

В.Н. Ужегов, Ю.А. Пхалагов, Н.Н. Щелканов

ИССЛЕДОВАНИЕ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ЗИМНИХ УСЛОВИЯХ

Представлены статистические характеристики аэрозольного ослабления видимого и ИК-излучения для трех типов оптической погоды (дымка, ледяной туман, снегопад), полученные из натурных измерений спектрального пропускания атмосферы на горизонтальной трассе в зимних условиях. Проведено сопоставление спектрального хода коэффициентов аэрозольного ослабления, полученных в Томске и в Подмосковье.

Одной из актуальных задач атмосферной оптики является получение статистически обеспеченных данных об оптических характеристиках приземного аэрозоля и, в частности, о спектральных коэффициентах аэрозольного ослабления в различных климатических регионах. Актуальность получения этих данных определяется, прежде всего, экологическими и климатическими задачами, а также разного рода прикладными аспектами, связанными с работой через атмосферу различных оптических устройств. Экологическая сторона задачи здесь связана с возможностью регистрации возникновения аэрозольных загрязнений, их развития и распада, выявления временных трендов загрязнений и т.п. Наличие статистически обеспеченных данных об аэрозольном ослаблении необходимо также для учета аэрозольной компоненты в климатических задачах.

Большинство экспериментальных данных по коэффициентам аэрозольного ослабления видимого и ИК-излучения, полученных в различных регионах страны [1 – 4], относятся к теплому периоду года. Проведение таких экспериментов в зимних условиях связано с большими техническими трудностями и до последнего времени информацию о них можно было найти лишь в [5, 6]. Чтобы в какой-то мере дополнить эти немногочисленные данные, с 3 по 22 декабря 1992 г. вблизи г. Томска был проведен цикл круглосуточных наблюдений спектрального пропускания атмосферы. Измерения проводились на горизонтальной трассе с отражением длиной 1 км (расстояние до отражающего зеркала составляло 500 м) с помощью автоматизированного многоволнового измерителя спектральной прозрачности атмосферы [7]. Периодичность измерений составляла 2 ч. Было получено 199 реализаций спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления (α_λ) в 22 дискретных точках спектрального диапазона 0,44 – 12,4 мкм.

Визуальные наблюдения за состоянием атмосферы, а также анализ поведения спектрального хода коэффициентов α_λ , проведенный после предварительной обработки результатов измерений, позволил разделить весь массив данных на четыре подмассива, соответствующих различным типам оптической погоды: снегопад ($n = 79$ реализаций α_λ), ледяной туман (35), плотная дымка (7), дымка (59). Заметим, что первые два типа оптической погоды определялись визуально, а дымка и плотная дымка разделялись после предварительного анализа экспериментальных данных. Уместно напомнить также, что термин <ледяной туман> означает наличие в воздухе мельчайших ледяных кристаллов, образующихся при температуре ниже -12°C и относительной влажности 70 – 90% в условиях ясной антициклональной погоды [5]. Наиболее крупные частицы ледяного тумана хорошо видны в лучах Солнца.

Поскольку температура воздуха является, согласно [5], критерием, с помощью которого можно отличить ситуацию ледяного тумана от дымки, то представляет интерес рассмотреть вероятность появления этих двух типов оптической погоды при заданных интервалах температуры, а также относительной и абсолютной влажности воздуха, наблюдения которых проводились синхронно с измерениями оптических характеристик. Эта информация для температуры воздуха ($t^\circ\text{C}$), парциального давления паров воды (e , мб) и относительной влажности воздуха (R , %) приведена в табл. 1. Из таблицы видно, что ледяной туман образуется в атмосфере, как правило, при температуре воздуха $t < -15^\circ\text{C}$ и при относительных влажностях $R = 80 - 100\%$. Эти оценки в

целом согласуются с данными [5] и несколько уточняют границы образования ледяных кристаллов по влажности воздуха.

Таблица 1

Количество реализаций дымки и ледяного тумана в заданном интервале метеоэлементов атмосферы

Тип оптической погоды	Температура воздуха ($t^{\circ}\text{C}$)					
	$0 \div -5$	$-5 \div -10$	$-10 \div -15$	$-15 \div -20$	$-20 \div -25$	$-25 \div -30$
Дымка	6	25	11	12	3	2
Ледяной туман	0	0	2	8	18	7
	Относительная влажность воздуха ($R, \%$)					
	< 80		$81 \div 90$		$91 \div 100$	
Дымка	1		7		52	
Ледяной туман	0		11		24	
	Парциальное давление паров воды ($e, \text{мб}$)					
	$0 \div 2$		$2 \div 4$		$4 \div 6$	
Дымка	19		34		6	
Ледяной туман	33		2		0	

В табл. 2 приведены результаты расчета статистических характеристик массивов α_{λ} для трех типов оптической погоды, включающие средние значения α_{λ} , среднеквадратические отклонения σ_{α} , элементы автокорреляционной матрицы $\rho_{\alpha(0,55), \alpha(\lambda)}$; $\rho_{\alpha(1,06), \alpha(\lambda)}$; $\rho_{\alpha(3,9), \alpha(\lambda)}$, а также три первых собственных вектора автокорреляционной матрицы $\varphi_k(\lambda)$. Для плотной дымки, в связи с ограниченным числом реализаций, был проведен расчет только средних значений α_{λ} .

Таблица 2

Статистические характеристики спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления (α_{λ})

$\lambda,$ мкм	$\alpha_{\lambda},$ км^{-1}	$\sigma_{\alpha},$ км^{-1}	$\rho_{\alpha(\lambda_k), \alpha(\lambda)}$			$\varphi_1(\lambda)$	$\varphi_2(\lambda)$	$\varphi_3(\lambda)$
			$\lambda_k; 0,55$	1,06	3,9			
Дымка								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
0,44	0,645	0,452	0,989	0,924	0,511	0,522	-0,249	-0,268
0,48	0,531	0,373	0,995	0,927	0,539	0,432	-0,153	-0,209
0,55	0,451	0,316	1	0,940	0,584	0,368	-0,073	-0,095
0,63	0,413	0,290	0,996	0,949	0,604	0,337	-0,047	-0,047
0,69	0,365	0,256	0,990	0,957	0,633	0,298	-0,012	-0,001
0,87	0,274	0,184	0,951	0,958	0,710	0,209	0,083	0,079
1,06	0,315	0,217	0,940	1	0,649	0,244	0,024	0,493
1,22	0,277	0,196	0,895	0,976	0,686	0,212	0,087	0,650
1,60	0,149	0,121	0,866	0,928	0,837	0,128	0,150	0,224
2,17	0,113	0,093	0,720	0,784	0,944	0,083	0,207	0,109
3,91	0,098	0,087	0,584	0,649	1	0,064	0,251	0,057
4,69	0,114	0,085	0,736	0,787	0,865	0,077	0,156	0,076
8,18	0,081	0,075	0,568	0,654	0,890	0,054	0,189	0,090
8,66	0,110	0,091	0,448	0,470	0,926	0,053	0,307	-0,095
9,12	0,114	0,099	0,453	0,498	0,940	0,058	0,323	-0,060
9,55	0,129	0,107	0,430	0,445	0,866	0,059	0,342	-0,182
10,34	0,085	0,079	0,355	0,352	0,861	0,036	0,264	-0,128
10,66	0,098	0,083	0,363	0,371	0,873	0,039	0,284	-0,119
11,21	0,103	0,086	0,399	0,409	0,872	0,044	0,289	-0,123
11,76	0,083	0,076	0,341	0,343	0,853	0,034	0,268	-0,087
12,19	0,115	0,094	0,431	0,436	0,851	0,052	0,299	-0,151
Ледяной туман								
0,44	0,858	0,417	0,988	0,903	0,760	0,346	-0,385	-0,218
0,48	0,742	0,380	0,992	0,914	0,776	0,319	-0,329	-0,196
0,55	0,680	0,365	1	0,931	0,816	0,312	-0,248	-0,124
0,63	0,659	0,345	0,992	0,931	0,819	0,295	-0,226	-0,048
0,69	0,613	0,332	0,988	0,949	0,843	0,287	-0,182	-0,033
0,87	0,538	0,278	0,951	0,968	0,872	0,238	-0,081	0,261
1,06	0,563	0,278	0,931	1	0,909	0,239	-0,014	0,494
1,22	0,517	0,278	0,877	0,974	0,921	0,232	0,069	0,578

Продолжение табл. 2								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1,60	0,391	0,206	0,872	0,959	0,963	0,174	0,109	0,247
2,17	0,361	0,193	0,826	0,927	0,985	0,160	0,160	0,157
3,91	0,365	0,208	0,816	0,909	1	0,171	0,197	0,055
4,69	0,350	0,195	0,773	0,847	0,957	0,154	0,202	-0,078
8,18	0,335	0,198	0,791	0,863	0,962	0,159	0,199	-0,126
8,66	0,372	0,211	0,785	0,858	0,981	0,169	0,235	-0,085
9,12	0,395	0,219	0,800	0,867	0,982	0,178	0,228	-0,069
9,55	0,375	0,221	0,760	0,796	0,968	0,174	0,256	-0,072
10,34	0,329	0,192	0,782	0,838	0,965	0,154	0,220	-0,161
10,66	0,348	0,201	0,776	0,832	0,964	0,160	0,230	-0,176
11,21	0,346	0,195	0,751	0,822	0,962	0,152	0,239	-0,160
11,76	0,316	0,196	0,750	0,819	0,955	0,152	0,239	-0,141
12,12	0,336	0,196	0,776	0,820	0,948	0,155	0,204	-0,139
Снегопад								
0,44	1,104	0,598	0,951	0,910	0,825	0,177	-0,456	
0,48	0,933	0,531	0,987	0,872	0,816	0,133	-0,379	
0,55	0,879	0,505	1	0,867	0,821	0,126	-0,370	
0,63	0,853	0,494	0,985	0,853	0,832	0,123	-0,339	
0,69	0,802	0,481	0,973	0,861	0,840	0,121	-0,316	
0,87	0,741	0,489	0,953	0,897	0,875	0,126	-0,269	
1,06	0,946	0,717	0,867	1	0,946	0,198	-0,124	
1,22	0,932	0,714	0,861	0,978	0,911	0,191	-0,203	
1,60	0,805	0,734	0,833	0,963	0,990	0,208	0,048	
2,17	0,816	0,786	0,821	0,956	0,997	0,223	0,100	
3,91	0,849	0,828	0,821	0,946	1	0,235	0,117	
4,69	0,896	0,877	0,814	0,944	0,994	0,248	0,137	
8,18	0,938	0,931	0,814	0,942	0,993	0,264	0,156	
8,66	0,948	0,913	0,816	0,933	0,993	0,259	0,158	
9,12	0,956	0,919	0,822	0,936	0,991	0,261	0,147	
9,55	0,964	0,910	0,840	0,940	0,990	0,259	0,106	
10,34	0,918	0,890	0,829	0,934	0,987	0,255	0,128	
10,66	0,905	0,877	0,833	0,939	0,985	0,249	0,110	
11,21	0,919	0,899	0,835	0,948	0,980	0,255	0,088	
11,76	0,933	0,943	0,838	0,957	0,977	0,268	0,059	
12,19	0,940	0,934	0,827	0,956	0,966	0,264	0,057	

Анализ усредненных спектральных зависимостей коэффициентов α для двух типов оптической погоды, которые характеризуются наличием в атмосфере <гигантских> частиц гидрозолей (снегопад и ледяной туман), представленных в табл. 2, показывает, что в видимой и ближней ИК-областях спектра наблюдается заметный спад коэффициентов α с ростом длины волны. В частности, для снегопада этот спад происходит в диапазоне длин волн λ 0,44 – 0,87 мкм. Проявление подобной спектральной зависимости коэффициентов α_λ убедительно свидетельствует о том, что снегопады, как правило, наблюдаются на фоне обычной атмосферной дымки. В ИК-области спектра в снегопаде можно увидеть тенденцию к увеличению коэффициентов α_λ с ростом длины волны от 1 до 12 мкм.

Наиболее вероятным объяснением такой тенденции является регистрация приемной системой при измерениях в снегопадах, наряду с прямым излучением, еще и рассеянного вперед излучения, роль которого возрастает с уменьшением длины волны [8]. Тем не менее вклад этого эффекта в видимой области спектра оказывается меньше, чем ослабление на частицах дымки. В ледяном тумане в диапазоне длин волн 0,44 – 1,6 мкм наблюдается уменьшение коэффициентов α с ростом длины волны, а в области $\lambda > 1,6$ мкм коэффициенты α практически не зависят от λ . Такой характер зависимости $\alpha(\lambda)$ свидетельствует о том, что и ледяные кристаллы в атмосфере также образуются на фоне дымки.

Анализ результатов, приведенных в табл. 2, показывает, что в снегопаде, ледяном тумане и дымке наблюдается существенно значимая корреляция между коэффициентами аэрозольного ослабления в видимой и ИК-областях спектра, которая составляет для дымки 0,33, снегопада 0,28 и ледяного тумана 0,42.

Однако в дымках, в отличие от снегопада и ледяного тумана, наблюдается существенное разрушение корреляции в области длин волн $\lambda > 8$ мкм, где коэффициенты $\rho_{\alpha(0,55), \alpha(\lambda)}$ составляют всего 0,3 – 0,4.

Известно [9], что собственные векторы $\varphi_k(\lambda)$ и собственные числа μ_k автокорреляционной матрицы $\rho_{\alpha(\lambda)}$, $\alpha(\lambda)$ совместно с другими статхарактеристиками $\bar{\alpha}(\lambda)$, $\sigma_{\alpha}(\lambda)$ образуют рациональный набор векторно-матричных параметров, с помощью которого можно оптимально (минимум параметров для данной точности восстановления) описать спектральную структуру коэффициентов аэрозольного ослабления. Аппроксимацию спектральных коэффициентов α_{λ} в этом случае можно представить в виде

$$\alpha_{\lambda}^j = \bar{\alpha}_{\lambda} + \sum_{k=1}^m C_k^j \varphi_{k, \lambda}, \quad (1)$$

где m – размерность автокорреляционной матрицы (или количество длин волн λ), k – номер собственного вектора $\varphi_{k, \lambda}$, j – номер реализации α_{λ} , C_k^j – коэффициенты разложения, вычисляемые по формуле

$$C_k^j = \sum_{i=1}^m (\alpha_{\lambda_i}^j - \bar{\alpha}_{\lambda_i}) \varphi_{k, \lambda_i}, \quad (2)$$

где i – номер длины волны λ . Собственные значения μ_k корреляционной матрицы определяют дисперсию коэффициентов разложения (2):

$$\mu_k = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (C_k^j)^2, \quad (3)$$

где N – число реализаций α_{λ} . Расчет собственных векторов и собственных значений автокорреляционных матриц проводился методом Якоби [10]. Результаты расчета первых векторов $\varphi_{k, \lambda}$ для трех типов оптической погоды представлены в табл. 2. В табл. 3 приведены данные о величине относительных накопленных дисперсий γ_k , вычисляемых по формуле

$$\gamma_k = \frac{\sum_{i=1}^k \mu_i}{\sum_{i=1}^m \mu_i}, \quad (4)$$

где k и m имеют тот же смысл, что и в выражениях (1) – (3).

Таблица 3

Относительная величина накопленной дисперсии, γ_k

k	Дымка	Ледяной туман	Снегопад
1	0,888	0,882	0,947
2	0,967	0,970	0,979
3	0,985	0,983	0,987

Анализ результатов расчетов, проведенных по формулам (1) – (4) и представленных в табл. 2 и 3, позволяет отметить следующие закономерности. Знакопостоянные по спектру вариации коэффициентов α_{λ} , описываемые первым собственным вектором, составляют 88% дисперсии для дымки и ледяного тумана и почти 95% для снегопада. Спектральный ход собственных векторов $\varphi_1(\lambda)$ для всех трех типов оптической погоды повторяет зависимость от длины волны средне-квадратического отклонения $\sigma_{\alpha}(\lambda)$. Знакопеременные вариации величины α_{λ} (одна смена знака), характер которых отражает второй собственный вектор $\varphi_2(\lambda)$, составляет 8 – 9% дисперсии для дымки и ледяного тумана и лишь 3% для снегопада. Смена знака во втором собственном векторе для трех типов оптической погоды происходит на разных длинах волн и, по-видимому, зависит от присутствия в атмосфере гигантских частиц. В условиях дымки, для которой из трех рассматриваемых типов оптической погоды содержание в воздухе таких частиц минимально, смена знака в векторе $\varphi_2(\lambda)$ происходит между длинами волн 0,69 и 0,84 мкм. Для снегопада (присутствуют гигантские частицы гидрозолей) второй вектор меня-

ет знак в области λ 1,25 – 1,6 мкм. И наконец в условиях ледяного тумана, когда в атмосфере наблюдаются гигантские ледяные кристаллы (размеры которых все же меньше, чем размеры снежинок), смена знака в векторе $\varphi_2(\lambda)$ происходит в промежуточной области λ по сравнению с дымкой и снегопадом между 1,06 и 1,25 мкм. В табл. 2 для дымки и ледяного тумана приведен третий собственный вектор, который характеризуется двумя сменами знака. Хотя на него приходится всего лишь чуть больше 1% дисперсии, но его устойчивое поведение по спектру для этих типов оптической погоды с ярко выраженным максимумом в районе 1,25 мкм, возможно, является результатом изменчивости средне-дисперсной фракции аэрозольных частиц, вариации которых не коррелированы с субмикронными и гигантскими частицами. Для снегопада спектральная структура третьего собственного вектора не приводится, поскольку на него приходится меньше 1% дисперсии.

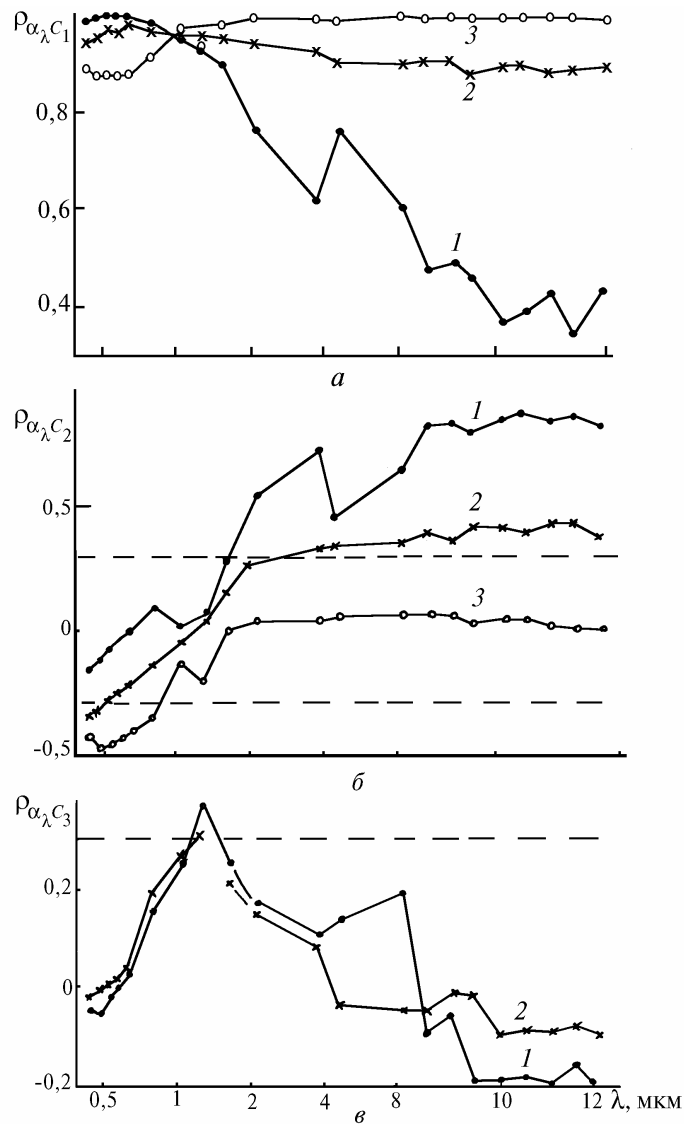


Рис. 1. Спектральная зависимость коэффициентов корреляции между коэффициентами аэрозольного ослабления α_λ и коэффициентами разложения C_k по собственным векторам: по первому вектору – а, по второму – б, по третьему – в. Приведенные результаты соответствуют трем типам оптической погоды: дымка – кривые (1), ледяной туман (2), снегопад (3)

При статистическом анализе результатов измерений целесообразно рассмотреть коэффициенты корреляции между величинами C_k^j и α_λ^j . Результаты расчетов $\rho_{\alpha_\lambda, C_1}$ показаны на рис. 1, а – в.

Штриховыми прямыми на рисунках указаны границы уровня значимости коэффициентов корреляции для 35 реализаций, соответствующих ледяному туману, которые достаточно близки и для других типов замутнений.

Анализ данных, приведенных на рис. 1, *a – в*, позволяет отметить следующие закономерности. В условиях снегопада высокий уровень корреляции между величинами α_λ и C_1 (кривая 3, рис. 1, *a*), особенно в области $\lambda \geq 1,6$ мкм ($\rho_{\alpha_\lambda, C_1} \geq 0,98$), говорит о том, что первому собственному вектору $\varphi_1(\lambda)$ соответствует изменчивость интенсивности осадков. Вторым же собственным вектором $\varphi_2(\lambda)$, который проявляется в этом случае только в видимой области спектра, обусловлен, очевидно, влиянием частиц дымки. Следовательно, влияние дымки во время снегопада прослеживается не только на средних значениях α_λ , но проявляется и на корреляционной матрице.

В условиях дымки высокая корреляция между величинами C_1 и α_λ наблюдается лишь в видимой и ближней ИК-области спектра (кривая 1, рис. 1), спадая к окну прозрачности 8 – 12 мкм до 0,3 – 0,5. Этот факт показывает, что в дымке, в отличие от снегопада, первому собственному вектору соответствует изменчивость в основном мелкодисперсной фракции аэрозоля. Положительная и достаточно высокая корреляция в ИК-области спектра между α_λ и C_2 для дымки (кривая 1 на рис. 1, *б*), может указывать на то, что второй собственный вектор в этой оптической ситуации, вероятно, связан с грубодисперсной фракцией аэрозольных частиц, для которых вариации концентрации не коррелируют с изменчивостью мелкодисперсного аэрозоля.

Спектральные зависимости коэффициентов корреляции между α_λ и C_1, C_2 для условий ледяного тумана (кривые 2 на рис. 1, *a, б*) занимают промежуточное положение между таковыми для дымки и снегопада. По виду корреляционной связи между α_λ и C_1 можно предположить, что ледяной туман все же по оптическим проявлениям ближе к снегопаду.

На рис. 1, *в* приведена спектральная зависимость коэффициентов корреляции между α_λ и C_3 для дымки (кривая 1) и ледяного тумана (кривая 2). Несмотря на малый вклад третьего собственного вектора в накопленную дисперсию (табл. 3) из рис. 1, *в* видно, что максимум величины $\rho_{\alpha_\lambda, C_3}$ в районе 1,22 мкм превышает уровень значимости коэффициента корреляции (штриховая прямая на рис. 1, *в*). По-видимому, третий собственный вектор обусловлен изменчивостью среднечисленной фракции аэрозоля, проявление которой наблюдается в районе длин волн 1,06 и 1,22 мкм и на усредненных зависимостях α_λ для этих типов оптической погоды (табл. 2).

Как упоминалось выше, данные по аэрозольному ослаблению оптического излучения в зимних условиях можно найти в [5, 6]. На основе этих измерений, которые проводились в Подмосковье, были разработаны полуэмпирические модели восстановления спектральной структуры коэффициентов аэрозольного ослабления в зимних условиях [11]. В связи с этим представляет интерес провести сравнение полученных нами данных с модельными расчетами [11] для некоторых типов оптической погоды.

На рис. 2, *a* приведено сравнение измеренных (кривые 1, 2) и расчетных ($1', 2'$) величин α_λ для случая ледяного тумана. Видно, что отличия α_λ для легкого тумана ($S \approx 8$ км) не превышают 15% (кривые 2 и 2') и значительно увеличиваются для более плотных образований ($S \approx 4$ км) (кривые 1 и 1'). Это обстоятельство указывает на то, что предложенную в [11] модель для ледяного тумана можно использовать только при слабых замутнениях, когда вклад дымочной составляющей невелик. Для более плотных туманов эту модель нужно дорабатывать. На рис. 2, *б* представлены спектральные зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления в плотной мелкодисперсной дымке, сформировавшейся на фоне ледяного тумана при температуре воздуха $t < -20^\circ\text{C}$ (кривая 1) и в дымке средней плотности (кривая 2). Поскольку по уровню замутнения в области $\lambda = 0,55$ мкм кривая 1 ближе всего соответствует туманной дымке по классификации [11], то мы провели сравнение этой кривой именно с моделью туманной дымки (кривая 1').

Это сравнение показывает, что использование модели туманной дымки в данной ситуации при одной и той же видимости приводит к существенному занижению коэффициентов α_λ в областях спектра $\lambda < 0,55$ и 8 – 12 мкм. Кривая 2' на рис. 2, *б* соответствует модели зимней дымки Подмосковья. Видно, что спектральная зависимость, полученная нами, имеет более пологий характер, чем в модели зимней дымки Подмосковья (кривая 2'). Отличие величин α_λ

в ИК-области спектра превышает 100%, из чего следует, что во время измерений в Томске наблюдалась более грубодисперсная дымка, чем в Подмоскowie [5, 6]. Проведенное сравнение показывает, что имеющиеся модели аэрозольного ослабления для зимних условий нуждаются в доработке, для чего необходимо продолжать начатые исследования.

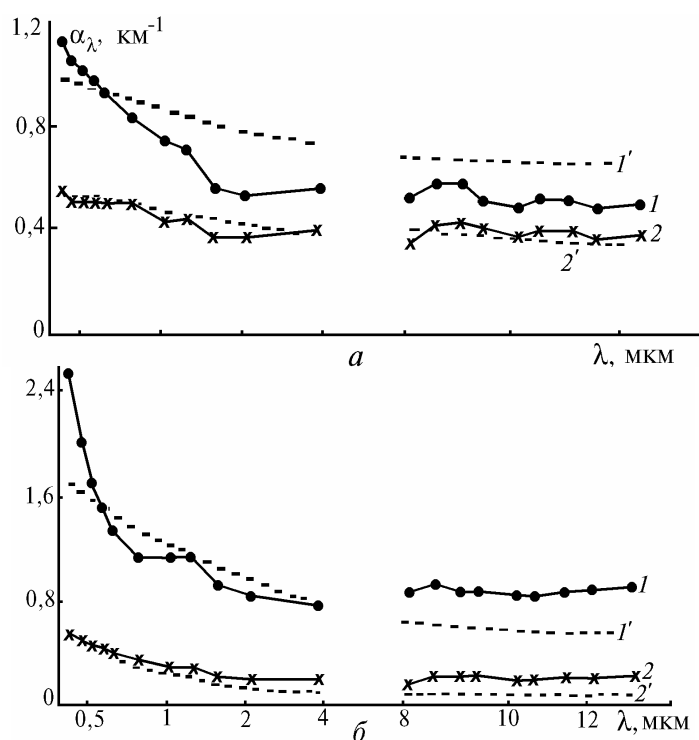


Рис. 2. Сопоставление спектральной зависимости усредненных коэффициентов аэрозольного ослабления α_λ , полученных нами (кривые 1, 2), с результатами модельных расчетов [11] (кривые 1', 2'). Экспериментальные данные соответствуют условиям ледяного тумана (а) и дымки (б) для двух значений метеорологической дальности видимости

1. Кабанов М. В., Панченко М. В., Пхалагов Ю. А. и др. Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 201 с.
2. Филиппов В. Л., Макаров А. С., Иванов В. П. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1979. Т. 15. N 3. С. 257–265.
3. Парамонова Н. Н., Броунштейн А. М., Привалов В. И. // Тр. ГГО. 1985. N 496. С. 84–93.
4. Чавро А. И. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1985. N 3. С. 270–276.
5. Филиппов В. Л., Артемьева Л. М., Мирумьянц С. О. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1969. Т. 5. N 9. С. 915–920.
6. Филиппов В. Л., Мирумьянц С. О. // ВИНТИ. N 2818-71. Деп. Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1971. Т. 1. N 7. С. 818.
7. Пхалагов Ю. А., Ужegov В. Н., Щелканов Н. Н. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. N 6. С. 667–671.
8. Кабанов М. В., Пхалагов Ю. А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1970. Т. 6. N 2. С. 213–217.
9. Обухов А. М. // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1960. Т. 1. N 3. С. 432–439.
10. Крамер Г. Математические методы статистики. М.: Мир, 1975. 648 с.
11. Филиппов В. Л., Макаров А. С., Иванов В. П. // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. N 6. С. 1353–1356.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
18 мая 1994 г.

V. N. Uzhegov, Yu. A. Pkhalagov, N. N. Shchelkanov. **Investigation of Optical Radiation Extinction by Aerosol in Winter.**

In this paper we discuss statistical properties of extinction of visible and IR radiation by aerosol obtained from field measurements of spectral transmission of the atmosphere along a horizontal path. The measurements have been carried out in winter under three different types of the optical weather (haze, mist of ice particles, and snowfall). We also compare in this paper the spectral behaviors of the aerosol extinction coefficient measured in Tomsk and near Moscow.