

М.А. Назаралиев, В.Е. Павлов

## О РОЛИ МНОГОКРАТНОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА В ФОРМИРОВАНИИ ЯРКОСТИ СУМЕРЕЧНОГО НЕБА

Выполнен анализ результатов решения уравнения переноса солнечного излучения в сферической неоднородной аэрозольной атмосфере методом Монте-Карло. Исследовано влияние аэрозольных высотных профилей на яркость сумеречного неба и вычислен вклад многократного рассеяния в яркость при различных погружениях Солнца под горизонт. Установлен эффект последовательного двухэтапного зондирования стратосферы в сумеречных условиях прямым солнечным и диффузным светом неба. Определены граничные значения зенитных расстояний Солнца, в пределах которых рациональны поиски решения обратной задачи. Приведены предварительные результаты сопоставления наблюдаемых и расчетных величин сумеречного неба.

Настоящая работа в известной мере является продолжением исследований полей диффузного излучения сферической неоднородной атмосферы с поверхности Земли методом Монте-Карло [1]. В последние годы существенно возрос объем экспериментальной информации о стратификации аэрозоля в тропосфере, стратосфере и мезосфере, что создало определенные предпосылки к построению новых аэрозольных моделей, учитывающих физико-химические свойства и кинетику частиц [2–4]. Заметно усовершенствованы методы решения уравнения переноса излучения в сферической неоднородной атмосфере и созданы соответствующие программы для ЭВМ [5–6]. Все это позволило уточнить ряд вопросов о высотной локализации свечения в условиях сумерек и получить дополнительные сведения о роли многократного рассеяния света, создающего принципиальные трудности при практическом использовании сумеречного метода зондирования атмосферы.

На рис. 1 представлены высотные зависимости коэффициентов аэрозольного рассеяния  $\sigma_a(H)$  [4], которые были положены нами в основу расчетов интенсивности сумеречного свечения  $I$  в трех точках солнечного вертикала с зенитными расстояниями  $70^\circ$ ,  $0^\circ$  и  $-70^\circ$  (знак « $-$ » соответствует азимуту  $180^\circ$ ). Следует заметить, что авторами [4] приводятся весьма убедительные доводы в пользу общности предложенных ими фоновой средне-циклической моделей. Зависимости  $\sigma_a(H)$  принципиально отличаются от предлагавшихся ранее Г. В. Розенбергом [1], для которых послонный фактор мутности существенно возрастал с высотой [7]. Более того, фоновая аэрозольная модель выше 50 км, предполагает столь малое число частиц, что атмосфера может считаться практически релеевской.

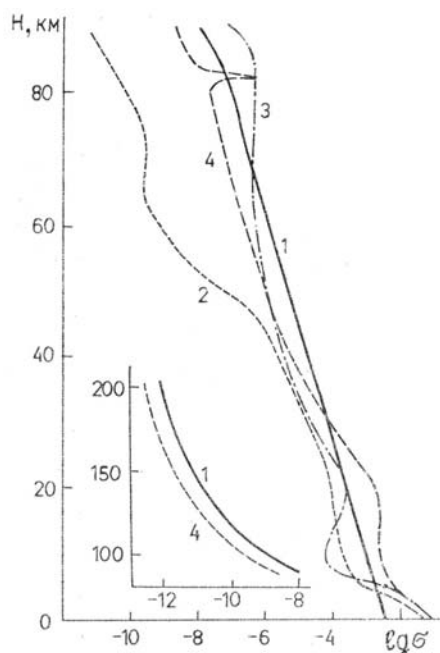


Рис. 1. Сглаженные высотные профили коэффициентов рассеяния, принятые в расчетах яркости: 1 — релеевская составляющая; 2 — фоновая модель; 3 — среднециклическая модель; 4 — по В.Н. Лебединцу

Такие существенные различия в прежней [1] и вновь принятых в расчетах яркости моделях атмосферы привели к ряду новых выводов. Во-первых, интенсивность сумеречного неба в вышеуказанных точках вертикала оказалась заметно зависящей от высоты наблюдателя, что соответствует результатам измерений [7]. В табл. 1 приведены данные расчетов  $I$  в единицах  $S$  ( $\pi S$  – спектральная солнечная постоянная) в зените  $Z = 0^\circ$  при различных зенитных расстояниях Солнца  $Z_0$  в области спектра  $\lambda = 694,3$  нм для двух положений наблюдателя на высотах  $h = 0$  и 3 км и двух моделей атмосферы. При  $Z_0 \leq 98^\circ$  яркость сумеречного неба на высоте  $h = 3$  км меньше, чем на уровне моря, а при  $Z_0 \geq 100^\circ$  возникает противоположная картина. Заметим, что погрешность вычислений  $I$  при  $Z_0 = 90,1^\circ$  методом Монте-Карло меньше 10%, а при  $Z_0 = 106^\circ$  составляет около 40%.

Таблица 1

**Яркость неба в зените**

$Z_0$	Фоновая модель		Среднециклическая модель	
	$h=0$ км	$h=3$ км	$h=0$ км	$h=3$ км
90,1	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
92	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$5,9 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$
94	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$
96	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$8,7 \cdot 10^{-6}$
98	$1,4 \cdot 10^{-6}$	$8,4 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-7}$
100	$2,1 \cdot 10^{-7}$	$2,2 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$	$1,6 \cdot 10^{-7}$
102	$1,4 \cdot 10^{-8}$	$1,4 \cdot 10^{-8}$	$1,9 \cdot 10^{-8}$	$2,1 \cdot 10^{-8}$
104	$1,2 \cdot 10^{-9}$	$1,3 \cdot 10^{-9}$	$1,4 \cdot 10^{-9}$	$1,6 \cdot 10^{-9}$
106	$6,6 \cdot 10^{-11}$	$7,2 \cdot 10^{-11}$	$9,9 \cdot 10^{-11}$	$1,1 \cdot 10^{-11}$

Во-вторых, заметным образом изменился вид функции определяющей вклад однократного рассеяния в суммарную интенсивность. Если в прежних расчетах [1] зависимость  $I_1/I$  от  $Z_0$  имела отчетливый колоколообразный характер с максимумом при  $95-99^\circ$ , то в рассматриваемом варианте максимум смещается к меньшим  $Z_0$  ( $\sim 92^\circ$ ), становится неясным и при  $Z_0 > 92^\circ$  функция  $I_1/I$  быстро убывает с ростом  $Z_0$ . Об этом свидетельствуют данные табл. 2. Здесь приведены результаты расчетов  $I_1/I$ , относящиеся к зениту  $Z = 0^\circ$ ,  $\lambda = 694,3$  нм,  $h = 3$  км. Поскольку фоновая (а) и среднециклическая (б) модели имеют верхнюю границу  $H_0 = 90$  км, то при  $Z_0 > 100^\circ$  атмосфера в вертикальном направлении ( $Z = 0^\circ$ ) уже не освещается прямыми солнечными лучами и  $I_1/I=0$ .

Таблица 2

**Вклад однократного рассеяния в яркость (в %)**

$Z_0$	а	б	в
92	65	76	53
94	45	68	19
96	29	38	12
98	9	18	6
100	0	0	1

Чтобы учесть вклад верхних слоев атмосферы в яркость и оценить роль кратких эффектов в формировании последней, были выполнены расчеты  $I$  по модели, предложенной нам В.Н. Лебединцем. Соответствующий вид функции  $\sigma_a(H)$  до высоты  $H_0 = 200$  км представлен на рис. 1. Эта модель предполагает более замутненную стратосферу по сравнению с фоновой и среднециклической моделями и наличие в районе  $H = 82,5$  км узкого слоя повышенной мутности. Значения в зените для наблюдателя на уровне Земли приведены в столбце «в». Как и в прежних случаях («а» и «б»), при  $Z_0 > 100^\circ$  вклад первичного рассеяния в  $I$  становится ничтожно малым.

Третий вывод, полученный из модельных расчетов и имеющий практическое значение для решения обратных задач сумеречного свечения, заключается в следующем. Уменьшение яркости сумеречного неба, имеющее место при подъеме наблюдателя (см. табл. 1), сопровождается увеличением вклада однократного рассеяния. Использование в наблюдениях яркости сумерек станций, расположенных на высотах 3–5 км над уровнем моря, эквивалентно возрастанию  $I_1/I$  для трех вышеназванных точек солнечного вертикала в видимой области спектра приблизительно в полтора раза. Этот вывод касается зенитных расстояний Солнца  $Z_0 \lesssim 96-100^\circ$ , для которых вклад однократного рассеяния превышает 10%.

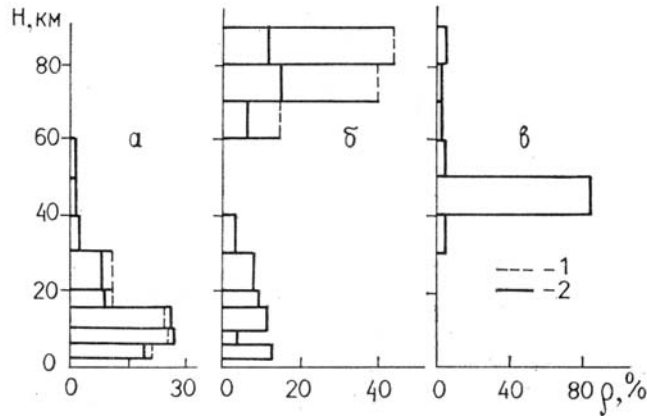


Рис. 2. Вклад различных слоев атмосферы в яркость сумеречного неба в зените для однократного (1) и суммарного (2) рассеяния: а –  $Z_0 = 92^\circ$ ; б –  $Z_0 = 98^\circ$ ; в –  $Z_0 = 106^\circ$

Обратимся к вопросу о высотном распределении света в период сумерек. На рис. 2 приведены данные о вкладе атмосферных слоев в яркость неба в зените для высоты наблюдателя  $h = 3$  км при разных  $Z_0$  в области спектра  $\lambda = 694,3$  нм для однократного и суммарного рассеяния. Отчетливо видно, что вклад слоя в яркость, обусловленную однократным рассеянием, с увеличением  $Z_0$  до  $98^\circ$  растет с высотой, после чего становится равным нулю из-за ограничений моделей [4] по высоте  $H_0 = 90$  км. Иная картина имеет место для суммарного рассеяния. При  $Z_0 = 90,1^\circ$  высотная локализация однократного и суммарного рассеяния примерно одинакова. В интервале  $92^\circ \leq Z_0 \leq 98^\circ$  суммарное рассеяние распределяется по высоте в виде двух составляющих, одна из которых соответствует высотам однократного рассеяния, а другая, названная В.Г. Фесенковым «тропосферой» [8], сосредоточена в нижних слоях стратосферы. С последующим ростом  $Z_0 > 100^\circ$  высотная локализация суммарного рассеяния, являющегося уже целиком многократным, постепенно смещается в верхние слои стратосферы. Если рассчитать эффективную высоту свечения сумеречного слоя как

$$H_{\text{эфф}} = \frac{\int_0^{H_0} I'(H, Z_0) H dH}{\int_0^{H_0} I'(H, Z_0) dH}, \quad (1)$$

где  $I'$  – яркость слоя из точки наблюдения, то эффект повторного зондирования стратосферы диффузным светом становится вполне отчетливым (рис. 3). Основным источником освещения атмосферных слоев в этом случае становится заревой сегмент под горизонтом. Вероятнее всего, что подобная же схема двухэтапного зондирования озоносферы сначала прямым солнечным, а затем рассеянным светом ответственна за последовательное появление двух эффектов «обращения» в ультрафиолетовой области спектра [9].

Расчеты яркости сумеречного неба для всех моделей атмосферы свидетельствуют о том, что при  $Z_0 = 0^\circ$  вклад многократного рассеяния света в интенсивность быстро увеличивается с ростом  $Z_0$  и при  $Z_0 \sim 98-100^\circ$  обычно превышает 90%. С приближением точки визирования  $Z$  к надсолнечному горизонту растут как яркость  $I$ , так и вклад однократного рассеяния  $I_1/I$ . Так, значения соответствующие  $Z = 70^\circ$ , превышают аналогичную величину для зенита  $Z = 0^\circ$  при  $Z_0 = 94^\circ$  – в 1,5 раза, при  $Z_0 = 96^\circ$  в 2 раза, при  $Z_0 = 98^\circ$  в 4 раза, при  $Z_0 = 100^\circ$  – более чем в 10 раз. Заметим, что к подобному же выводу на основе наблюдений  $I$  пришел В.Г. Фесенков [8], предложивший способ определения  $h$  по измерениям яркости неба  $I$  в двух точках солнечного вертикала  $Z = \pm 70^\circ$ . Выполненные нами расчеты позволили уточнить методику В.Г. Фесенкова. Представим приближенно яркость однократно рассеянного света  $I_1$ , ( $Z = 70^\circ$ ) в виде разности

$$I_1(70^\circ) = t [I(70^\circ) - I(-70^\circ)] \quad (2)$$

и определим поправочный коэффициент  $t$ . Его значения по модельным расчетам для  $\lambda = 694,3$  нм и высоты  $h = 3$  км приведены в табл. 3. Необходимо заметить, что коэффициент  $t$  приближенно учитывает как индикатрисный эффект, так и неэквивалентность условий освещения атмосферных слоев прямым солнечным и рассеянным светом в направлениях  $Z = 70^\circ$  и  $Z = -70^\circ$ . Среднеквадратический разброс  $\delta t$  при доверительной вероятности 0,95 определяется погрешностями счета  $I$  методом Монте-Карло и различием атмосферных моделей, включая высотный ход  $\sigma_a(H)$  и аэрозольные индикатрисы рассеяния.

При  $Z_0 > 100^\circ$  практическое использование методики В.Г. Фесенкова, да и любого другого способа выделения  $I_1$  из  $I$ , из-за быстро растущего вклада рассеяния в яркость становится проблематичным.

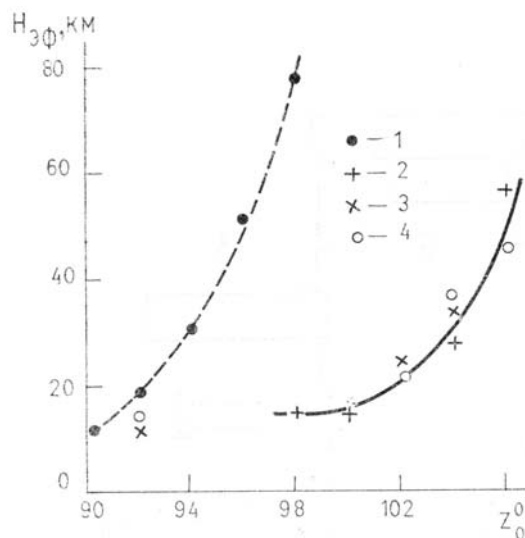


Рис. 3. Эффективная высота свечения атмосферы для однократного (1) и суммарного (2–4) рассеяния: 1, 3 –  $Z = 0^\circ$ ; 2 –  $Z = 70^\circ$ ; 4 –  $Z = -70^\circ$

Т а б л и ц а 3

Значения коэффициента  $t(Z_0)$

$Z_0^\circ$	90,1	92	94	96	98	100
$t$	1,6	1,3	0,92	0,74	0,58	0,28
$\delta t\%$	24	20	14	20	40	84

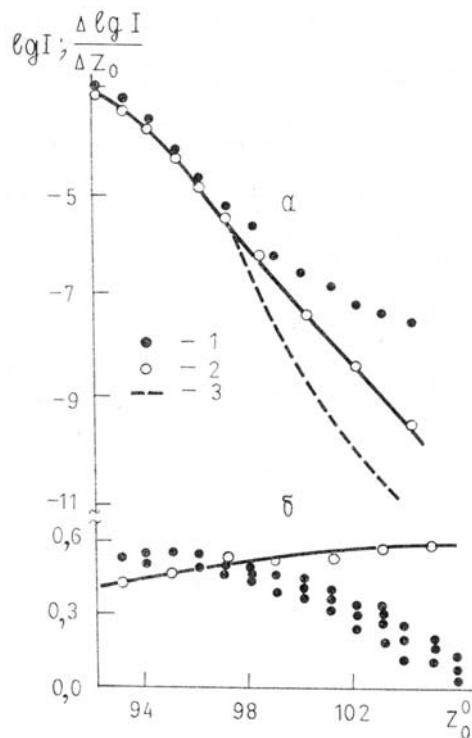


Рис. 4. Наблюдаемые (1) и вычисленные (2–3) величины  $\lg I$  (а) и  $\Delta \lg I / \Delta Z_0$  (б) в функции зенитного расстояния Солнца  $Z_0$ . 3 – расчет для однократного молекулярного рассеяния [10]

В связи с тем, что для глубоких погружений Солнца под горизонт решение обратной задачи сумерек становится практически невозможным, основное внимание следует обратить на решение прямой задачи: сравнение результатов расчета  $I$  с данными наблюдений. Мы предприняли такую попытку, базируясь в вычислениях  $I$  на модели В.Н. Лебединца и используя данные измерений Н.Б. Дивари [10]. Пример подобного сопоставления значений  $I$  в единицах  $S$  представлен на рис. 4, а. Видно, что учет многократного рассеяния света заметно приближает вычисленную кривую к экспериментальной; однако при  $Z_0 > 100^\circ$  расхождения остаются существенно превышающими ошибки эксперимента и счета. Картина расхождения становится наиболее отчетливой при сопоставлении измеренных и вычисленных зависимостей логарифмического градиента яркости  $\Delta \lg I(Z_0)/\Delta Z_0$  от  $Z_0$ , что следует из рис. 4, б. Были использованы данные наблюдений Ф. Линка, обработанные Г.В. Розенбергом [11], данные В.Г. Фесенкова, осредненные Н. М. Штауде [12], результаты наблюдений Н.Б. Дивари [10] и наши собственные результаты, полученные в Астрофизическом институте АН КазССР в области спектра  $\lambda = 540$  нм. Модельная кривая  $\Delta \lg I/\Delta Z_0$  вычислена как средняя для всей видимой области спектра и двух направлений визирования  $Z = 0^\circ$  и  $Z = 70^\circ$ . Целесообразность такого осреднения продиктована тем, что зависимости логарифмического градиента яркости от  $Z$  и  $\lambda$  оказались малосущественными и не превышали погрешностей счета. Из рисунка видно, что расхождения теории и наблюдений носят принципиальный характер.

Следует сказать, что модель В.И. Лебединца, положенная в основу расчетов  $I$ , базируется на многочисленных прямых измерениях замутненности атмосферы различными способами, выполненных разными авторами на высотах более 90 км [7]. Поэтому необходим тщательный анализ полученного расхождения как в теоретическом, так и в экспериментальном планах.

1. Назаралиев М.А., Розенберг Г.В. Моделирование сумеречных наблюдений методом Монте-Карло. — Изв. АН СССР, ФАО, № 2, т. 13, 1977, с. 133–143.
2. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. — Новосибирск: Наука, 1982. — 198 с.
3. Ивлев Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей — Л. Изд-во ЛГУ, 1982. — 366 с.
4. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 260 с.
5. Назаралиев М.А. Интегрирование локальных и сопряженных оценок вдоль пробега в задачах атмосферной оптики. — В сб.: Теория и алгоритмы статистического моделирования, Новосибирск, 1984, с. 78–88.
6. Назаралиев М.А., Плотникова Г.А., Ухинов С.А. Пакет прикладных программ АТМО-СФЕРА для решения прямых задач атмосферной оптики. Новосибирск, 1984, 23 с. (Препринт/ВЦ СО АН СССР), № 464.
7. Лебединец В.Н. Аэрозоль в верхней атмосфере и космическая пыль. Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 271 с.
8. Фесенков В.Г. О сумеречном методе исследования оптических свойств атмосферы. — В сб.: Рассеяние и поляризация света в земной атмосфере, Алма-Ата: Изд. АН КазССР, 1962, с. 214–235.
9. Кумыков А.Х. К исследованию эффекта второго обращения в ультрафиолетовой области спектра Солнца в сумерках. — В сб.: Космическая пыль в атмосфере и околоземном космическом пространстве, М.: Наука, 1973, с. 104–111.
10. Дивари Н.Б. О распределении яркости сумеречного неба в вертикале Солнца. — В сб.: Рассеяние и поляризация света в земной атмосфере, Алма-Ата: Изд. АН КазССР, 1962, с. 188–210.
11. Розенберг Г.В. Сумерки. — М.: Физматгиз, 1963. — 370 с.
12. Штауде Н.М. Фотометрические наблюдения сумерек как метод изучения верхней стратосферы. — М.: Л.: Изд. АН СССР, 1936. — 162 с.

Вычислительный центр  
СО АН СССР, Новосибирск  
Астрофизический институт АН КазССР, Алма-Ата

Поступила в редакцию  
14 января 1988 г.

M. A. Nasaraliev, V. E. Pavlov. **Effect of Multiple Scattering on Brightness Distribution over Twilight Sky.**

Monte-Carlo technique has been used to get the solution of radiative transport equation for the spherical atmosphere. Analysis of this solution is presented. Dependence of brightness distribution on atmospheric model is studied and multiple scattering contribution is estimated. It is obtained the range of solar zenith angles, within which the solution may be reversed. Some causes which may possibly lead to Umkehr-effect in the UV spectral region of ozone absorption are determined.