

Р.Ф. Рахимов, В.Н. Ужегов, Э.В. Макиенко, Ю.А. Пхалагов

О наиболее вероятных значениях коэффициента аэрозольного ослабления атмосферной дымки по долговременным рядам наблюдений на приземной горизонтальной трассе

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 14.12.2004 г.

По результатам продолжительных рядов наблюдений аэрозольной прозрачности атмосферы на приземной горизонтальной трассе вблизи г. Томска анализируется межгодовая изменчивость коэффициента аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda)$ в спектральном интервале $\lambda = 0,44\text{--}3,91$ мкм. Выявлена межгодовая устойчивость наиболее вероятных значений. Показано, что гистограмма распределения индекса повторяемости значений коэффициента аэрозольного ослабления $N(\beta_e)$, полученных в спектральном интервале $0,44\text{--}3,91$ мкм, близка к логнормальному распределению. Внутригодовая специфика рядов наблюдений проявляется в основном в интервале повышенных значений коэффициентов аэрозольного ослабления. Наиболее существенные колебания спектральных значений коэффициента аэрозольного ослабления в регионе обусловлены дымовыми возмущениями от лесных пожаров. Межгодовые изменения левой ветви аппроксимирующей зависимости частотного распределения $N(\beta_e)$ вызваны изменением статистики вторжений в регион измерений арктических воздушных масс.

Введение

В нашей работе [1] по результатам многомесячных спектральных измерений коэффициента аэрозольного ослабления оптической радиации $\beta_e(\lambda)$ на приземной трассе, выполненных в 2002 г. вблизи Томска, была изучена специфика сезонных и суточных вариаций оптико-микрофизических параметров дисперсной компоненты атмосферы. На основе полученных данных была апробирована методика численного моделирования элементов ортогонального разложения корреляционной матрицы, характеризующих спектральное изменение коэффициента аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda)$ под воздействием случайных и регулярных геофизических факторов.

Удалось показать, что статистическое многообразие сезонных и суточных вариаций спектральной зависимости $\beta_e(\lambda)$ является результатом колебаний содержания частиц на интервале размеров трех аэрозольных фракций: $r < 0,45$ мкм; $0,45 < r < 1,8$ мкм; $r > 1,8$ мкм. В настоящей работе на основе данных, полученных в ходе продолжительных измерений, анализируется межгодовая изменчивость спектральных значений коэффициента аэрозольного ослабления оптического излучения в приземном слое.

Исходные данные

Для анализа были привлечены массивы спектральных значений коэффициента аэрозольного

ослабления излучения в диапазоне длин волн $0,44\text{--}3,91$ мкм, полученные по результатам измерений на протяженной приземной трассе в период с 2000 по 2003 г. Измерения проводились в разные сезоны года (табл. 1).

Таблица 1

Год	Месяц	\bar{t} , °C	t_{\min} , °C	t_{\max} , °C	\bar{Rh} , %	Число реализаций
2000	Февраль	-8,1	-20,5	0,5	65,3	35
	Март	-0,7	-13,5	9,3	63,0	150
	Апрель	-4,1	-9,9	19,6	53,4	184
	Май	13,9	-0,8	28,0	56,3	127
	Июнь	19,26	7,4	29,8	64,9	188
	Июль	18,0	7,1	31,1	67,9	163
	Август	17,6	6,8	29,7	72,8	167
2001	Апрель	1,9	-13,4	18,2	56	157
	Май	16,9	-1,3	33,5	50,5	291
	Июнь	18,4	6,2	30,4	71,4	158
	Июль	18,9	6,9	28,2	73,7	113
2002	Май	15,4	0,3	32,4	48,1	166
	Июнь	17,5	3,2	29,2	66,2	262
	Июль	19,8	9,6	32,7	65,9	236
	Август	16,8	8,2	35,0	69,1	254
	Сентябрь	11,1	-1,7	25,8	62,7	274
	Октябрь	2,9	-10	16	56,7	154
2003	Май	12,9	-0,9	24,3	50,7	103
	Июнь	20,3	7,4	31,7	59,7	309
	Июль	18,7	9,1	32,6	64,2	306
	Август	18,0	5,6	28,7	63,6	270
	Сентябрь	11,3	0,4	26,4	70,5	193

В табл. 1 приведены также усредненные по сезону значения температуры воздуха \bar{t} , ее минимальные и максимальные значения t_{\min} и t_{\max} , средние значения относительной влажности воздуха Rh и число полученных реализаций N . Из таблицы следует, что основная статистика измерений (3 891 реализация) относится к сезонам года с положительной среднемесячной температурой воздуха. Реализации $\beta_e(\lambda)$, измеренные в зимний период 2000 г., слабо обеспечены статистически (369 реализаций). Поэтому основные выводы о специфике формирования аэрозольного компонента в регионе следует рассматривать как характеристики межгодовых изменений аэрозольного компонента в теплые сезоны года.

Для иллюстрации характера межгодовой изменчивости коэффициентов аэрозольного ослабле-

ния для одного и того же сезона на рис. 1 приведена временная динамика июльских значений коэффициентов $\beta_e(0,44)$; $\beta_e(1,06)$ и $\beta_e(3,91)$, полученных в 2000–2003 гг.

Видно, что средний уровень и амплитуда колебаний коэффициентов $\beta(\lambda)$ от года к году заметно меняются. Так, наибольшие замутнения атмосферы (в среднем по выборке) были зафиксированы в июле 2002 г. ($\beta_{\text{ср}} = (0,44) = 0,268 \text{ км}^{-1}$), когда наблюдались многочисленные возгорания лесных массивов в Западной и Восточной Сибири. Тогда же были зафиксированы и наибольшие амплитуды колебаний значений $\beta_e(0,44)$. Наиболее чистой (по июльским данным) атмосфера была в 2001 г. ($\beta_{\text{ср}} = (0,44) = 0,178 \text{ км}^{-1}$).

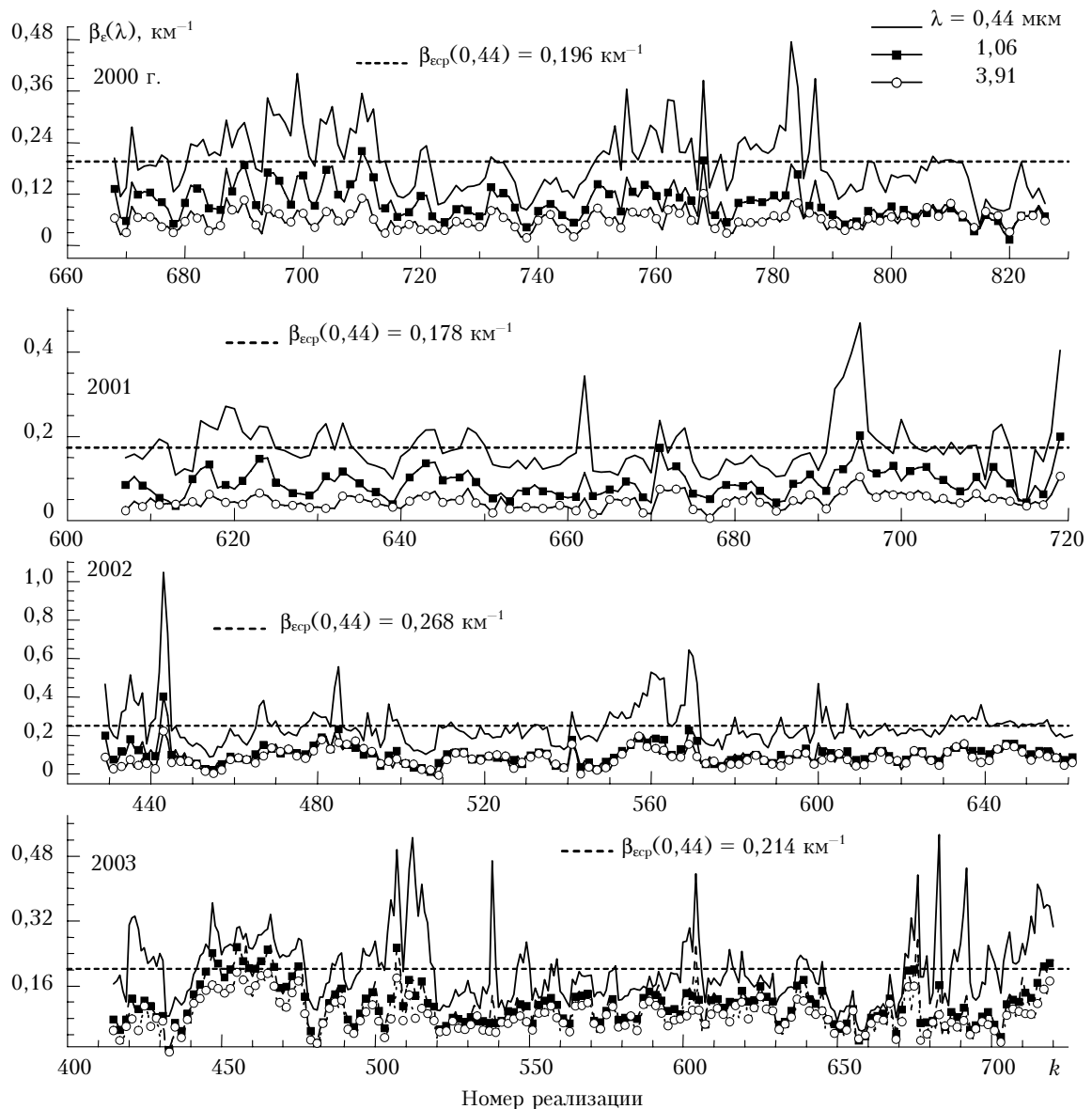


Рис. 1. Временная динамика июльских значений коэффициента аэрозольного ослабления на длинах волн 0,44; 1,06 и 3,91 мкм

О наиболее вероятных значениях коэффициента аэрозольного ослабления атмосферной дымки...

Результаты

Для анализа межгодовых изменений состояния аэрозольного компонента были использованы не только средние значения коэффициента аэрозольного ослабления, но и гистограммы плотности распределения $N(\beta_e)$ измеряемых величин $\beta_e(\lambda_i)$ по характерному интервалу внутригодовой изменчивости.

Для оценки плотности распределения $N(\beta_e)$ характерный интервал изменчивости β_e делился на равные отрезки и количество реализаций, попавших в каждый интервал, служило оценкой значения индекса повторяемости $N(\beta_e)$ среднего для каждого интервала значения коэффициента ослабления в конкретной внутригодовой выборке.

На рис. 2 представлены кривые, характеризующие межгодовую изменчивость в распределении параметра $N(\beta_e)$ для трех длин волн (0,44; 1,06 и 2,17 мкм), построенные по данным измерений 2000–2003 гг. с марта по октябрь включительно.

Из приведенных данных видно, что полученные в разные годы распределения индекса повторяемости значительно отличаются друг от друга по амплитуде и полуширине. В то же время очень интересным является то обстоятельство, что максимумы этих распределений на всех длинах волн каждый год наблюдаются примерно в одном и том же интервале значений коэффициента $\beta_e(\lambda)$ (более подробно см. на рис. 3,а). Интервал значений коэффициента $\beta_e(\lambda)$, находящийся непосредственно в окрестности максимума распределения, по определению, соответствует наиболее вероятному значению (НВЗ) коэффициента аэрозольного ослабления оптического излучения в дымках данного региона, который обозначим как $\beta_e^*(\lambda)$. Из рис. 3,а также следует, что межгодовые отличия в распределении параметра $N(\beta_e)$ в основном проявляются в интервале повышенных значений коэффициента аэрозольного ослабления, которые в дальнейшем рассматриваются как «возмущенные» состояния аэрозольного компонента.

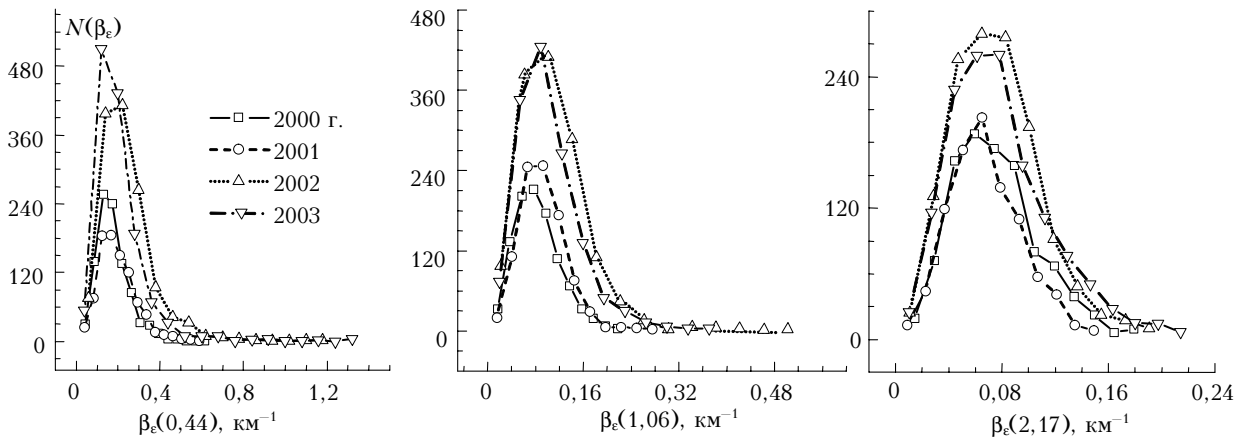


Рис. 2. Статистическое распределение значений коэффициента аэрозольного ослабления по интервалу внутригодовой изменчивости на трех длинах волн в период с 2000 по 2003 г.

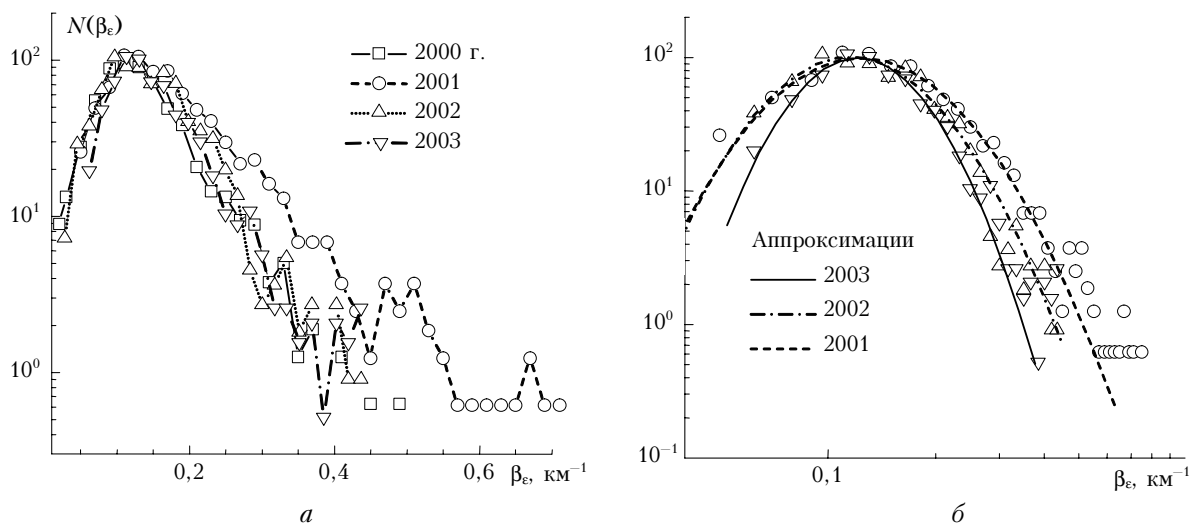


Рис. 3. Модельная аппроксимация гистограмм распределения индекса повторяемости значений коэффициента аэрозольного ослабления $N(\beta_e)$, измеренных в разные годы на длине волны оптического излучения $\lambda = 0,56$ мкм: а – ось абсцисс в линейном масштабе; б – ось абсцисс в логарифмическом масштабе

Детальный анализ внутригодовых рядов спектральных измерений $\beta_\epsilon(\lambda, k)$ показал, что статистическое распределение значений коэффициентов аэрозольного ослабления в интервале наиболее вероятных значений достаточно хорошо аппроксимируется логарифмически нормальным распределением (рис. 3,б и 4,в). Коэффициент корреляции между измеренными значениями и значениями аппроксимирующей логнормальной кривой для всей совокупности эмпирических данных составляет 88–97%.

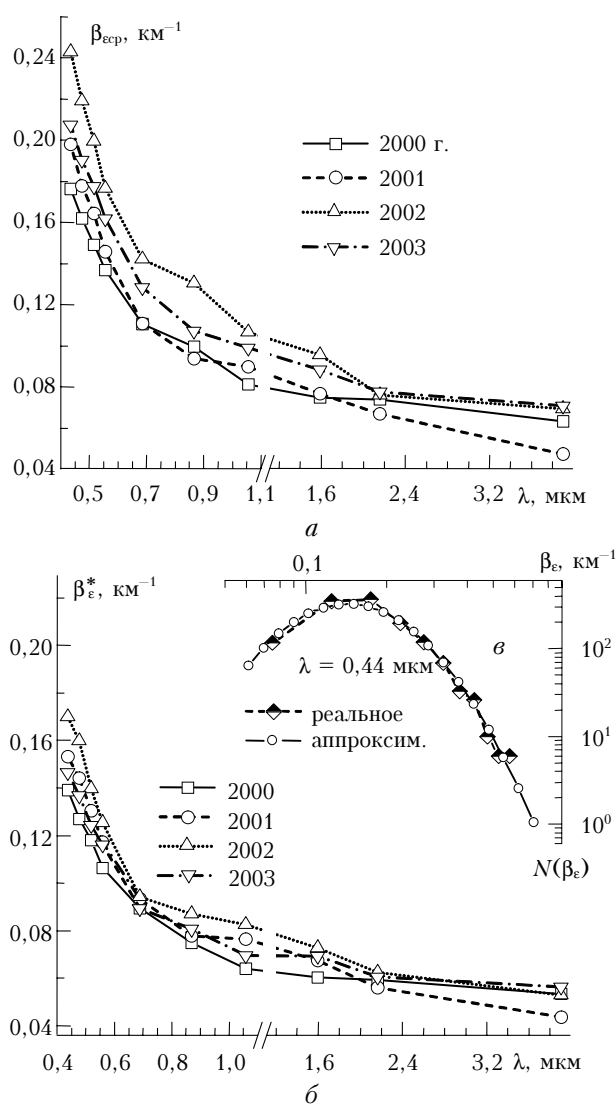


Рис. 4. Спектральное изменение средних (а) и наиболее вероятных значений (б) коэффициента аэрозольного ослабления; в – пример модельной аппроксимации индекса повторяемости на длине волны $\lambda = 0,44 \text{ мкм}$

Это обстоятельство позволило в дальнейшем решить одну из важных задач данной работы – получить достоверные оценки наиболее вероятных значений коэффициентов аэрозольного ослабления во всем диапазоне длин волн. Дело в том, что соотношение между случайной и регулярной составляющими погрешности экспериментальной оценки значений $\beta_\epsilon(\lambda)$ по спектральному интервалу измере-

ний может меняться вследствие не только некоторых особенностей аппаратной методики, но и разнообразия атмосферных ситуаций. Относительный вклад в ослабление оптического излучения различных газовых компонентов по ходу внутригодовых измерений заметно меняется. Для того чтобы получить однозначную оценку $\beta_\epsilon^*(\lambda)$ из экспериментальных распределений $N(\beta_\epsilon)$ для некоторых длин волн, необходимо иметь большую статистику измерений, поскольку из-за недостаточной статистики они могут иметь слабо выраженный максимум (см., например, рис. 3,б, данные от 2001 г.).

Обоснованное применение модельной аппроксимации экспериментально установленных статистик $N(\beta_\epsilon)$ логарифмически нормальным распределением (построенной по 10 и более точкам гистограммы) позволяет получить более достоверные и однозначные оценки наиболее вероятных значений $\beta_\epsilon^*(\lambda)$. Пример такой аппроксимации для $\lambda = 0,56 \text{ мкм}$ приведен на рис. 3,б, откуда однозначно следует оценка наиболее вероятного значения коэффициента $\beta_\epsilon^*(0,56) \sim 0,116 \text{ км}^{-1}$.

Причем, согласно многолетним измерениям аэрозольного коэффициента ослабления на длине волны $0,56 \text{ мкм}$, около 84% их значений не превышают $0,2 \text{ км}^{-1}$. Аналогичная ситуация наблюдается по другим длинам волн. Иными словами, привлекаемые данные дают весомые основания для физически обоснованных заключений, так как базируются на результатах преобладающей статистики измерений.

Ранее в [3] нами была рассмотрена ситуация смены умеренно-континентальной воздушной массы (ВМ), обогащенной дымовыми аэрозолями, на арктическую. При этом наблюдался редкий случай аномальной спектральной зависимости коэффициента $\beta_\epsilon(\lambda)$, что было вызвано резким уменьшением содержания аккумулятивной фракции в арктической ВМ.

Сравнение наиболее вероятных значений, полученных в настоящей работе, с оценками коэффициента аэрозольного ослабления $\beta_\epsilon(0,56)$ для арктической ВМ [3] показывает, что последние примерно в 2–2,5 раза ниже НВЗ. То есть в арктических ВМ содержание частиц аккумулятивной фракции ($r < 0,45 \text{ мкм}$) заметно меньше наиболее вероятного уровня их содержания в атмосфере, фиксируемого по длинным рядам измерений в регионе. Из чего следует первый вывод, что в теплое время года состояния аэрозольного компонента (близкие к наиболее вероятным) в приземном слое региона формируются преимущественно не арктическими ВМ.

Статистика изменения $\beta_\epsilon(0,56)$ показывает, что в других воздушных массах, пересекающих трассу, аэрозольный компонент распределен неоднородно. Измеренные величины $\beta_\epsilon(0,56)$ в отдельных реализациях в 5–7 раз превышают уровень НВЗ, что может быть определено как нетипичное аэрозольное замутнение атмосферы.

Второй вывод из представленных на рис. 3 результатов состоит в том, что «возмущенные» состояния дисперсной компоненты в пункте наблюдений

в процессе внутриагмосферного развития относительно редко достигают минимальных (фоновых) значений. Временные ряды наблюдений $\beta_{\epsilon}(\lambda, k)$ (см. рис. 1) показывают, что периоды повышенной замутненности достаточно часто перемежаются с относительно прозрачными ситуациями в приземном слое, что говорит о существенной неоднородности распределения аэрозолей в составе воздушной массы.

Колебания уровня содержания аэрозолей предопределяют разный темп развития дисперсной смеси и длительность цикла релаксации аэрозольных аномалий до стадии квазиравновесия. Поэтому наиболее вероятные состояния представляют не местный фоновый уровень, а некоторый среднециклический или *среднестатистический* результат релаксации многих аэрозольно-газовых аномалий, переносимых в составе разных типов ВМ. В то же время стадии с НВЗ $\beta_{\epsilon}(\lambda)$ являются результатом неполной релаксации, а исследуемый район — зоной повышенных аэрозольных нагрузок атмосферы.

В [1, 3] было показано, что основной причиной резких изменений аэрозольного замутнения на трассе измерений является повышение содержания аккумулятивной фракции. В сезоны с положительной температурой приземного слоя атмосферы (ПСА) в формировании аэрозольного компонента важную роль играют многочисленные возгорания древесных материалов в бореальной зоне лесов. Локальные всплески аномально высоких значений коэффициента аэрозольного ослабления эпизодически фиксировались аппаратурой, как правило, при пересечении трассы измерений ВМ, обогащенной дымовыми аэрозолями.

В то же время хорошо известно, что основным механизмом возникновения частиц на интервале размеров аккумулятивной фракции является комплекс внутриагмосферных процессов, определяющих образование частиц из паров аэрозолеобразующих соединений с последующим непрерывным коагуляционным укрупнением. В этом контексте представляется, что терминологическое сочетание «аэрозольно-газовые аномалии» более корректно раскрывает существо процессов, определяющих колебания уровня аэрозольной замутненности атмосферы.

Третий вывод следует из относительной редкости регистрации в Томске свойственных арктическому региону значений аэрозольного ослабления на уровне $0,03-0,05 \text{ км}^{-1}$ (с близким к нейтральному спектральным ходом в видимом и ближнем ИК-диапазоне) и заключается в достаточно быстрой реакции арктической ВМ на местные факторы формирования аккумулятивной фракции в ПСА. По мере продвижения арктической воздушной массы в глубь континента ее приземная область обогащается частицами аккумулятивной фракции за счет активности местных источников. Именно этим обстоятельством объясняется резкий спад левой ветви (см. рис. 3,б) распределения индекса повторяемости $N(\beta)$.

Таким образом, анализ полученных результатов показывает, что специфические особенности формирования аэрозольной оптической погоды в регионе измерений и ее изменения обусловлены конкретной

последовательностью смены воздушных масс, включая арктические, умеренно-континентальные и др. [3].

С помощью аналитической аппроксимации частотных спектров в окрестности наиболее вероятных значений были оценены спектральные значения коэффициента аэрозольного ослабления, для которых значения индекса повторяемости $N(\beta_{\epsilon})$ достигают своего максимума $\beta_{\epsilon}^*(\lambda)$. Оценки были получены для каждой длины волны, перечень которых по выборкам измерений 2000–2003 гг. приведен в табл. 2.

Таблица 2

Наиболее вероятные значения спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_{\epsilon}^*(\lambda)$ (км^{-1}) в дымах Западной Сибири в теплые сезоны года

λ , мкм	Год				
	2000	2001	2002	2003	
0,44	0,139	0,153	0,166	0,146	
0,48	0,127	0,144	0,160	0,136	
0,52	0,118	0,130	0,140	0,124	
0,56	0,106	0,117	0,125	0,116	
0,69	0,089	0,093	0,094	0,089	
0,87	0,075	0,078	0,087	0,080	
1,06	0,064	0,076	0,082	0,069	
1,60	0,060	0,067	0,072	0,069	
2,17	0,059	0,056	0,062	0,060	
3,91	0,053	0,038	0,053	0,056	
0,44	Min	0,025	0,039	0,033	0,023
	Средн.	0,176	0,197	0,242	0,211
	Max	0,603	0,574	1,198	1,343
Число реализаций	975	902	1346	1183	

В предпоследней строке таблицы для сравнения представлены «среднегодовые» значения коэффициента аэрозольного ослабления в области $\lambda = 0,44$ мкм, а также его минимальные и максимальные значения. Под «среднегодовыми» здесь и далее понимаются средние за теплый период года. Из приведенных данных следует важный вывод, состоящий в том, что коэффициенты $\beta_{\epsilon}^*(0,44)$ имеют значительно меньший межгодовой разброс по сравнению со «среднегодовыми».

Для сравнительной количественной оценки межгодовой устойчивости спектров $\beta_{\epsilon}(\lambda)$ и $\beta_{\epsilon}^*(\lambda)$ во всем диапазоне длин волн в табл. 3 приведены средние значения и среднеквадратические отклонения (СКО) этих двух параметров.

Таблица 3

Многолетние (средние и наиболее вероятные) значения спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления в дымах Западной Сибири

λ , мкм	Средние		Наиболее вероятные	
	$\beta_{\epsilon}(\lambda)$	СКО	$\beta_{\epsilon}^*(\lambda)$	СКО
0,44	0,205	0,028	0,152	0,013
0,48	0,187	0,024	0,142	0,014
0,52	0,172	0,021	0,128	0,009
0,56	0,155	0,018	0,116	0,008
0,69	0,122	0,015	0,091	0,002
0,87	0,107	0,016	0,08	0,005
1,06	0,094	0,011	0,073	0,008
1,60	0,083	0,010	0,067	0,005
2,17	0,073	0,005	0,059	0,003
3,91	0,062	0,011	0,051	0,006

Сопоставление СКО «среднегодовых» и наиболее вероятных значений коэффициентов $\beta_e(\lambda)$, характеризующих разброс данных с учетом их средних величин, однозначно указывает на то, что спектры $\beta_e^*(\lambda)$ значительно более устойчивы от года к году, по сравнению со «среднегодовыми». Это также хорошо видно на рис. 4, где приведены «среднегодовые» спектральные зависимости коэффициента аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda)$ и соответствующие им спектры коэффициентов $\beta_e^*(\lambda)$.

Для микрофизической интерпретации полученных данных было проведено обращение усредненных спектров $\beta_e^*(\lambda)$ по методике, подробно обсуждавшейся в [1, 3]. На рис. 5 представлены соответствующие спектры размеров частиц атмосферной дымки по данным измерений 2000–2003 гг.

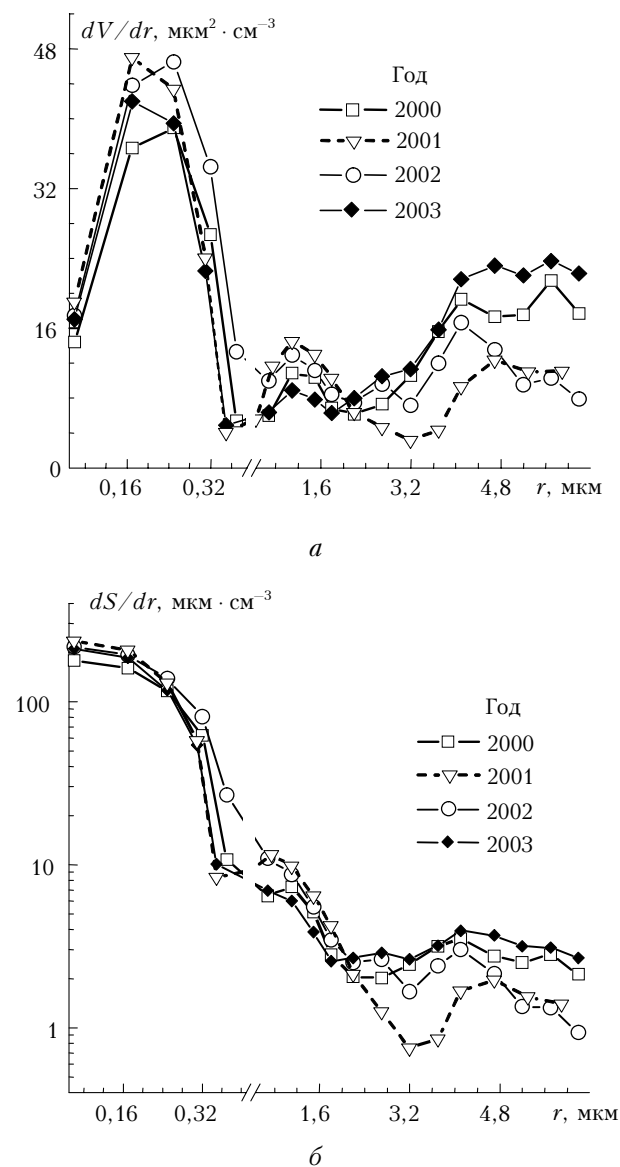


Рис. 5. Спектры размеров частиц атмосферной дымки, восстановленные по данным $\beta_e^*(\lambda)$

Результаты обращения подтверждают предположение об устойчивости формы спектра размеров аккумулятивной фракции. Достаточно устойчив спектр размеров частиц и на интервале среднедисперсной фракции $0,45 < r < 1,8$ мкм. Колебания содержания крупных частиц с $r > 2,0$ мкм (рис. 5, а), возможно, связаны с увеличением погрешности измерений в инфракрасном диапазоне длин волн.

В табл. 4 представлены оценки суммарного сечения S_t и объема V_t частиц всех фракций, а также объемного содержания аккумулятивных V_a , среднедисперсных V_c и грубодисперсных V_r частиц, вычисленные по восстановленным для каждого года спектрам коэффициентов $\beta_e^*(\lambda)$ (рис. 5).

Результаты обращения показывают, что суммарное сечение частиц (для НВЗ) слабо меняется год от года. Обращает на себя внимание возрастание содержания среднедисперсной фракции в 2001–2002 гг., когда отмечалось заметное влияние лесных пожаров.

Таблица 4

Интегральные параметры спектра размеров, восстановленных распределений на разных интервалах шкалы радиусов

Параметр	Год			
	2000	2001	2002	2003
$S_t, \text{мкм}^2 \cdot \text{см}^{-3}$	65	72	73	68
$V_t, \text{мкм}^3 \cdot \text{см}^{-3}$	86	62	73	97
$V_a (r < 0,4 \text{ мкм})$	9	10	12	9
$V_c (0,4 < r < 2,0 \text{ мкм})$	12	19	16	11
$V_r (r > 2,0 \text{ мкм})$	64	32	45	76
$V_{cr} (r \geq 0,4 \text{ мкм})$	76	51	61	88

Это обстоятельство не противоречит основному выводу о межгодовой устойчивости наиболее вероятных состояний аэрозольного компонента в приземном слое, так как оптическая значимость этих колебаний невелика. В то же время полученные по результатам обращения оценки уточняют степень влияния некоторых факторов в механизме формирования НВЗ. В частности, тот факт, что тенденция повышенного содержания частиц среднедисперсной фракции не прослеживается в 2003 г., означает, что длительность цикла усвоения невозможными областями ВМ многочисленных дымовых выносов от летних лесных пожаров не выходит за пределы зимнего сезона, а продолжительность цикла релаксации отдельных аномалий к наиболее вероятным состояниям еще короче.

Причем повышение содержания частиц среднедисперсной фракции совпадает с понижением содержания грубодисперсной фракции. Это согласуется с одним из выводов [4, 5] о том, что при аномальном повышении содержания дымовых аэрозолей в атмосферном столбе в приземном слое слабеет конвективная составляющая турбулентного перемешивания и понижается эффективность выноса грубодисперсных аэрозолей с подстилающей поверхности.

Отмеченная межгодовая устойчивость наиболее вероятных значений аэрозольного коэффициента

ослабления на широком интервале длин волн является результатом нетривиальным и в некоторой степени (для приземного слоя) неожиданным, поэтому требует дополнительного обсуждения.

Действительно, по своему расположению приземный слой атмосферы является активной зоной возмущающих воздействий неоднородно распределенных в пространстве первичных и вторичных источников аэрозолей, а также сложным образом меняющихся метеоусловий. Поэтому в длинных рядах оптических измерений (см. рис. 1) фиксируется достаточно неоднозначная статистика состояний аэрозольного компонента, который характеризует не только свойства наземных источников, но и горизонтальную неоднородность заполнения аэрозольными частицами воздушных масс, пересекающих трассу измерений.

Наиболее заметные межгодовые отличия в статистике распределения значений $\beta_e(0,56 \text{ мкм})$ (см. рис. 3) наблюдаются в области высоких и низких значений. Причем арктические ВМ, формируя в исследуемом регионе статистику ситуаций с высокой аэрозольной прозрачностью в отдельные годы (см. на рис. 3 гистограмму распределения $N(\beta_e)$ от 2003 г.), заметно деформируют левую ветвь распределения $N(\beta_e)$, отклоняя ее (в интервале высоких прозрачностей) от основной тенденции логнормального распределения. Аналогично в 2001 г. наблюдался достаточно высокий процент значительных замутнений с $\beta_e(0,56 \text{ мкм}) > 0,5 \text{ км}^{-1}$, выпадающий из общей логнормальной тенденции $N(\beta_e)$, что, по-видимому, обусловлено повышением внутригодовой статистики лесных возгораний, близких к трассе измерений.

Сравнение гистограмм распределения индекса повторяемости $N(\beta_e)$, полученных по результатам измерений в разные годы, показывает, что их форма в интервале высоких прозрачностей и сильных замутнений зависит от конкретной внутригодовой статистики вторжения в регион различных типов ВМ.

Тем не менее, несмотря на указанный перечень факторов, определяющих подвижность состояния аэрозольного компонента, результаты измерений показали, что в интервалах, близких к НВЗ коэффициента ослабления, форма статистического распределения слабо изменяется год от года не только в видимом, но и в ИК-диапазонах длин волн. Межгодовые смещения НВЗ коэффициента аэрозольного ослабления в среднем составляют 2–7% (см. рис. 4).

В чем же заключается причина межгодовой устойчивости НВЗ? Указанные особенности полученных результатов позволяют предположить, что прогретые аэрозольно-газовые аномалии, переносимые в атмосфере воздушными потоками от очагов возгораний, первоначально заполняют ограниченное пространство внутри ВМ и вследствие пространственной неоднородности распределения в них аэрозольных фракций по вертикали и горизонтали не могут длительно сохраняться, проявляя себя как неустойчивые, неравновесные состояния [3].

Обменные процессы между стратификациями атмосферы, протекающие по ходу переноса аэрозольных аномалий, вызывают их непрерывное перераспределение в составе ВМ. Причем результат этих процессов зависит от воздействия разных сочетаний геофизических факторов [2], в том числе суточных колебаний метеопараметров (температуры, относительной влажности, высоты слоя перемешивания) и межсезонных трендов изменения их средних значений [1].

В процессе рассеяния (диффузного рассасывания аномалий) аэрозольный компонент не только достигает стадий квазиравновесия и характерного (для НВЗ) уровня счетной концентрации частиц аккумулятивной фракции, но постепенно замедляет эффективность кинетических изменений, переходя к стадиям, близким к самосохранению формы спектра размеров [6, 7], что и наблюдается по результатам обращения оптических данных (см. рис. 5). Именно в этих состояниях дисперсные смеси аэрозолей постепенно заполняют обширные области ВМ, обеспечивая эффективное усвоение аномальных аэрозольных выбросов. Логнормальное распределение НВЗ является следствием этого универсального процесса, а также, частично, конкретных региональных условий.

В данном контексте восстановленные параметры микроструктуры аккумулятивной фракции для наиболее вероятных состояний являются экспериментальной оценкой значений кинетически обусловленных параметров субмикронной фракции аэрозолей, методология оценки которых была впервые предложена в [4]. По Г.В. Розенбергу [8, 9], «Аэрозольный компонент в реальной атмосфере — это непрерывно развивающийся процесс». Согласно полученным в приземном слое данным следует добавить — «достигающий стадий квазиравновесия».

Асимметрия правой и левой ветвей гистограммы распределения индекса повторяемости $N(\beta_e)$ (см. рис. 3) свидетельствует о том, что статистика возмущенных состояний формируется в основном в результате эволюции субмикронной фракции (дымовых аномалий) от очагов возгораний, расположенных вдали от трассы измерений, в регион попадает в основном только мелкодисперсная фракция. В ИК-диапазоне разброс средних значений $\beta_e(\lambda)$ и наиболее вероятных примерно сопоставим (см. рис. 4), в то время как в видимом диапазоне межгодовые отклонения при переходе от наиболее вероятных значений к средним возрастают от 5–7 до 40–55%.

Межгодовая устойчивость НВЗ коэффициента аэрозольного ослабления в ИК-диапазоне, где преобладает оптическое влияние частиц грубодисперсной фракции, свидетельствует об относительной устойчивости уровня содержания крупных частиц в дисперсном составе дымки. Возмущения, обусловленные сезонными изменениями эффективности влияния первичных источников аэрозолей, не вы-

зывают существенных смещений наиболее вероятного содержания грубодисперсной фракции.

Выводы

Гистограмма частотного распределения значений коэффициента аэрозольного ослабления, измеренных на приземной трассе в спектральном интервале 0,44–3,91 мкм, близка к логнормальному распределению. Коэффициент корреляции между измеренными значениями и аппроксимирующей кривой на интервале значений, близких к НВЗ, составляет 88–97%.

Наиболее существенные колебания спектральных значений коэффициента аэрозольного ослабления в регионе обусловлены дымовыми возмущениями от лесных пожаров. Межгодовые изменения левой ветви аппроксимирующей зависимости частотного распределения $N(\beta_e)$ обусловлены изменением статистики вторжений арктических ВМ.

Реализация наиболее вероятных значений прозрачности атмосферы в 2000–2003 гг. в одном интервале значений, по-видимому, связана также с отсутствием существенного межгодового тренда условий формирования аккумулятивной фракции частиц в этот период наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ARM (контракт № 5012) и частично гранта РФФИ (проект № 04-05-65197).

1. Рахимов Р.Ф., Ужегов В.Н., Макиенко Э.В., Пхалагов Ю.А. Микрофизическая интерпретация сезонной и суточной изменчивости спектральной зависимости коэффициента аэрозольного ослабления на приземных трассах // Оптика атмосфер. и океана. 2004. Т. 17. № 5–6. С. 386–404.

2. Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Белан Б.Д. Геофизические факторы формирования аэрозольной оптической погоды Западной Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 1999. Т. 12. № 10. С. 922–934.
3. Макиенко Э.В., Рахимов Р.Ф., Ужегов В.Н., Пхалагов Ю.А. Микрофизическая интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольного ослабления излучения на приземной трассе // Оптика атмосфер. и океана. 2003. Т. 16. № 12. С. 667–671.
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 Intern. Conf. «Wildfire Fires: Initiation, Spread, Suppressing and Ecological Consequences». Krasnojarsk. June 30 – July 5. 2003. P. 285–287.
5. Козлов В.С., Панченко М.В., Польшкин В.В., Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н., Яушева Е.П. Исследование особенностей динамики оптических и микрофизических характеристик аэрозоля в дымовой мгле // Оптика атмосфер. и океана. 1999. Т. 12. № 5. С. 406–410.
6. Friedlander S.K. Similarity considerations for the particle size spectrum of a coagulating, sedimenting aerosol // J. Meteorol. 1960. V. 17. N 10. P. 479–483.
7. Friedlander S.K. Theoretical Considerations for the particle size spectrum of stratospheric aerosol // J. Meteorol. 1961. V. 18. N 12. P. 753–759.
8. Розенберг Г.В. Возникновение и развитие атмосферного аэрозоля – кинетически обусловленные параметры // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1983. Т. 19. № 1. С. 21–35.
9. Розенберг Г.В. Кинетическая модель обезвоженного тонкодисперсного аэрозоля тропосферы // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1983. Т. 19. № 3. С. 241–254.

R.F. Rakhimov, V.N. Uzhegov, E.V. Makienko, Yu.A. Pkhalagov. On the most probable values of the aerosol extinction coefficient of atmospheric haze from long-term series of observations on a surface horizontal path.

Based on the results of long-term series of observations of the aerosol transmittance of the atmosphere on a surface horizontal path near Tomsk, the paper analyzes the interannual variability of the aerosol extinction coefficient $\beta_e(\lambda)$ in the spectral region $\lambda = 0.44\text{--}3.91 \mu\text{m}$. An interannual stability of the most probable values is revealed. It is shown that the distribution of the index of occurrence for the aerosol extinction coefficient $N(\beta_e)$ measured in the spectral region $\lambda = 0.44\text{--}3.91 \mu\text{m}$ is close to lognormal. The intraannual specificity of observation series manifests itself mostly in the range of the increased values of the aerosol extinction coefficient. The most significant fluctuations of the spectral values of the aerosol extinction coefficient in the region under study are caused by smoke of forest fires. The interannual variations of the left branch of the dependence approximating the frequency distribution $N(\beta_e)$ are caused by variations in the statistics of arctic air mass intrusions into the region under study.