

Р.Ф. Рахимов, Д.М. Кабанов, Э.В. Макиенко

Изменения дисперсного состава дымки при увеличении мутности атмосферы по результатам измерений АОТ в Томске

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 14.03.2006 г.

По данным спектральных измерений аэрозольной оптической толщи (АОТ), накопленным по наблюдениям в Томске, изучен вопрос о среднестатистической изменчивости состояния аэрозольной компоненты. На основе обращения спектральных данных рассмотрены характерные изменения спектра размеров частиц атмосферной дымки при увеличении мутности атмосферы. Оценки показывают, что в среднем увеличение мутности атмосферы обусловлено ростом содержания аккумулятивной фракции. Для состояний атмосферы с повышенной мутностью характерно формирование хорошо выраженной моды среднесперсных частиц. Анализ гистограмм плотности распределения $\xi(\tau)$ спектральных значений $\tau(\lambda_i)$ по интервалу внутригодовой изменчивости (индекса повторяемости значений) для 2000–2002 гг. показал, что, несмотря на заметные межгодовые различия в статистическом распределении значений АОТ во внутригодовых рядах измерений, все гистограммы индекса повторяемости имеют хорошо выраженный максимум и устойчивый интервал наиболее вероятных значений.

Введение

По результатам наземных и самолетных измерений параметров атмосферного аэрозоля в [1] было проанализировано влияние различных геофизических факторов в меж- и внутрисезонной изменчивости «оптической погоды» над Западной Сибирью. Изучен межгодовой тренд изменения содержания аэрозольной компоненты в атмосферной толще, отмечены признаки периодичности вариаций, обусловленные циркуляционными процессами, выходящими за масштабы региона. Рассмотрено влияние атмосферных процессов, определяющих изменчивость оптических характеристик аэрозольной компоненты, при смене воздушных масс в регионе, а также при суточных колебаниях метеопараметров.

Микрофизическая интерпретация изменчивости состояния аэрозольной компоненты атмосферы [2, 3] показала, что в региональной специфике формирования аэрозольной «оптической погоды» Западной Сибири сложным образом переплетаются не только сезонные изменения погодообразующих факторов с суточными циклами колебаний метеопараметров, но и нерегулярные колебания статистики возгорания лесов и торфяников [4].

При этом результаты оптических наблюдений [2, 3], с одной стороны, обнаруживают, что внутригодовые колебания значений коэффициента аэрозольного ослабления в видимом диапазоне длин волн (под воздействием случайных аномальных выбросов аэрозоля с подстилающей поверхности, в том числе и масштабных возгораний биомассы) в максимуме достигают 400–600% от наиболее вероятных значе-

ний (НВЗ). И в то же время по оценкам, полученным в [3], можно говорить о межгодовой устойчивости НВЗ коэффициента аэрозольного ослабления видимого и ближнего ИК-диапазонов излучений. Межгодовые смещения максимумов статистического распределения значений коэффициента аэрозольного ослабления составляют 2–7% и не выходят за интервал колебаний погрешности измерений $\pm 0,016 \text{ км}^{-1}$.

В целом, согласно данным [1–5], региональный фон аэрозольного замутнения атмосферы зависит не только от активности местных источников, но и эффективности рассеяния аэрозольно-газовых аномалий при дальнем переносе.

Специфика циркуляционных процессов над Западной Сибирью характеризуется довольно частым чередованием воздушных масс (ВМ), причем арктических не только с умеренно континентальными, но и с тропическими, поступающими в регион с обширных пространств Казахстана и Средней Азии [6, 7]. Сезонная специфика последовательности вторжения различных типов ВМ и продолжительность их пребывания в регионе определяют динамику изменения эффективной высоты слоя перемешивания и некоторые особенности развития термической стратификации тропосферы.

Однородность различных типов воздушных масс не является абсолютной, так как неоднородна подстилающая поверхность, над которой перемещаются ВМ. Если для метеопараметров эти отличия не столь заметны по сравнению с различиями для двух соседствующих ВМ [6], то для аэрозолей даже внутри одной ВМ фиксируются существенные градиенты, обусловленные аномальными выбросами аэрозолеобразующих

соединений от региональных источников. Все это указывает на необходимость дополнения выводов [2, 3, 8] исследованиями специфики изменения аэрозольной прозрачности атмосферы не только на приземных трассах, но и во всей толще.

1. Результаты измерений

В настоящей статье анализируются данные спектральных измерений аэрозольной оптической толщи (АОТ), накопленные по результатам наблюдений в Томске в период с 2000 по 2002 г. (~1280 спектров). Измерения АОТ проводились преимущественно в интервале весна—осень, в дневное время суток и обеспечивали среднечасовые спектральные значения. На рис. 1, *a* представлены временные ряды изменения спектральных значений АОТ $\tau_{\lambda_i}(k)$, для четырех длин волн, измеренные в 2000 г., где k — номер реализации (нумерация реализаций соответствует последовательности измерений).

Используемые ряды наблюдений характеризуются заметной неоднородностью распределения данных по ходу проведенных экспериментов. Дело в том,

что объем данных, накопленных в течение суток, изменялся в зависимости от погодных условий и развития синоптических процессов в регионе (главным образом образом балла облачности).

Полученные данные показывают, что эпизоды высокой прозрачности и неординарного замутнения атмосферы имеют разную продолжительность, сменяя друг друга многократно, распределены по интервалу наблюдений достаточно нерегулярно (см. рис. 1, *a*). В регионе измерений согласно [7] синоптическая ситуация в 2000 г. развивалась в основном в результате конкуренции двух типов воздушных масс — умеренных (51%) и арктических (37%).

В то же время для коротковолновой области спектра, где значения АОТ определяются оптическим вкладом частиц аккумулятивной и среднечасовой фракций, наблюдались достаточно продолжительные периоды повышенной мутности атмосферы (см., например, реализации, с 276-й по 360-ю). На указанном этапе наблюдений в регионе были отмечены многочисленные лесные пожары, последствиями которых были масштабные выносы в атмосферу дымовых аэрозолей, чем и обусловлены столь высокие значения АОТ для видимого излучения.

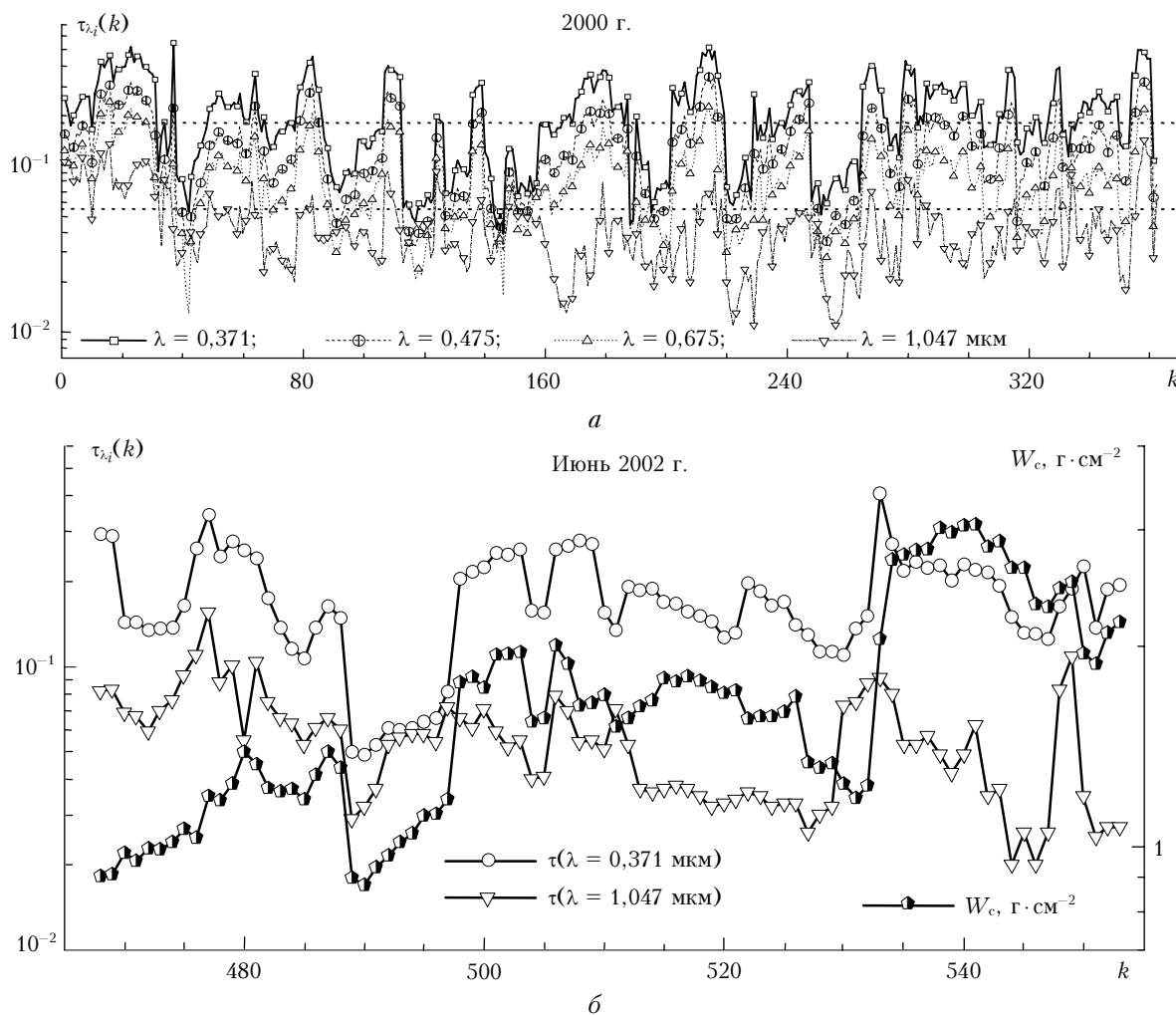


Рис. 1. Временные ряды изменения значений АОТ (*a*) и влагосодержания W_c в атмосферном столбе (*б*)

Детальный анализ временных рядов АОТ, общего влагосодержания в атмосферной толще W_c , температуры, относительной и абсолютной влажности в приземном слое, направления D_w и скорости ветра на отдельных участках показывает, что достаточно резкие колебания их значений не всегда совпадают между собой. Они обусловлены не только межуточными разрывами измерений или сменой воздушных масс, но и неоднородностью пространственного распределения аэрозольных фракций (аккумулятивной, среднedisперсной, грубодисперсной), а также колебаниями метеопараметров как внутри ВМ, так и на границе между ними. Например, в некоторых эпизодах измерений (рис. 1, б) для коротковолновой области спектра ($\lambda = 0,371$ мкм) можно отметить достаточно сложное и коррелированное с общим влагосодержанием изменение значений АОТ, в то время как для ($\lambda = 1,047$ мкм) такой взаимосвязи не обнаруживается.

По временным рядам (рис. 1) также просматривается существенное, не всегда взаимосогласованное

изменение спектральных значений $\tau_{\lambda_i}(k)$ (см., например, динамику значений АОТ для 1,047 и 0,371 мкм). При этом амплитуда колебаний спектральных значений АОТ от среднегодового (например, для $\lambda = 0,371$ мкм, $\tau_{cp} \sim 0,2$) иногда достигала 200–250%.

2. Анализ результатов наблюдений

Средние за трехлетний период наблюдений спектральные значения АОТ представляют собой достаточно гладкую зависимость (табл. 1, 2-я колонка), которая в обсуждаемом интервале длин волн хорошо аппроксимируется законом Ангрстрема с параметрами:

$$\tau_{cp}(\lambda) = 0,0603 \lambda^{-1,304}. \quad (1)$$

Анализ изменчивости спектральных значений АОТ по совокупности измеренных данных (с 2000 по 2002 г. ~ 1280 реализаций) показывает (рис. 2),

Таблица 1

λ , МКМ	τ_{cp}	СКО	$\tau_{НВЗ}$	Δ	$\tau_{cp}^{сев}$	$\tau_{cp}^{юг}$	$\tau_{НВЗ}^{сев}$	$\tau_{НВЗ}^{юг}$	$\Delta_{сев}$	$\Delta_{юг}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
0,371	0,227	0,167	0,134	0,402	0,154	0,267	0,135	0,139	0,130	0,628
0,408	0,198	0,142	0,122	0,539	0,134	0,231	0,129	0,126	0,039	0,587
0,438	0,175	0,126	0,113	0,539	0,119	0,204	0,105	0,120	0,126	0,523
0,475	0,158	0,113	0,102	0,482	0,106	0,184	0,096	0,105	0,098	0,547
0,500	0,148	0,106	0,093	0,454	0,100	0,173	0,089	0,098	0,117	0,549
0,547	0,130	0,093	0,082	0,561	0,086	0,153	0,078	0,091	0,099	0,510
0,675	0,096	0,066	0,059	0,520	0,064	0,112	0,063	0,061	0,030	0,584
0,871	0,070	0,048	0,041	0,487	0,045	0,083	0,038	0,044	0,185	0,607
1,047	0,060	0,041	0,036	0,510	0,042	0,068	0,033	0,035	0,235	0,643

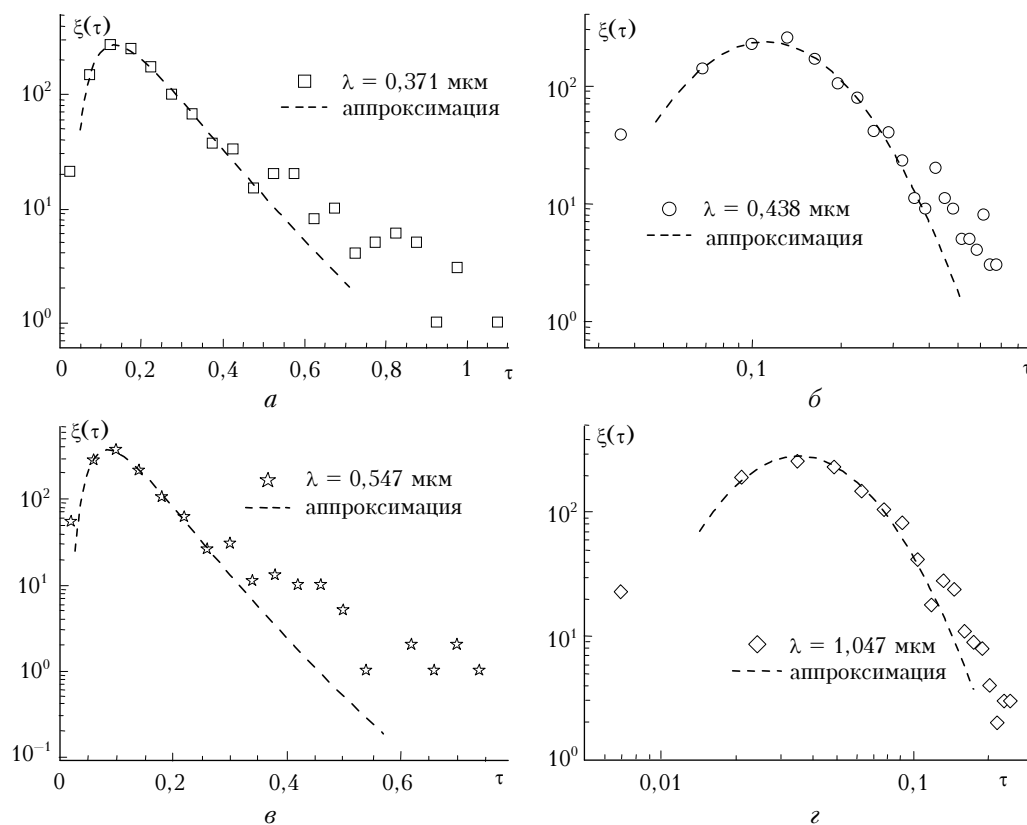


Рис. 2. Распределение индекса повторяемости значений АОТ

что в распределении индекса повторяемости $\xi(\tau_i)$ можно выделить три характерных интервала реализаций измеряемых значений $\tau(\lambda_i)$. В частности, по длине волны $\lambda_i = 0,438$ мкм эти интервалы можно определить как $[\tau < 0,07]$, $[0,07 < \tau < 0,3]$, $[\tau > 0,3]$.

При этом следует отметить, что в интервале НВЗ $[0,07 < \tau < 0,3]$ распределение индекса повторяемости $\xi(\tau)$ хорошо следует логнормальному закону:

$$\xi(\tau) = \frac{\xi_{0\lambda}}{\sqrt{2\pi} \tau \ln \sigma_\lambda} \exp\left\{-\frac{\ln^2(\tau/\tau_{\text{НВЗ}}^\lambda)}{2 \ln^2 \sigma_\lambda}\right\}, \quad (2)$$

причем практически на всех длинах волн. Здесь $\xi_{0\lambda}$, σ_λ , $\tau_{\text{НВЗ}}^\lambda$ — параметры распределения для разных длин волн.

В то же время из указанной закономерности статистического распределения спектральных значений АОТ выпадает достаточно широкий (если оценивать в линейном масштабе) интервал $\tau(\lambda = 0,438 \text{ мкм}) > 0,3$ (рис. 2, б). Здесь гистограммы распределения $\xi(\tau_\lambda)$, построенные по внутригодовым ансамблям реализаций спектральных значений АОТ, не соответствуют логнормальному закону, заметно разнятся между собой по форме не только по годам, но и по длинам волн.

Повторяемость значений $\tau(\lambda_i)$ для очень прозрачных ситуаций, например при $\tau(0,438 \text{ мкм}) < 0,07$, также не согласуется с указанной закономерностью (2) (рис. 2, б, з). Причем в изучаемом регионе доля таких атмосферных ситуаций в общей статистике наблюдений существенна и имеет подробно заполненный интервал вариаций.

Статистика атмосферных ситуаций в интервале малых значений $\tau(\lambda_i) < 0,07$ также неустойчива и меняется год от года (рис. 3). Внутригодовая частота повторения таких ситуаций зависит от конкретных особенностей развития синоптических процессов и, в частности, от частоты вторжения (в регион измерений) арктических ВМ, в составе которых содержание аккумулятивной фракции заметно ниже, чем в умеренных ВМ [7–9]. Значительная удаленность основного региона формирования арктических ВМ от континентальных источников аэрозолеобразующих соединений предопределяет отмеченный в [7, 10] дефицит тонкодисперсной фракции аэрозоля (по сравнению с другими типами ВМ).

На рис. 3 проведено сопоставление нормированных значений распределения индекса повторяемости АОТ $\xi(\tau)/\xi_0$, построенных по отдельным (внутригодовым) ансамблям реализаций для $\lambda = 0,371$ мкм, которые показывают, что в окрестности НВЗ наблюдаются не только достаточно хорошо совпадающий вид статистики их изменения, но и межгодовая устойчивость наиболее вероятных (за год) спектральных значений $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda_i)$.

Аналогичная закономерность была отмечена ранее в [3] по результатам измерений коэффициента аэрозольного ослабления на приземных трассах β_e [км^{-1}]. Причем сравнение распределения индекса повторяемости значений АОТ с аналогичными данными для β_e [3] показало, что для $\xi(\tau)$ характерен

более высокий процент ситуаций с высокой прозрачностью, чем для $\xi(\beta_e)$.

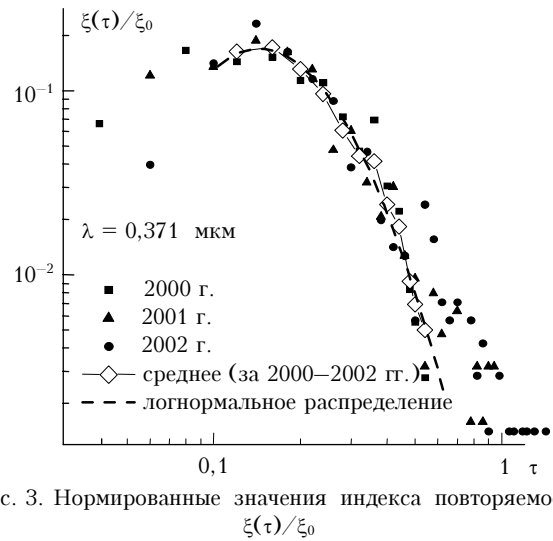


Рис. 3. Нормированные значения индекса повторяемости $\xi(\tau)/\xi_0$

Различия в статистическом распределении двух оптических характеристик для прозрачных атмосферных ситуаций, по-видимому, обусловлены более продолжительным временем пополнения атмосферной толщи арктических ВМ аккумулятивной фракцией аэрозоля [2,9,12]. При вторжении в регион арктических ВМ происходит выхолаживание подстилающей поверхности, что вызывает уменьшение конвективных потоков. В этом случае под влиянием местных источников заметно изменяется лишь содержание аэрозолей в приземном слое, но не во всей атмосферной толще, что и является причиной качественных различий $\xi(\tau)$ и $\xi(\beta_e)$ в коротковолновой области спектра.

Из сопоставления наиболее вероятных значений $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda_i)$ с приземными $\beta_{e, \text{НВЗ}}(\lambda_i)$ можно сделать вывод о том, что высота «эффективного» заполнения атмосферы аэрозолями варьирует от 0,8 до 1,3 км, что согласуется с оценками [8], полученными по «средним» спектральным данным для указанных характеристик.

Ширина логнормального распределения $\xi(\tau_\lambda)$, следуя параметрам аппроксимации (2), в интервале НВЗ с ростом длины волны имеет небольшую тенденцию к сужению.

В четвертой колонке табл. 1 указаны спектральные значения для $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda_i)$, оцениваемые по (2). При этом следует отметить, что отличия значений средней спектральной зависимости $\tau_{\text{cp}}(\lambda_i)$ (2-я колонка) от наиболее вероятных $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda_i)$ иногда достигают ~50% (см. 5-ю колонку, где $\tau(\lambda_i) = (\tau_{\text{cp}} - \tau_{\text{НВЗ}})/(\tau_{\text{cp}} + \tau_{\text{НВЗ}})$). В третьей колонке представлены оценки дисперсии измеренных данных.

Анализ дневных вариаций АОТ в теплые сезоны года показывает [9], что существенным фактором изменения содержания аэрозольной составляющей в нижнем тропосферном слое является полуденное возрастание конвективного потока тепла с подстилающей поверхности. Указанная особенность достаточно

хорошо проявляет себя и при анализе статистического распределения значений АОТ, измеренных в различных типах ВМ.

Для анализа выбраны данные, которые были получены в ситуациях, близких к наиболее вероятным значениям атмосферной толщи, т.е. к тем значениям, статистика которых на разных длинах волн подчиняется логнормальному распределению (2). Фактически были исключены реализации $\tau_k(\lambda_i)$, для которых значения $\tau(\lambda = 0,438 \text{ мкм})$ превышают 0,45.

Затем указанная совокупность данных была поделена на два непересекающихся подмножества. В первое подмножество попали спектральные данные $\tau_k(\lambda_i)$, измеренные в ситуациях, когда направление приземного ветра D_w было преимущественно из «северного» сектора, т.е. $270^\circ < D_w < 90^\circ$. Во второе подмножество попали спектральные данные, измеренные преимущественно в умеренных ВМ с направлением приземного ветра из «южного» сектора, т.е. при $270^\circ > D_w > 90^\circ$.

На рис. 4 представлены графики индекса повторяемости значений АОТ для крайних значений длин волн анализируемого интервала, полученные для двух выделенных ансамблей реализаций. Аналогичная закономерность трансформации статистики значений АОТ наблюдается и на других (промежуточных) длинах волн.

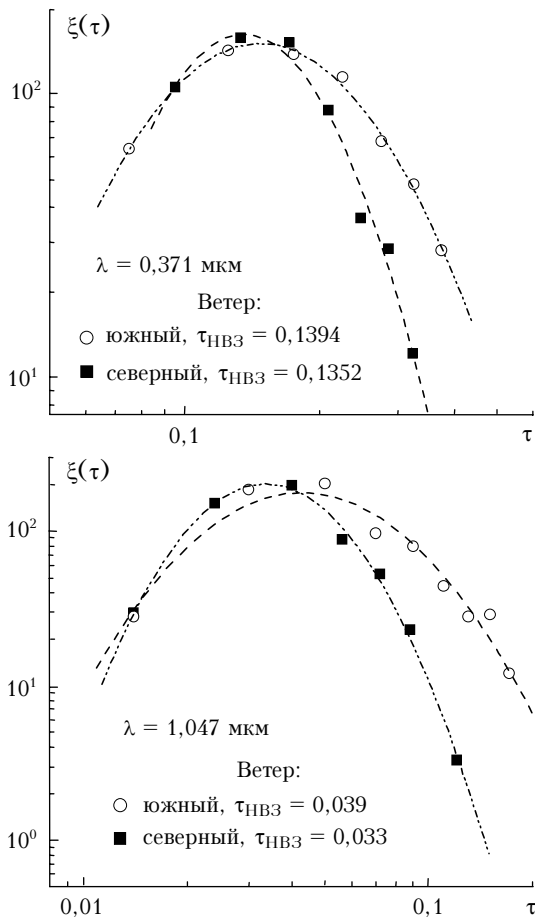


Рис. 4. Распределение индекса повторяемости значений АОТ

При этом важно отметить, что оценки наиболее вероятных значений $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda)$ для указанных ансамблей (приведены в табл. 1, 8-я, 9-я колонки) дают мало различающиеся между собой спектральные зависимости.

Как показывает анализ повторяемости измеренных спектральных значений АОТ, реализации, попавшие в ансамбль «северных», имеют более низкий процент замутненных состояний. При этом средне-статистические значения на отдельных длинах волн приближаются к наиболее вероятным значениям. Различия между средними спектральными значениями и наиболее вероятными достигают лишь $\sim 10\text{--}15\%$ (см. 6, 8, 10-ю колонки табл. 1).

Иная ситуация наблюдается в ансамбле реализаций «южного» направления приземного ветра. В этом случае различия между средними значениями АОТ и наиболее вероятными увеличиваются до $51\text{--}64\%$ (см. 7, 9, 11-ю колонки табл. 1). Из представленных на рис. 4 данных видно, что правая ветвь логнормального распределения при южном ветре заметно шире и в коротковолновой области спектра, и в ближнем ИК-диапазоне. При этом правая граница обсуждаемого интервала значений АОТ на 100% и более превышает наиболее вероятные значения $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda_i)$.

Изменение относительной доли повышенных значений в статистике реализаций АОТ для «южных» ВМ проявляется как закономерность для всех длин волн и затрагивает достаточно широкий интервал вариаций. Оценки оптической эффективности частиц разных размеров [12] показывают, что отмеченные изменения в статистике реализации спектральных значений АОТ не могут быть обеспечены колебанием содержания только одной фракции аэрозоля. Такие изменения могут быть обеспечены изменением дисперсного состава на достаточно широком интервале размеров, что может иметь место при усилении конвективных потоков с поверхности.

Косвенно гипотеза о влиянии более продолжительного и интенсивного выноса аэрозольных соединений над прогретыми областями подстилающей поверхности южных регионов согласуется и с другими вариантами селекции данных оптических измерений.

Например, попытка поделить общую совокупность реализаций спектральных значений АОТ на два ансамбля с направлениями ветра западный и восточный показала, что особых различий в статистике реализаций значений АОТ при указанном разделении данных от «южных» (ср. кривые 1–3, рис. 5, а) не наблюдается. Дело в том, что при указанном способе селекции данных реализации $\tau_k(\lambda_i)$, ранее определявшие состав «южных», попали частично в статистические ансамбли «западных» и «восточных». В то же время любые способы деления ансамбля «северных» существенных изменений в статистике $\xi(\tau)$ не вызывают (см. кривые 4, 5, рис. 5, а).

Своеобразная ситуация наблюдается, если деление общей совокупности данных по направлению ветра проводить по четырем непересекающимся статистическим ансамблям (рис. 5, б).

3. Наиболее вероятный дисперсный состав аэрозолей (модельные оценки)

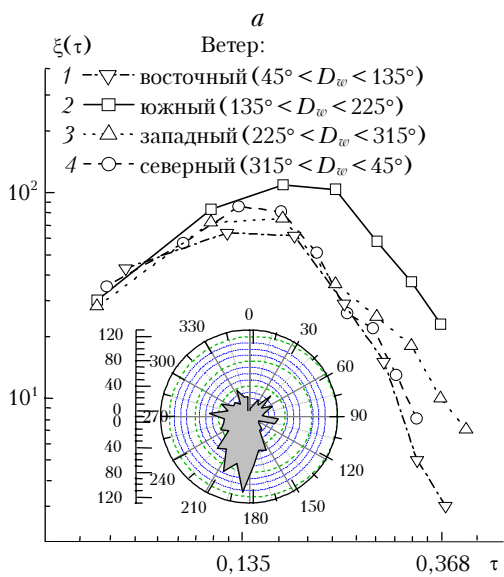
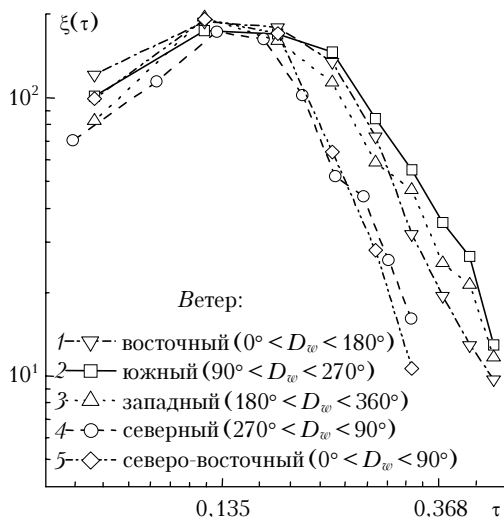


Рис. 5. Распределение индекса повторяемости значений АОТ в интервале НВЗ: а — $\lambda = 0,438$ мкм; б — $\lambda = 0,371$ мкм, при селекции данных измерений по четырем непересекающимся статистическим ансамблям реализаций $\tau_k(\lambda_i)$

Исходная совокупность измеренных данных за три года была разделена на четыре ансамбля реализаций $\tau_k(\lambda_i)$. Ансамбль реализаций $\tau_k(\lambda_i)$, измеренных соответственно при направлениях ветра в приземном слое D_w , попадающих в интервал 45–135°, условно был обозначен как преимущественно «восточный». Аналогичным образом были выделены ансамбли реализаций: «южный» с $135^\circ < D_w < 225^\circ$, «западный» с $225^\circ < D_w < 315^\circ$ и «северный» для $315^\circ < D_w < 45^\circ$.

Как нетрудно видеть из рис. 5, б, если первый, третий и четвертый ансамбли (кривые 1, 3, 4, рис. 5, б) имеют в интервале НВЗ во многом сходную и совпадающую между собой статистику распределения $\xi(\tau(0,371 \text{ мкм}))$, то ансамбль для южного направления (кривая 2) явно выпадает по анализируемому признаку из указанной совокупности данных. На рис. 5 указана также общая статистика направлений ветров.

Такое устойчивое следование статистики распределения $\xi(\tau)$ логнормальному закону (2), как и отмеченная межгодовая устойчивость спектральной зависимости $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda)$, предопределили интерес к анализу возможных причин наблюдаемой закономерности. Данный вопрос в общих чертах уже обсуждался в [3], поэтому в настоящей работе ранее выдвинутые гипотезы дополнены следующим анализом полученных результатов.

В частности, по ансамблю измеренных спектральных значений АОТ за 2000–2002 гг., которые попали в интервал наиболее вероятных состояний, для каждой длины волны в спектральном диапазоне $\lambda_i = 0,37 \div 4,0$ мкм были рассчитаны параметры распределения (2): $\xi_0(\lambda_i)$, $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda_i)$, $\sigma(\lambda_i)$.

Спектральный ход значений $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda_i)$, являясь результатом осреднения многих реализаций $\tau_k(\lambda_i)$ в окрестности наиболее вероятных значений, имеет сглаженную зависимость от длины волны (кривая 1 на рис. 6, а). На рис. 6, б представлен соответствующий такой спектральной зависимости спектр размеров аэрозольных частиц, восстановленный на основе решения обратной задачи (кривая 1), который указывает на достаточно существенный оптический вклад частиц аккумулятивной фракции ($< 0,35$ мкм).

Знание параметров $\xi_0(\lambda_i)$, $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda_i)$, $\sigma(\lambda_i)$ в (2) позволяет оценить спектральное изменение значений АОТ не только для наиболее вероятных состояний аэрозольной компоненты в атмосфере, но и в некоторой окрестности наиболее вероятных состояний, где наблюдается закономерность логнормального распределения $\xi(\lambda_i)$. Например, изучить «среднестатистическое» изменение дисперсного состава дымки при последовательном переходе к менее вероятным спектральным значениям $\tau^p(\lambda_i)$, но достаточно часто наблюдаемым.

Значение $\tau^p(\lambda_i)$ оценивалось, исходя из условия (3), по заданной заранее одной и той же величине $\rho = \xi/\xi_0 < 1$ для разных длин волн, как и параметров $\xi_0(\lambda_i)$, $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda_i)$, $\sigma(\lambda_i)$:

$$\rho = \frac{\xi[\tau^p(\lambda)]}{\xi_{0\lambda}} = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \tau^p \ln \sigma_\lambda} \times \exp\left\{-\frac{\ln^2(\tau^p / \tau_{\text{НВЗ}})}{2 \ln^2 \sigma_\lambda}\right\} = \text{const.} \quad (3)$$

На рис. 6, а представлены четыре спектральные зависимости $\tau^p(\lambda_i)$ (кривые 1–4), а также результат осреднения реализаций только для замутненных состояний, выпадающих из интервала наиболее вероятных состояний (кривая 5). Видно, что параметр Ангстрема v для коротковолновой области спектра с ростом замутнения по статистике (2) постепенно уменьшается от 1,39 до 1,22. В то же время для ситуаций, выпадающих из статистики наиболее вероятных состояний, характерен более крутой спектральный ход $\tau(\lambda_i)$ с параметром Ангстрема $v = 1,47$,

что свидетельствует о заметном увеличении оптического влияния аккумулятивной фракции.

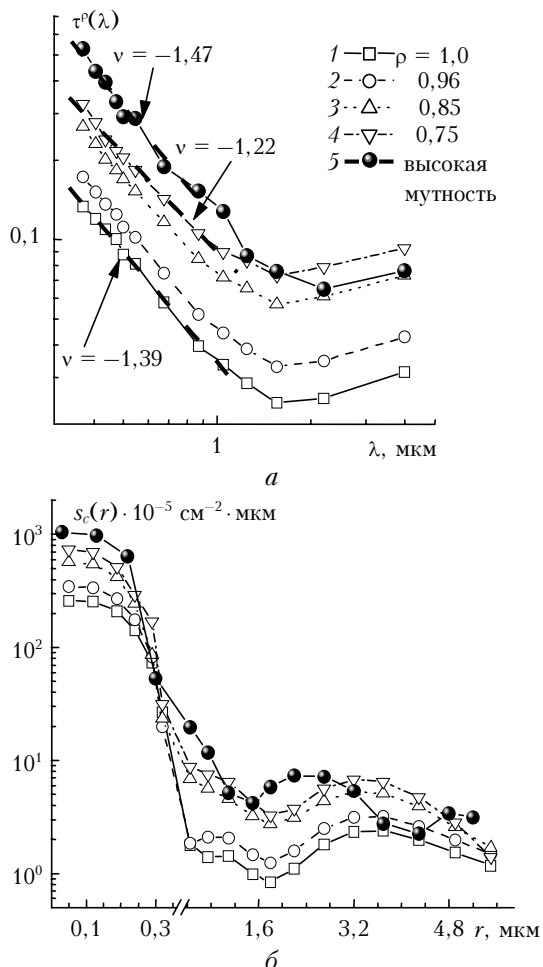


Рис. 6. Изменения дисперсного состава аэрозолей в интервале наиболее вероятных состояний

Следует признать, что при данном способе оценки спектральной зависимости происходит некоторое смещение различных оптических состояний атмосферы. Однако используемый подход позволяет проследить «среднеатмосферное» изменение оптико-микрофизических свойств дымки при переходе от относительно прозрачных состояний атмосферы к более замутненным. В частности, по результатам обращения спектральных зависимостей $\tau^{\rho}(\lambda_i)$ (см. рис. 6) были получены данные о «среднестатистических» изменениях содержания различных фракций в дисперсном составе аэрозольной компоненты атмосферы (кривые 1–5, рис. 6, б).

Результаты обращения показывают, что по мере увеличения вероятности регистрации спектральных значений $\tau^{\rho}(\lambda_i)$ уменьшается относительное содержание аккумулятивной и среднесперсной фракций аэрозоля, т.е. менее вероятные состояния повышенной мутности атмосферы, как правило, обусловлены повышением относительного содержания мелкой фракции аэрозолей.

На интервале размеров грубодисперсной фракции ($r > 1,0$ мкм) наблюдается практически парал-

лельное смещение кривых, которое может быть интерпретировано как изменение «эффективной» высоты распространения аэрозолей от подстилающей поверхности (высоты слоя перемешивания) при увеличении мутности атмосферы.

Причина неустойчивости среднегодовых спектральных значений $\tau_{\text{ср}}(\lambda)$ в интервале повышенной мутности атмосферы не столь однозначна, как в интервале малых τ , и может быть обусловлена воздействием нескольких геофизических факторов [1, 9–11]. Однако и в этом случае просматривается существенное влияние нерегулярных колебаний содержания субмикронных аэрозольных частиц [9, 13]. В атмосферной толще частицы аккумулятивной и среднесперсной фракций легко переносятся на значительные расстояния от источников и имеют продолжительное время жизни.

Измерения показывают, что статистика значений АОТ, регистрируемых в третьем интервале, год от года испытывает заметные нерегулярные колебания. Причем повышенные значения АОТ довольно часто регистрируются в эпизодах, когда трассу измерений пересекают ВМ, обогащенные дымами региональных лесных пожаров [9]. В бореальной климатической зоне масштабные лесные пожары и возгорания торфяников в сухие летние сезоны — довольно частое явление. Анализ результатов космомониторинга территории Томской области показывает [14, 15], что количество лесных пожаров в течение 1998–2004 гг. испытывает заметные колебания в интервале от 100 до 600 случаев. Очевидно, что эффективность влияния дымовых выбросов на статистику реализации повышенных значений АОТ существенно зависит не только от мощности и продолжительности распространения продуктов сгорания по региону, но и от специфики развития синоптических процессов в бореальной климатической зоне [3, 4, 7, 14–16], а потому и меняется по годам нерегулярным образом. Причем заметные межгодовые колебания среднегодовых спектральных значений АОТ происходят на фоне межгодовой устойчивости наиболее вероятных значений.

Кроме того, существенно преобладание статистики реализации наиболее вероятных значений АОТ над интервалом повышенных значений показывает, что наблюдаемая статистика аномальных аэрозольных выбросов и их мощность в регионе таковы, что процесс их рассеивания в атмосфере не оказывает существенных воздействий на наиболее вероятный уровень мутности аэрозольной толщи.

Анализируемые особенности изменения дисперсного состава атмосферной дымки следует рассматривать не только как последствия релаксационного процесса аэрозольных аномалий внутри ВМ, но и как окрестность наиболее вероятных состояний дисперсного состава дымки, возникающую в силу специфики циркуляционных процессов, определяющих достаточно частую смену арктических ВМ на умеренно континентальные.

На рис. 7 представлена динамика интегральных характеристик дисперсной структуры дымки: суммарных сечения S_t и объема V_t аэрозольных частиц, а также их компонент — аккумулятивной S_a и V_a и грубодисперсной S_r и V_r фракций.

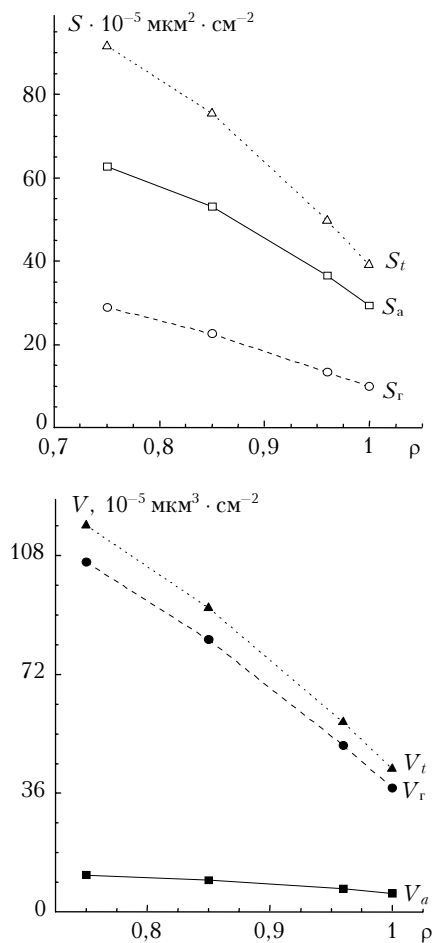


Рис. 7. Зависимость интегральных характеристик дисперсной структуры дымки при увеличении мутности атмосферы

Для анализа микроструктурных изменений дымки, вызывающих столь существенные колебания АОТ в районе наблюдений, весь массив измеренных данных был разделен на три подмножества. В дальнейшем эти подмножества, отражающие среднестатистические свойства аэрозольной компоненты атмосферы, были определены как ситуации высокой прозрачности, средней и повышенной мутности. Границы подмножеств на рис. 1, *a* указаны пунктиром и выбраны примерно равной длины в масштабе изменения $\ln(\tau(\lambda = 0,485 \text{ мкм}))$.

Для указанных ансамблей были вычислены средние по ансамблям спектральные значения $\tau_{cp}(\lambda)$, которые представлены на рис. 8, *a*. Как видно, при повышении мутности атмосферной толщи существенно меняется наклон спектральных кривых, ν варьирует в интервале от 0,92 до 1,62.

На рис. 8, *б* представлены результаты обращения спектральных зависимостей, которые показывают, что наиболее оптически значимые изменения дисперсной структуры аэрозолей по мере увеличения мутности атмосферы происходят в интервале размеров аэрозольных частиц радиусом от 0,08 до 0,9 мкм. В табл. 2 показана динамика изменения суммарного сечения и объема аэрозольных частиц на различных

интервалах размеров по мере повышения мутности атмосферного столба.

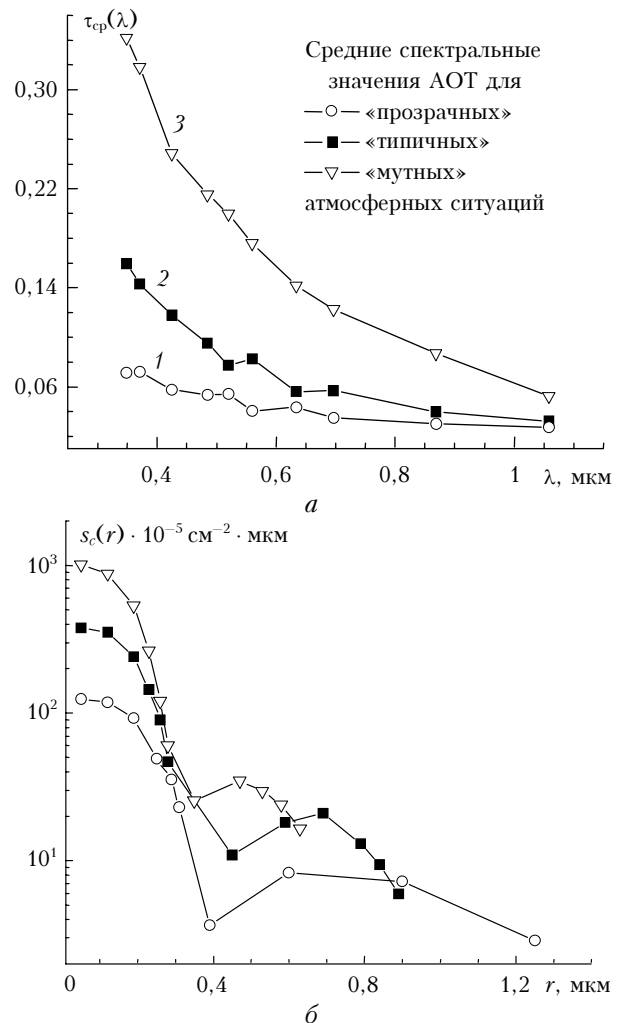


Рис. 8. Спектральное изменение АОТ для трех интервалов вариаций (*a*) и восстановленные по ним спектры размеров (*б*)

Оценки показывают более чем пятикратное увеличение суммарного сечения и объема частиц аккумулятивной фракции (см. табл. 2). При этом эффективный размер частиц $r_{эф}$ уменьшается от $\sim 0,2$ до 0,14 мкм, что подтверждает основную тенденцию увеличения доли наиболее мелких оптически значимых частиц. Объемное содержание более крупных фракций аэрозоля не испытывает столь существенных изменений (в сравнении с аккумулятивной).

В результате обращения спектральных зависимостей АОТ, приведенных на рис. 8, *a*, удалось оценить спектральные изменения оптического вклада крупных частиц (рис. 9) по мере повышения мутности атмосферной толщи, в которой хорошо просматривается тенденция к уменьшению среднего радиуса частиц среднесперсного диапазона $r_{эф}$ примерно от 0,85 до 0,5 мкм.

Увеличение (с ростом мутности атмосферы) оптического влияния более мелких частиц среднесперсного диапазона размеров указывает на их приток из интервала размеров аккумулятивной фракции

Таблица 2

Изменение суммарного сечения S_t и объема V_t аэрозольных частиц и их фракций на различных интервалах размеров по мере повышения мутности атмосферного столба

Интегральный параметр	Атмосферная толща		
	прозрачная	средней мутности	повышенной мутности
$S_t \cdot 10^{-5} \text{ мкм}^2 \cdot \text{см}^{-2}$	33,0	81,0	176,0
$S_a \cdot 10^{-5} \text{ мкм}^2 \cdot \text{см}^{-2}$	26,0	68,0	168,0
$S_r \cdot 10^{-5} \text{ мкм}^2 \cdot \text{см}^{-2}$	7,0	13,0	8,0
$V_t \cdot 10^{-5} \text{ мкм}^3 \cdot \text{см}^{-2}$	10,4	18,5	29,5
$V_a \cdot 10^{-5} \text{ мкм}^3 \cdot \text{см}^{-2}$	4,90	11,5	25,2
$V_r \cdot 10^{-5} \text{ мкм}^3 \cdot \text{см}^{-2}$	5,5	7,0	4,5

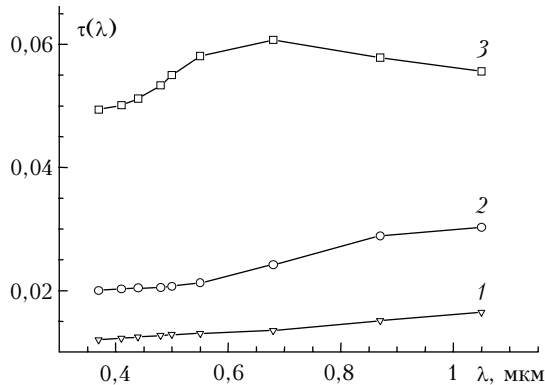


Рис. 9. Трансформация спектральной зависимости оптического вклада среднечисловых аэрозолей по мере повышения замутненности атмосферы. Номера кривых соответствуют обозначениям рис. 8, а

(в результате коагуляционного укрупнением частиц), что обычно наблюдается при резком увеличении счетной концентрации последних, например при обогащении ВМ дымовыми аэрозолями над очагами крупномасштабных лесных пожаров [3].

Выводы

Анализ статистической изменчивости АОТ, измеренных в период с 2000 по 2002 г., показывает, что в распределении индекса повторяемости значений АОТ на разных длинах волн $\xi(\tau(\lambda_i))$ просматриваются три характерных интервала реализации измеряемых значений $\tau_k(\lambda_i)$.

В интервале наиболее вероятных значений распределение индекса повторяемости $\xi(\tau)$ хорошо следует логнормальному закону. Ширина модельной аппроксимации (2) распределения $\xi(\tau(\lambda))$ с ростом длины волны имеет тенденцию к сужению. Из указанной статистической закономерности заметно выпадают лишь очень прозрачные ситуации, например для $\tau(\lambda = 0,438 \text{ мкм}) < 0,08$, а также с аномально высокими значениями $\tau(0,438 \text{ мкм}) > 0,4$.

Несмотря на то что циркуляционные процессы сформировали в Томске разные (по годам) погодные условия оптических наблюдений (заметный разброс данных по синоптическим признакам [4]), анализ распределения индекса повторяемости спектральных значений АОТ $\xi(\tau)$ выявил достаточно хорошую межгодовую устойчивость их наиболее вероятных значений $\tau_{\text{НВЗ}}(\lambda_i)$.

Воздушные массы с повышенной мутностью атмосферной толщи, как правило, содержат хорошо выраженную моду среднечисловых частиц. Оценки показывают более чем пятикратное увеличение суммарного сечения и объема частиц аккумулятивной фракции. При этом эффективный размер частиц $r_{\text{эф}}$ уменьшается от $\sim 0,2$ до $0,14 \text{ мкм}$. Объемное содержание более крупных фракций аэрозоля не испытывает столь значительных изменений.

Для спектрального интервала $\lambda < 0,75 \text{ мкм}$ основным фактором изменения прозрачности атмосферы является изменение оптического вклада аккумулятивной фракции.

Авторы выражают благодарность д.ф.-м.н. С.М. Сакерину за конструктивное обсуждение представленных результатов и полезные замечания.

1. Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Белан Б.Д. Геофизические факторы формирования аэрозольной оптической погоды Западной Сибири // Оптика атмосф. и океана. 1999. Т. 12. № 10. С. 922–934.
2. Рахимов Р.Ф., Ужegov В.Н., Макиенко Э.В., Пхалагов Ю.А. Микрофизическая интерпретация сезонной и суточной изменчивости спектральной зависимости коэффициента аэрозольного ослабления на приземных трассах // Оптика атмосф. и океана. 2004. Т. 17. № 5–6. С. 386–404.
3. Рахимов Р.Ф., Ужegov В.Н., Макиенко Э.В., Пхалагов Ю.А. О наиболее вероятных значениях коэффициента аэрозольного ослабления атмосферной дымки по долговременным рядам наблюдений на приземной горизонтальной трассе // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 7. С. 566–573.
4. Makienko E.V., Rakhimov R.F., Sakerin S.M., Kabanov D.M., Uzhegov V.N. Investigation of the forest fire smoke aerosol microstructure by the methods of spectral transparency // Proc. of the 5th Int. Conf. «Wildlife Fires: Initiation, Spread, Suppressing and Ecological Consequences». Krasnojarsk, 2003. P. 285–287.
5. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15. № 4. С. 301–320.
6. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеопиздат, 1991. 616 с.
7. Белан Б.Д., Рассказчикова Т.М., Складнева Т.К. Синоптический режим Томска за 1992–2004 гг. // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 10. С. 887–892.
8. Ужegov В.Н., Пхалагов Ю.А., Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Панченко М.В. Исследования высоты однородной аэрозольной атмосферы в видимой и инфракрасной

- областях спектра // Оптика атмосфер и океана. 2005. Т. 18. № 5–6. С. 410–415.
9. Макиенко Э.В., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть III. Динамика дисперсной структуры аэрозоля // Оптика атмосфер и океана. 2002. Т. 15. № 7. С. 590–599.
 10. Сакерин С.М., Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть I. Формальный анализ ситуации // Оптика атмосфер и океана. 2000. Т. 13. № 9. С. 813–818.
 11. 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 атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 9. С. 819–825.
 12. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 200 с.
 13. Макиенко Э.В., Рахимов Р.Ф., Ужegov В.Н., Пхалогов Ю.А. Микрофизическая интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольного ослабления излучения на приземной трассе // Оптика атмосфер и океана. 2003. Т. 16. № 12. С. 667–671.
 14. Афонин С.В., Белов В.В., Гриднев Ю.В. Система космомониторинга лесных пожаров на территории Томской области. Часть 1. Организация системы космомониторинга // Оптика атмосфер и океана. 2000. Т. 13. № 11. С. 996–1004.
 15. Афонин С.В., Белов В.В. Система космомониторинга лесных пожаров на территории Томской области. Часть 2. Оценка эффективности космомониторинга // Оптика атмосфер и океана. 2001. Т. 14. № 8. С. 692–696.
 16. Зуев В.Е., Белан Б.Д., Задде Г.О. Оптическая погода. Новосибирск: Наука, 1990. 192 с.

R.F. Rakhimov, D.M. Kabanov, E.V. Makienko. Analysis of haze disperse composition variation at increase of atmospheric turbulence by AOT measurements in Tomsk.

Statistically averaged variability of the aerosol component state is considered based on AOT spectral measurements. Characteristic variations of the particle size spectrum in atmospheric hazes at increase of the atmosphere turbulence are analyzed based on spectral data inversion. Estimates show that the increase of atmospheric turbulence is stipulated, on the whole, by growing content of accumulation fraction. For states of increased atmospheric turbulence, formation of a pronounced moderate particle mode is characteristic. Analysis of histograms of spectral values $\tau(\lambda_i)$ distribution density $\xi(\tau)$ over interval of intra-annual variability (index of values repetitiveness) for 2000–2002 has shown that, despite a noticeable inter-annual difference in statistical distribution of AOT values, in intra-annual measurement series all histograms of the repetitiveness index have a pronounced maximum and a stable interval of most probable values.