

В.Е. Павлов, А.С. Шестухин

Аэрозольные оптические толщи и яркость неба в ИК-области спектра в аридных зонах земного шара

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

Поступила в редакцию 21.06.2004 г.

Анализируется вопрос о роли различных факторов, влияющих на определение аэрозольной оптической толщи рассеяния из наблюдений яркости неба в ближней ИК-области спектра. С этой целью использованы результаты измерений оптических толщ и яркости неба в трех пунктах с аридным аэрозолем, представленные в таблицах AERONET. Путем применения так называемого разностного метода из схемы решения задачи исключен фактор отражения света от подстилающей поверхности. Оценено влияние изменений зенитного угла Солнца и вытянутости аэрозольной индикатрисы рассеяния на восстановление аэрозольной толщи рассеяния.

Из-за повсеместного уничтожения растительности в результате активной антропогенной деятельности и растущего числа лесных пожаров аридный аэрозоль становится все более типичным для многих регионов земного шара. В связи с этим растет актуальность исследования его радиационных характеристик, особенно на фоне происходящих глобальных изменений климата. В настоящем сообщении на базе экспериментального материала AERONET [1] анализируется вопрос о связи аэрозольной оптической толщи τ_a с наблюдаемой яркостью неба $B(\Psi)$ в альмукантарате Солнца в ближней ИК-области спектра. Здесь Ψ – азимут, отсчитываемый от плоскости солнечного меридиана (угол $\Psi = 0^\circ$ соответствует направлению на Солнце). Данные наблюдений τ_a и $B(\Psi)$ в двух спектральных участках с длинами волн $\lambda_1 = 0,87$ мкм и $\lambda_2 = 1,02$ мкм получены на солнечных фотометрах CIMEL, применяемых NASA в наземном оптическом мониторинге аэрозольной компоненты атмосферы. В анализ включены результаты измерений τ_a и $B(\Psi)$ в трех пунктах: в Монголии (Даландзадгад), в США (Нью-Мексико) и на Аравийском полуострове (Солар Вилладж).

Для видимой области спектра нами были разработаны два метода определения аэрозольной оптической толщи рассеяния из наблюдений яркости неба: разностный [2] и интегральный [3]. Методы достаточно просты и пригодны для анализа массового наблюдательного материала. Однако при практическом применении второго метода возникает необходимость в задании величины альbedo подстилающей поверхности q . Такие экспериментальные данные отсутствуют в таблицах AERONET. На рис. 1 приведены результаты измерений летнего альbedo земной поверхности в ближней ИК-области спектра в разных аридных зонах Земли [4–6]. Видно, что, во-первых, его абсолютные величины могут быть достаточно большими (до 0,5) и, во-вторых, они сильно варьируют в зависимости от типа поверхности. То же самое можно сказать и о направленных

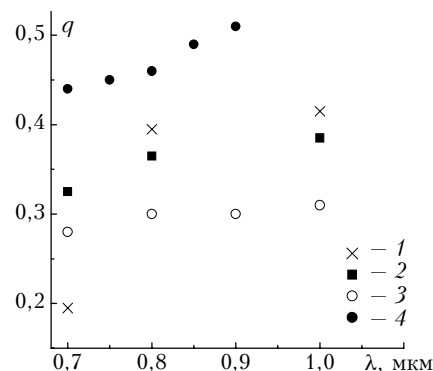


Рис. 1. Спектральный ход альbedo: 1 – разнотравные степи [4]; 2 – полупустыни и северные пустыни [4]; 3 – песок Гоби [5]; 4 – белый речной песок [6]

коэффициентах отражения света светлыми глинами, песками и солончаками в полупустынях и пустынях Западного Казахстана [7]. Поэтому в случае отсутствия экспериментальных данных по q для региона, где находится пункт наблюдений, рационально применять разностный метод определения оптических толщ рассеяния по яркости неба, в котором роль альbedo автоматически исключается [2]. В настоящей работе рассматривается вопрос о роли других факторов, определяющих связь яркости и спектральной прозрачности атмосферы в ИК-области спектра.

Первоначально азимутальные распределения $B(\Psi)$ были пересчитаны в абсолютные индикатрисы яркости по формуле [4]:

$$f(\varphi) = \frac{B(\varphi)}{E_0 e^{-\tau m}}, \quad (1)$$

где E_0 – спектральная солнечная постоянная; m – атмосферная масса в направлении на Солнце; τ – суммарная оптическая толщина, включающая молекулярную τ_m и аэрозольную τ_a составляющие рассеяния

и поглощения света. Угол рассеяния ϕ связан с азимутом Ψ известным соотношением

$$\cos\phi = \cos^2 Z_0 + \sin^2 Z_0 \cos\Psi, \quad (2)$$

где Z_0 – зенитный угол Солнца.

Здесь необходимо сделать следующее замечание. Приводимые в таблицах AERONET аэрозольные оптические толщи τ_a определены как разности между суммарными толщинами τ , определяемыми по методу Бугера, и компонентами молекулярного рассеяния света $\tau_{м,р}$, вследствие чего они автоматически включают в себя толщи молекулярного $\tau_{м,п}$ и аэрозольного $\tau_{а,п}$ поглощения. Эти толщи, особенно $\tau_{м,п}$, в выбранных участках спектра, по-видимому, не велики [8], хотя этот вопрос и требует тщательного рассмотрения [9, 10]. Суммирование же τ_a с $\tau_{м,п}$ с целью восстановления интегральной толщи ослабления τ является необходимой процедурой для последующих расчетов $f(\phi)$ по формуле (1). Величины $\tau_{м,р}$ рассчитывались нами с учетом атмосферного давления в каждом пункте наблюдений.

В вычислениях $f(\phi)$ использовались средние значения E_0 по литературным источникам [11, 12] с учетом расстояния от Земли до Солнца. Усреднялись и значения яркости в симметричных относительно плоскости солнечного вертикала точках с углами Ψ и $360^\circ - \Psi$ для каждого углового распределения. В последующую обработку были включены только такие распределения, у которых различия $B(\Psi)$ и $B(360^\circ - \Psi)$ соответственно при $\Psi \geq 10^\circ$ и $(360^\circ - \Psi) \leq 350^\circ$ не превышали 10%, причем угловой интервал $\delta\Psi$ систематических расхождений был не больше 30° .

В области околосолнечного ореола, т.е. при $\Psi < 10^\circ$, на использование величин $B(\Psi)$ и $B(360^\circ - \Psi)$ накладывались менее жесткие требования: расхождения могли достигать и двукратных значений. С наибольшей вероятностью последние обязаны не существованию в атмосфере истинных аэрозольных неоднородностей вблизи Солнца, а неточной установке фотометров в направлениях слева и справа от центра солнечного диска на симметричные малые угловые расстояния, например $\Psi = 2$ и 358° (углы Ψ и ϕ здесь практически совпадают). Поскольку в дальнейшем анализе наблюдательных данных применяются интегралы

$$\Delta_1 = 2\pi \int_0^{\pi/2} f(\phi) \sin\phi d\phi \quad (3)$$

и

$$\Delta_2 = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} f(\phi) \sin\phi d\phi, \quad (4)$$

то вследствие малости углового интервала $0 \leq \delta\phi \leq 10^\circ$ и особенно из-за наличия под интегралом весовой функции $\sin\phi$ погрешности в определении Δ_1 не превышают 2% [13]. Это, естественно, при условии, что в расчетах Δ_1 применяются сред-

ние значения $[f(\phi) + f(360^\circ - \phi)]/2$ для малых углов рассеяния.

Согласно [14] разность интегралов

$$\Delta = \Delta_1 - \Delta_2 \quad (5)$$

в видимой области спектра практически однозначно связана с аэрозольной оптической толщиной рассеяния $\tau_{а,р}$. В.А. Смеркалов продвинулся в этом вопросе еще дальше: он предположил, что такая связь может иметь место и в ИК-области спектра [4]. При условии отсутствия аэрозольного поглощения света, т.е. при $\tau_a = \tau_{а,р}$, им было получено следующее соотношение:

$$\tau_a = -0,02 + \sqrt{0,04 + \Delta/2}. \quad (6)$$

Вывод этой формулы базируется на численных результатах решения уравнения переноса излучения в атмосфере. Она, согласно [4], должна носить универсальный характер для широкого диапазона длин волн от УФ- до ИК-областей спектра. Этот вопрос рассматривается в настоящей работе на основе данных наблюдений прозрачности атмосферы и яркости неба в вышеуказанных пунктах с преобладанием аридного аэрозоля.

На рис. 2 сопоставлены аэрозольные оптические толщи τ_a , определенные методом Бугера, с величинами, найденными с помощью соотношения (6) и обозначенными как $\tau_{а,*}$. Последние разбиты на две группы: для интервалов атмосферных масс $2 \leq m \leq 3$ и $3 \leq m \leq 4,3$. Заметим, что данные наблюдений при $m > 4,3$ в таблицах AERONET вообще отсутствуют. Прямая на рис. 2 проведена под углом 45° к оси абсцисс. Из рисунка следует, что имеет место систематическое расхождение между сопоставляемыми аэрозольными оптическими толщинами: $\tau_a > \tau_{а,*}$, причем тем более существенное, чем меньше m . Остановимся на его возможных причинах.

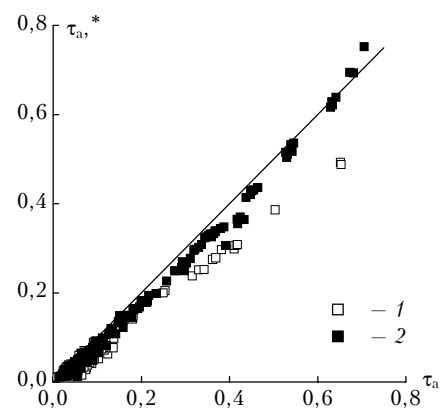


Рис. 2. Связь вычисленной $\tau_{а,*}$ с τ_a : 1 – $m = 2 \div 3$; 2 – $m = 3 \div 4,3$

Первая, и, вероятно, главная причина состоит в следующем. Соотношение (6) выведено для зенитных углов Солнца $Z_0 = 76,9$ и 80° , соответствующих атмосферным массам $m > 4,4$, при которых измерений яркости неба на фотометрах CIMEL не про-

дилось. Согласно нашим прежним исследованиям [2, 15], разность интегралов Δ в видимой области спектра, несомненно, зависит от Z_0 . Скорее всего, эта зависимость распространяется и на ИК-диапазон. Поэтому строгий анализ наблюдательных данных должен базироваться на результатах решения уравнения переноса излучения для тех зенитных расстояний Солнца, при которых проводятся измерения яркости неба.

Второй причиной расхождения величин τ_a и $\tau_{a,*}$ может быть неучет в окончательном анализе эффекта поглощения света молекулами воздуха и аэрозолями. Как было показано ранее, абсолютная индикатриса яркости $f(\varphi)$ слабо зависит от поглощающей способности атмосферы [15]. Поэтому величина $\tau_{a,*}$, найденная через интегралы (3) и (4) с помощью соотношения (6), будет, по сути, аэрозольной оптической толщиной рассеяния. Поскольку толщина τ_a в таблицах AERONET представляет собой разность τ и $\tau_{m,p}$, то она включает в себя компоненты $\tau_{m,n}$ и $\tau_{a,n}$. Если последние значимы, то естественным образом возникает неравенство $\tau_a > \tau_{a,*}$.

Наконец, третьей причиной расхождения величин τ_a и $\tau_{a,*}$ может быть отличие модельной аэрозольной индикатрисы рассеяния, принятой в вычислениях интенсивности рассеянной радиации, от реальных индикатрис, имевших место при наблюдениях яркости неба в аридных пунктах. Наиболее простая проверка здесь может быть осуществлена следующим образом. Поскольку решение задачи по определению толщи рассеяния, по сути, связывается с определением потоков рассеянного света в переднюю и заднюю полусферы [2, 4], то сравним их наблюдаемые коэффициенты асимметрии

$$\Gamma = \frac{\int_0^{\pi/2} f(\varphi) \sin\varphi d\varphi}{\int_{\pi/2}^{\pi} f(\varphi) \sin\varphi d\varphi} \quad (7)$$

с величиной, полученной из модельных расчетов. На рис. 3 представлены значения Γ в зависимости от τ_a по данным наблюдений в участке $\lambda = 1,02$ мкм. Наличие максимума в приводимом семействе точек, несомненно, свидетельствует о влиянии многократ-

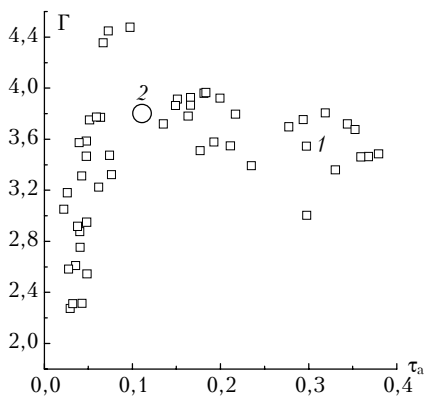


Рис. 3. Зависимость Γ от τ_a : 1 – данные наблюдений; 2 – расчет [4]

ного рассеяния света на яркость неба и, следовательно, на величину Γ . В массив наблюдательных данных включена и модельная точка Γ по расчетам [4]. Она хорошо вписывается в общий ансамбль. Совершенно аналогичная картина имеет место и для $\lambda = 0,87$ мкм (результат не приводится). Это свидетельствует об удовлетворительном соответствии формы модельной аэрозольной индикатрисы рассеяния [4] наблюдательным данным, по крайней мере, в рамках решаемой задачи. Отсюда следует, что различия между τ_a и $\tau_{a,*}$, обусловленные естественными вариациями асимметрии аэрозольной индикатрисы рассеяния, скорее всего, будут носить не систематический, а случайный характер.

Получим эмпирические формулы, связывающие $\tau_{a,*}$ и Δ в ИК-области спектра в вышеуказанных диапазонах атмосферных масс. Для первой группы при $2 \leq m \leq 3$ соотношение имеет вид

$$\tau_{a,*} = -0,42\Delta^2 + 1,1\Delta + 0,01 \quad (8)$$

и для второй при $3 \leq m \leq 4,3$:

$$\tau_{a,*} = -0,14\Delta^4 + 0,61\Delta^3 - 1,03\Delta^2 + 1,1\Delta + 0,01. \quad (9)$$

Насколько хорошо эти полиномы представляют связь между аэрозольной оптической толщиной и яркостью неба, видно из рис. 4, на котором сопоставлены результаты определения аэрозольных оптических толщ, найденных по формулам (8) и (9) из наблюдений яркости неба и обозначенных как $\tau_{a,*}$, с данными измерений аэрозольных толщ по методу Бугера τ_a для обеих длин волн в двух интервалах атмосферных масс одновременно.

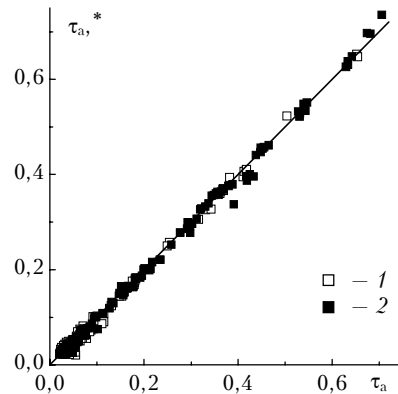


Рис. 4. Связь $\tau_{a,*}$ с τ_a : 1 – $m = 2 \div 3$; 2 – $m = 3 \div 4,3$

Известно, что относительная погрешность измерений τ_a растет с уменьшением мутности атмосферы. Поэтому среднеквадратические отклонения $\tau_{a,*}$ от τ_a были вычислены отдельно для случаев высокой ($\tau_a < 0,1$) и обычной ($\tau_a \geq 0,1$) прозрачности атмосферы, а затем и для всего интервала изменений τ_a . Они представлены в таблице.

Среднеквадратические отклонения $\tau_{a,*}$ от τ_a , %

λ , мкм	$\tau_a < 0,1$	$\tau_a \geq 0,1$	Все τ_a
0,87	14	6	11
1,02	21	5	15

По представленным выше материалам можно сделать следующие выводы. Наблюдения яркости неба (абсолютных индикатрис яркости $f(\varphi)$) в аридных районах земного шара при значениях атмосферных масс $4,3 \geq m \geq 2$ позволяют с помощью соотношений (8) и (9) определять при различной мутности атмосферы аэрозольные оптические толщи в ИК-области спектра без параллельных измерений альbedo подстилающей поверхности. При разной мутности атмосферы независимо от формы аэрозольной индикатрисы рассеяния они будут со среднеквадратической погрешностью от 5 до 21% совпадать с величинами τ_a , найденными по методу Бугера. Последняя точность явно не достаточна для решения фундаментальной задачи по определению аэрозольной толщи поглощения $\tau_{a,p}$ вследствие малости этой компоненты [16]. Следовательно, при выводе окончательных формул необходим учет влияния индикатрисы рассеяния на потоки рассеянного света в переднюю и заднюю полусферы. Он может быть осуществлен путем использования теории переноса излучения для разных моделей аэрозоля, что и намечается в ближайшее время.

1. <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>
2. Журавлева Т.Б., Павлов В.Е., Пашнев В.В. Разностный метод определения аэрозольных оптических толщ рассеяния по данным о яркости неба в видимой области спектра. Часть 1 // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 4. С. 377–382.
3. Журавлева Т.Б., Шестухин А.С., Павлов В.Е., Пашнев В.В. Интегральный метод определения оптической толщи рассеяния по данным о яркости неба // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 5–6. С. 454–460.
4. Смеркалов В.В. Прикладная оптика атмосферы. СПб.: Гидрометеондат, 1997. 334 с.

5. <http://www.aeoliandust.com/jp/project/d6/d6aoki.html>
6. Казан В.К., Кондратьев К.Я. Основы информационной теории видимости в атмосфере. Л.: Гидрометеондат, 1968. 168 с.
7. Жалмухамедова Ж.Д., Павлов В.Е. Угловая структура радиации, отражаемой техногенными и природными образованиями в условиях Западного Казахстана // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 3. С. 22–25.
8. Егорова Л.А., Павлов В.Е. О выборе спектрально участка в задачах сумеречного зондирования атмосферы // Оптика атмосф. 1989. Т. 2. № 1. С. 28–31.
9. Кабанов Д.М. Экспериментальные исследования аэрозольной оптической толщи атмосферы над океаном и континентом: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Томск, 2002. 209 с.
10. Сакерин С.М. Пассивное зондирование оптических характеристик атмосферы над океаном и континентом: Дис. ... докт. физ.-мат. наук. Томск, 1998. 376 с.
11. Neckel D., Labs H. The solar radiation between 330 and 12500 Å // Solar Phys. 1984. V. 90. N 2. С. 205–258.
12. Макарова Е.А., Харитонов А.В., Казачевская Т.В. Поток солнечного излучения. М.: Наука, 1991. 400 с.
13. Мулдашев Т.З., Павлов В.Е., Тейфель Я.А. О контроле устойчивости оптических свойств атмосферы // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1991. Т. 27. № 8. С. 831–841.
14. Лишиц Г.Ш., Павлов В.Е. Прозрачность атмосферы и взаимосвязь между некоторыми оптическими параметрами // Атмосферная оптика. М.: Наука, 1968. С. 59–62.
15. Павлов В.Е., Журавлева Т.Б., Пашнев В.В., Шестухин А.С. Использование метода Монте-Карло для определения альbedo атмосферного аэрозоля: Вычислительные технологии. Т. 7 // Вестн. КазНУ. 2002. № 4(32). С. 34–41.
16. Dubovik O., Holben B., Eck T., Smirnov A., Kaufman Y., King M., Tanre D., Slutsker I. Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. P. 590–608.

V.E. Pavlov, A.S. Shestukhin. Aerosol optical depth and sky brightness in the IR spectral region in arid zones of the globe.

The role of various factors, influencing the determination of the aerosol scattering optical depth from observations of the sky brightness in the near-IR spectral region, is analyzed. For this purpose, the measurements of the optical depth and the sky brightness at three sites with arid aerosol, which are present in the AERONET tables, are used. The application of the so-called difference method allows the factor of light reflection from the surface to be excluded for the scheme of solution. The effect of variations of the solar zenith angle and the forward peak of the aerosol scattering phase function on the retrieval of the aerosol optical depth is estimated.