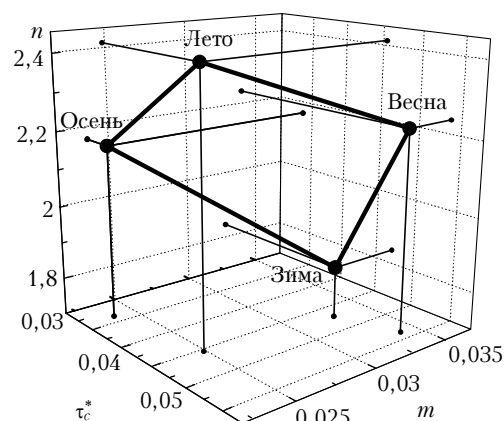


Рис. 6. Совместное изменение m , n и τ_c^* , характеризующих АОТ в разные сезоны

Заключение

Анализ взаимосвязей характеристик АОТ атмосферы в расширенном диапазоне спектра (0,34–4 мкм), проведенный на примере многолетних измерений в разные сезоны в районе г. Томска, позволяет сделать следующие выводы.

1. Между параметрами α , β формулы Ангреста наблюдается слабая, но значимая корреляция, обусловленная зависимостью α от величины грубодисперсной компоненты АОТ τ_c и близкой к ней величины β .

2. Установлены малое отличие параметра β от АОТ в области более 1 мкм и наличие тесной линейной взаимосвязи между ними. Например, для общего массива данных $R(\beta; \bar{\tau}_c) = 0,84$, а средняя разность $(\beta - \bar{\tau}_c)$ составляет 0,007. На основе выявленной взаимосвязи показана возможность оценки среднего уровня АОТ в области спектра 1,2–4 мкм по данным измерений в традиционном диапазоне $\sim 0,37$ –1 мкм.

3. Приведена процедура разделения АОТ атмосферы на две компоненты, обусловленные вкладом мелкодисперсного τ_f и грубодисперсного τ_c^* аэрозоля, а также представление $\tau^a(\lambda)$ в виде трех характеристик — параметров m , n для мелкодисперсной

компоненты и величины τ_c^* . Показано, что величина параметра β (известного как «коэффициент мутности» [3, 4]) в основном определяется оптическим вкладом крупных частиц, а влияние мелкодисперсного аэрозоля составляет 10–30%.

4. Средние за 2001–2005 гг. и наиболее вероятные значения τ_c^* , m , n в условиях Томска составляют (среднее/мода): 0,046/0,025, 0,028/0,015 и 2,23/2,2 соответственно.

5. Выявлены особенности сезонного изменения τ_c^* и параметров m , n :

– зимой наблюдается минимальная селективность $\tau_f(\lambda)$ ($n = 1,84$), а τ_c^* имеет среднегодовые значения;

– летом, наоборот, селективность $\tau_f(\lambda)$ становится максимальной ($n = 2,41$) при тех же значениях τ_c^* ;

– в переходные сезоны (весна, осень) селективность спектрального хода $\tau_f(\lambda)$ в среднем одинакова ($n \approx 2,2$), а различие состоит в большем содержании мелко- и грубодисперсного аэрозоля в весенний период (τ_c^* – в 1,6 раза, τ_f в ~1,4 раза).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 05-05-64410.

1. *Sakerin S.M., Kabanov D.M.* Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 0,34–4 мкм // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20. № 2. С. 148–155.
2. *Sakerin S.M., Kabanov D.M.* Spectral dependences of the atmospheric aerosol optical depth in the extended spectral region of 0,4–4 μm // 16 ARM Science Team Meeting Proc. 2006. (http://www.arm.gov/publications/proceedings/conf16/extended_abs/sakerin_sm.pdf).
3. *Angstrom A.* On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air // Geogr. Ann. 1929. N 11. P. 156–166.
4. *Angstrom A.* Parameters of atmospheric turbidity // Tellus XVI. 1964. N 1. P. 64–75.
5. *Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К.* Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ИК-области спектра. Л.: Гидрометеопиздат, 1991. 224 с.
6. *Гуцин Г.П.* Методы, приборы и результаты измерения спектральной прозрачности атмосферы. Л.: Гидрометеопиздат, 1988. 200 с.

7. *Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А.* Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // Оптика атмосфер. и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1162–1169.
8. *Кабанов Д.М., Сакерин С.М.* О методике определения аэрозольной оптической толщи атмосферы в ближнем ИК-диапазоне спектра // Оптика атмосфер. и океана. 1997. Т. 10. № 8. С. 866–875.
9. *Cachorro V.E., de Frutos A.M., Casanova J.L.* Determination of the Angstrom turbidity parameters // Appl. Opt. 1987. V. 26. N 15. P. 3069–3076.
10. *Cuomo V., Esposito F., Pavese G., Serio C.* Determining Angstrom's turbidity coefficients // Aerosol Sci. and Technol. 1993. N 18. P. 59–69.
11. *Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakadjima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A.* AERONET – A federated instrument network and Data archive for aerosol characterization // Remote Sens. Environ. 1998. V. 66. P. 1–16.
12. *Cachorro V.E., Frutos A.M.* Retrieval of atmospheric aerosol characteristics from visible extinction data at Valladolid (Spain) // Atmos. Environ. 1994. V. 28. N 5. P. 963–971.
13. *Zhao Bolin, Mao Jietai, Zhang Chengxiang, Wang Qiang.* Optical remote sensing of atmospheric aerosol, water vapor, and trace gas NO_2 // Aerosols and Climate / Ed. by Hobbes P.V., Mc Cormick M.P. A. DEEPAK Publishing, 1988. P. 89–99.
14. *Halthore R.N., Markham B.L., Ferrare R.A., Aro T.O.* Aerosol optical Properties over the Midcontinental United States // J. Geophys. Res. D. 1992. V. 97. N 17. P. 18769–18778.
15. *Cachorro V.E., Duran P., Vergaz R., de Frutos A.M.* Measurements of the atmospheric turbidity of the north-centre continental area in Spain: spectral aerosol optical depth and Angstrom turbidity parameters // J. Aerosol Sci. 2000. V. 31. N 6. P. 687–702.
16. *Шенермарк М., Циммерман Г., Низик Б.И., Вальцер Т., Бишофф Р.* Оптические свойства аэрозоля во время экспериментов над Черным морем // Исслед. Земли из космоса. 1989. № 2. С. 47–53.
17. *Kabanov D.M., Sakerin S.M.* Variations of the characteristics of the aerosol optical depth under conditions of forest fires // Proc. SPIE. 2006. V. 6522. 65221J. 6 p.
18. *Щелканов Н.Н.* Двухпараметрическая модель аэрозольного ослабления в области спектра 0,4–12 мкм для горизонтальных и наклонных трасс // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15. № 12. С. 1114–1117.

S.M. Sakerin, D.M. Kabanov. **Interconnection between the Angstrom formula parameters and the aerosol optical depth of the atmosphere in 1–4 μm spectral range.**

The analysis of results of many-year studies of the spectral dependence of the atmosphere aerosol optical depth (AOD) near 0.37–4 μm for the Tomsk region is continued. Based on the information obtained under different atmospheric conditions (seasons, forest fire smokes), the interconnection between the parameters α , β of the Angstrom formula and AOD in the long-wave spectral range (1–4 μm) is discussed. It was found that β slightly differs from AOD at $\lambda > 1 \mu\text{m}$; there is a close linear connection between them, as well as a weak correlation between α and β . A possibility of assessment of mean AOD level in the long-wave spectral range (1.2–4 μm) from measurements in traditional range 0.37–1 μm is shown. The procedure of atmospheric AOD division into fine- and coarse-dispersion components is described; and quantitative characteristics of their seasonal variability are presented.