

Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин

ВАРИАЦИИ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В РАЙОНЕ г. ТОМСКА ДЛЯ РЯДА СЕЗОНОВ 1992–1995 гг.

Приведены первые результаты исследований короткопериодной изменчивости аэрозольной оптической толщи атмосферы преимущественно в теплые периоды года для г. Томска. Показано, что статистические характеристики оптической толщи имеют спектральную зависимость – монотонное уменьшение с увеличением длины волны. Оценивается межгодовая изменчивость замутнения, обусловленная поствулканической релаксацией атмосферы к фоновому состоянию. Рассмотрены данные о характере дневной изменчивости аэрозольной оптической толщи и наличии синоптических и глобальных колебаний. Отмечено, что влияние города проявляется в более высоких замутнениях (в среднем на 28%) и их вариациях.

Введение

Проведенные в последние годы обобщения результатов исследований изменчивости прозрачности атмосферы [1–6 и др.] позволили выделить наиболее общие закономерности пространственного распределения и долгопериодных колебаний аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы, характерные для территории бывшего СССР. Особенностью этих работ является то, что они основывались на многолетних наблюдениях на актинометрической либо озониметрической сети станций, в исходных данных использованы результаты средних за день значений АОТ и только для видимой области спектра.

Более детальные исследования – по диапазону спектра, временному разрешению, комплексованию с другими оптическими параметрами – выполняются эпизодически и в ограниченном числе районов [7–9]. С этой точки зрения представляют интерес начатые в 1992 г. в Томске систематические циклы измерений спектральных АОТ, которые проводятся совместно с исследованиями других физических характеристик атмосферы по программе SATOR [10].

В настоящей статье представлены первые результаты анализа рядов наблюдений спектральных АОТ атмосферы для нескольких сезонов 1992–1995 гг.

Характеристика аппаратуры и методик

Измерения спектральной прозрачности атмосферной толщи проводились с помощью многоволнового солнечного фотометра типа АМСФ [11]. В процессе многолетних исследований было выполнено несколько модернизаций фотометра, направленных на улучшение ряда технических характеристик и увеличение числа спектральных участков. Коротковолновый канал последнего варианта АМСФ (1995 г.) содержит 12 интерференционных светофильтров в диапазоне спектра 0,37–1,06 мкм. Один из фильтров центрирован на полосу поглощения 0,94 мкм для контроля за содержанием в атмосфере водяного пара.

Регистрация данных осуществлялась в автоматизированном режиме непрерывными сериями продолжительностью до 30 мин, с периодичностью в один час, когда Солнце не было закрыто облаками. Методика калибровки и расчета АОТ (τ_λ^a) рассматривалась в предшествующих работах, например [12]. Отметим, что для повышения точности учета газовых τ_λ^r и рэлеевских τ_λ^p компонент оптической толщи их расчет проводился на основе интегрирования в пределах всего контура пропускания светофильтров $\Delta\lambda$ по формуле

$$\tau_\lambda^{r+p} = -\ln \left[\frac{\int_{\Delta\lambda} T_\phi I_0 S T_a d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} T_\phi I_0 S d\lambda} \right],$$

где T_ϕ – спектральное пропускание светофильтра; I_0 – спектральная солнечная постоянная [13]; S – спектральная чувствительность фотоприемника; T_a – спектральная прозрачность (газовая и

рэлеевская компоненты) атмосферы по модели LOWTRAN-7. Значения оптических толщ ($\tau_{\lambda}^r + \tau_{\lambda}^p$), рассчитанные для условий лета средних широт, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Оптические толщи ($\tau_{\lambda}^r + \tau_{\lambda}^p$) для спектральных каналов АМСФ в 1995 г.

$\lambda_{\text{нм}}$	370	409	425	439	485	514	553	638	673	870	1061
$\tau^r + \tau^p$	0,498	0,320	0,293	0,252	0,170	0,145	0,127	0,097	0,077	0,067	0,087

Для анализа характеристик изменчивости АОТ единичные данные (спектры, полученные за 1–2-минутные интервалы времени) предварительно усреднялись за часовые (τ_{λ}^c), а затем дневные (τ_{λ}^d) периоды. Для выявления возможных сезонных различий в общих массивах данных выделялись подмассивы весеннего, летнего и зимнего периодов. Общая характеристика полученных результатов дана в табл. 2.

Таблица 2

Объем данных для различных сезонов

N п/п	Сроки исследований	Количество измерит. дней	Количество единичных серий	Количество усредненных (средних за час) измерений
1	Лето/92 (23.05-30.07)	52	1388	340
2	Зима/92 (05.12-22.12)	8	105	21
3	Весна/93 (04.04-19.05)	21	400	117
4	Лето/93 (22.05-13.06)	20	503	176
5	Лето/94 (19.06-27.07)	24	1126	148
6	Лето/95 (02.06-17.07)	30	4272	187
Общий объем полученных данных		155	7864	989

Основная часть исследований была выполнена на окраине г. Томска, в Академгородке. Для оценки возможного влияния города в 1992 и 1994 гг. проводились короткие циклы измерений в лесной зоне – на научной базе института (п. Киреевск, расстояние от города примерно равно 60 км).

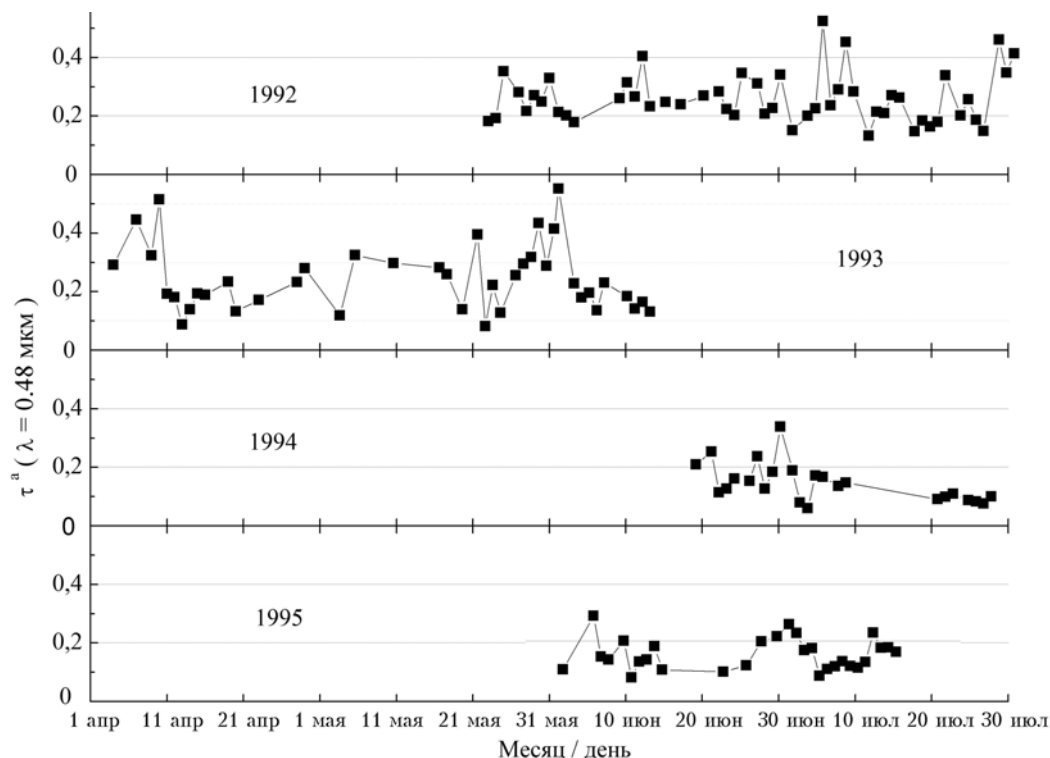


Рис. 1. Временная изменчивость среднедневных значений АОТ атмосферы в области спектра 0,48 мкм

Статистика АОТ для различных периодов

Общее представление о вариациях аэрозольного замутнения атмосферы на примере $\tau_{0,48}^{\lambda}$ дается на рис. 1. Для получения количественной информации о характере изменчивости АОТ были рассчитаны средние, максимальные (τ_{\max}) и минимальные (τ_{\min}) значения, среднеквадратические отклонения (СКО) σ_{τ} и коэффициенты вариаций V_{τ} (табл. 3). Из приведенных результатов следует, что диапазон изменения τ_{λ}^{λ} находится в пределах одного порядка 0,04–0,5, а среднее за все сроки значение АОТ (в спектральной области 0,48–0,55 мкм) составляет величину около 0,2. Указанный диапазон АОТ и среднее значение хорошо согласуются с результатами других исследований в континентальных районах [4–8].

Важной особенностью статистических характеристик τ_{λ}^{λ} является их спектральная зависимость – монотонное уменьшение параметров с увеличением длины волны (рис. 2). Менее определенно спектральный ход проявляется для коэффициента вариаций. Следствием одинаковой спектральной зависимости τ_{λ}^{λ} и σ_{τ} является стабильность коэффициентов вариаций V_{τ} : для всех сезонов и длин волн относительная изменчивость АОТ находится в узком диапазоне значений 30–50 %.

Гистограммы повторяемостей значений τ_{λ}^{λ} в разные сезоны имеют, как правило, одномодальный асимметричный характер с продолжительным спадом в область больших замутнений атмосферы. Для примера на рис. 3 приведена гистограмма для всех летних периодов измерений. Из рисунка следует, что наиболее вероятным значением $\tau_{0,48}^{\lambda}$ является 0,21 (среднее $\tau_{0,48}^{\lambda} = 0,212$) и более 50 % АОТ сосредоточено в диапазоне от 0,12 до 0,24. Для сравнения приведем многолетние данные за летние периоды для Москвы [4]: мода и среднее $\tau_{0,55}^{\lambda} = 0,22$.

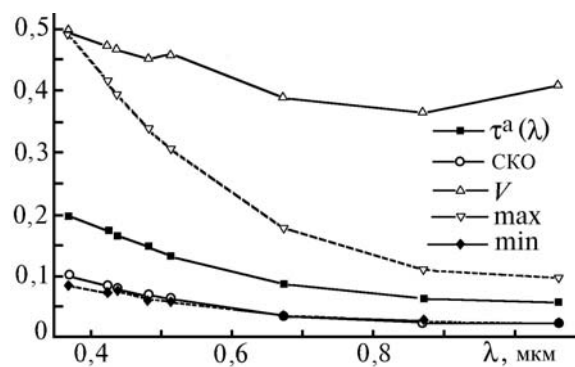


Рис. 2. Спектральная зависимость статистических характеристик АОТ для лета 1994 г.

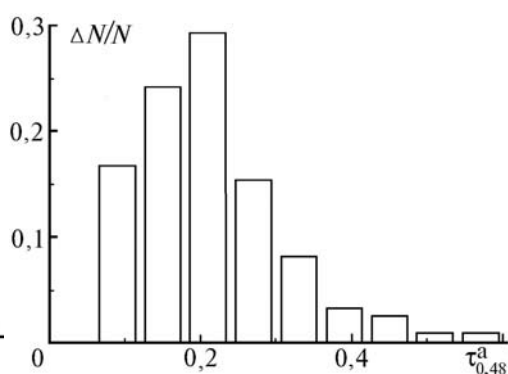


Рис. 3. Гистограмма повторяемостей $\tau_{0,48}^{\lambda}$ для летних периодов наблюдений

Сезонная и межгодовая изменчивость

Полученные ряды наблюдений не позволяют пока определить характеристики долгопериодных колебаний АОТ. Поэтому ограничимся приближенными оценками.

Наличие межгодового тренда АОТ прослеживается по уже приведенным данным (см. табл. 3) для летних периодов 1992–1995 гг. Однако было бы более корректно для анализа выбрать один месяц – июнь – месяц наших ежегодных измерений. Результаты, представленные в табл. 4, показывают наличие межгодового тренда в сторону постепенного уменьшения атмосферного замутнения, достигающего 70% за три года.

В какой-то степени уменьшение АОТ могло быть связано со снижением промышленной деятельности с конца 80-х годов. Но учитывая, что летом 1991 г. произошло мощное извержение вулкана Пинатубо, есть основания считать отмеченный тренд следствием возвращения атмосферы к фоновому состоянию. Уменьшение АОТ прослеживается во всем диапазоне спектра, по абсолютной величине – чуть большее в коротковолновой области. Если принять, что к 1995 г. атмосфера релаксировала к довулканическому состоянию, то относительный

вклад вулканической компоненты АОТ составил 42% в 1992 г., 29% в 1993 г. и 20% в 1994 г. Обратим внимание, что в межгодовом изменении дисперсии АОТ не наблюдается ее регулярного уменьшения. Косвенно это подтверждает наличие «вулканического» фактора: короткопериодные вариации АОТ обусловлены процессами в тропосфере, а тренд связан с эволюцией вулканического слоя в стратосфере. Таким образом, межгодовая изменчивость АОТ в исследованный период была значительна и обусловлена в основном постепенным рассеянием и оседанием аэрозоля, образовавшегося после вулканического извержения.

Таблица 3

Статистические характеристики спектральных составляющих АОТ атмосферы

	λ , нм	0,370	0,425	0,44	0,48	0,514	0,55	0,638	0,67	0,87	1,061
Лето/92	Среднее			0,284	0,260		0,215		0,163	0,117	
	σ			0,094	0,085		0,068		0,052	0,040	
	V			0,329	0,327		0,314		0,321	0,341	
	Max			0,553	0,524		0,428		0,301	0,214	
	Min			0,138	0,133		0,105		0,066	0,045	
Зима/92	Среднее			0,233	0,238		0,222		0,189	0,173	
	σ			0,083	0,081		0,075		0,061	0,065	
	V			0,355	0,340		0,337		0,321	0,376	
	Max			0,359	0,359		0,326		0,266	0,295	
	Min			0,095	0,101		0,092		0,082	0,079	
Весна/93	Среднее			0,260	0,239		0,204		0,147	0,110	
	σ			0,118	0,107		0,095		0,074	0,065	
	V			0,453	0,445		0,465		0,506	0,593	
	Max			0,557	0,515		0,449		0,326	0,270	
	Min			0,091	0,087		0,063		0,048	0,024	
Лето/93	Среднее			0,282	0,249		0,190		0,147	0,129	
	σ			0,136	0,122		0,090		0,067	0,045	
	V			0,482	0,490		0,474		0,456	0,439	
	Max			0,612	0,551		0,401		0,279	0,209	
	Min			0,092	0,082		0,057		0,037	0,028	
Лето/94	Среднее	0,195	0,172	0,164	0,146	0,131			0,086	0,064	0,060
	σ	0,097	0,081	0,076	0,066	0,060			0,033	0,024	0,025
	V	0,496	0,473	0,467	0,453	0,461			0,390	0,368	0,414
	Max	0,493	0,417	0,393	0,339	0,307			0,177	0,111	0,1
	Min	0,082	0,069	0,073	0,06	0,055			0,034	0,027	0,025
Лето/95	Среднее	0,212	0,181	0,176	0,155	0,146	0,133	0,116	0,100	0,074	0,058
	σ	0,077	0,061	0,065	0,054	0,054	0,041	0,055	0,039	0,053	0,030
	V	0,363	0,338	0,368	0,348	0,371	0,310	0,471	0,387	0,720	0,516
	Max	0,399	0,320	0,347	0,287	0,306	0,228	0,271	0,212	0,248	0,135
	Min	0,097	0,098	0,088	0,076	0,077	0,029	0,034	0,046		0,007

Таблица 4

Статистика $\tau_{0,48}^a$ для июня 1992–1995 гг.

Стат. характеристики $\tau_{0,48}^a$	Среднее	СКО	V	Max	Min	N
1992	0,261	0,059	0,226	0,404	0,178	19
1993	0,214	0,123	0,574	0,511	0,131	10
1994	0,191	0,071	0,372	0,339	0,114	10
1995	0,152	0,058	0,382	0,287	0,076	14

Выделение сезонных колебаний на основе массива данных с мая 1992 г. по июнь 1993 г. было затруднено из-за большой межгодовой изменчивости атмосферного замутнения. Кроме того, явно недостаточной была продолжительность зимних наблюдений в 1992 г., и отсутствовали осенние измерения. Известные по литературным данным [3–6] минимум АОТ в холодный период и максимум – в теплый проявились в нашем случае незначительно и только для коротковолнового диапазона спектра (0,44 и 0,48 мкм). Общая амплитуда сезонного изменения, например для $\tau_{0,44}^d$, составила 0,05. По многолетним данным [3–5], амплитуда сезонных колебаний для различных районов в среднем равнялась примерно 0,1 и не превышала 0,15.

Короткопериодные вариации АОТ

В определенной степени короткопериодную изменчивость АОТ можно оценить по среднесуточным значениям (см. табл. 3 и рис. 1). На рисунке видны синоптические и глобальные колебания в диапазоне от нескольких до 10–20 суток. Несмотря на дневное усреднение, амплитуда этих вариаций значительна (достигает 0,3 и более) и превышает сезонные изменения АОТ.

Для определения основных масштабов изменчивости атмосферного замутнения был рассчитан амплитудный спектр C_{τ}^{λ} (рис. 4). Из-за малой продолжительности и прерывистости рядов наблюдений приведенные данные следует рассматривать как грубую оценку. В представленном спектре можно выделить максимумы, соответствующие периодам синоптических (~3, 4–5, 7–8 дней) и глобальных (~12, 20 дней) колебаний. Близкие значения периодов были получены в [15] по многолетним данным озонметрической сети. Сравнение с основными периодами изменчивости метеополей показывает, что выделенные колебания АОТ соответствуют времени жизни синоптических объектов и циклам зональной циркуляции умеренных широт.

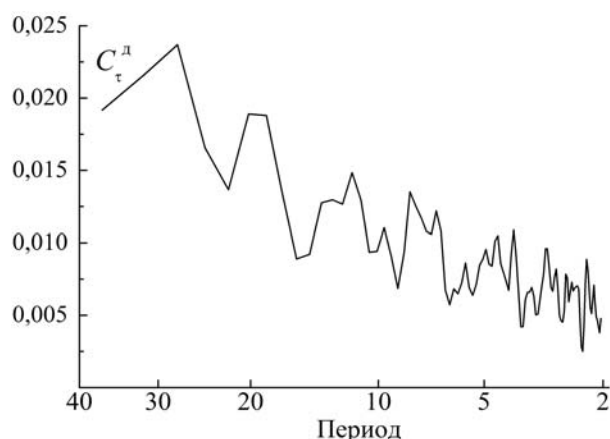


Рис. 4. Периодограмма вариаций АОТ атмосферы ($\lambda = 0,48$ мкм)

Анализ литературных данных о дневном ходе АОТ атмосферы свидетельствует о наличии расхождений в его оценках – от полного отсутствия [6] до аномально большого полуденного максимума, достигающего более 50% от среднесуточного значения [4]. Такое положение в какой-то степени обусловлено различиями местных условий и методик измерений. К числу местных особенностей, по разному искажающих суточный ход АОТ, можно отнести: близость к городу и мощность его антропогенного воздействия, розу ветров, тип и состояние подстилающей поверхности. Методические отличия могут проявиться в разном подходе к частоте замеров, к усреднению данных, к работе в условиях переменной облачности и др.

Для выделения собственно дневного хода замутнения атмосферной толщи нами были использованы результаты расчета средних за каждый час значений АОТ τ^{λ} в варианте с предварительной нормировкой на τ^{λ} и без нее (рис. 5).

Из рисунка следует, что в дневном ходе АОТ можно выделить три участка:

- 1) утренний период до 12 ч характеризуется малыми значениями τ^{λ} и межчасовой изменчивости;
- 2) на дневном участке до 18 ч наблюдается непрерывный рост замутнения, составляющий более 3 % в час;
- 3) в вечерний период после 18 ч проявляется менее выраженный спад τ^{λ} .

Оценка по критерию Стьюдента показала, что различия τ^{λ} в выделенных участках (или динамика межчасовой изменчивости) значимы с доверительной вероятностью $\alpha = 0,9 \div 0,995$. Амплитуда дневной изменчивости (разность между утренними значениями АОТ и максимальными в 18 ч) составила 0,03–0,04, а относительное изменение – около 20%. Полученные результаты качественно согласуются с данными аэрозольных исследований в приземном слое [14], несмотря на кажущееся расхождение в утренний период. При этом следует иметь в виду

действие двух основных факторов на изменение замутнения атмосферы: дневной рост аэрозоле содержания (восход Солнца, усиление турбулентности, конвекции, промышленной активности) и «обсыхание» аэрозоля под действием снижения влажности. До полудня в приземном слое превалирует второй фактор, а в интегральном параметре (τ) противоположное действие двух факторов оказывается соизмеримым. После 12 ч влияние влажностного механизма становится несущественным и динамика аэрозольного замутнения в приземном слое (коэффициент рассеяния) и во всей толще становится одинаковой.

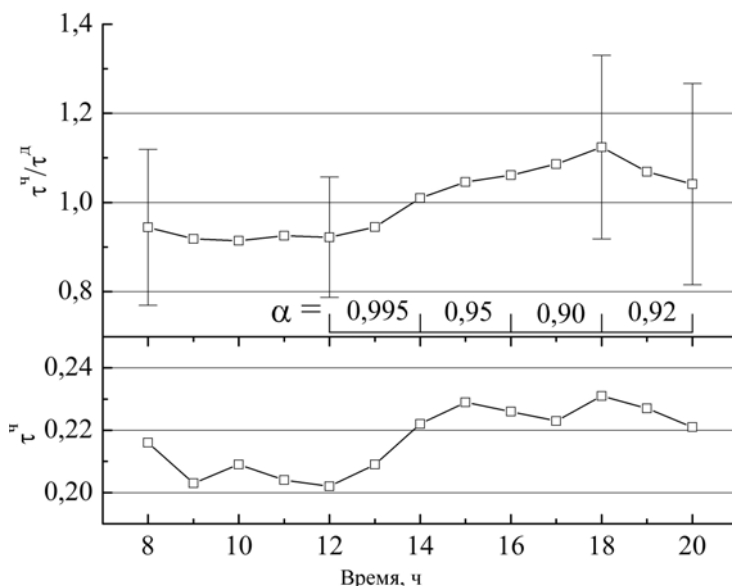


Рис. 5. Дневной ход абсолютных (τ^u) и нормированных (τ^u/τ) значений АОТ атмосферы

В дальнейшем представляет интерес проведение более детального (совместно с авторами [14]) анализа суточной трансформации приземных и интегральных оптических характеристик аэрозоля, в том числе в различных спектральных диапазонах.

Превышение послеполуденных значений АОТ над утренними можно было бы объяснить влиянием промышленных предприятий, так как азимуты Солнца после 14 ч были в направлении города. Для оценки этого эффекта были отдельно рассчитаны статистические характеристики АОТ (до и после 14 ч) в условиях Томска и Киреевска (лесная зона). Приведенные в табл. 5 данные показывают, что эффект дневного хода АОТ в обоих случаях примерно одинаков – превышение послеполуденных значений составляет 4–7%. Различие же или влияние города проявляется в основном в более высоких замутнениях атмосферы (~28 %) и ее вариациях. Для получения более точных оценок необходимо проведение синхронных исследований.

Таблица 5

Стат. характеристики $\tau_{0,48}^a$	Среднее	СКО	V	N
Томск до 14 ч	0,213	0,107	0,502	380
после 14 ч	0,228	0,108	0,478	378
Киреевск до 14 ч	0,169	0,073	0,431	63
после 14 ч	0,176	0,077	0,437	54

В заключение авторы выражают благодарность д.ф.-м.н. М.В. Панченко за полезные обсуждения механизмов дневной трансформации различных оптических характеристик аэрозоля и постановку задачи их совместного анализа.

1. Белан Б.Д., Задде Г.О., Кусков А.И. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 10. С. 1330–1336.
2. Белан Б.Д., Задде Г.О. // Спектральная прозрачность и аэрозольное ослабление над территорией СССР. Томск: ТФ СО РАН, 1988. 180 с.
3. Ярхо Е.В. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. N 7. С. 1063–1072.
4. Абакумова Т.М., Ярхо Е.В. // Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 30. N 11. С. 107–113.
5. Ярхо Е.В. // Известия РАН. Сер. ФАО. 1994. Т. 30. N 3. С. 417–424.

6. Гушин Г.П. Методы, приборы и результаты измерения спектральной прозрачности атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 200 с.
7. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И. и др. // Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 223 с.
8. Глушко В.Н., Иванов А.И. и др. // Рассеяние инфракрасного излучения в безоблачной атмосфере. Алма-Ата: Наука, 1974. 210 с.
9. Лукшин В.В., Горчаков Г.И., Смирнов А.С. // Результаты комплексного аэрозольного эксперимента ОДАЭК-87. Томск, изд. ТНЦ, 1989. С. 70–76.
10. Зуев В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 563–571.
11. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Сутормин А.М., Турчинович С.А. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. № 4. С. 444–451.
12. Ignatov A., Dergileva I., Ratner Yu., Sakerin S., Kabanov D. // Proc. IGARSS'94, 1994. California, USA, August 8–12. P. 1497–1499.
13. Прецизионные радиационные измерения в метеорологии: Пер. с англ. / Под ред. К.Я. Кондратьева, Л.Б. Красильщикова. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 272 с.
14. Панченко М.В., Терпугова С.А. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 735–742.
15. Белан Б.Д., Задде Г.О., Кусков А.И. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. № 4. С. 619–624.

Институт оптики атмосферы, СО РАН
Томск

Поступила в редакцию
26 января 1996 г.

D. M. Kabanov, S. M. Sakerin. Variations of Atmospheric Aerosol Optical Thickness in Tomsk Region in 1992–1995 Period.

The first results of the short-range variability of the atmospheric aerosol optical thickness in Tomsk region preferentially in the warm seasons are presented. The statistical characteristics of the optical thickness are shown to be spectrally dependent, i.e. they decrease monotonically with the wavelength increase. The interannual variability of the turbidity caused by postvolcanic relaxation of the atmosphere to the background state is estimated. The data on the character of the day variability of the aerosol optical thickness and the presence of the synoptic and global fluctuations are treated. It is noticed that the town causes the higher turbidity (28% on the average) and the stronger variations.