

С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов

Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 0,37–4 мкм

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 7.07.2006 г.

Представлены результаты многолетних исследований спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы в районе г. Томска в области спектра 0,37–4 мкм. При анализе спектральной зависимости АОТ в коротковолновом диапазоне (до 1 мкм) используются параметры формулы Ангрстрема α и β , а в длинноволновом диапазоне – среднее значение АОТ τ_c в четырех спектральных участках от 1,2 до 4 мкм. Обсуждаются статистические характеристики вариаций параметров α , β , а также $\tau_{0,5}$ и τ_c в различные сезоны и в ситуациях дымов лесных пожаров. Указанные характеристики за период наблюдений имеют следующие средние значения: $\alpha - 1,33$; $\beta - 0,06$; $\tau_{0,5} - 0,153$; $\tau_c - 0,055$. Отмечается, что максимальное аэрозольное замутнение и селективность АОТ наблюдаются весной и во время пожаров, а минимальное – осенью. Средняя величина «межволновых» отклонений АОТ в области спектра 1,2–4 мкм составляет 0,02: в области спектра 1–2,2 мкм обычно наблюдается небольшой спад АОТ (~0,01) с ростом длины волны, а далее (2–4 мкм) нейтральная среднегодовая зависимость.

Введение

В последнее десятилетие активизировались исследования аэрозольной оптической толщи (АОТ) и работы по созданию новых средств измерений спектральной прозрачности атмосферы (см., например, материалы WMO/GAW Expert Workshop [1]). Важным дополнением к национальным сетям наблюдений АОТ стала организация системы глобального аэрозольного мониторинга – AERONET [2]. Регулярные измерения прозрачности атмосферы в различных регионах планеты играют важную роль для уточнения количественных характеристик климатического воздействия аэрозоля и их изменения на современном этапе. Вместе с тем практически все наблюдательные данные об АОТ атмосферы получены в относительно узком спектральном диапазоне 0,34–1 мкм, где влияние аэрозоля на радиационные процессы более значимо в сравнении с молекулярным поглощением.

В качестве примеров исследований АОТ в более длинноволновой области спектра можно привести работы [3–5], где рассматривались данные для непродолжительного периода наблюдений – в диапазоне спектра до 2,2 мкм на юге Франции и в диапазоне до 3,7–4 мкм в Португалии и США (Канзас). Несколько больше измерений в ИК-диапазоне проведено над океаном [6, 7], но и здесь анализ данных носил скорее качественный характер. Для полноты можно еще упомянуть более ранние результаты, обобщенные в монографии [8], в которых молекулярное поглощение при расчете АОТ не исключалось. Основными причинами малочисленности исследований АОТ в «окнах прозрачности атмосферы» длинноволновой области спектра являются сложность учета молекулярного поглощения и меньшие значения аэрозольного ослабления радиации.

Авторы полагают, что проблема уточнения климатической роли различных компонентов атмосферы требует получения новых данных о характеристиках радиационного воздействия аэрозоля не только в различных регионах планеты, но и в более широком спектральном диапазоне приходящей радиации.

В настоящей статье обсуждаются результаты исследований АОТ атмосферы в районе Томска в двух спектральных участках – в традиционном (коротковолновом) диапазоне 0,37–1 мкм и в области спектра 1–4 мкм. В первом случае анализируется статистика показателя Ангрстрема, который широко используется в качестве количественной характеристики спектральной зависимости АОТ в коротковолновом диапазоне [8–10 и др.]:

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

где α – параметр (показатель) селективности Ангрстрема; β – коэффициент мутности.

Второй вопрос – о спектральном ходе $\tau^a(\lambda)$ в области 1–4 мкм – анализируется практически впервые (ранее были получены единичные, статистически необеспеченные данные). Учитывая новизну результатов, в статье приводятся также модельные оценки спектральных зависимостей аэрозольного ослабления ИК-радиации, которые физически возможны в типичных условиях земной атмосферы.

1. Модельные оценки спектрального хода

В соответствии с теорией рассеяния Ми зависимость АОТ атмосферы от дисперсного состава аэрозоля имеет вид

$$\tau^a(\lambda, r) = \int_h \varepsilon_\lambda(h) dh = \int_h \int_r \pi r^2 K_\varepsilon(\rho) f(r, h) dh dr, \quad (2)$$

Таблица 1

Характеристики аэрозоля, использованные в расчетах $\varepsilon_i(\lambda)$

Фракция	Показатель преломления		Функция распределения	
	n	κ	r_m , мкм	$\ln\sigma$
f	1,45	0,002	0,1	0,5
c_1	1,65	0,0025	7,2	0,3
c_2	1,65	0,0025	6	0,7
c_3	1,65	0,0025	3,6	0,3

где ε_λ — коэффициент аэрозольного ослабления; $K_\varepsilon(\rho)$ — фактор эффективности ослабления, зависящий от комплексного показателя преломления $m = (n - ik)$ и параметра Ми $\rho = 2\pi r/\lambda$; r — радиус частиц; $f(r, h)$ — функция распределения частиц по размерам на разных высотах h .

Разделяя оптический вклад аэрозоля по фракциям (в диапазоне радиусов Δr_i), выражение (2) можно представить суммой интегралов [11]:

$$\begin{aligned} \tau^a(\lambda) &= \sum_i \tau_i(\lambda) = \sum_i \int_{\Delta r_i} \pi r^2 K_\varepsilon f_i(r) \left[\int_h g_i(h) dh \right] dr = \\ &= \sum_i H_i \varepsilon_i(\lambda), \end{aligned} \quad (3)$$

где

$$\varepsilon_i(\lambda) = \int_{\Delta r_i} \pi r^2 K_\varepsilon f_i(r) dr; \quad (4)$$

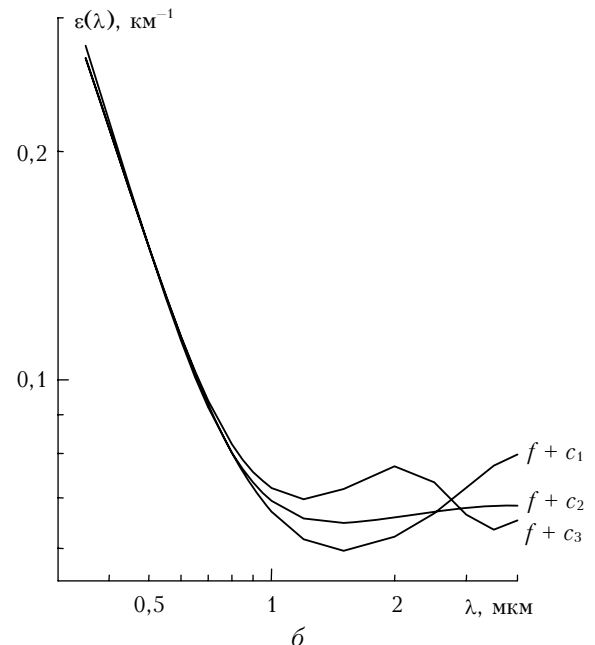
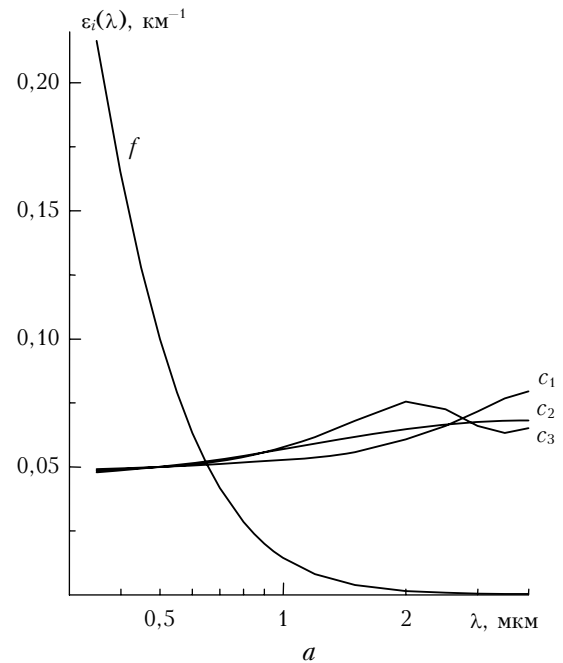
$g_i(h)$ — функции вертикального распределения отдельных фракций; $H_i = \int_{h=0}^{\infty} g_i(h) dh$ — высота однородного

слоя для каждой фракции аэрозоля (H_i меняется от 300–500 м до 1,5–2 км [12]).

Из (3) следует, что $\tau^a(\lambda)$ является результатом суммирования спектральных зависимостей коэффициентов ослабления отдельных фракций аэрозоля — $\varepsilon_i(\lambda)$ с учетом «весового» множителя H_i , зависящего от высотного распределения частиц. Следовательно, для упрощения расчетов возможных спектральных распределений $\tau^a(\lambda)$ можно ограничиться моделированием $\varepsilon_i(\lambda)$ для отдельных фракций аэрозоля (4).

Расчеты зависимостей $\varepsilon_i(\lambda)$ в диапазоне спектра 0,34–4 мкм проводились по стандартной программе [13] для двух фракций аэрозоля: мелкодисперсной (или субмикронной) ε_f и грубодисперсной ε_c . Функции $f(r)$ задавались в виде логнормального распределения с двумя параметрами — модальным радиусом r_m и $\ln\sigma$, характеризующим ширину моды. Содержание отдельных фракций выбиралось исходя из такого соотношения, чтобы соответствующие коэффициенты ослабления в области $\lambda = 0,5$ мкм имели значения $\varepsilon_f \approx 0,1$ и $\varepsilon_c \approx 0,05$ км⁻¹. Основное внимание было уделено модельным оценкам оптического проявления крупных частиц, которые, собственно, и определяют спектральную зависимость аэрозольного ослабления в диапазоне более 1 мкм. При задании микрофизических характеристик аэрозоля за основу были взяты модельные данные [14, 15], вблизи которых варьировались конкретные значения входных параметров — n , κ , r_m , $\ln\sigma$ (табл. 1).

Как отмечалось многими авторами, ослабление радиации мелкими частицами $r < \lambda$ проявляется в виде степенного спада $\varepsilon_f(\lambda)$, характеристики которого зависят от m и $f(r)$. Одна из таких зависимостей $\varepsilon_f(\lambda)$ приведена на рис. 1, а. В средних условиях значимое влияние мелких частиц на ослабление радиации простирается до 1–1,5 мкм.

Рис. 1. Спектральные зависимости $\varepsilon(\lambda)$ для разных моделей аэрозоля (обозначения см. в табл.1)

Другой вид имеет спектральная зависимость коэффициента ослабления грубодисперсного аэрозоля:

до ~ 1 мкм величина ϵ_c практически постоянна, а далее могут наблюдаться отклонения от нейтрального хода. На рис. 1 (кривые c_i) показаны зависимости $\epsilon_c(\lambda)$ с максимумом в области 2 мкм и монотонным ростом до 4 мкм. Реализация той или иной зависимости определяется первым максимумом фактора эффективности ослабления $K_\epsilon(\rho; m)$ для заданного размера частиц. Степень выраженности максимума $\epsilon_c(\lambda)$, или отклонение от «нейтральности», увеличивается при сужении фракции и может составлять ~ 0,02, а положение максимума (при $n = 1,65$) находится вблизи значения $\lambda \approx 2r_m$.

2. Характеристика аппаратуры и методик

Исследования АОТ атмосферы в районе Томска ведутся с 1992 г., преимущественно в летний период [11, 12, 16 и др.]. После создания автоматизированных солнечных фотометров [17] наблюдения прозрачности атмосферы стали круглогодичными. Кроме того, измерения $\tau^a(\lambda)$ были дополнены спектральными участками в «окнах прозрачности» ИК-диапазона спектра — до 4 мкм. В табл. 2 на примере солнечного фотометра SP-4 [17] указаны максимумы пропускания фильтров, в которых проводились измерения АОТ. Здесь же приведены оптические толщи молекулярного поглощения τ^g и рассеяния τ^m , вносящие вклад в общую толщину, а также диапазон их изменения ($\pm \Delta\tau$) при вариациях атмосферных условий в летний период.

Хотя в разные годы положения максимумов и контуры пропускания светофильтров несколько отличались и, соответственно, менялись конкретные значения τ^g и τ^m , приведенные данные наглядно показывают соотношение компонент ослабления радиации в разных «окнах прозрачности».

При переходе в ИК-диапазон сопоставимой с АОТ становится не только величина τ^g , но и ее вариации при изменении атмосферных условий. Поэтому была разработана методика восстановления АОТ атмосферы [18], учитывающая молекулярное поглощение газов и реальную изменчивость содержания водяного пара. Особенности расчета АОТ, а также методики калибровки подробно уже рассматривались [7, 17], поэтому отметим лишь, что при расчете функций поглощения газов использовались спектральные данные пакета LOWTRAN-7, а изменчивость влагосодержания учитывалась по ослаблению радиации в полосе поглощения 0,94 мкм. По нашим оценкам,

погрешность определения АОТ в коротковолновой области спектра составляет 0,01–0,02, а в ИК-диапазоне может достигать 0,02–0,03.

Наблюдения прозрачности атмосферы проводились в пригородной зоне Томска со специально оборудованной площадки на крыше здания (высота ~ 18 м). До 2000 г. измерения осуществлялись отдельными сериями продолжительностью ~ 5–30 мин в периоды, когда облака не закрывали Солнце. Факт «открытого от облачности Солнца» контролировался операторами. После перехода на автоматический режим круглогодичных измерений указанная процедура выполнялась по специальной компьютерной программе [17]. В дальнейшем по аналогии с [19] осуществлялась дополнительная фильтрация полученных данных от влияния облачности (cloud screening).

При анализе использовались результаты, усредненные либо за день, либо за часовые промежутки с привязкой к среднему местному времени, рассчитанному по координатам точки наблюдений. Общее количество дней измерений за период 23.05.92 — 04.10.05 составило 1139, среднечасовых значений — 6444. В поствулканический период (с 1995 г.) количество дней измерений — 1019, среднечасовых значений — 5708. Наиболее продолжительный ряд наблюдений получен в теплые периоды в диапазоне спектра 0,37–1,06 мкм. Распределение данных по сезонам следующее: зима — 6 сезонов (181 день наблюдений); весна — 6 (155 дней); лето — 9 (542 дня); осень — 7 (131 день). Выделение сезонов по срокам выполнено с учетом особенностей регионального климата в районе наблюдений [20]: лето с 21 мая по 9 сентября; осень с 10 сентября по 26 октября; зима с 27 октября по 23 марта; весна с 24 марта по 20 мая. АОТ атмосферы в расширенном диапазоне спектра получены в 2001–2005 гг. — количество дней измерений 611, среднечасовых значений 3479.

3. Спектральная зависимость АОТ в коротковолновой области спектра

Несмотря на разнообразие спектрального поведения $\tau^a(\lambda)$ в различных атмосферных условиях (рис. 2), основной закономерностью является монотонный спад АОТ с ростом λ . Даже для ситуаций повышенных и пониженных замутнений атмосферы (которые не попадают в 90% наиболее вероятных значений АОТ) характер средних зависимостей остается таким же. Как отмечалось во введении, наиболее распространенной формой описания спектрального

Таблица 2

Спектральные каналы фотометра и средние значения оптических толщ молекулярного рассеяния τ^m , поглощения газов τ^g в сопоставлении со средним спектром τ^a в Томске (2001–2005 гг.)

λ , мкм	0,37	0,41	0,44	0,48	0,50	0,55	0,67	0,87	1,05	1,25	1,56	2,20	3,97
τ^g	—	—	0,002	0,005	0,01	0,026	0,030	0,075	0,038	0,051	0,053	0,165	0,207
$\pm \Delta\tau^g$	—	—	—	—	—	—	0,008	0,034	0,022	0,027	0,026	0,071	0,033
τ^m	0,496	0,326	0,244	0,171	0,145	0,098	0,044	0,015	0,007	0,003	0,001	—	—
$\pm \Delta\tau^m$	0,009	0,006	0,004	0,003	0,002	0,002	0,001	—	—	—	—	—	—
τ^a	0,237	0,205	0,185	0,166	0,156	0,138	0,102	0,074	0,065	0,058	0,055	0,053	0,053

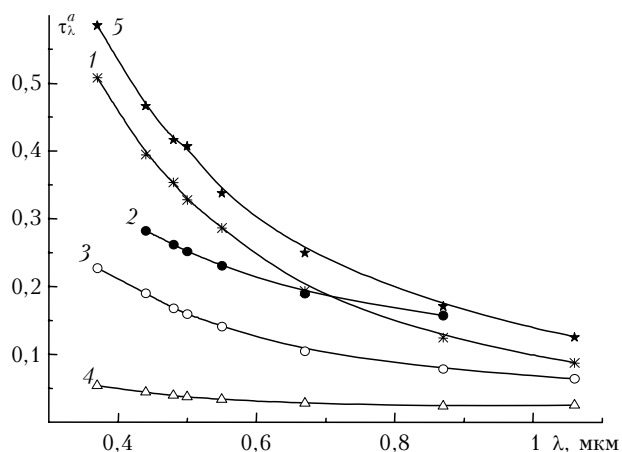


Рис. 2. Средние $\tau^a(\lambda)$ для разных ситуаций: 1 – во время пожаров; 2 – после извержения вулкана Пинатубо (лето 1992); 3 – для всего массива данных (1992–2005); 4, 5 – в условиях низких и высоких замутнений атмосферы (которые не входят в 90% наиболее вероятных значений τ^a)

хода АОТ является формула Ангрстрема (1) – для большинства ситуаций она хорошо отражает реальные зависимости $\tau^a(\lambda)$, удобна для количественной характеристики и модельных расчетов. Вместе с тем необходимо учитывать, что эмпирическая формула (1) имеет известные ограничения: 1) характеризует среднюю составляющую спектрального хода АОТ и обычно применяется в диапазоне спектра $\sim 0,4\text{--}1$ мкм; 2) плохо описывает поведение $\tau^a(\lambda)$ для аэрозольных сред, обедненных мелкодисперсной фракцией (например, для аномальной прозрачности атмосферы [11]); 3) показатель α может иметь отличия при использовании разных участков спектра и методик расчета.

В нашем случае параметры α , β определялись методом наименьших квадратов после логарифмирования зависимости (1) для среднечасовых (или среднесуточных) зависимостей $\tau^a(\lambda)$. Параметры формулы Ангрстрема имеют определенный физический смысл. Параметр β , как будет показано ниже, близок к величине АОТ в длинноволновом диапазоне, которая определяется содержанием в атмосфере крупных частиц. Показатель селективности α зависит как от характеристик мелких частиц, так и от соотношения оптических вкладов двух фракций аэрозоля – мелкодисперсной и грубодисперсной (подробнее см. [21]).

Общее представление о межгодовой изменчивости АОТ и показателя α за весь период исследований дает рис. 3.

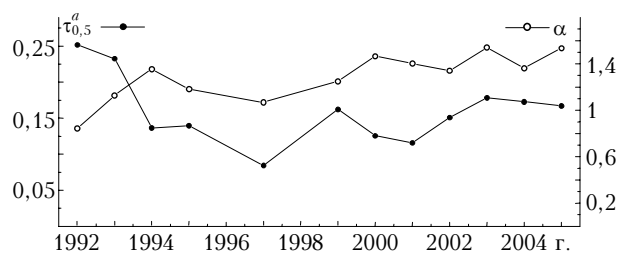


Рис. 3. Межгодовая изменчивость $\tau_{0,5}^a$ и показателя α в летние периоды

Изменение характеристик в начальный период (1992–1994 гг.), как и в других регионах планеты, было обусловлено последствиями извержения вулкана Пинатубо – уменьшением АОТ и ростом α . После очищения стратосферы средние $\tau_{0,5}^a$ варьировали от 0,08 до 0,18, а в последние три года – в более узком диапазоне 0,016–0,018. В межгодовой изменчивости показателя Ангрстрема в поствулканический период сначала наблюдался небольшой спад, а затем α стабилизировались на уровне 1,3–1,5. Из гистограмм распределения для десятилетнего периода следует (рис. 4), что основной диапазон – 90% значений обсуждаемых характеристик – находится в пределах: $\tau_{0,5}^a = 0,024 \pm 0,312$, $\alpha = 0,58 \pm 1,91$, $\beta = 0,018 \pm 0,123$. Средние и наиболее вероятные значения (мода) этих же характеристик составляют 0,153 (0,12), 1,33 (1,55) и 0,06 (0,045) соответственно.

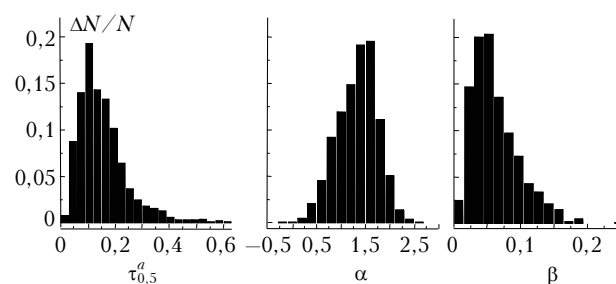


Рис. 4. Гистограммы распределения $\tau_{0,5}^a$, α и β (1995–2005 гг.)

Большой диапазон вариаций $\tau^a(\lambda)$ свидетельствует о многообразии ситуаций оптической погоды и разных закономерностях изменчивости отдельных фракций аэрозоля, т.е. необходима классификация данных по атмосферным ситуациям. Исследования [8, 16, 22–25 и др.] показали, что основную роль (кроме вулканических извержений) в изменчивости АОТ играет смена сезонов и воздушных масс (в данной статье рассмотрены особенности характеристик АОТ в разные сезоны). Кроме того, в отдельный класс были выделены ситуации, когда в атмосфере наблюдались дымы лесных пожаров. С одной стороны, пожары можно рассматривать как эпизодические случайные явления, происходящие в том числе под влиянием «человеческого фактора». Но, с другой стороны, реальность такова, что для бореальной зоны дымы лесных пожаров являются типичным и неотъемлемым компонентом оптической погоды в теплый период. При неблагоприятном сочетании метеорологических зона воздействия дымового аэрозоля на радиационные характеристики атмосферы может охватывать несколько регионов [26, 27 и др.].

Рассмотрим статистические характеристики параметров Ангрстрема и $\tau_{0,5}^a$ для разных атмосферных условий. Из табл. 3 видно, что максимальная селективность АОТ ($\alpha = 1,73$) характерна для ситуаций лесных пожаров, а минимальная – после извержения вулкана Пинатубо ($\alpha = 0,84$). Более низким уровнем относительной изменчивости отличается показатель α : коэффициент вариаций V_α около 30%, а у параметра β и $\tau_{0,5}^a$ вариации в большинстве случаев от 50 до 70%.

Таблица 3

Статистика основных характеристик (σ – стандартные отклонения, V – коэффициенты вариаций)

Выборка	Параметр	Среднее (мода)	σ (V , %)
Лето 1992 (в. Пинатубо)	$\tau_{0,5}^a$	0,252 (0,21)	0,082 (33)
	α	0,84 (0,90)	0,29 (34)
	β	0,139 (0,11)	0,035 (25)
Летние пожары	$\tau_{0,5}^a$	0,328 (0,26)	0,113 (34)
	α	1,73 (1,75)	0,24 (14)
	β	0,10 (0,10)	0,041 (41)
	τ_c^*	0,073 (0,065)	0,031 (43)
Лето без пожаров	$\tau_{0,5}^a$	0,146 (0,11)	0,072 (50)
	α	1,32 (1,50)	0,47 (35)
	β	0,06 (0,045)	0,035 (59)
	τ_c^*	0,05 (0,035)	0,025 (50)
Лето (общее)	$\tau_{0,5}^a$	0,151 (0,11)	0,085 (50)
	α	1,40 (1,60)	0,40 (28)
	β	0,056 (0,045)	0,029 (51)
	τ_c^*	0,053 (0,035)	0,027 (51)
Осень	$\tau_{0,5}^a$	0,129 (0,075)	0,089 (69)
	α	1,31 (1,55)	0,43 (33)
	β	0,053 (0,03)	0,036 (68)
	τ_c^*	0,04 (0,025)	0,025 (63)
Зима	$\tau_{0,5}^a$	0,145 (–)	0,069 (48)
	α	1,10 (0,90)	0,38 (34)
	β	0,071 (–)	0,038 (54)
	τ_c^*	0,060 (–)	0,036 (60)
Весна	$\tau_{0,5}^a$	0,167 (0,11)	0,096 (58)
	α	1,38 (1,50)	0,37 (27)
	β	0,075 (0,05)	0,042 (56)
	τ_c^*	0,066 (0,04)	0,037 (56)

* Характеристики τ_c^* относятся к более короткому массиву данных (2001–2005 гг.).

Анализ внутригодовой изменчивости характеристик $\tau^a(\lambda)$ показывает, что наиболее контрастно различаются переходные сезоны (рис. 5): максимальное замутнение наблюдается весной, а минимальное – осенью.

Каждый сезон характеризуется своим набором значений α , β и $\tau_{0,5}^a$. Весна отличается высокой селективностью АОТ (значений α) и максимальными значениями параметра β (т.е. содержанием крупных частиц). Зимой наблюдаются минимальные значения показателя α и одновременно большие β . Для наиболее чистой осенней атмосферы характерно минимальное значение β , а показатель α близок к среднегодовым значениям. Средний летний спектр $\tau^a(\lambda)$ занимает промежуточное положение благодаря максимальным α при относительно небольшой величине β .

Среди разных атмосферных ситуаций в Сибири наиболее выделяются характеристики АОТ (τ_{λ}^a , α , β) во время лесных пожаров (рис. 5, а, б).

Из рис. 6 видно, что увеличение замутнения атмосферы происходит во всем диапазоне спектра и различные дымовых ситуаций проявляется как в показателе селективности, так и в параметре β . Судя по средним и модальным значениям (см. табл. 3), относительное увеличение β во время пожаров по сравнению с α более значительное. Однако это не говорит о меньшем увеличении мелкодисперсного аэрозоля, потому что α зависит лишь от относительного

распределения частиц по размерам или от соотношения оптических вкладов мелких и крупных частиц аэрозоля [21].

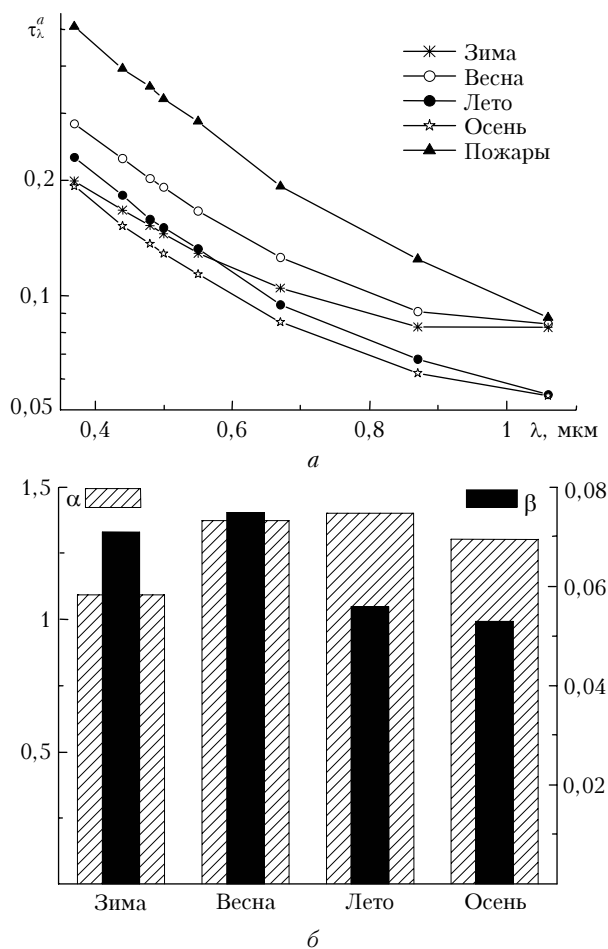


Рис. 5. Сезонное изменение средних $\tau^a(\lambda)$ (а) и параметров α , β (б)

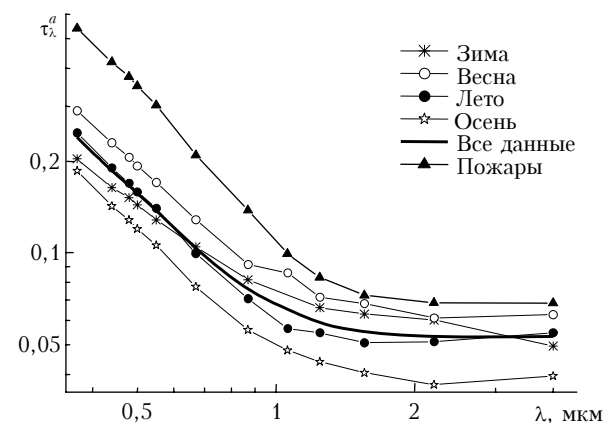


Рис. 6. Средние $\tau^a(\lambda)$ в расширенном диапазоне спектра

Полученные результаты по величине и поведению показателя Ангстрема согласуются с данными в других районах умеренных широт [8, 28–33]: среднегодовые α обычно указываются в диапазоне 1,2–1,6, а в сезонном ходе чаще отмечаются более высокие летние значения α по сравнению с зимними.

Согласие с другими регионами наблюдается и по среднегодовым значениям АОТ. Например, по данным AERONET [28] средние $\tau_{0,5}^a$ в «чистых» районах составляют: Монголия — 0,13, Шербрук (Канада) — 0,12, Оклахома (США) — 0,17. В районах Вашингтона, Парижа, Москвы [28–30] аэрозольное замутнение несколько выше — средние $\tau_{0,5}^a$ около 0,2, т.е. данные в Томске (среднегодовое $\tau_{0,5}^a = 0,15$) ближе к районам с малым антропогенным воздействием. Это же показывает сравнение частоты повторения аэрозольных замутнений со значениями менее «порога фонового аэрозоля»: $\tau_{0,5}^a < 0,1$ [28]. В Томске таких ситуаций 31,3%, а в Москве [29] — 26,4%.

Основное отличие наших данных состоит в сезонном ходе АОТ: а) в промышленно-развитых регионах Европы и Северной Америки, как правило, отмечаются весенне-летний максимум АОТ и осенне-зимний минимум; б) в Томске зимние значения АОТ достаточно большие, что лучше согласуется с результатами измерений в ряде чистых районов Сибири [23, 33]. В целом следует отметить, что сезонная амплитуда $\tau_{0,5}^a$ (от max до min) в Томске не столь велика (~ 25%), как приводится для районов с более высоким замутнением. По этой причине в отдельные годы в Томске может наблюдаться другое распределение характеристик АОТ по сезонам. Например, в аномальном по циркуляционным условиям 2003 г. [34] средняя величина АОТ в зимний период была на уровне минимальных осенних значений [35]. Некоторое различие результатов может также возникнуть [36], если разделение сезонов проводить не по климатическим условиям региона, а по календарным срокам.

Анализ гистограмм распределения (см. рис. 4) показал, что они имеют идентичный характер для общего массива данных и отдельных классов ситуаций. В большинстве случаев (кроме зимы) гистограммы асимметричны и имеют одну моду. Модальные значения всех характеристик приведены в табл. 3. Характер полученных распределений $\tau_{0,5}^a$, α и β согласуется с данными в других регионах [28, 31, 32 и др.], подтверждая общую закономерность: а) функция распределения параметра β (как и $\tau_{0,5}^a$) близка к лог-нормальной зависимости с вытянутостью в сторону больших значений; б) гистограмма показателя Ангрстрема ближе к нормальному распределению, а асимметрия проявляется в более резком спаде больших значений α .

4. Спектральная зависимость АОТ в длинноволновой области спектра

Немногочисленные исследования АОТ в «окнах прозрачности атмосферы» ИК-диапазона [3–6] свидетельствуют о возможности как нейтральной зависимости $\tau^a(\lambda)$, так и отклонения от нее на отдельных длинах волн. Заметим, что получаемые результаты в значительной степени зависят от того, насколько точно было учтено молекулярное поглощение газов, которое сопоставимо или превышает искомую величину τ^a (см. табл. 2).

Результаты исследований в Томске показали, что средняя зависимость $\tau^a(\lambda)$ для всего массива данных имеет гладкий вид — степенной спад АОТ постепенно переходит (на участке 0,8–1,5 мкм) в нейтральный ход со значением около 0,06 (рис. 6). Напомним, что измерения $\tau^a(\lambda)$ в расширенном диапазоне спектра (до 4 мкм) выполнены лишь в последние годы и в меньшем объеме. Тем не менее среднесезонные спектры $\tau^a(\lambda)$ в области $\lambda < 1$ мкм согласуются с данными более продолжительного ряда наблюдений (см. рис. 5, а и б): максимальные замутнения весной, минимальные осенью, а летом и зимой — промежуточные значения. Для оценки сезонных различий в длинноволновом диапазоне были рассчитаны средние АОТ — $\bar{\tau}_c$ в диапазоне от 1,2 до 4 мкм (для четырех спектральных участков). Статистические характеристики $\bar{\tau}_c$ для различных условий приведены в табл. 3, 4.

Таблица 4

Характеристики АОТ в длинноволновом диапазоне спектра (2001–2005 гг.)

Массив	$\beta \pm \sigma$	$\bar{\tau}_c \pm \sigma$	$\Delta\lambda = \tau_{\max} - \tau_{\min}$
Летние пожары	$0,110 \pm 0,038$	$0,073 \pm 0,031$	0,023
Лето без пожаров	$0,052 \pm 0,024$	$0,050 \pm 0,025$	0,015
Лето (общее)	$0,058 \pm 0,030$	$0,053 \pm 0,027$	0,015
Осень	$0,047 \pm 0,030$	$0,040 \pm 0,025$	0,012
Зима	$0,071 \pm 0,041$	$0,060 \pm 0,036$	0,021
Весна	$0,077 \pm 0,042$	$0,066 \pm 0,037$	0,023
Общий массив	$0,062 \pm 0,036$	$0,055 \pm 0,031$	0,017

Характер сезонного изменения $\bar{\tau}_c$ оказался таким же, как у параметра β для более продолжительного периода наблюдений (1995–2005 гг.): максимальный уровень $\bar{\tau}_c$ (и содержание крупных частиц) наблюдается в весенне-зимний период, а минимальный — осенью. Оценки по критерию Стьюдента показали, что различия $\tau^a(\lambda)$ между отдельными сезонами значимы не менее чем по двум параметрам (табл. 5). Амплитуда сезонных изменений $\bar{\tau}_c$ относительно среднегодового уровня составляет 47% при коэффициенте межсуточных вариаций 56%.

Таблица 5

Достоверность сезонных различий по различным параметрам ($\tau_{0,5}^a$, α , β , $\bar{\tau}_c$)

Сезон	Параметр	Лето	Осень	Зима
Весна	$\tau_{0,5}^a$	0,997	0,997	0,997
	α	нет	0,87	0,997
	β	0,997	0,997	нет
	$\bar{\tau}_c$	0,997	0,997	нет
Лето	$\tau_{0,5}^a$	—	0,997	0,78
	α	—	0,94	0,997
	β	—	0,90	0,997
	$\bar{\tau}_c$	—	0,997	0,98
Осень	$\tau_{0,5}^a$	—	—	0,90
	α	—	—	0,997
	β	—	—	0,997
	$\bar{\tau}_c$	—	—	0,997

Частотные распределения $\bar{\tau}_c$ аналогичны гистограммам АОТ в коротковолновой области спектра — соответствуют логнормальной зависимости с модой меньше средних значений. Например, для общего массива данных 2001–2005 гг. среднее значение $\bar{\tau}_c$ составляет 0,06, модальное 0,035, максимальное 0,16. Наибольшие значения $\bar{\tau}_c$, как и в коротковолновой области спектра, наблюдаются в ситуациях дымов лесных пожаров. Для дымового аэрозоля обычно отмечаются значительные концентрации мелких частиц. Результаты ослабления радиации, полученные в ИК-диапазоне (см. табл. 4 и рис. 6), свидетельствуют об увеличении частиц аэрозоля и в области размеров грубодисперсной фракции (в $\sim 1,5$ раза).

Анализ «межволновых» отклонений АОТ ($\Delta_\lambda = \tau_{\max} - \tau_{\min}$) в области спектра 1,2–4 мкм показал, что средняя величина Δ_λ составляет около 0,02 (см. табл. 4). Для определения качественного характера зависимостей $\tau^a(\lambda)$ в ИК-диапазоне была рассчитана повторяемость различных типов спектрального хода в двух спектральных участках 1–2,2 и 2,2–4 мкм (рис. 7). Значком «-» обозначено убывание АОТ с ростом длины волны, «0» — нейтральный ход, «+» — рост АОТ. Например, столбик гистограммы с обозначением «++» означает частоту повторения случаев, когда на первом и втором участках спектра наблюдается рост АОТ; «+0» означает, что на первом участке — рост АОТ, а на втором — нейтральный ход.

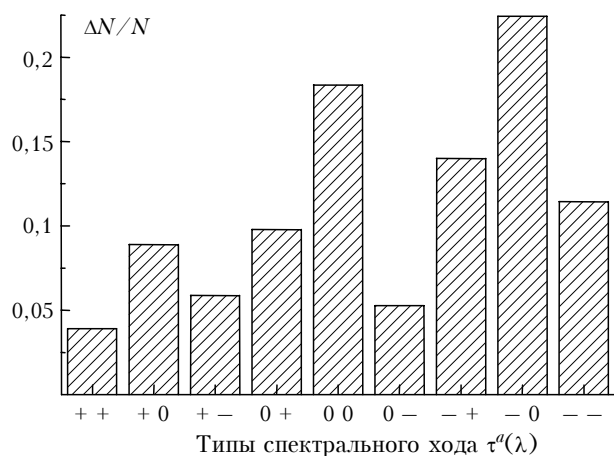


Рис. 7. Гистограммы распределений $\bar{\tau}_c$ и типов спектрального хода $\tau^a(\lambda)$ в диапазонах 1–2,2 мкм (левый значок под гистограммой) и 2,2–4 мкм (правый значок)

Из гистограммы видно, что наиболее вероятными (по $\sim 20\%$ всех случаев) типами зависимостей $\tau^a(\lambda)$ являются: а) спад на первом участке и затем нейтральный ход; б) нейтральный ход во всем диапазоне спектра. Следующий тип по степени повторения ($\sim 14\%$) — спад АОТ до 2,2 мкм, а затем рост к 4 мкм. Если спектральные участки рассматривать индивидуально, то распределение спектрального хода следующее: в области 1–2,2 мкм наиболее вероятны спад АОТ (48%) или нейтральный ход (34%); в области 2,2–4 мкм наиболее вероятны нейтральный ход (50%) или рост АОТ (33%). Для получения количественных оценок были рассчитаны средне-

месячные разности АОТ в этих же участках спектра: $\Delta_{1-2} = \tau_1^a - \tau_{2,2}^a$ и $\Delta_{2-4} = \tau_{2,2}^a - \tau_4^a$. Из рис. 8 видно, что на первом участке разность всегда положительная — т.е. наблюдается спад АОТ со среднегодовой величиной $\Delta_{1-2} \approx 0,01$. На участке 2,2–4 мкм в среднем за год зависимость τ^a (1–4 мкм) нейтральная, но есть сезонные отличия. В холодный период наблюдается спад АОТ такой же величины ($\sim 0,01$), как в среднем на участке до 2,2 мкм, а с мая по октябрь — небольшой рост АОТ к 4 мкм.

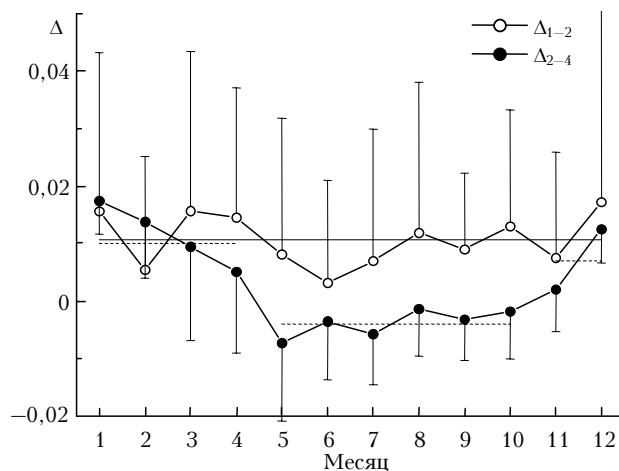


Рис. 8. Межмесячная изменчивость Δ_{1-2} и Δ_{2-4} (горизонтальными линиями обозначены среднегодовой уровень Δ_{1-2} и среднесезонные значения Δ_{2-4})

Для сравнения приведем результаты измерений других авторов в ИК-области спектра: а) в Канзасе (США) [5] — спад $\tau^a(\lambda)$ на участке до 1,6 мкм и затем нейтральный ход на уровне 0,02–0,045; б) на юге Португалии [4] — нейтральный ход $\tau^a(\lambda)$ в области до 2,2 мкм на уровне 0,05–0,1, а затем спад до 0,01–0,07; с) на юге Франции в условиях пылевых выносов из Сахары [3] — монотонный спад АОТ в области 1–2,2 мкм. Хотя перечисленные результаты были получены за непродолжительные периоды наблюдений (по 4 дня измерений) и в других регионах, они согласуются с нашими данными — находятся в коридоре значений $\tau_\lambda^a \pm \sigma_\tau$.

В заключение обратим внимание на близость значений параметров β и $\bar{\tau}_c$. Вопрос взаимосвязей α , β , $\bar{\tau}_c$ и определение оптического вклада двух фракций аэрозоля более подробно рассматриваются в работе [21]. Здесь ограничимся оценками отличия β от $\bar{\tau}_c$. Из табл. 4 видно, что максимальные различия наблюдаются во время дымов лесных пожаров, а среднегодовая разность ($\beta - \bar{\tau}_c$) составляет 0,007 (или 12%), т.е. меньше погрешности определения АОТ. Это значит, что параметры β или τ^a (1 мкм) могут использоваться для приближенного определения $\bar{\tau}_c$ и содержания грубодисперсного аэрозоля.

Выводы

1. Сравнение результатов многолетних наблюдений АОТ атмосферы с данными в других регионах умеренных широт показывает, что Томск можно

относительно к типичным районам бореальной зоны Евразии со слабым антропогенным воздействием. Средние и мода основных характеристик (за 1995–2005 гг.) имеют следующие значения: $\tau_{0,5}^a = 0,153$ и $0,12$, $\alpha = 1,33$ и $1,55$, $\beta = 0,06$ и $0,045$, τ_c (за 2001–2005 гг.) – $0,06$ и $0,035$.

2. Спектральные зависимости $\tau^a(\lambda)$ в коротковолновой области хорошо описываются формулой Ангстрема (параметрами α и β), а в ИК-диапазоне (1,2–4 мкм), в силу малости «межволновых» различий, – средним значением τ_c . Параметр β не сильно отличается от τ_c и в среднем больше его на 12%.

3. Получены статистические характеристики (средние, СКО, мода) параметров Ангстрема и τ_c , которые определяют основные особенности спектральной зависимости $\tau^a(\lambda)$ в различные сезоны:

– максимальная селективность АОТ (показатель α) наблюдается в ситуациях лесных пожаров и в весенне-летний период, минимальная – зимой;

– параметр β и АОТ в ИК-диапазоне τ_c имеют наибольшие значения весной, а минимальные – осенью;

– сезонные различия $\tau^a(\lambda)$ в Томске не столь велики, но статистически значимы не менее чем по двум параметрам: α , β , $\tau_{0,5}^a$, τ_c .

4. Средняя величина «межволновых» отклонений АОТ в области спектра 1,2–4 мкм – около 0,02, на первом участке (до 2,2 мкм) обычно наблюдается небольшой спад АОТ (~0,01) с ростом длины волны, а далее (2–4 мкм) среднегодовая зависимость $\tau^a(\lambda)$ нейтральная (в теплый период – небольшой рост АОТ к 4 мкм).

Авторы выражают благодарность С.А. Турчиновичу и Т.А. Ереминой за большую помощь в проведении многолетних измерений спектральной прозрачности атмосферы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 05-05-64410 и Интеграционного проекта СО РАН № 3.23.

1. WMO/GAW Expert Workshop on «A global surface-based network for long observations of column aerosol optical properties». 8–10 March 2004, Davos, Switzerland <http://www.wmo.ch/files/arep/AODavos> 2004.
2. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima 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.
3. Deuze J.L., Devaux C., Herman M., Santer R., Tanre D. Saharan aerosols over the South of France: Characterization derived from satellite data and ground based measurements // J. Appl. Meteorol. 1988. V. 27. N 5. P. 680–686.
4. Vitale V., Tomasi C., von Hoyningen-Huene W., Bonafé U., Marani S., Lupi A., Cacciari A., Ruggeri P. Spectral measurement of aerosol particle extinction in the 0,4–3,7 μm wavelength range, performed at Sagres with the IR-RAD sun-radiometer // Tellus. 2000. 52B. P. 716–733.
5. Shiobara M., Spinhirne J.D., Uchiyama A., Asano S. Optical Depth Measurements of Aerosol, Cloud, and Water Vapor Using Sun Photometers during FIRE Cirrus IFO II // J. Appl. Meteorol. 1996. V. 35. N 1. P. 36–46.

6. Villevalde Y.V., Smirnov A.V., O'Neill N.T., Smyshlygaev S.P., Yakovlev V.V. Measurement of aerosol optical depth in the Pacific Ocean and the North Atlantic // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 20,983–20,988.
7. Sakerin S.M., Kabanov D.M. Spatial inhomogeneities and the spectral behavior of atmospheric aerosol optical depth over the Atlantic Ocean // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 1. P. 484–500.
8. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ИК-области спектра. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 224 с.
9. Angstrom A. Parameters of atmospheric turbidity // Tellus XVI. 1964. N 1. P. 64–75.
10. Гуцин Г.П. Методы, приборы и результаты измерения спектральной прозрачности атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1988. 200 с.
11. Сакерин С.М., Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Ч. 1. Формальный анализ ситуации // Оптика атмосфер. и океана. 2000. Т. 13. № 9. С. 813–818.
12. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н. Исследование одновременных вариаций аэрозольного ослабления радиации на горизонтальных и наклонных трассах // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15. № 4. С. 321–327.
13. Борен К., Хофмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 482 с.
14. Ивлев Л.С., Андреев С.Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1986. 360 с.
15. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 256 с.
16. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Вариации аэрозольной оптической толщи атмосферы в районе г. Томска для ряда сезонов 1992–1995 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 727–734.
17. 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.
18. 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.
19. Smirnov A., Holben B.N., Eck T.F., Dubovik O., Slutsker I. Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET data base // Remote Sens. Environ. 2000. V. 73. P. 337–349.
20. Климат Томска // Под ред. С.Д. Кашинского, Л.И. Трифионовой, Ц.А. Швер. Л.: Гидрометеониздат, 1982. 176 с.
21. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. О взаимосвязях параметров формулы Ангстрема и аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 1–4 мкм // Оптика атмосфер. и океана (в печати).
22. Smirnov A., O'Neill N.T., Royer A., Tarussov A., McArthur B. Aerosol optical depth over Canada and the link with synoptic air mass types // J. Geophys. Res. D. 1994. V. 101. N 14. P. 19,299–19,318.
23. Ярхо Е.В. Особенности внутрисуточной изменчивости аэрозольной оптической толщины атмосферы в различных климатических регионах // Оптика атмосфер. и океана. 1995. Т. 8. № 7. С. 1063–1072.
24. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Еремина Т.А., Рассказчикова Т.М., Турчинович С.А. О маломасштабной пространственно-временной изменчивости прозрачности атмосферы и радиации // Оптика атмосфер. и океана. 1998. Т. 11. № 10. С. 1049–1054.

25. Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Белан Б.Д. Геофизические факторы формирования аэрозольной погоды Западной Сибири // Оптика атмосф. и океана. 1999. Т. 12. № 10. С. 922–934.
26. Кондратьев К.Я., Григорьев Ал.А. Лесные пожары как компонент природной экодинамики // Оптика атмосф. и океана. 2004. Т. 17. № 4. С. 279–292.
27. Makienko E.V., Rakhimov R.F., Kabanov D.M., Kozlov V.S., Panchenko M.V., Sakerin S.M., Uzhegov V.N., Pkhalagov Yu.A., Terpugova S.A., Sviridenkov M.A. Analysis of the Factors of Variability of the Atmospheric Transparency Under Conditions of Smokes of Peatbog and Forest Fires // 14 ARM Science Team Meeting Proc. Albuquerque, New Mexico, March 22–26. 2004 (http://www.arm.gov/publications/proceedings/conf14/extended_abs/makienko-ev.pdf).
28. Holben B.N., Tanre D., Smirnov A., Eck T.F., Slutsker I., Abuhassan N., Newcomb W.W., Schafer J.S., Chatenet B., Lavenu F., Kaufman Y.J., J. Vande Castle, Setzer A., Markham B., Clark D., Frouin R., Halthore R., Karneli A., O'Neill N.T., Pietras C., Pinker R.T., Voss K., Zibordi G. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 11. P. 12,067–12,097.
29. Улюмджиева Н.Н., Чубарова Н.Е., Смирнов А.Н. Характеристики атмосферного аэрозоля в Москве по данным солнечного фотометра CIMEL // Метеорол. и гидрол. 2005. № 1. С. 48–57.
30. Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanre D., Slutsker I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // J. Aerosol Sci. 2002. V. 59. P. 590–608.
31. 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.
32. Weller M., Schulz E., Leiterer U., Naebert T., Herber A., Thomason L.W. Ten years of aerosol optical depth observation at the Lindenberg meteorological observatory // Contr. Atmos. Phys. 1998. V. 71. N 4. P. 387–400.
33. Горбаренко Е.В. Аэрозольная составляющая оптической толщины атмосферы как характеристика антропогенного загрязнения воздуха над промышленными центрами // Метеорол. и гидрол. 1997. № 3. С. 12–18.
34. Белан Б.Д., Рассказчикова Т.М., Складнева Т.К. Синоптический режим Томска за 1993–2004 гг. // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 10. С. 887–892.
35. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Панченко М.В., Польшкин В.В., Холбен Б.Н., Смирнов А.В., Береснев С.А., Горда С.Ю., Корниенко Г.И., Николашкин С.В., Поддубный В.А., Тацилин М.А. Результаты мониторинга атмосферного аэрозоля в азиатской части России по программе AEROSIBNET в 2004 г. // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 11. С. 968–975.
36. 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 Scie. Team Meeting Proc. 2006.

S.M. Sakerin, D.M. Kabanov. Spectral dependence of the atmosphere aerosol optical depth near 0.37–4 μm .

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 are presented. In the analysis of the AOD spectral dependence in the short-wave range ($< 1 \mu\text{m}$), parameters α and β of the Angstrom formula are used; and in four spectral sections between 1.2 and 4 μm of the long-wave range – the mean magnitude of AOD (τ_c). Statistical characteristics of α and β variations, as well as of $\tau_{0.5}$ and τ_c in different seasons and in forest fire conditions are discussed. Mean values of α , β , $\tau_{0.5}$, and τ_c for the observation period were 1.33; 0.06; 0.153; and 0.055 respectively. Maxima of the aerosol turbidity and selectivity for AOD are observed in spring and during fires, and minima – in autumn. Mean magnitude of AOD inter-wave deviations within 1.2–4 μm is 0.02: a small fall of AOD (about 0.01) is commonly observed within 1–2.2 μm at a growing wavelength, and further (2–4 μm) the annually mean dependence is absent.