

С.В. Афонин, В.В. Белов, И.Ю. Макушкина

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОСХОДЯЩЕГО ПОТОКА РАСSEЯННОГО АЭРОЗОЛЕМ ТЕПЛООВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЧАСТЬ 1. ИНТЕНСИВНОСТЬ ПОТОКА

Рассмотрены результаты моделирования восходящего потока собственного излучения системы «атмосфера – подстилающая поверхность». Исследовано влияние аэрозоля на интенсивность и структуру потока рассеянного теплового излучения для широкого диапазона оптико-геометрических условий наблюдения с использованием метода Монте-Карло и ряда приближенных методик.

Введение

Определение температуры подстилающей поверхности с точностью не хуже $0,5 - 1^\circ$ по данным дистанционных измерений в области $3,5 - 4$ и $8 - 13$ мкм связано с необходимостью проведения атмосферной коррекции результатов измерений. При разработке для этих целей оперативных алгоритмов [1] проблема учета искажающего влияния аэрозольного ослабления и рассеяния, как правило, во внимание не принимается или для ее решения используются простейшие модификации этих алгоритмов [2] либо приближенные радиационные модели, например модель «консервативного» рассеяния [3].

Несмотря на успешную многолетнюю практику использования штатных алгоритмов атмосферной коррекции результатов дистанционных измерений температуры поверхности океана со спутников NOAA, проблема корректного и надежного учета эффектов аэрозольного ослабления и рассеяния в условиях сильной замутненности атмосферы остается открытой. Таким образом, для повышения точности и надежности алгоритмов атмосферной коррекции требуется более детальное изучение закономерностей формирования восходящего потока рассеянного аэрозолем теплового излучения атмосферы и подстилающей поверхности.

В данной статье исследовано влияние аэрозоля приземного слоя на интенсивность и структуру потока рассеянного теплового излучения для пространственно-однородной ламбертовской поверхности. Кроме того, проведена оценка точности приближенных моделей однократного и «консервативного» рассеяния излучения.

2. Основные характеристики моделирования

Основными характеристиками моделирования являлись значения интенсивности теплового излучения и радиационной температуры системы «атмосфера – подстилающая поверхность» (А – ПП):

$$J_\lambda = J_\lambda^0 + J_\lambda^{MS};$$

$$J_\lambda^0 = B_\lambda [T_s] \tau(0) + \int_0^H [1 - \omega_0(h)] B_\lambda [T(h)] \frac{\partial \tau(h)}{\partial h} dh;$$

$$T_\lambda^{MS} = B_\lambda^{-1} [J_\lambda], \quad T_\lambda^0 = B_\lambda^{-1} [J_\lambda^0],$$

где J_λ – интенсивность излучения; T_λ – радиационная температура; $B_\lambda [T_\lambda]$ – функция Планка; $B_\lambda^{-1} [J_\lambda]$ – обратная функция Планка; $\tau(h)$ – пропускание атмосферы от ее верхней границы (H) до высоты h ; ω_0 – альбедо однократного рассеяния; J_λ^{MS} – интенсивность рассеянного излучения (MS – multiple scattering); T_s – температура подстилающей поверхности; $T(h)$ – температура атмосферы на высоте h .

Для оценки величины J_{λ}^{MS} был использован один из алгоритмов метода Монте-Карло – прямое моделирование на сопряженных траекториях [4], в ходе которого проводилось разделение вкладов поверхности и атмосферы, наряду с выделением вклада однократного рассеяния. Погрешность определения T_{λ}^{MS} методом Монте-Карло составила около $0,02^{\circ}$.

На заключительном этапе проводилось вычисление температурных поправок $\Delta T_{\lambda}^{MS} = T_{\lambda}^{MS} - T_{\lambda}^0$, $\Delta T_{\lambda}^{SS} = T_{\lambda}^{SS} - T_{\lambda}^0$ (*SS – single scattering*) и соответствующих им значений ΔT_{λ}^{MS} (атм.) и ΔT_{λ}^{SS} (атм.), отражающих вклад атмосферы.

Кроме метода Монте-Карло для расчета интенсивности теплового излучения и радиационной температуры системы (А – ПП) использовалась модель «консервативного» рассеяния [2] (*CS – conservative scattering*), в соответствии с которой:

$$J_{\lambda}^{CS} = B_{\lambda} [T_s] \tau(0) + \int_0^H B_{\lambda} [T(h)] \frac{\partial \tau(h)}{\partial h} dh, \quad T_{\lambda}^{CS} = B_{\lambda}^{-1} [J_{\lambda}^{CS}].$$

Для оценки влияния аэрозоля на радиационную температуру вычислялось значение:

$$dT_{AER} = T_{\lambda}^{MOL} - T_{\lambda}^{MS},$$

где T_{λ}^{MOL} – радиационная температура системы (А – ПП) для молекулярной атмосферы.

Для оценки точности приближенных моделей однократного и консервативного рассеяния определялись значения

$$dT_{CS} = T_{\lambda}^{MS} - T_{\lambda}^{CS},$$

$$dT_{SS} = T_{\lambda}^{MS} - T_{\lambda}^{SS},$$

а также dT_{SS} (атм.).

3. Оптико-геометрические условия моделирования

Моделирование проводилось для следующих оптико-геометрических условий наблюдения: *спектральные диапазоны*: $3,55 \div 3,95$ мкм ($\lambda = 3,75$ мкм) и $10,3 \div 11,3$ мкм ($\lambda = 10,8$ мкм); *углы наблюдения* – $\varphi = 0$ и 45° ; *высота наблюдения* 800 км; *атмосфера* – сферически-симметричная, вертикально-неоднородная. *Метеомодели атмосферы* – тропики, лето и зима средних широт, арктическое лето, стандартная модель US - 1976. (На рис. 1 представлены вертикальные профили температуры и влажности для этих моделей). *Аэрозольные модели* – морской (*maritime*), континентальный (*rural*) и городской (*urban*) типы аэрозолей в приземном слое атмосферы 0 – 2 км (дальность видимости $S_M = 2 \div 50$ км) и фоновое содержание аэрозоля в тропосфере и стратосфере. *Подстилающая поверхность* – пространственно-однородная, ламбертовская, излучающая по закону абсолютно черного тела с температурой в диапазоне $T_s = 272,2 - 299,7$ К в зависимости от метеомодели атмосферы.

Таблица 1

Тип аэрозоля	Метеомодели				
	тропики	лето ср. широт	зима ср. широт	арктическое лето	US – 1976
$\lambda = 3,75$ мкм					
Континентальный	0,8667	0,8534	0,8609	0,8632	0,8596
	0,9153	0,9128	0,9150	0,9144	0,9114
Морской	0,9561	0,9581	0,9581	0,9564	0,9597
	0,9724	0,9753	0,9734	0,9738	0,9794
Городской	0,5364	0,4902	0,5067	0,5132	0,4641
	0,5440	0,5048	0,5327	0,5252	0,4663
$\lambda = 10,8$ мкм					
Континентальный	0,5176	0,5465	0,5542	0,5412	0,5896
	0,5775	0,6022	0,5861	0,5896	0,6147
Морской	0,4876	0,5588	0,5283	0,5091	0,6562
	0,5234	0,5778	0,5401	0,5496	0,7284
Городской	0,3548	0,3646	0,3804	0,3723	0,3750
	0,3951	0,4046	0,3984	0,3999	0,4126

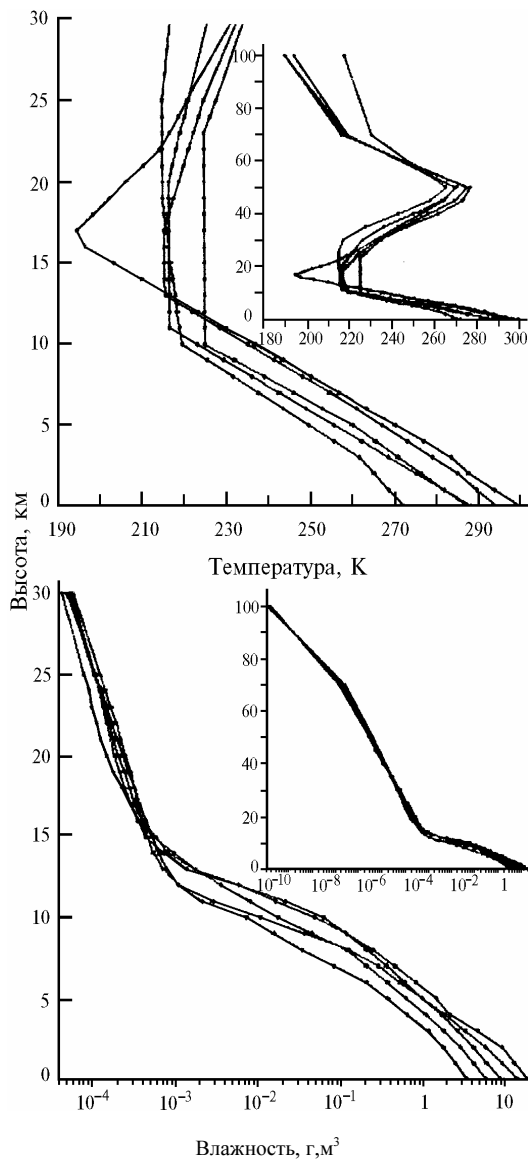


Рис. 1. Вертикальные профили температуры и влажности для различных метеомоделей атмосферы

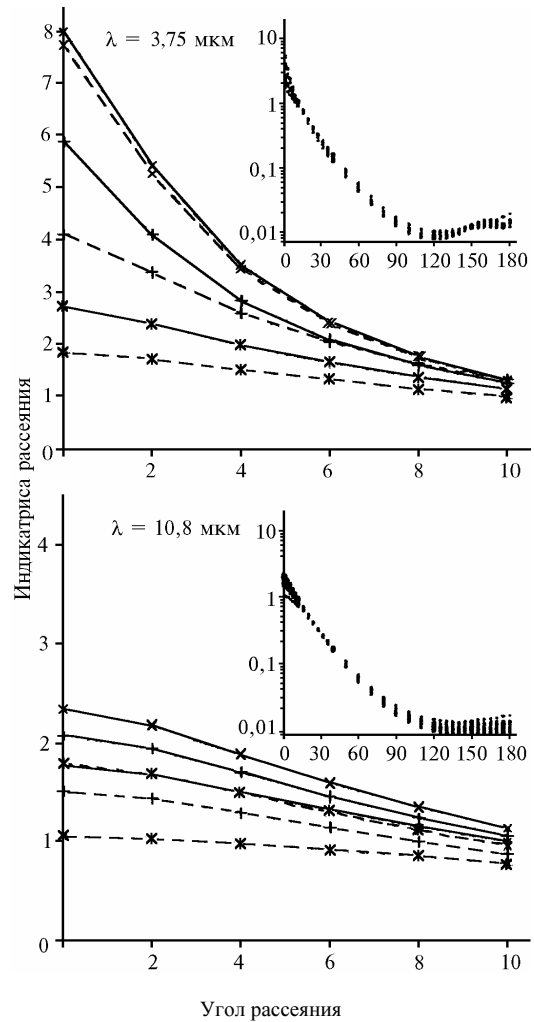


Рис. 2. Угловой ход индикатрисы рассеяния и диапазон ее изменчивости для трех типов аэрозоля: + – континентальный; * – морской; x – городской

На рис. 2 приведены угловой ход индикатрисы рассеяния и диапазон ее изменчивости для каждого из трех типов аэрозоля. Табл. 1 содержит данные об альбедо однократного рассеяния. Вертикальные профили метеорологических параметров атмосферы, коэффициенты молекулярного и аэрозольного ослабления (рассеяния), были получены на основе данных, скомпированных в программном комплексе LOWTRAN-7 [5].

4. Результаты моделирования

Результаты моделирования представлены на рис. 3–6 и в табл. 2–4. Рис. 3 иллюстрирует степень влияния аэрозоля на радиационную температуру системы (А – ПП) – величина dT_{AER} – для различных условий наблюдения. На рис. 4 приведена зависимость температурных поправок от оптической толщины аэрозольного рассеяния. На рис. 5, 6 и в табл. 2 представлены данные о погрешности вычисления радиационной температуры с использованием приближенных моделей однократного и консервативного рассеяния по сравнению с

моделью многократного рассеяния, а в табл. 3 приведены минимальные значения дальности видимости, для которых использование модели однократного рассеяния обеспечивает точность расчета радиационной температуры не хуже $0,5 - 1^\circ$.

Табл. 4 содержит данные о сезонных вариациях значений температурных поправок в зависимости от условий наблюдения и минимальные значения S_M , для которых диапазон этих вариаций не превышает $1 - 2^\circ$.

Анализ расчетных данных позволяет выделить следующие моменты:

1. Учет искажающего влияния аэрозоля целесообразен лишь при низких значениях S_M . Так, для уровня точности расчета радиационной температуры $\delta T_\lambda = 0,5^\circ$ диапазон этих значений составляет: $S_M < 5 \div 10$ км, а для уровня $\delta T_\lambda = 1^\circ - S_M < 2 \div 5$ км (рис. 3, табл. 3).

2. Вклад поверхности в интенсивность восходящего потока рассеянного излучения является доминирующим независимо от условий наблюдения. Вклад атмосферы достигает уровня $0,5 - 1^\circ$ только при значениях дальности видимости $S_M < 2 \div 5$ км (рис. 4).

3. Для рассмотренных оптико-геометрических ситуаций наблюдается монотонное увеличение температурных поправок с ростом оптической толщины аэрозольного рассеяния (рис. 4).

4. При моделировании процесса переноса теплового излучения учет многократных столкновений фотонов с аэрозольными частицами необходим лишь при $S_M < 3 - 5$ км (рис. 5, табл. 3). При этом погрешность расчета вклада атмосферы ΔT_λ (атм.) не превышает $0,5^\circ$. Исключением является случай ($\lambda = 3,75$ мкм, морской аэрозоль), когда приближением однократного рассеяния можно ограничиться только при $S_M > 8 \div 16$ км, а для расчета вклада атмосферы – при $S_M > 2 \div 7$ км.

5. Несмотря на широкий диапазон вариаций метеорологических параметров атмосферы и температуры подстилающей поверхности (рис. 1, 2; табл. 1), величина сезонных вариаций ΔT_λ^{MS} не превышает значений: 2° для $\lambda = 3,75$ мкм и $3,2^\circ$ для $\lambda = 10,8$ мкм (табл. 4). Таким образом, при дальности видимости $S_M > 4$ км погрешность аппроксимации ΔT_λ^{MS} средним для рассмотренных сезонов значением не превышает уровень $\pm 1^\circ$, а при $S_M > 7$ км – уровень $\pm 0,5^\circ$.

6. При использовании приближенных моделей для учета искажающего влияния аэрозоля в большинстве ситуаций более низкую погрешность вычислений обеспечивает модель консервативного рассеяния (табл. 2, рис. 6). Не рекомендуется ее применение только для морского аэрозоля при $S_M \approx 2 - 10$ км в области $3,5 - 4$ мкм, так как погрешность расчета T_λ с помощью модели консервативного рассеяния в этом случае может превысить вклад аэрозоля. В данной ситуации необходимо использовать модель многократного рассеяния.

Суммируя вышесказанное, отметим основные выводы работы:

1. При моделировании процесса переноса теплового излучения эффектами многократного рассеяния можно пренебречь, когда оптическая толщина аэрозольного рассеяния составляет менее $0,24 - 0,40$.

2. На практике расчет вклада аэрозольного рассеяния в восходящий поток с удовлетворительной точностью можно осуществлять с помощью простой аппроксимации (например, степенного или полиномиального вида) зависимости температурных поправок от оптической толщины аэрозольного рассеяния.

3. В случае пространственно-однородной ламбертовской поверхности для большинства оптико-геометрических ситуаций интенсивность собственного излучения системы (А – ПП) может быть вычислена с удовлетворительной точностью с помощью приближенной модели консервативного рассеяния.

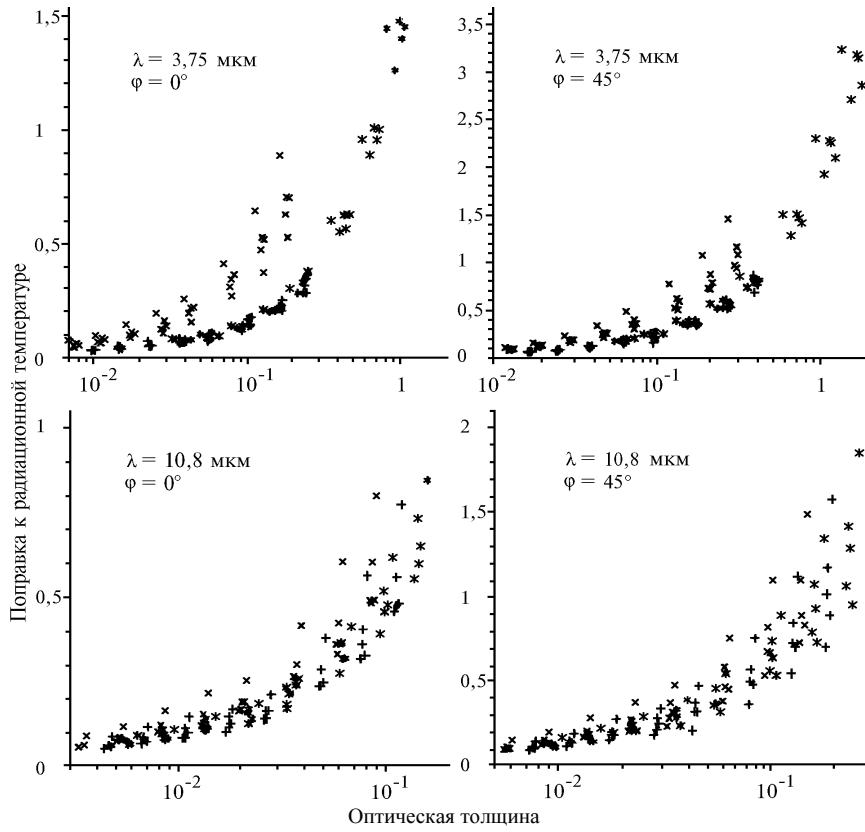


Рис. 3. Влияние аэрозоля (dT_{AER}) на радиационную температуру для различных условий наблюдения:
 + – континентальный аэрозоль; * – морской; x – городской

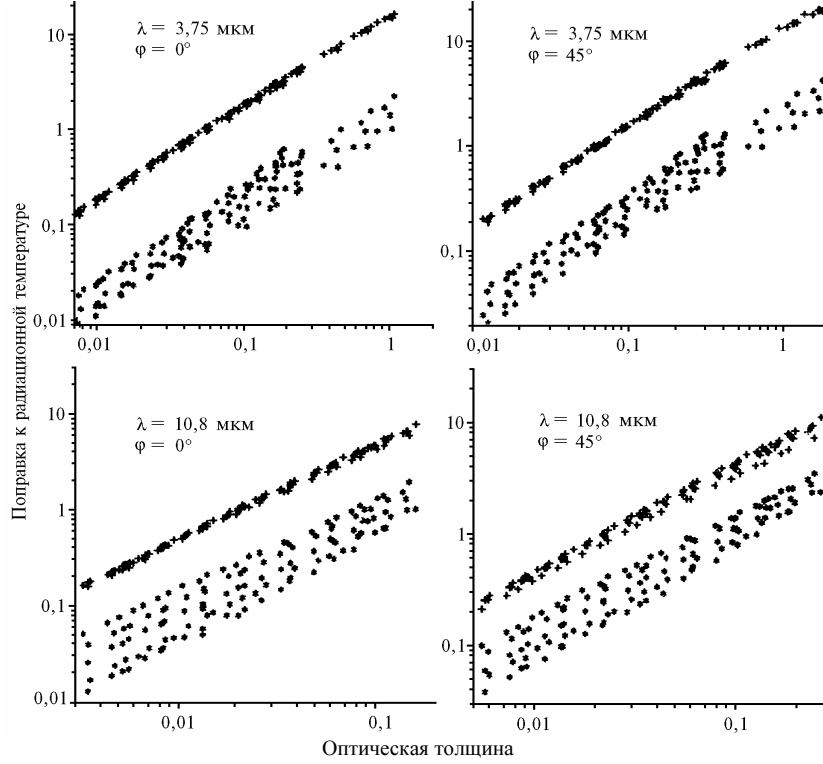


Рис. 4. Зависимость температурных поправок ΔT_{λ}^{MS} и ΔT_{λ}^{MS} (атм.) от оптической толщины аэрозольного рассеяния τ_{SC} : + – ΔT_{λ}^{MS} ; * – ΔT_{λ}^{MS} (атм.)

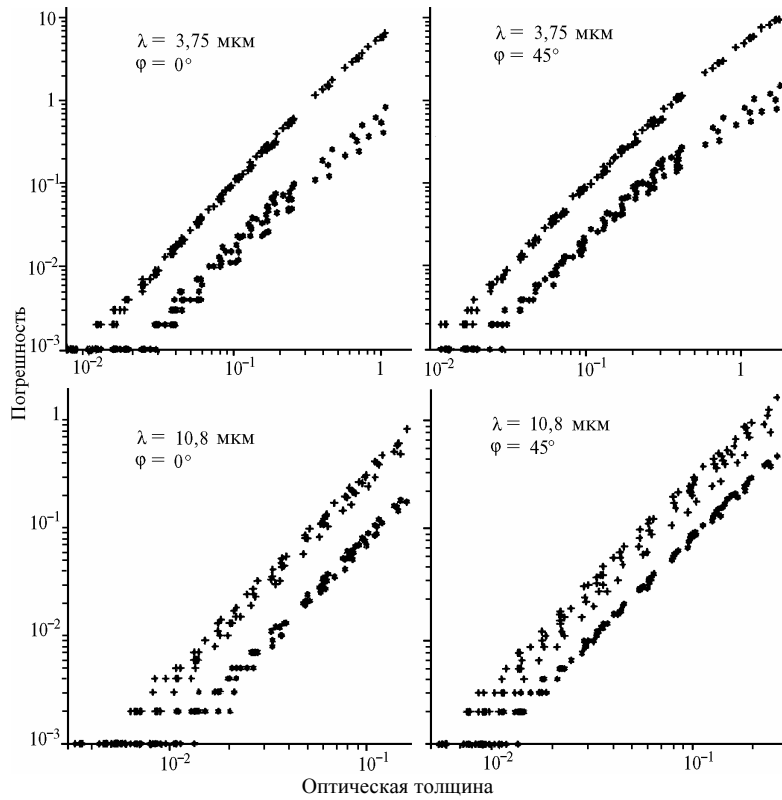


Рис. 5. Погрешность расчета радиационной температуры в приближении однократного рассеяния: + – dT_{SS} ; * – dT_{SS} (атм.)

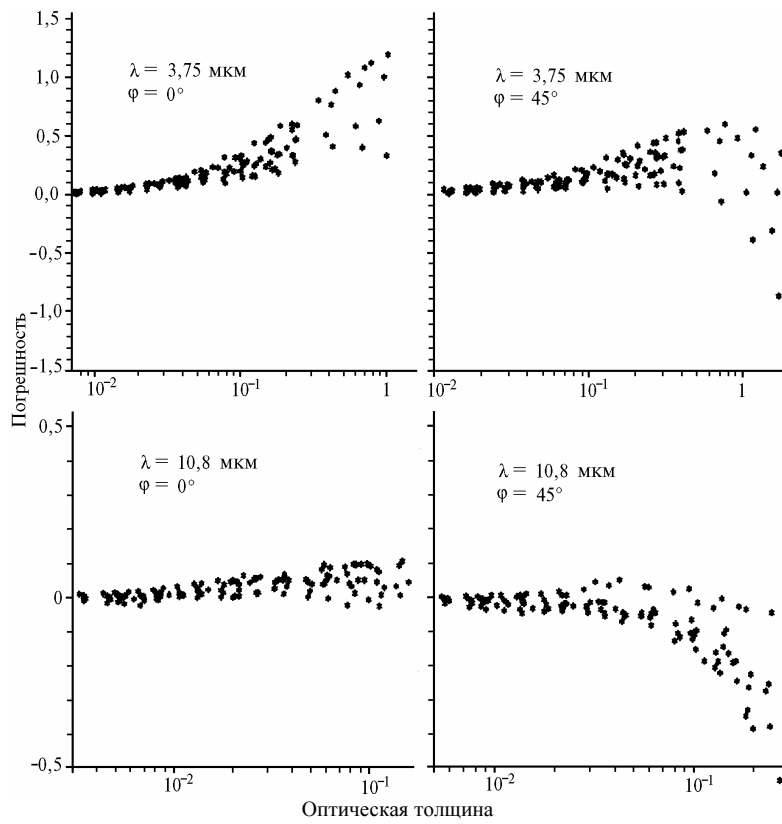


Рис. 6. Погрешность расчета радиационной температуры с использованием модели консервативного рассеяния (dT_{CS})

Погрешность расчета радиационной температуры при использовании моделей однократного и консервативного рассеяния

Тип аэрозоля	S_M	$\varphi = 0^\circ$				$\varphi = 45^\circ$			
		<i>MOL</i> – <i>MS</i>	<i>MS</i> – <i>CS</i>	<i>MS</i> – <i>SS</i> сумма	<i>MS</i> – <i>SS</i> атмосфера	<i>MOL</i> – <i>MS</i>	<i>MS</i> – <i>CS</i>	<i>MS</i> – <i>SS</i> сумма	<i>MS</i> – <i>SS</i> атмосфера
$\lambda = 3,75 \text{ мкм}$									
Морской	2	1,474	1,189	6,584	0,829	3,229	0,869	9,644	1,557
	5	0,625	0,879	1,762	0,256	1,505	0,597	3,102	0,629
	10	0,378	0,587	0,601	0,099	0,852	0,533	1,154	0,274
	23	0,174	0,328	0,114	0,023	0,391	0,336	0,233	0,066
Континентальный	2	0,361	0,598	0,569	0,090	0,863	0,523	1,127	0,254
	5	0,175	0,308	0,119	0,022	0,373	0,353	0,264	0,067
	10	0,107	0,206	0,036	0,007	0,259	0,207	0,084	0,022
	23	0,072	0,095	0,007	0,001	0,124	0,127	0,014	0,004
Городской	2	0,883	0,363	0,319	0,075	1,460	0,353	0,599	0,192
	5	0,410	0,227	0,073	0,017	0,771	0,195	0,143	0,044
	10	0,257	0,141	0,021	0,005	0,487	0,125	0,046	0,013
	23	0,144	0,076	0,004	0,001	0,236	0,089	0,009	0,003
$\lambda = 10,8 \text{ мкм}$									
Морской	2	0,843	0,102	0,810	0,179	1,847	0,537	1,631	0,469
	5	0,409	0,085	0,170	0,037	0,885	0,188	0,376	0,106
	10	0,235	0,058	0,052	0,012	0,537	0,084	0,120	0,034
	23	0,143	0,040	0,009	0,003	0,284	0,041	0,018	0,006
Континентальный	2	0,769	0,078	0,467	0,119	1,572	0,390	0,947	0,294
	5	0,374	0,051	0,097	0,024	0,746	0,129	0,217	0,062
	10	0,206	0,031	0,005	0,002	0,462	0,072	0,068	0,020
	23	0,153	0,013	0,006	0,002	0,268	0,042	0,011	0,004
Городской	2	0,795	0,094	0,262	0,069	1,480	0,165	0,535	0,187
	5	0,412	0,065	0,054	0,013	0,747	0,062	0,122	0,038
	10	0,249	0,048	0,017	0,005	0,471	0,044	0,037	0,012
	23	0,161	0,021	0,003	0,001	0,277	0,036	0,007	0,002

Примечание: *MOL* – случай молекулярной атмосферы; *MS* – модель многократного рассеяния; *SS* – модель однократного рассеяния; *CS* – модель консервативного рассеяния.

Минимальные значения S_M для двух уровней точности расчета радиационной температуры (модель однократного рассеяния)

Тип аэрозоля	Точность, К	$\varphi = 0^\circ$		$\varphi = 45^\circ$	
		Сумма	Атмосфера	Сумма	Атмосфера
1	2	3	4	5	6
$\lambda = 3,75 \text{ мкм}$					
Морской	1,0	7,5 – 5,5	< 2	11,1 – 8,7	3,3 – 2,1
	0,5	11,5 – 8,6	3,1 – 2,1	16,4 – 13,0	6,5 – 3,0
Континентальный	1,0	< 2	< 2	2,2 – 2,1	< 2
	0,5	2,2 – 2,0	< 2	3,5 – 3,2	< 2
Городской	1,0	< 2	< 2	< 2	< 2
	0,5	< 2	< 2	2,3 – 2,0	< 2
$\lambda = 10,8 \text{ мкм}$					
Морской	1,0	< 2	< 2	2,8 – 2,1	< 2
	0,5	2,7 – 2,0	< 2	4,4 – 2,6	< 2
Континентальный	1,0	< 2	< 2	< 2	< 2
	0,5	< 2	< 2	3,1 – 2,0	< 2
Городской	1,0	< 2	< 2	< 2	< 2
	0,5	< 2	< 2	2,2 – 2,0	< 2

Минимальные значения S_M для двух диапазонов сезонных вариаций радиационной температуры и максимальная величина сезонных вариаций температуры

Тип аэрозоля	Диапазон вариаций	$\varphi = 0^\circ$		$\varphi = 45^\circ$	
		Сумма	Атмосфера	Сумма	Атмосфера
$\lambda = 3,75 \text{ мкм}$					
Морской	2,0	< 2	< 2	2,7 – 2,0	< 2
	1,0	3,3 – 2,4	2,5 – 2,1	4,4 – 3,3	6,0 – 4,4
	макс. вариации, К	1,238	1,152	2,040	1,951
Континентальный	2,0	< 2	< 2	< 2	< 2
	1,0	< 2	< 2	< 2	< 2
	макс. вариации, К	0,426	0,287	0,604	0,586
Городской	2,0	< 2	< 2	< 2	< 2
	1,0	< 2	< 2	< 2	< 2
	макс. вариации, К	0,272	0,188	0,283	0,322
$\lambda = 10,8 \text{ мкм}$					
Морской	2,0	< 2	< 2	3,5 – 3,0	< 2
	1,0	2,8 – 2,4	2,3 – 2,0	6,9 – 6,0	3,2 – 2,7
	макс. вариации, К	1,335	1,031	3,195	1,299
Континентальный	2,0	< 2	< 2	2,3 – 2,1	< 2
	1,0	< 2	< 2	5,0 – 4,6	2,2 – 2,0
	макс. вариации, К	0,849	0,777	2,124	1,008
Городской	2,0	< 2	< 2	< 2	< 2
	1,0	< 2	< 2	3,7 – 3,3	< 2
	макс. вариации, К	0,648	0,551	1,615	0,623

1. Paul E. McClain, Pichel William G., and Walton Charles C. // J. of Geophys. Research. 1985. V. 90. NC6. P. 11, 587 – 11, 601.
2. Charles Walton // J. of Climate and Applied Meteorol. 1985. V 24. N 6. P. 501 – 507.
3. Richter Rudolf // Int. J. Remote Sensing. 1985. V. 6. N 11. P. 1773 – 1777.
4. Белов В.В., Макушкина И.Ю. // Теория и приложения статистического моделирования. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР. 1988. С. 153 – 164.
5. Kneizys F. X et al. Users Guide to LOWTRAN 7. AFGL – TR – 88 – 0177. ERP, No 1010. AFGL, Hansom AFB, MA 01731.

Институт оптики атмосферы
СО РАН, Томск

Поступила в редакцию
10 марта 1994 г.

S.V. Afonin, V.V. Belov, I.Yu. Makushkina. **Modeling of the Upgoing Flux of Thermal Radiation Scattered by Aerosol. Part I. Intensity.**

In this part we consider some results of modeling the upgoing flux of self-radiation of the system Atmosphere – Underlying Surface. The effect of aerosol on the intensity and structure of the radiation flux is investigated for a wide variety of optical and geometrical conditions of observations. In this study we used the Monte – Carlo method and some other approximate approaches.