

С.Д. Андреев, Л.С. Ивлев

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЕЙ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В ОБЛАСТИ СПЕКТРА 0,3 ÷ 15 МКМ.

Ч. 3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Описана процедура построения модели оптических характеристик аэрозолей приземного слоя атмосферы, приведены значения параметров, обсуждаются результаты моделирования.

На основе принципов, кратко сформулированных в [1], и модельных представлений о составе и структуре аэрозолей приземного слоя, изложенных в [2], выделяются три основные фракции аэрозольных частиц, различающиеся по своему происхождению, составу и всему комплексу физико-химических свойств. Модальные размеры частиц, образующих выделенные фракции, оцениваются как $r_{0i} \approx 0,03, 0,3$ и 1 мкм при влажности воздуха $f_0 \approx 50\%$ для фракций 1, 2 и 3 соответственно. Помимо этих основных фракций, обнаруживающихся в составе аэрозолей приземного слоя атмосферы во всех случаях, рассматриваются также специфические формы аэрозолей, а именно мелкодисперсные частицы, состоящие из органических веществ (модальный размер частиц $r_0 \approx 0,03$ мкм), водные аэрозоли, грубодисперсные промышленные аэрозоли и дымы. Концентрация этих типов аэрозолей, так же как и распределение по размерам аэрозолей двух последних типов, существенно зависят от локальных условий.

Были проведены расчеты оптических характеристик рассматриваемых типов аэрозолей. На рис. 1 приведены кривые спектрального хода коэффициентов аэрозольного ослабления и поглощения $\omega^{(i)}(\lambda, f) = \alpha^{(i)}(\lambda, f)/\alpha_{\text{ext}}^{(i)}(\lambda = 0,5/\text{мкм}, f = 50\%)$ для различных значений относительной влажности воздуха для трех основных фракций аэрозолей. Что касается остальных перечисленных выше фракций, то зависимость оптических свойств от влажности относительно просто учитывается для капель воды. Соответствующие кривые приведены на рис. 2.

Относительно частиц, состоящих из органических веществ, и участвующих в изменениях свойств атмосферных аэрозолей при колебаниях влажности, сколько-нибудь строгие количественные оценки отсутствуют. Можно говорить лишь о различных гипотезах, имеющих в большинстве случаев полукачественный и спекулятивный характер [3]. Если предположить, что данная фракция аэрозолей не взаимодействует с частицами других фракций (что, вообще говоря, представляется в достаточной степени сомнительным), то ее вклад в формирование оптических свойств аэрозолей, как правило, оказывается малым [4], что дает возможность рассматривать этот вклад в качестве малой поправки к аэрозольным оптическим характеристикам без учета влияния влажности. Соответствующие данные будут рассмотрены ниже. Корректный учет аэрозолей промышленного происхождения, как отмечено в [2], затруднен в связи с многообразием типов такого рода аэрозольных загрязнений атмосферы и должен рассматриваться специально. Возможный вклад сажевых частиц также рассматривается отдельно [5] в связи со специфичностью их структуры и свойств.

В реальных условиях атмосферные аэрозоли представляют собой смесь частиц всех фракций, имеющих веса, пропорциональные концентрациями частиц соответствующих фракций. На первом этапе анализа эти весовые функции определялись при сравнении расчетных кривых спектрального хода коэффициентов аэрозольного ослабления с результатами экспериментальных измерений [6]. В качестве начального приближения использовалось предположение, что при $f \approx 50\%$ распределение частиц атмосферных аэрозолей по размерам приблизительно соответствует Юнговскому распределению при $\nu = 3,6$, что в первом приближении соответствует действительности, и при изменениях влажности трансформируется соответствующим образом.

Для каждого рассматриваемого спектра определялись поправочные коэффициенты, учитывающие вклад данной фракции аэрозольных частиц в коэффициент аэрозольного ослабления в связи с отличием концентрации частиц этой фракции от исходной модели. Предварительный анализ показал, что отличие «восстановленных» таким образом функций распределения аэрозольных частиц по размерам от измеренных в диапазоне $r \approx 0,2 \div 10$ мкм (граничные значения размеров частиц определяются возможностями оптической микроскопии) в большинстве случаев не превышает $20 \div 30\%$, т.е. сравнимо с погрешностью эксперимента.

Это обстоятельство позволяет перейти к следующей стадии анализа, связанной с попыткой выявления зависимости концентрации частиц отдельных фракций от условий в атмосфере. Для установления четких регрессионных зависимостей имеющихся данных, по-видимому, недостаточно (если при исследованиях связи аэрозольного ослабления с влажностью воздуха было рассмотрено более 200 спектров [7], то в данном случае в связи с крайней трудоемкостью процесса одновременного анализа и обработки экспериментальных оптических и микроструктурных данных и результатов расчетов оказалось возможным использовать лишь сравнительно малую долю имеющихся данных – около 30 случаев). Поэтому, устанавливая таким образом лишь полукачественные тенденции, мы попытались сравнить получаемые результаты со случайным образом выбранными из общего массива экспериментальных данных спектрами.

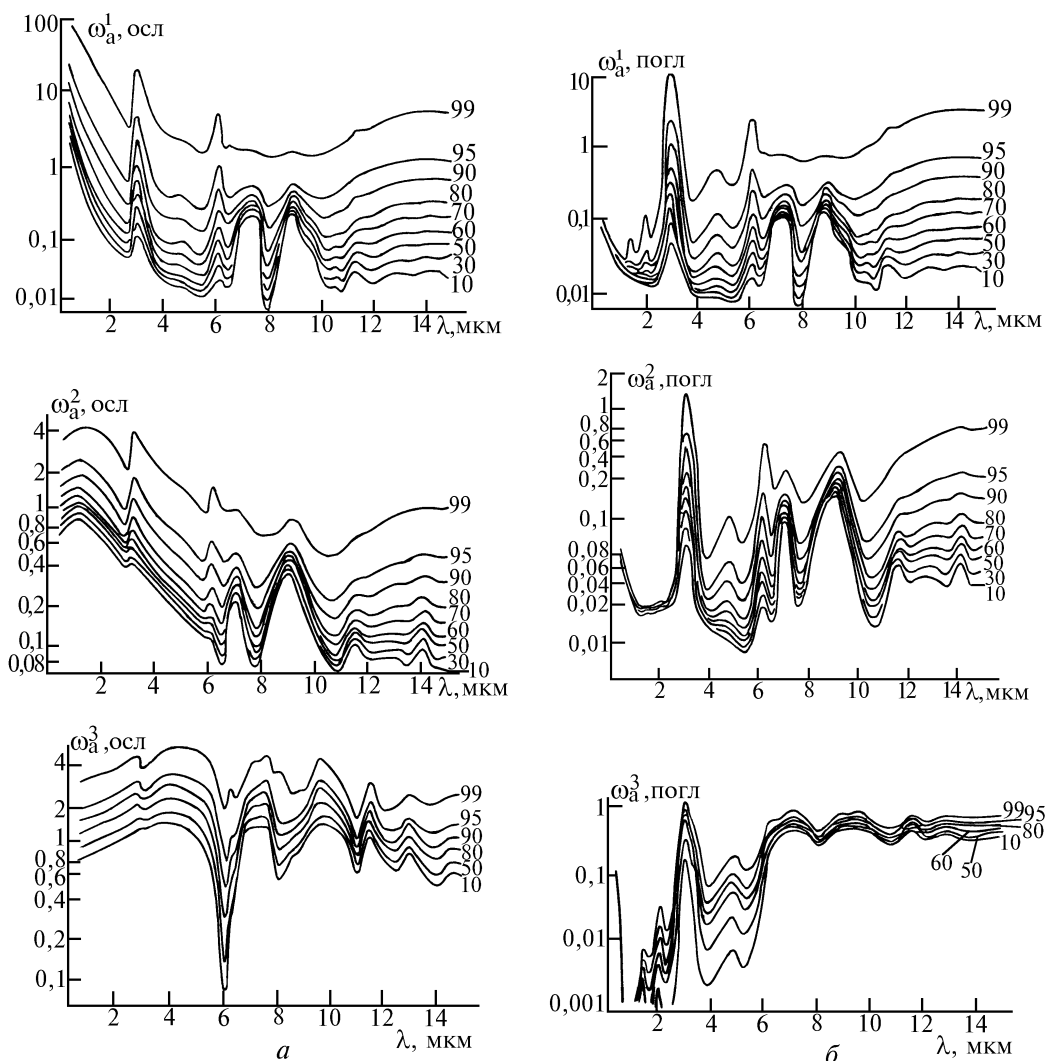


Рис. 1. Спектральный ход коэффициентов аэрозольного ослабления (а) и поглощения (б) для рассматриваемых фракций аэрозолей при различных значениях влажности воздуха

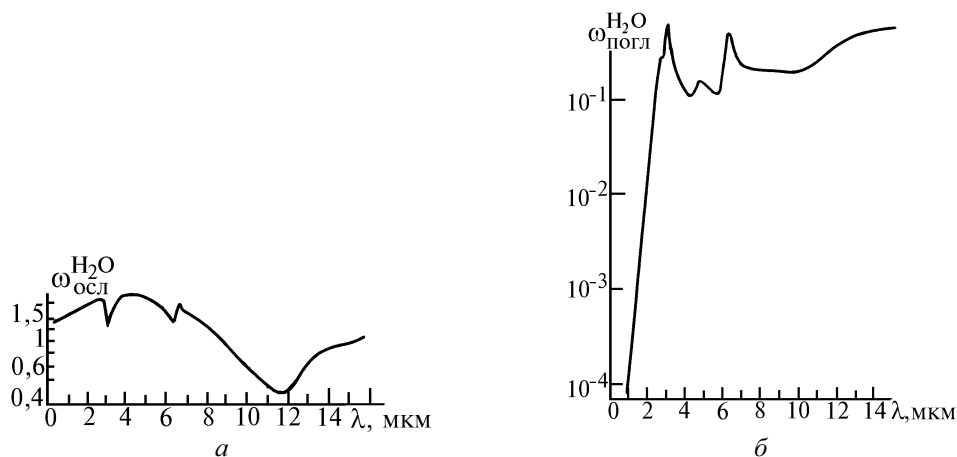


Рис. 2. Спектральный ход коэффициентов ослабления (а) и поглощения (б) для капель воды

Весовые функции $\gamma_i(S_m, f)$ для основных фракций аэрозолей при различных значениях метеорологической дальности видимости S_m (км) и относительной влажности воздуха f (%)

f	S_m							
	5	10	15	20	25	30	50	i
10	3,249	2,050	1,573	1,276	1,085	0,961	0,640	1
	4,332	2,343	1,656	1,276	1,044	0,890	0,556	2
	8,045	3,347	1,893	1,276	0,924	0,686	0,318	3
20	3,121	1,961	1,501	1,215	1,032	0,912	0,605	1
	4,161	2,242	1,579	1,215	0,992	0,845	0,526	2
	7,728	3,202	1,805	1,215	0,879	0,651	0,281	3
30	2,973	1,859	1,417	1,144	0,970	0,863	0,566	1
	3,964	2,124	1,491	1,144	0,933	0,794	0,492	2
	7,361	3,035	1,704	1,144	0,826	0,607	0,281	3
40	2,822	1,755	1,333	1,074	0,909	0,800	0,527	1
	3,763	2,006	1,403	1,074	0,874	0,741	0,487	2
	6,988	2,866	1,603	1,074	0,774	0,572	0,262	3
50	2,658	1,644	1,243	1,000	0,845	0,742	0,487	1
	3,543	1,879	1,309	1,000	0,812	0,687	0,424	2
	6,581	2,684	1,496	1,000	0,719	0,530	0,242	3
60	2,378	1,336	1,082	0,864	0,726	0,639	0,412	1
	3,171	1,527	1,139	0,864	0,698	0,592	0,361	2
	5,889	2,181	1,301	0,864	0,618	0,435	0,205	3
70	2,007	1,196	0,881	0,698	0,583	0,505	0,324	1
	2,677	1,367	0,928	0,698	0,560	0,468	0,282	2
	4,971	1,953	1,060	0,698	0,496	0,361	0,161	3
80	1,632	0,951	0,691	0,543	0,450	0,388	0,246	1
	2,176	1,087	0,727	0,543	0,432	0,359	0,214	2
	4,041	1,552	0,831	0,543	0,383	0,277	0,122	3
90	1,085	0,609	0,432	0,335	0,275	0,234	0,146	1
	1,477	0,696	0,455	0,335	0,264	0,217	0,127	2
	2,686	0,994	0,520	0,335	0,234	0,167	0,073	3
95	0,649	0,350	0,243	0,186	0,151	0,128	0,079	1
	0,862	0,400	0,256	0,186	0,146	0,119	0,068	2
	1,602	0,571	0,292	0,186	0,129	0,091	0,039	3
99	0,166	0,085	0,058	0,044	0,035	0,029	0,018	1
	0,211	0,098	0,061	0,044	0,034	0,027	0,015	2
	0,411	0,139	0,069	0,044	0,030	0,021	0,009	3

В таблице приведены результаты этого сравнения. Если значения коэффициентов аэрозольного ослабления при средних условиях в атмосфере ($S_m = 20$ км, $f = 50$ %) составляют $\alpha_{\text{ext}}^{(1)} = 0,06509$, $\alpha_{\text{ext}}^{(2)} = 0,08196$, $\alpha_{\text{ext}}^{(3)} = 0,04832$ км⁻¹ для трех основных фракций, то приведенные в таблице поправочные коэффициенты позволяют учесть трансформацию спектра размеров аэ-

розолей в зависимости от условий в атмосфере – от значений метеорологической дальности видимости S_m и относительной влажности воздуха f (реально коэффициенты $\gamma_i(S_m, f)$ учитывают также разный характер зависимости комплексного показателя преломления m при $\lambda = 0,5$ мкм от влажности для отдельных фракций).

Очевидно, тот факт, что закономерности, полученные вышеописанным образом, позволяют удовлетворительно (с точностью до 20÷30%) описать экспериментальные данные [6], отнюдь не доказывает их объективности и, в определенном смысле, всеобщего характера. Такого типа выводы можно сделать только на основе сравнения полученных данных с результатами независимых экспериментальных измерений. Однако именно в этом и заключаются основные сложности.

С одной стороны, в литературе приводятся, как правило, лишь отдельные спектры, имеющие иллюстративный характер, что не позволяет сформировать массив данных, обеспечивающий такого рода проверку. С другой стороны, как это отмечено в [1], аэрозольное ослабление в ИК-диапазоне экспериментально определяется как малая разность по крайней мере двух малых величин – измеряемого ослабления атмосферы и непрерывного поглощения H_2O , определяющегося, как правило, расчетным путем (для большинства спектральных интервалов, доступных для измерений в ИК-области спектра в условиях реальной атмосферы, необходим учет и третьей составляющей ослабления – селективного поглощения атмосферными газами, которое также определяется расчетным путем).

В результате точность оценок коэффициентов аэрозольного ослабления невысока, и, что, по-видимому, более существенно, до настоящего времени не существует общепринятых представлений о природе и свойствах непрерывного поглощения водяного пара. Практически каждый исследователь при обработке и интерпретации результатов измерений использует свою, только данной работе свойственную концепцию. Таким образом, трудно говорить даже о простой сравнимости экспериментальных данных.

Тем не менее у нас оказалась возможность использования для подобных сравнений и подробного анализа оригинальных экспериментальных данных [8] (14 спектров). Эти спектры в свое время были любезно переданы в отдел физики атмосферы НИИФ СПбГУ А.М. Броунштейном в ходе выполнения совместной работы. В [8] учет поглощения H_2O проводился расчетным путем на основе методики [9], в то время как результаты [6] обрабатывались на основе эмпирической методики [10]. Различие в оценках спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления по данным [6] и [8] велико (в 2 – 4 раза), не говоря о том, что в [8] отмечаются достаточно частые случаи обнаружения отрицательных значений остаточного (т.е. независимого от содержания водяного пара на пути луча) ослабления, что в [6] не наблюдается вообще.

Измерения, описанные в [6], проводились в г. Томске, а в [8] – в п. Воейково (под Ленинградом). К сожалению, в ходе оптических измерений [8] не производились сопутствующие микрофизические исследования, предоставляющие независимую информацию о структуре и свойствах атмосферных аэрозолей в период исследований. В то же время лаборатория физики аэрозолей НИИФ СПбГУ неоднократно производила аэрозольные исследования в Воейково, хотя и эпизодические, но охватывающие различные сезоны. Пробы аэрозолей, полученные в Воейково, представлены в массиве данных, послуживших основой для модели комплексного показателя преломления вещества отдельных фракций аэрозолей. Необходимо отметить, что никакие серьезные особенности, отличающие аэрозоли в этом пункте от других регионов, по результатам измерений не обнаруживаются. В связи с изложенным не представляется неожиданным, что обработка доступной нам части данных [8] по методике [10] привела к оценкам коэффициентов аэрозольного ослабления в ИК-области спектра, полностью подобным [6]. Соответственно и описание обработанных таким образом данных [8] на основе вышеописанной процедуры приводит к результатам, практически не отличающимся от изложенных выше. Не исключено, что использование всего массива данных [8] могло бы опровергнуть такой вывод, поскольку различие между результатами расчетов коэффициентов аэрозольного ослабления и экспериментальной оценкой при использовании [10] оказывается для рассмотренных случаев несколько выше, чем в случае [6], достигая 30 ÷ 50 %, но не менее вероятно и то, что отмеченное незначительное возрастание расхождений связано с изменением диапазона колебаний влажности воздуха.

Аналогичные сравнения были проведены также для оригинальных данных [8], причем использовались как опубликованные материалы, так и данные о спектрах, оказавшиеся в на-

шем распределении. Естественно, что различия между экспериментальными данными и результатами модельных расчетов в этом случае оказались существенно выше. Однако представляется, что эти различия имеют вполне объяснимый характер и являются разумными. На рис. 3 в качестве иллюстрации приведены некоторые результаты сравнений модельных расчетов с экспериментальными данными [6] и [8].

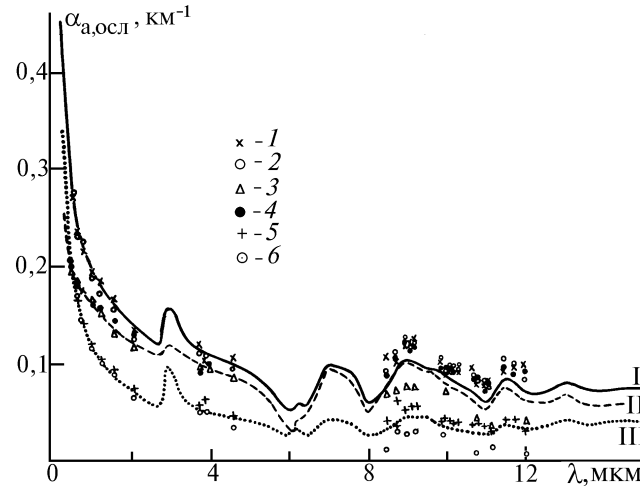


Рис. 3. Расчетные (кривые) и экспериментальные (точки) коэффициенты аэрозольного ослабления при различных ситуациях в атмосфере. Экспериментальные данные: 1, 2, 5 – по [6], 3, 4, 6 – по [8]. I – $S_m = 11$ км, $f = 44\%$; II – $S_m = 14$ км, $f = 45\%$; III – $S_m = 19$ км, $f = 81\%$

Экспериментальные оценки [6], как правило, оказываются несколько завышенными по сравнению с расчетными, а данные [8] существенно (в $1,5 \div 2$ раза) занижены. Представляется, что эти расхождения являются следствием различия используемых в [6] и [8] методов учета поглощения ИК-излучения атмосферным водяным паром. Методика [9], по-видимому, дает завышенную оценку поглощения H_2O , что приводит к недооценке вклада аэрозолей в ослабление ИК-излучения, в то время как эмпирическая методика [10] приводит к заниженным оценкам поглощения водяного пара и, соответственно, завышает роль аэрозолей.

С учетом сказанного выше для практического использования предлагаемой модели следует с помощью представленной здесь таблицы по значениям метеорологической дальности видимости S_m и относительной влажности воздуха f определить значения поправочных коэффициентов $\gamma_i(S_m, f)$ и, используя кривые $\omega^{(i)}(\lambda, f)$ (см. рис. 1) и приведенные выше величины $\alpha_{ext, 0}^{(i)}$, произвести расчет спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления

$$\alpha_{ext}(\lambda, S, f) = \sum_i \alpha_{ext, 0}^{(i)} \omega_{ext}^{(i)}(\lambda, f) \gamma_i(S_i, f_m). \quad (1)$$

Аналогичным образом могут быть рассчитаны коэффициенты поглощения и рассеяния.

На рис. 4 приводятся результаты сравнения расчетных величин коэффициентов аэрозольного ослабления на основе обсуждаемой здесь модели с экспериментальными данными [11]. В отличие от сравнений, обсуждавшихся выше, при расчете кривых (рис. 4) рассматривается еще одна, дополнительная фракция частиц – фракция, образованная каплями морской воды. Распределение по размерам и концентрация капель приняты в соответствии с рекомендациями [4]. Естественно, что при проведении данного цикла сравнений потребовалось произвести переоценку величин $\gamma_i(S_m, f)$, рассматривавшихся выше.

На рис. 5 в качестве примера приведены расчетные кривые $\alpha_{ext}(\lambda, S, f)$ для нескольких типичных ситуаций. Здесь же приведены кривые коэффициентов аэрозольного ослабления для фракции мелкодисперсных частиц, образованных органическими веществами, при концентрации подобных частиц, близкой к максимальной, наблюдавшейся нами в [4].

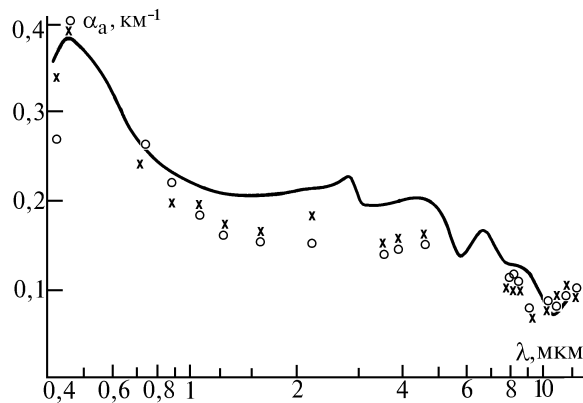


Рис. 4. Сравнение расчетных (кривые) и экспериментальных [11] (точки) оценок коэффициентов аэрозольного ослабления для прибрежных районов

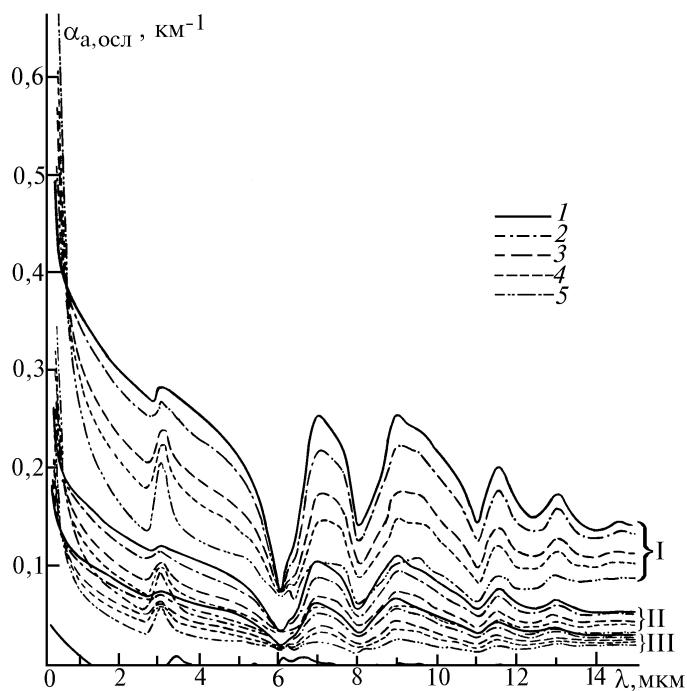


Рис. 5. Расчетные кривые коэффициентов аэрозольного ослабления при $S_m = 10(I), 20(II), 30(III)$ км и $f = 50(1), 70(2), 80(3), 90(4)$ и $95\%(5)$

Проведенный анализ результатов сравнения расчетных величин коэффициентов аэрозольного ослабления с данными эксперимента в широком диапазоне спектра и при достаточно разнообразных условиях в атмосфере приводит к выводу, что предлагаемая модель позволяет достаточно уверенно – с точностью до 30÷50% – прогнозировать спектральный ход и абсолютные значения энергетических оптических характеристик атмосферных аэрозолей во всей спектральной области 0,3 – 15 мкм. Представляется, что расхождения между экспериментальными и расчетными величинами в 1,5 – 2 раза при современном состоянии проблемы являются не только допустимыми, но и представляют определенное достижение. При этом следует отметить, что согласие в видимой области спектра при $\lambda < 1$ мкм существенно выше; не противоречат экспериментальным данным в этой области спектра и оценки угловых и поляризационных характеристик, полученные на основе обсуждаемой модели.

Отметим также, что предлагаемая модель легко может быть распространена на всю толщу атмосферы.

2. Андреев С. Д., Ивлев Л. С. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. N 8. С. 1227–1235.
3. Bullrich K., Hänel G. // Pageoph. 1978. V. 116. N 2–3. P. 293–302.
4. Андреев С. Д. // 6-й Всесоюзный симпозиум по лазерному зондированию атмосферы. Тезисы докладов. 1981. Томск. Ч. 1. С. 100–104.
5. Андреев С. Д., Ивлев Л. С., Михайлов Е. Ф., Киселев А. А. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. N 5. С. 687–692.
6. Андреев С. Д., Зуев В. Е., Ивлев Л. С. и др. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1972. Т. 8. N 12. С. 1262–1267.
7. Андреев С. Д., Ивлев Л. С., Кабанов М. В., Пхалагов Ю. А. // Изв. вузов. Сер. Физика. 1974. N 5. С. 54–57.
8. Парамонова Н. Н., Броунштейн А. М., Казакова К. В., Немец О. А. // Труды ГГО. 1984. Вып. 472. С. 88–99.
9. McClatchey R. A., Fenn R. V., Gallery W. O. et al. Optical Properties of the Atmosphere (Revised). Report AFCRL-71-0279. Bedford, 1971, 88 p.
10. Москаленко Н. И. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1969. Т. 4. N 7. С. 693–706.
11. Кабанов М. В., Панченко М. В., Пхалагов Ю. А. и др. Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. / Новосибирск: Наука, 1988. 201 с.

Санкт - Петербургский государственный университет
Институт физики, Санкт - Петербург

Поступила в редакцию
8 сентября 1994 г.

S. D. Andreev, L. S. Ivlev. Simulation of Optical Characteristics of Atmospheric Ground Layers Aerosol within 0.3–15 μm Spectral Range. P. 3. Results of Modelling.

The procedure of modelling optical characteristics of aerosols of the near-ground atmospheric layer is described; the values of parameters are presented; and the simulation results are discussed.