

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

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОСХОДЯЩЕГО ПОТОКА РАСSEЯННОГО АЭРОЗОЛЕМ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЧАСТЬ 3. ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЙ СТРАТОСФЕРНЫЙ АЭРОЗОЛЬ

Рассмотрены результаты моделирования восходящего потока собственного излучения системы «атмосфера – подстилающая поверхность» в условиях различного содержания поствулканического аэрозоля в стратосфере. Исследовано влияние аэрозоля на интенсивность, структуру и пространственные характеристики потока для широкого диапазона оптико-геометрических условий наблюдения с использованием метода Монте-Карло и ряда приближенных методик.

1. Введение

В [1, 2] нами были представлены результаты исследований интенсивности, структуры и пространственных характеристик восходящего потока рассеянного аэрозолем теплового излучения атмосферы и подстилающей поверхности в спектральных диапазонах 3,5 – 4 и 10,3 – 11,3 мкм. Результаты этих исследований затрагивали случай значительных вариаций оптических параметров аэрозоля в приземном слое атмосферы и «фонового» содержания его в тропосфере и стратосфере.

Однако известно, что в результате вулканической деятельности в стратосфере могут появляться аэрозольные слои с «аномальными», отличными от «фоновой» ситуации, оптическими характеристиками. По данным [3], появление таких слоев может оказывать заметное влияние на точность результатов спутниковых измерений температуры подстилающей поверхности. Несмотря на имеющиеся в [3] попытки модифицировать для этого случая оперативные алгоритмы атмосферной коррекции результатов спутниковых измерений, необходимость комплексного и корректного подхода к решению проблемы учета искажающего влияния аэрозоля в задаче дистанционного зондирования подстилающей поверхности требует проведения дополнительных всесторонних исследований закономерностей формирования и характеристик восходящего потока рассеянного аэрозолем теплового излучения для поствулканической ситуации.

В данной статье рассмотрено влияние поствулканического стратосферного аэрозоля на интенсивность, структуру и пространственные характеристики потока рассеянного теплового излучения для случая пространственно-однородной ламбертовской поверхности. Кроме того, проведена оценка точности приближенных моделей однократного и «консервативного» рассеяния излучения.

2. Основные характеристики моделирования

Результатами моделирования являлись следующие характеристики.

а. Интенсивность J_λ и радиационная температура T_λ собственного излучения системы «атмосфера – подстилающая поверхность» (А–ПП):

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

где: J_λ^0 , T_λ^0 – характеристики нерассеянного излучения; J_λ^{MS} – интенсивность рассеянного излучения; J_{SURF}^{MS} – вклад в J_λ^{MS} подстилающей поверхности; J_{ATM}^{MS} – вклад в J_λ^{MS} атмосферы.

Все величины зависят от длины волны, поэтому в ряде случаев индекс λ будет для удобства опущен.

Моделирование осуществлялось с учетом многократного рассеяния (модель MS), в приближении однократного (модель SS) и консервативного (модель CS) рассеяния.

Наряду с интенсивностью рассеянного излучения вычислялись температурные поправки:

$$\Delta T_{\lambda}^{MS} = T_{\lambda}^{MS} - T_{\lambda}^0 \text{ и } \Delta T_{\lambda}^{SS} = T_{\lambda}^{SS} - T_{\lambda}^0,$$

а также значения ΔT_{ATM}^{MS} и ΔT_{ATM}^{SS} , отражающие вклад атмосферы в интенсивность рассеянного излучения.

Для оценки влияния аэрозоля на радиационную температуру вычислялась:

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

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

Для оценки точности приближенных моделей однократного рассеяния и консервативного рассеяния рассчитывались значения:

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

а также dT_{SS} (атм.).

Дополнительно проведенные расчеты показали, что совместное влияние приземного и стратосферного аэрозолей на радиационную температуру системы (А–ПП) и погрешность приближенных моделей можно оценить с высокой степенью точности (выше 0,5–1) арифметическим сложением ΔT_{λ}^{MS} , dT_{CS} , dT_{SS} , dT_{AER} для приземного (из работы [1]) и стратосферного (представленных в данной статье) типов аэрозоля.

б. Пространственное распределение интенсивности бокового подсвета $J_{SURF}^{MS}(R)$.

в. Вклад в интенсивность рассеянного потока (при нормировке на J_{SURF}^{MS} – относительный вклад) излучения участков поверхности единичной площади, удаленных на расстояние r от точки зондирования

$$F(r) = \frac{1}{2\pi r} \frac{\partial J_{SURF}^{MS}(r)}{\partial r}.$$

г. Радиус бокового подсвета, определяемый из условия

$$T_{\lambda} - T_{\lambda}(R) = \delta T_{\lambda},$$

где δT_{λ} – заданный уровень точности расчета радиационной температуры T_{λ} из диапазона $0,1^{\circ} < \delta T_{\lambda} < 1^{\circ}$.

Более подробное определение указанных величин и описание алгоритмов их расчета с использованием различных моделей приведены в [1, 2].

3. Оптико-геометрические условия моделирования

Моделирование проводилось для следующих оптико-геометрических условий наблюдения: *спектральные диапазоны* 3,55–3,95 мкм ($\lambda = 3,75$ мкм) и 10,3–11,3 мкм ($\lambda = 10,8$ мкм); *углы наблюдения* $\varphi = 0$ и 45° ; *высота наблюдения* 800 км. *Метеомодели атмосферы* – тропики, лето и зима средних широт, арктическое лето, стандартная модель US-1976. *Аэрозольные модели* – умеренное, высокое и экстремальное содержание поствулканического аэрозоля в стратосфере при отсутствии аэрозоля в приземном слое. *Подстилающая поверхность* – пространственно-однородная, ламбертовская, излучающая по закону абсолютно черного тела с температурой в диапазоне $T_s = 272,2\text{--}299,7$ К.

На рис. 1 представлены характерные профили коэффициентов аэрозольного ослабления различных типов поствулканического аэрозоля в сравнении с его фоновым содержанием в стратосфере и угловой ход индикатрисы рассеяния. В табл. 1 приведен диапазон сезонной изменчивости оптической толщины аэрозольного рассеяния τ_{SC} и альbedo однократного рассеяния.

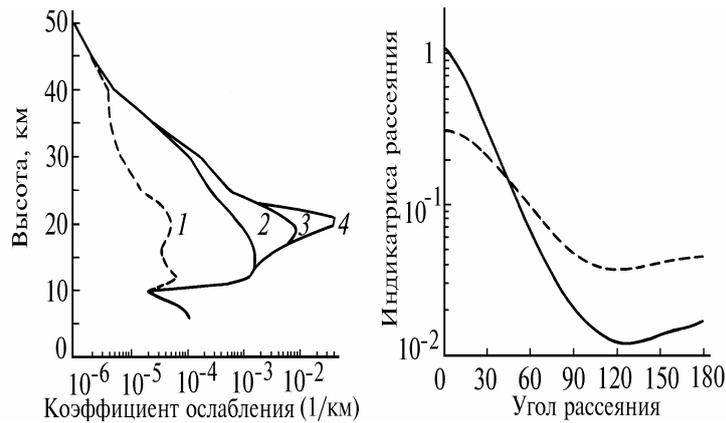


Рис. 1. Вертикальный профиль коэффициентов аэрозольного ослабления для различных уровней содержания поствулканического аэрозоля: 1 – «фоновое» содержание; 2 – «moderate»; 3 – «high»; 4 – «extreme». Угловой ход индикатрисы рассеяния: сплошная – $\lambda = 3,75$ мкм; штриховая – $\lambda = 10,8$ мкм

Таблица 1

Диапазон значений оптической толщины аэрозольного рассеяния τ_{SC} и альbedo однократного рассеяния

Содержание аэрозоля	$\lambda = 3,75$ мкм		$\lambda = 10,8$ мкм	
	τ_{SC}	альbedo	τ_{SC}	альbedo
Умеренное	0,0150	0,9434	0,0048	0,4752
	0,0145	0,9477	0,0047	0,4896
Высокое	0,0501	0,9471	0,0164	0,4940
	0,0397	0,9475	0,0130	0,4962
Экстремальное	0,1385	0,9480	0,0455	0,4978
	0,1353	0,9481	0,0445	0,4989

Вертикальные профили метеорологических параметров атмосферы, коэффициенты молекулярного и аэрозольного ослабления (рассеяния), были получены на основе данных, скомпиллированных в программном комплексе LOWTRAN-7 [4].

4. Результаты моделирования

Результаты моделирования представлены на рис. 2, 3 и в табл. 2–4. В табл. 2 приведены данные о влиянии аэрозоля (dT_{AER}) на радиационную температуру и оценки погрешности использования моделей однократного и консервативного рассеяния (dT_{SS} , $dT_{SS}(атм.)$, dT_{CS}).

Таблица 2

Погрешность расчета радиационной температуры при использовании моделей однократного и консервативного рассеяния для случаев умеренного (moderate), высокого (high) и экстремального (extreme) содержания поствулканического аэрозоля в стратосфере

Тип аэрозоля	$\varphi = 0^\circ$				$\varphi = 45^\circ$			
	<i>MOL-MS</i>	<i>MS-CS</i>	<i>MS-SS</i> сумма	<i>MS-SS</i> атмосфера	<i>MOL-MS</i>	<i>MS-CS</i>	<i>MS-SS</i> сумма	<i>MS-SS</i> атмосфера
$\lambda = 3,75$ мкм								
Умеренный	0,093	0,275	0,005	0,001	0,161	0,419	0,010	0,003
Высокий	0,246	0,953	0,032	0,010	0,529	1,409	0,080	0,030
Экстремальный	0,681	2,610	0,210	0,065	1,389	3,904	0,489	0,171
$\lambda = 10,8$ мкм								
Умеренный	0,330	0,203	0,002	0,002	0,603	0,251	0,004	0,002
Высокий	1,220	0,602	0,016	0,009	2,015	0,902	0,035	0,024
Экстремальный	3,307	1,650	0,096	0,064	5,490	2,372	0,192	0,133

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

Табл. 3 содержит максимальные значения температурных поправок ΔT_{λ}^{MS} , ΔT_{ATM}^{MS} и диапазон их сезонной изменчивости для различных оптико-геометрических условий наблюдения.

Таблица 3

Максимальные значения температурных поправок ΔT_{λ}^{MS} и ΔT_{ATM}^{MS} (К) и величина их максимальных сезонных вариаций для случая поствулканического стратосферного аэрозоля

Содержание аэрозоля		$\varphi = 0^\circ$		$\varphi = 45^\circ$	
		Сумма	Атмосфера	Сумма	Атмосфера
$\lambda = 3,75 \text{ мкм}$					
Умеренное	макс. значение	0,300	0,065	0,358	0,132
	макс. вариации	0,050	0,034	0,029	0,067
Высокое	макс. значение	0,944	0,237	1,423	0,501
	макс. вариации	0,260	0,150	0,535	0,320
Экстремальное	макс. значение	2,640	0,646	3,936	1,283
	макс. вариации	0,346	0,400	0,562	0,734
$\lambda = 10,8 \text{ мкм}$					
Умеренное	макс. значение	0,257	0,137	0,368	0,266
	макс. вариации	0,088	0,098	0,063	0,190
Высокое	макс. значение	0,764	0,434	1,120	0,719
	макс. вариации	0,253	0,308	0,225	0,442
Экстремальное	макс. значение	2,088	1,202	3,077	1,977
	макс. вариации	0,225	0,765	0,212	1,148

В табл. 4 представлены максимальная величина радиуса R при различном содержании поствулканического аэрозоля в стратосфере и диапазон изменчивости R за счет вариаций метеопараметров атмосферы.

Таблица 4

Максимальные значения радиусов бокового подсвета (км) и максимальный диапазон их сезонных вариаций (случай многократного рассеяния)

Содержание аэрозоля		$\varphi = 0^\circ$			$\varphi = 45^\circ$		
		точность (δT_{λ})			точность (δT_{λ})		
		1	0,5	0,1	1	0,5	0,1
$\lambda = 3,75 \text{ мкм}$							
Умеренное	макс. значение	11,721			21,326		
	макс. вариации	4,160			3,215		
Высокое	макс. значение	6,714	23,999	6,214	17,735	44,709	
	макс. вариации	3,978	5,337	6,214	5,262	8,384	
Экстремальное	макс. значение	11,079	19,185	46,923	23,852	34,759	76,034
	макс. вариации	2,020	2,813	8,973	3,535	5,643	19,193
$\lambda = 10,8 \text{ мкм}$							
Умеренное	макс. значение	14,626			25,514		
	макс. вариации	9,083			14,189		
Высокое	макс. значение	4,648	34,039		18,196	52,744	
	макс. вариации	4,648	16,598		18,196	21,721	
Экстремальное	макс. значение	11,367	23,173	59,897	25,790	39,587	87,859
	макс. вариации	11,367	11,618	28,281	17,061	15,498	41,359

Рис. 2 иллюстрирует зависимость радиуса бокового подсвета от точности расчета радиационной температуры.

На рис. 3 приведен вид функции $F(r)$ для случая экстремального содержания аэрозоля в стратосфере.

Анализ результатов моделирования позволяет выделить следующие моменты относительно особенностей формирования восходящего потока теплового излучения, рассеянного слоем стратосферного аэрозоля.

1. Для достижения точности расчета радиационной температуры $0,5 - 1^\circ$ учет искажающего влияния стратосферного аэрозоля необходим (табл. 2), когда оптическая толщина аэрозольного рассеяния превышает уровень: $\tau_{sc} > 0,090$ для $\lambda = 3,75 \text{ мкм}$ (высокое содержание аэрозоля) и $\tau_{sc} > 0,007$ для $\lambda = 10,8 \text{ мкм}$ (умеренное).

2. В отличие от случая приземного аэрозоля, когда вклад подстилающей поверхности (J_{SURF}^{MS}) в интенсивность потока рассеянной тепловой радиации доминирует [1], в случае стратосферного аэрозоля вклад атмосферы (J_{ATM}^{MS}) при определенных условиях (высокие значения температуры и влагосодержания атмосферы) может быть сравним и даже превосходить J_{SURF}^{MS} , достигая для температурных поправок 1–2° (табл. 3).

3. С высокой точностью (выше 0,1°) удается аппроксимировать линейной функцией зависимость температурных поправок от оптической толщины аэрозольного рассеяния.

4. При моделировании процесса переноса теплового излучения для стратосферного аэрозоля достаточно ограничиться приближением однократного рассеяния. Погрешность моделирования при этом составляет менее 0,5° (табл. 2).

5. Несмотря на широкий диапазон вариаций метеорологических параметров атмосферы и температуры подстилающей поверхности, сезонные вариации ΔT_{λ}^{MS} не превышают значений 0,6° для $\lambda = 3,75$ и 0,3° для $\lambda = 10,8$ мкм (табл. 3). Таким образом, погрешность аппроксимации ΔT_{λ}^{MS} средним для рассмотренных сезонов значением не превосходит требуемый уровень точности расчета радиационной температуры 0,5–1°.

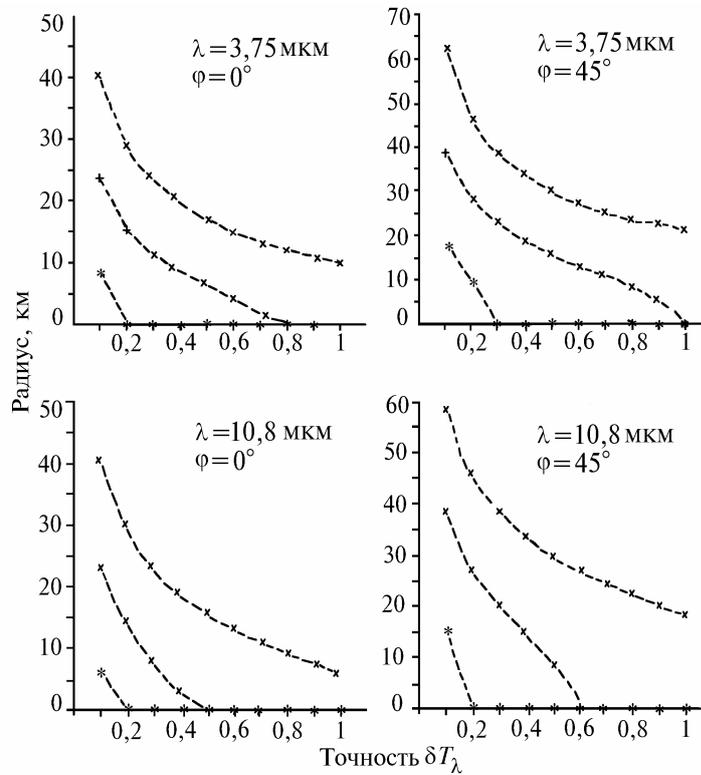


Рис. 2. Зависимость радиуса бокового подсвета от уровня точности расчета радиационной температуры для различного содержания поствулканического аэрозоля в стратосфере (лето средних широт):

x – «extreme», + – «high», * – «moderate»

6. При использовании приближенных моделей однократного и консервативного рассеяния для учета искажающего влияния аэрозоля значительно более низкой погрешностью (менее 0,5°) вычислений во всем диапазоне оптико-геометрических условий наблюдения обладает модель однократного рассеяния. Применение модели консервативного рассеяния в данном случае не рекомендуется, поскольку погрешность расчета с ее помощью для $\lambda = 3,75$ мкм превышает величину аэрозольного влияния dT_{AER} , а для $\lambda = 10,8$ мкм не обеспечивает требуемый уровень точности 0,5–1° (табл. 2).

Анализ пространственных характеристик формирования эффекта бокового подсвета позволяет отметить как сходные со случаем приземного аэрозоля, так и характерные только для стратосферного поствулканического аэрозоля результаты:

1. Для стратосферного аэрозоля характерна та же зависимость радиуса бокового подсвета от точности расчета радиационной температуры, что и для аэрозоля приземного слоя: с повышением точности δT_λ радиус R бокового подсвета монотонно возрастает (рис. 2). При этом в диапазоне $\delta T_\lambda = 0,5 - 0,1^\circ$ наблюдается существенно более высокий рост R (до 8 раз) по сравнению с диапазоном $\delta T_\lambda = 1 - 0,5^\circ$ (1,5 – 3 раза) (рис. 2, табл. 4).

2. Рост оптической толщины аэрозольного рассеяния приводит к монотонному увеличению радиуса бокового подсвета, достигающего в случае экстремального содержания поствулканического аэрозоля следующих значений (табл. 4): для $\delta T_\lambda = 1^\circ$: $R = 10-25$ км ($\lambda = 3,75$ мкм) и $R = 10-25$ км ($\lambda = 10,8$ мкм); для $\delta T_\lambda = 0,5^\circ$: $R = 20-35$ км ($\lambda = 3,75$ мкм) и $R = 25-40$ км ($\lambda = 10,8$ мкм).

3. Вклад элементов поверхности в интенсивность бокового подсвета монотонно падает при удалении от точки зондирования, что иллюстрируется зависимостью $F(r)$ на рис. 3. Однако по сравнению со случаем приземного аэрозоля, когда основной вклад (более 60%) принадлежит участку поверхности радиуса $R = 1$ км и значение функции $F(r)$ в диапазоне $r = 1 \div 2$ км падает в 15 – 20 раз, в случае поствулканического аэрозоля ход функции $F(r)$ становится существенно более плавным и уменьшение $F(r)$ в 10 раз наблюдается на расстояниях порядка 15 – 40 км.

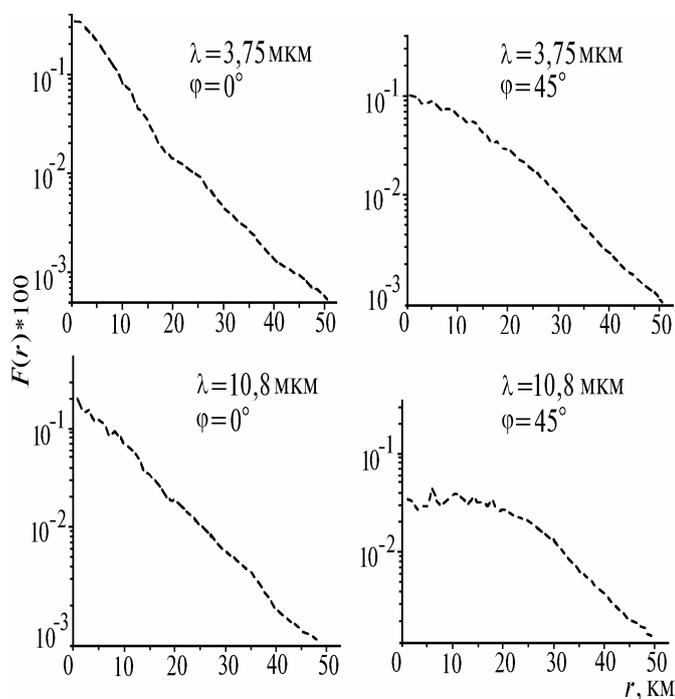


Рис. 3. Зависимость относительного вклада элементов поверхности $F(r)$ в интенсивность бокового подсвета от расстояния до точки зондирования для экстремального содержания поствулканического аэрозоля в стратосфере (лето средних широт)

Суммируя вышесказанное, выделим основные результаты работы:

1. При моделировании процесса переноса теплового излучения для стратосферного аэрозоля эффектами многократного рассеяния можно пренебречь. Использование приближения однократного рассеяния обеспечивает точность расчета радиационной температуры выше $0,5^\circ$. В то же время приближенная модель консервативного рассеяния для условий высокого содержания аэрозоля в стратосфере не гарантирует требуемой точности. Для достижения при моделировании точности расчета радиационной температуры не хуже $0,5 - 1^\circ$ необходимо рассматривать область бокового подсвета с радиусом не менее 10 км (10 – 40 км). При более высоких требованиях к точности ($\approx 0,1^\circ$) радиус бокового подсвета увеличивается до 25 – 90 км.

2. На практике расчет вклада стратосферного аэрозоля в восходящий поток рассеянного теплового излучения с высокой точностью можно осуществлять на основе линейной аппроксимации зависимости температурных поправок от оптической толщины аэрозольного рассеяния.

3. При точности дистанционного измерения температуры подстилающей поверхности порядка $0,5 - 1^\circ$ эффективный размер области формирования бокового подсвета в случае высокого содержания стратосферного аэрозоля значительно превосходит линейный размер мгновенного поля зрения современных спутниковых приборов дистанционного зондирования подстилающей поверхности среднего и высокого пространственного разрешения (менее $0,5 - 1$ км). Этот факт необходимо учитывать при интерпретации результатов дистанционного зондирования в случае подстилающей поверхности, характеризующейся наличием значительных температурных неоднородностей вне поля зрения прибора.

1. Афонин С.В., Белов В.В., Макушкина И.Ю. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 6. С. 797 – 809.
2. Афонин С.В., Белов В.В., Макушкина И.Ю. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 6. С. 810 – 817.
3. Rudolf Richter // Int. J. Remote Sensing. 1985. V. 6. N 11. P. 1773–1777.
4. 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 3. Postvolcanic Stratospheric Aerosol.**

This part of our study presents some results of modeling the upgoing flux of self-radiation of the system Atmosphere–Underlying Surface under conditions different content of a postvolcanic aerosol in the stratosphere. 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.