

Исследование зависимости альbedo подстилающей поверхности от яркости дневного неба

С.С. Орлов¹, В.В. Пашнев²

¹Барнаулская ТЭЦ-2 (Барнаул, Россия)

²Алтайский государственный университет (Барнаул, Россия)

Study of Surface Albedo Dependence on Daytime Sky Brightness

S.S. Orlov¹, V.V. Pashnev²

¹Barnaul Thermal Power Plant TPP-2 (Barnaul, Russia)

²Altai State University (Barnaul, Russia)

Рассматривается вопрос о возможности установления аналитической связи яркости дневного безоблачного неба с альbedo подстилающей поверхности в инфракрасной области спектра. Предлагается алгоритм решения задачи и подобрано соответствующее аппроксимирующее выражение. Путем решения уравнения переноса излучения модифицированным методом Монте-Карло, разработанным в Институте оптики атмосферы СО РАН, выполнены подробные расчеты яркости неба в ближней инфракрасной области спектра 1.02 мкм. Осуществлена оценка вклада компонент яркости, обусловленных первичным многократным рассеянием и отражением света от подстилающей поверхности, в суммарную яркость неба. Исследована их зависимость от вытянутости аэрозольной индикатрисы рассеяния, аэрозольной оптической толщи, альbedo подстилающей поверхности, зенитного угла Солнца и угла рассеяния. Подобран такой оптимальный интервал углов рассеяния, в котором отраженный от подстилающей поверхности свет вносит максимальный вклад в нисходящее излучение. Такой анализ роли атмосферных параметров в формировании яркости с высокой точностью позволил получить связь частичной атмосферной толщи с альbedo.

Ключевые слова: яркость неба, инфракрасная область спектра, оптическая толщина, альbedo, аппроксимация.

DOI 10.14258/izvasu(2017)1-06

Региональные и глобальные изменения климата, происходящие на земном шаре [1–6], требуют проведения систематического контроля над этим явлением. Особенно важен подобный контроль для северных территорий, где глобальное потепление вызывает ускоренное таяние вечной мерзлоты. Отсюда четко следует необходимость тщательных исследований трендов параметров атмосферы и подстилающей поверхности, ответственных за изменчивость регионального климата. К важнейшим из них относится спек-

This paper deals with the problem of analytical connection between cloudless daytime sky brightness and underlying surface albedo in the infrared spectrum range. The algorithm and the approximating equation are proposed. The sky brightness in the near infrared spectrum range of 1.02 microns is calculated in details with the radiative transfer equation solved by the modified Monte Carlo technique developed by the V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics (Russian Academy of Sciences, Siberian Branch). The contribution of primary multiple scattering and reflection of light from the underlying surface to the total sky brightness is evaluated, and dependence of those brightness components on elongation of aerosol scattering indicatrix, aerosol optical depth, underlying surface albedo, solar zenith angle, and scattering angle is studied. The optimal scattering angle range for maximum contribution of the light reflected from the underlying surface to downward radiation is evaluated. The conducted study of atmospheric parameters and their impact on total brightness allows to obtain a connection between partial atmospheric depth and albedo with a high accuracy.

Key words: sky brightness, infrared spectrum range, optical depth, albedo, approximation.

тральное альbedo подстилающей поверхности q [6]. В нашем исследовании, являющемся продолжением работы [7], выявляются возможности использования данных наблюдений яркости неба в безоблачной атмосфере для определения q при типичных природных значениях аэрозольных оптических толщ $\tau_a \leq 0,3$ в инфракрасной области спектра.

Возможности оценки альbedo q в разных областях спектра по экспериментальным значениям яркости неба B в солнечном альмукантарате уже неоднократно

но предпринимались ранее. Они чаще всего базировались на весьма грубых модельных приближениях в задании оптических характеристик реальной атмосферы и в использовании упрощенных теоретических расчетов яркости [8–13]. Заметим, что ИК-диапазон, в отличие от видимой и УФ-областей спектра, обладает определенной спецификой. Во-первых, летние величины альbedo типичных природных образований в ИК-области обычно заметно больше, чем в видимом и тем более в УФ-диапазонах. Во-вторых, яркость неба B из-за малости оптических толщ аэрозольного и особенно молекулярного рассеяния в основном состоит из компоненты однократного рассеяния с добавкой за счет отражения света от подстилающей поверхности. Если исходить из того обстоятельства, что относительная ошибка измерений яркости $\Delta B/B$ не превышает 5%, то в сочетании с наблюдениями коэффициентов прозрачности атмосферы по методу Бугера с точностью $\sim 1\text{--}2\%$ с большой долей вероятности можно использовать такие данные для оценки альbedo. Для этого необходимо разработать соответствующие методики. Естественно, в первом приближении должно соблюдаться условие пренебрежимо малого поглощения света аэрозолем, что, вообще говоря, характерно для природных частиц в ИК-диапазоне [14].

Актуальность вышеобозначенной проблемы обусловлена в определенной степени тем, что глобальная сеть AERONET [15], охватывающая мониторинговыми наблюдениями яркость неба во многих пунктах земного шара, не всегда сопровождается регулярными измерениями альbedo q с летательных аппаратов.

Обычно для определения какого-либо оптического параметра атмосферы или подстилающей поверхности специалистами по измерениям яркости неба используются те или иные методы решения обратных задач [16]. К примеру, это метод последовательных приближений, причем уравнение переноса излучения решается на каждой итерации. Настоящая работа запланирована для поиска упрощенного — «инженерного» — метода определения q из наблюдений яркости неба в ИК-диапазоне. Ее суть сводится к выводу приближенных соотношений, связывающих оптические параметры атмосферы и подстилающей поверхности с яркостью дневного неба. Такой подход при определении q исключит необходимость в каждом случае решать уравнение переноса излучения для восстановления параметра q .

Итак, анализируя доходящее до поверхности Земли рассеянное излучение, представим наблюдаемую яркость неба в солнечном альмукантарате в виде суммы трех компонент:

$$B_n(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q) = B_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + B_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + B_q(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q), \quad (1)$$

где $B_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$ — яркость однократно рассеянного света, $B_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$ — компонента, обусловленная многократным рассеянием, и $B_q(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q)$ — отражением света от подстилающей поверхности с альbedo q . Здесь φ — угол рассеяния, τ_m и τ_a — соответственно молекулярные и аэрозольные оптические толщи рассеяния, η_a — альbedo аэрозольных частиц. Последняя величина для частиц природного аэрозоля обычно растет с увеличением длины волны и в области спектра $\lambda \sim 1 \mu\text{м}$ близка к $0.9 - 1.0$. Для последующей обработки и анализа экспериментальных данных вычислим, решая уравнение переноса излучения, входящие в (1) компоненты B_1, B_2 и B_q , и разделим их на $E_{0,\lambda} \cdot e^{-\tau \cdot \sec Z_0} \cdot \sec Z_0$, где $E_{0,\lambda}$ — спектральная солнечная постоянная. Получим:

$$f_n(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q) = f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + f_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + f_q(\tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q). \quad (2)$$

Функция $f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$ представляет собой направленный коэффициент однократного рассеяния, а $f_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$ и $f_q(\tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q)$ — добавки к нему за счет многократного рассеяния и отражения света от подстилающей поверхности. Функцию f_n часто называют абсолютной индикатрисой яркости. Следует заметить, что определяемая по яркости неба компонента $f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$ первичного рассеяния не зависит от толщи поглощения и имеет нормировку:

$$\tau_1 = 2\pi \int_0^\pi f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, Z_0) \sin \varphi d\varphi. \quad (3)$$

Здесь τ_1 — оптическая толщина рассеяния (молекулярная + аэрозольная). Соотношение (3) по сути определяет количественную связь между интенсивностями прямого и однократно рассеянного света, что создает множество дополнительных удобств при решении ряда практических задач, в том числе и относящихся к проблеме переноса излучения в атмосфере [10, 12].

Интегрирование соотношения (2) в тех же пределах приводит к следующему выражению:

$$\tau_n = \tau_1 + \tau_2 + \tau_q. \quad (4)$$

Величину τ_n часто называют «оптической толщиной, отягощенной многократным рассеянием и отражением света от подстилающей поверхности».

Развитие в последние годы численных методов решения уравнения переноса излучения, в частности, метода Монте-Карло, и использование в расчетах яркости современной вычислительной техники позволяет обеспечить высокую точность в определении компонент, входящих в уравнения (1–2) при любых входных параметрах безоблачной. Соответствующее программное обеспечение для решения уравнения переноса методом Монте-Карло было любезно предоставлено в наше распоряжение Т.Б. Журавлевой [17],

С.Ю. Андреевым и Т.В. Бедаревой [18]. Итоговые величины яркости получены в Вт/(см²×нм). Вычисления выполнены для однородной модели атмосферы, что вполне приемлемо для солнечного альмукантарата [10]. Соответствующие индикатрисы представлены в первой части работы [7] при значении $\tau_a = 0.1$. Если характеризовать вытянутость каждой из них величиной коэффициента асимметрии рассеянных световых потоков

$$\Gamma_a = \frac{\int_0^{\pi/2} f_a(\varphi) \cdot \sin(\varphi) d\varphi}{\int_{\pi/2}^{\pi} f_a(\varphi) \cdot \sin(\varphi) d\varphi}, \quad (5)$$

то значения Γ_a для аэрозольных фракций, соответственно, равны 6.00, 8.64 и 13.85.

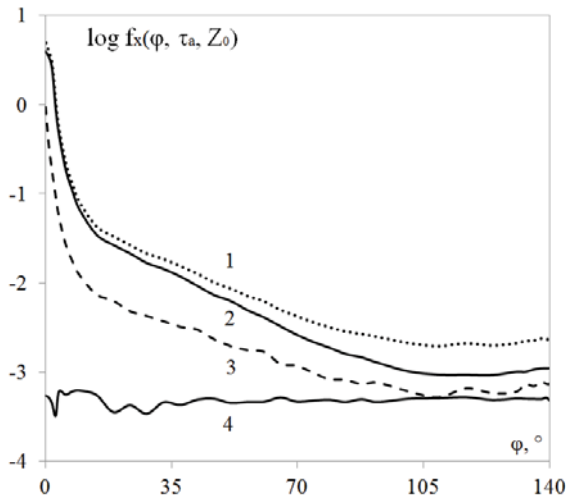


Рис. 1. Угловой ход компонент индикатрисы яркости f_x : f_n (1), f_1 (2), f_2 (3), f_q (4)

Об угловом различии компонент $f_n(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$, $f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$, $f_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$ и $f_q(\tau_m, \tau_a, \eta_a, Z, q)$ для типичного случая $Z_0 = 70^\circ$, коэффициента асимметрии аэрозольной индикатрисы $\Gamma_a = 14$, аэрозольной оптической толщи $\tau_a = 0.1$, $\eta_a = 0.95$ и $q = 0.2$ в области спектра 1,02 мкм можно судить по рисунку 1. С ростом угла рассеяния при $\varphi \geq 60^\circ$ первые две приближаются к f_q . Поэтому рационален переход от величин τ_n к S_n со своими пределами интегрирования внутри интервала углов рассеяния $0^\circ - 180^\circ$. По аналогии с соотношением (3) запишем выражение для S_n :

$$S_n = 2\pi \int_{\varphi_{\min}}^{\varphi_{\max}} f_n(\varphi) \sin\varphi d\varphi. \quad (6)$$

В дальнейших вычислениях для любых зенитных углов Солнца были приняты значения $\varphi_{\min} = 60^\circ$, $\varphi_{\max} = 120^\circ$. Для получения «инженерных» формул, связываю-

щих величины S_n и q , было решено уравнение переноса с множеством вариаций параметров среды методом Монте-Карло. Альbedo поверхности q менялось в интервале от 0 до 0.7, аэрозольная оптическая толщина — от 0.05 до 0.3, зенитный угол Солнца — Z_0 от 60° до 70° , $\lambda = 1.0$ мкм. Величина Γ_a варьировалась от 6 до 13.85. Таким образом, было насчитано несколько тысяч выходных данных, из которых затем строилась аппроксимирующая формула функции $S_n = S_n(q, \tau, \Gamma_a, Z_0)$. На рисунке 2 представлены графики зависимости S_n от Γ_a при различных аэрозольных толщах, $q = 0.3$, $Z_0 = 60^\circ$.

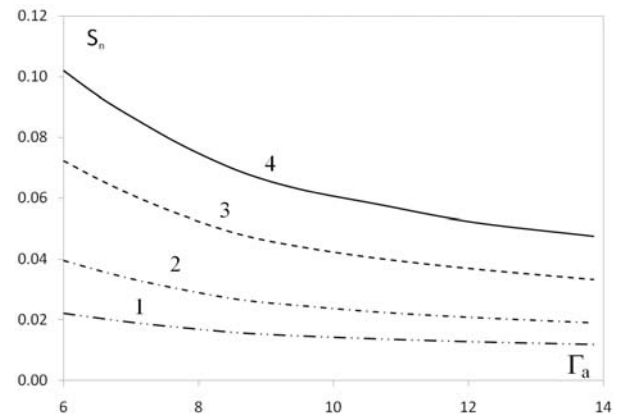


Рис. 2. Зависимость частичной толщи рассеяния от коэффициента асимметрии аэрозольной индикатрисы при 1 $\tau_a = 0.05$, 2 $\tau_a = 0.1$, 3 $\tau_a = 0.2$, 4 $\tau_a = 0.3$

Данные зависимости хорошо аппроксимируются функцией экспоненциального затухания первого порядка вида

$$S_n(\tau_a, q, \Gamma_a) = y_0(\tau_a, q) + A_1(\tau_a, q) \cdot e^{-\frac{\Gamma_a}{t_1}}, \quad (7)$$

где $y_0(\tau_a, q)$ и $A_1(\tau_a, q)$ — некоторые линейные функции своих аргументов. Также была замечена интересная особенность: при малых аэрозольных толщах ($\tau_a < 0.1$) величина коэффициента $t_1 \approx \pi$ при любых q и Z_0 .

В итоге была получена следующая аппроксимирующая формула:

$$S_n(\tau_a, q, \Gamma_a) = A + B \cdot \tau_a + C \cdot q + \{A' + B' \cdot \tau_a + C' \cdot q\} \times e^{-\frac{\Gamma_a}{\pi}}, \quad (8)$$

где A , B , C , A' , B' , C' — некоторые константы. Константа B характеризует линейную связь с аэрозольной толщиной рассеяния, а константа C — с альbedo подстилающей поверхности, причем по абсолютной величине первая на порядок больше второй. Поэтому полученное выражение справедливо при высокой степени прозрачности атмосферы. Для его проверки на «теоретических» данных были сделаны вычисле-

ния при произвольных значениях альбеда, зенитного угла и Γ_a . При этом отклонение величины S_n от расчетной не превышало 5%. Но для вычисления q из выражения (8) с приемлемой точностью необходимо,

чтобы отраженная составляющая вносила достаточно большой вклад в величину S_n . Некоторые расчеты по данному вопросу представлены в таблице.

Проверка результатов математического моделирования

S_n	Γ_a	τ	q	$S_{n \text{ расч.}}$	δS_n	$q_{\text{расч.}}$	δq
0.011364	7.1	0.02	0.35	0.0113444	0.2%	0.351363	0.4%
0.017527	13.85	0.07	0.5	0.0171323	2.3%	0.536011	7.2%
0.012251	6	0.02	0.35	0.01277851	4.3%	0.317478	9.3%
0.018233	7.1	0.04	0.45	0.01849361	1.4%	0.432093	4.0%
0.018132	7.8	0.04	0.55	0.01846263	1.8%	0.525886	4.4%
0.020925	8.65	0.07	0.35	0.02113258	1.0%	0.334005	4.6%
0.020272	9.54	0.07	0.4	0.02002873	1.2%	0.419676	4.9%

Можно сделать вывод, что приемлемая точность у данной методики определения альбеда поверхности достигается при следующих условиях:

- 1) высокая степень прозрачности атмосферы ($\tau_a < 0.1$);
- 2) отраженная составляющая вносит большой вклад в суммарную яркость ($q > 0.3$);
- 3) известна величина Γ_a — асимметрия аэрозольной индикатрисы.

В следующей части работы будет существенно увеличен объем исследования зависимостей функции

S_n от аэрозольной оптической толщи, зенитного угла Солнца от поглощательной способности частиц в городах. Использование многопараметрических аппроксимационных формул на практике будет сочетаться с наземными измерениями альбеда и с ИСЗ. Особое внимание будет уделено районам, где происходит преждевременное таяние вечной мерзлоты.

Авторы благодарят профессора Владимира Евгеньевича Павлова за помощь при выполнении данной работы.

Библиографический список

1. Покровский О.М., Махоткина Е.Л., Покровский И.О., Рябова Л.М. Тенденции межгодовых колебаний составляющих радиационного баланса и альбеда поверхности суши на территории России // Метеорология и гидрология. — 2004. — № 5.
2. Зыков Ю.Д., Мотенко Р.Г., Анисимова И.В., Журавлев И.И. Влияние нефтяного загрязнения на свойства мерзлых грунтов // Криосфера Земли. — 2005. — Т. IX, № 3.
3. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствий на территории Российской Федерации. Т. 1. Изменение климата. — М., 2008.
4. Израэль Ю.А. О состоянии современного климата и предложения о деятельности в области противодействия изменению климата // Метеорология и гидрология. — 2008. — № 10.
5. Диагностический анализ состояния окружающей среды Арктической зоны Российской Федерации : расширенное резюме / отв. ред. Б.А. Моргунов. — М., 2011.
6. Кондратьев К.Я. Радиационные характеристики атмосферы и подстилающей поверхности. — М., 1969.
7. Павлов В.Е., Орлов С.С., Пашнев В.В. Яркость дневного неба как источник информации об альбеде подстилающей поверхности в ближней ИК области спектра // Оптика атмосферы и океана. Часть 1. — 2016. — Т. 29, № 1.
8. Чандрасекар С. Перенос лучистой энергии. — М., 1953.
9. Coulson K.L., Dave J.V., Sekera Z. Tables related to radiation emerging from a planetary atmosphere with Rayleigh scattering. University of California press. — Berklay-Los Angeles, 1960.
10. Лившиц Г.Ш. Рассеяние света в атмосфере. — Алма-Ата, 1968.
11. Фейгельсон Е.М., Малкевич М.С., Коган С.Я., Корнатов Т.Д., Глазова К.С., Кузнецова М.А. Расчет яркости света в атмосфере при анизотропном рассеянии // Труды Института физики атмосферы. Часть 1. — 1957.

12. Смеркалов В.А. Прикладная оптика атмосферы. — СПб., 1997.
13. Павлов В.Е., Рябинина Н.Г., Тейфель Я.А., Смирнов В.В. Прозрачность атмосферы, яркость дневного неба и отражательная способность подстилающей поверхности в ближайшей ультрафиолетовой области спектра // Поле рассеянного излучения в земной атмосфере. — Алма-Ата, 1974.
14. Иванов А.И., Каримова Л.М., Коровченко В.Н. Спектральные исследования поглощения солнечной радиации естественным аэрозолем // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1980. — № 8.
15. Dubovik O., Smirnov A., Holben B.N., King M., Kaufman Y., Eck T., Slutsker I. Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET). Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. D. 2000. — Vol. 105, No. 8.
16. Антюфеев В.С., Назаралиев М.А. Обратные задачи атмосферной оптики. — Новосибирск, 1988.
17. Журавлева Т.Б. Моделирование переноса солнечного излучения в различных атмосферных условиях. Часть 1. Детерминированная атмосфера // Оптика атмосферы и океана. — 2008. — Т. 28, № 2.
18. Андреев С.Ю., Бедарева Т.В. Информационно-вычислительная система для исследования спектрально-угловых характеристик солнечной радиации // Оптика атмосферы и океана. — 2013. — Т. 26, № 5.