

Аэрозольная индикатриса рассеяния для аридной территории юго-востока Казахстана

В.Е. Павлов¹, М.А. Свириденков², Т.Б. Журавлева³,
В.К. Ошлаков³, К.Ю. Суковатов^{1*}

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН
656038, г. Барнаул, ул. Молодежная, 1

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН
109017, г. Москва, Пыжевский пер., 3

³Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

Поступила в редакцию 1.07.2010 г.

Описывается методика выделения аэрозольной индикатрисы рассеяния из абсолютной индикатрисы яркости, измеренной в солнечном альмукантарате при полном отсутствии облаков на небосводе. Методика апробирована на архивных наблюдательных данных, полученных в полупустынном районе на юго-востоке Казахстана в видимом диапазоне спектра. Приводятся результаты расчетов направленных аэрозольных коэффициентов светорассеяния и соответствующие им типичные функции распределения частиц аэрозоля по размерам. Показано сходство этих функций с данными для станции сети наземного мониторинга Solar Village в Саудовской Аравии.

Ключевые слова: аэрозоль, солнечная радиация, спектральная прозрачность, обратная задача, уравнение переноса излучения, распределение частиц по размерам, индикатриса рассеяния излучения; aerosol, solar radiation, spectral transmittance, inverse problem, radiation transfer equation, particle size distribution, phase scattering function.

Введение

Прогноз происходящих на Земле климатических изменений невозможен без знаний свойств атмосферного аэрозоля. Как известно, взвешенные в воздухе частицы могут оказывать как нагревающее, так и охлаждающее действие [1]. На перенос лучистой энергии, помимо аэрозольной оптической толщи τ_a и альbedo однократного рассеяния частиц ω_a , в существенной мере влияет и индикатриса рассеяния $D_a(\varphi)$ (φ – угол рассеяния). Для получения глобальной информации обо всех этих характеристиках аэрозоля NASA была создана сеть AERONET на базе солнечных фотометров CIMEL, функционирующих во многих пунктах земного шара. На измерительных пунктах этой сети осуществляются мониторинговые наблюдения спектральной прозрачности атмосферы, а также яркости неба в плоскостях альмукантарата и вертикала Солнца. Данные первичных наблюдений и результаты обработки выставляются на сайте AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

К сожалению, эта сеть не охватывает громадную территорию Казахстана, безусловно играющую заметную роль в формировании климата на Земле.

Исторически же, наоборот, начиная с 40-х гг. XX в. именно здесь сотрудниками Астрофизического института АН КазССР сначала под руководством Е.В. Пясковской-Фесенковой [2], а затем Г.Ш. Лившица и Б.Т. Ташенова [3, 4] проводились атмосферно-оптические исследования, которые продолжались до 90-х гг. К настоящему времени сохранились лишь некоторые архивные наблюдательные материалы, обработка и интерпретация которых на современном научном уровне представляет несомненный интерес. Если когда-либо на территории Казахстана начнет функционировать сеть AERONET или другая аналогичная сеть мониторинга аэрозоля в толще атмосферы, то опубликованные материалы дадут возможность оценить изменения оптических свойств атмосферы за несколько прошедших десятилетий.

В настоящей статье решается обратная задача по восстановлению аэрозольной индикатрисы рассеяния в столбе атмосферы из наблюдений абсолютных индикатрис яркости и оценивается спектр взвешенных в атмосфере частиц вблизи пос. Кирбалтабай, расположенного восточнее г. Алматы на расстоянии ~80 км. Это полупустынная территория с глинистыми почвами, покрытая чахлой растительностью. Наблюдения оптических характеристик

* Владимир Евгеньевич Павлов (Pavlov@iwer.asu.ru); Михаил Алексеевич Свириденков (misv@mail.ru); Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Виктор Константинович Ошлаков (ovk@iao.ru); Константин Юрьевич Суковатов (skonstantiny@gmail.com).

атмосферы проводились в августе–сентябре 1976 г. при абсолютном отсутствии облачности. Сведения об аппаратуре, методике измерений и погрешностях определения оптических параметров частично приведены в работах [4–6].

1. Методика восстановления индикатрис рассеяния из наблюдаемой яркости неба в альмукантарате Солнца

Фотометр дневного неба, охватывающий интервал длин волн 400–700 нм, калибруется по освещенному Солнцем диффузно отражающему экрану с известным альбедо A и индикатрисой отражения, близкой к ламбертовской. Это позволяет при дальнейшей обработке не использовать энергетические единицы, а иметь дело с коэффициентами направленного светорассеяния. Так называемый наблюдаемый, или яркостный, коэффициент направленного светорассеяния в солнечном альмукантарате $D_b(\varphi)$ связан с энергетической яркостью следующим соотношением [2, 3]:

$$D_b(\varphi) = B(\varphi)\exp(\tau m)/(I_0 m), \quad (1)$$

где $B(\varphi)$ – яркость неба; τ – оптическая толщина; m – воздушная масса; I_0 – спектральная внеатмосферная солнечная постоянная. По данным измерений $D_b(\varphi)$ рассчитывается по следующей формуле:

$$D_b(\varphi) = (I_1/I_2)A/(\pi m), \quad (2)$$

где I_1 и I_2 – отсчеты фотометра от неба и от экрана соответственно.

Величина $D_b(\varphi)$ может быть формально представлена как сумма четырех компонент [3, 4]:

$$D_b(\varphi) = D_a(\varphi) + D_m(\varphi) + D_2(\varphi) + D_q(\varphi), \quad (3)$$

где $D_a(\varphi)$ и $D_m(\varphi)$ – коэффициенты направленного аэрозольного и молекулярного однократного светорассеяния (иногда для краткости будем называть их индикатрисами); $D_2(\varphi)$ и $D_q(\varphi)$ – добавки, соответствующие вкладу кратного рассеяния при нулевом альбедо и отражению света от подстилающей поверхности с альбедо q . Измерения q проводились на спектральном альбедометре, основу которого составлял шар Ульбрехта [4–6].

При известных метеопараметрах расчет $D_m(\varphi)$ не составляет труда, поэтому задача сводится к восстановлению индикатрисы $D_a(\varphi) + D_m(\varphi)$, описывающей первичный акт рассеяния света. Известно несколько методов ее определения по измерениям яркости дневного безоблачного неба [7–9]. Нами был реализован подход, близкий к изложенному в [9]. Используемая схема включает подбор начального приближения индикатрисы аэрозольного рассеяния, итерационное решение уравнения переноса излучения для восстановления аэрозольной индикатрисы рассеяния и решение обратной задачи

восстановления частиц по размерам на основе рассчитанных на последнем итерационном шаге коэффициентов яркости аэрозольного светорассеяния.

Для расчета $D_b(\varphi)$ использовался статистический алгоритм (метод сопряженных блужданий, МСБ), реализованный в плоскопараллельной вертикально- и горизонтально-однородной модели атмосферы [10, 11]. Эффективность МСБ увеличена за счет учета симметрии молекулярно-аэрозольной атмосферы, которая дает возможность оценить $D_b(\varphi)$ для набора азимутальных углов визирования на основе одной моделируемой траектории фотона [11].

Предположение о вертикальной однородности атмосферы обусловлено слабой чувствительностью яркости диффузной радиации $B(\varphi)$ к вертикальной изменчивости атмосферных параметров, что следует как из наших собственных расчетов, так и результатов расчетов других авторов [12, 13]. Поскольку, согласно результатам [11], при расчетах $B(\varphi)$ в альмукантарате Солнца до $m \sim 5$ можно пренебречь эффектами сферичности атмосферы, в наших расчетах использована более простая (плоскопараллельная) модель атмосферы.

Начальная индикатриса аэрозольного рассеяния рассчитывалась следующим образом. С учетом того, что в области ореола, где относительный вклад многократного рассеяния минимален, рассеяние определяется в основном грубодисперсной фракцией аэрозоля, нами решалась обратная задача для измеренных яркостных коэффициентов направленного светорассеяния (КНС) в диапазоне углов рассеяния 2–10°. Пренебрежение эффектами кратного рассеяния приводит к искажению решения прежде всего в субмикронной области, где информативность ореольных измерений и без того невелика. Распределение частиц по размерам субмикронной фракции аэрозоля можно определить, обращая данные спектральных измерений аэрозольной оптической толщи.

В анализируемых данных спектральный диапазон невелик (400–700 нм), поэтому вместо результата решения обратной задачи использовалось обратнотенное распределение с показателем Юнге $\nu = a - 3$, где a – показатель Ангстрема. Затем два распределения «сшивались» в точке $r = 0,5$ мкм и в приближении сферических частиц рассчитывались индикатрисы рассеяния. Так как ни по ореольным измерениям, ни по спектральной прозрачности невозможно оценить показатель преломления n , то предполагалось, что $n = 1,5$. Индикатрисы рассеяния рассчитывались в диапазоне 0–180°. Для уменьшения расчетных погрешностей при решении уравнения переноса излучения данные измерений пересчитывались на более подробную сетку углов с использованием интерполяции кубическими сплайнами. Для этой же сетки пересчитывались и исходные индикатрисы аэрозольного рассеяния.

На следующем этапе отдельно итерационным методом восстанавливались индикатрисы рассеяния. Начиная со второго шага, в вычислениях использовалась усредненная при соответствующих

весах компонент аэрозольно-молекулярная индикатриса $D(\varphi)$. Переход от приближения с номером i к $i + 1$ выполнялся по формуле

$$D^{i+1}(\varphi) = D_b(\varphi)(D^i(\varphi)/D_b^i(\varphi)), \quad (4)$$

где $D_b^i(\varphi)$ — расчетная индикатриса яркости в i -м приближении. Отметим, что наша итерационная схема аналогична «мультипликативному методу» в [6], но не требует подбора нормирующих множителей. В расчетах *a priori* задавались экспериментальные значения альbedo подстилающей поверхности: 0,07; 0,11; 0,15; 0,18 и 0,20 на длинах волн 405, 447, 547, 650 и 706 нм соответственно. Итерационный процесс останавливался, когда для всех углов рассеяния разница между измеренными и рассчитанными индикатрисами яркости становилась меньше 0,5%. В результате мы имели индикатрису рассеяния, а также средневзвешенное значение альbedo однократного рассеяния частиц ω :

$$\omega = (\omega_a \tau_a + \tau_m) \tau^{-1}. \quad (5)$$

Для полученных угловых зависимостей коэффициентов направленного светорассеяния решалась обратная задача. Применялся итерационный метод, аналогичный [14]. Вследствие большой относительной ошибки восстановления аэрозольной составляющей индикатрисы рассеяния при больших углах обычно использовались данные только для передней полусферы. Спецификой обратных задач светорассеяния является то, что ядро интегрального уравнения *a priori* неизвестно. Предварительно были рассчитаны ядра в диапазоне изменения действительной части показателя преломления $n = 1,35 \div 1,65$ и мнимой $\kappa = 0 \div 0,05$. Обратная задача решалась на всей сетке ядер; критерием выбора оптимального ядра была среднеквадратическая относительная оптическая невязка.

Достоверность материалов, получаемых в результате решения обратной задачи, контролировалась следующим образом. Измерения индикатрис яркости проводились в двух диапазонах зенитных углов Солнца: 78–81° и 73–76°. При решении обратной задачи, т.е. в целях получения величин $D_a(\varphi)$ для возможно больших углов рассеяния, в частности $D_a(160^\circ)$, использовался первый диапазон. Временной интервал между этими диапазонами в период наблюдений обычно составлял около 50 мин.

Естественно предположить, что за этот не слишком большой промежуток времени при абсолютном отсутствии облачности и заметном удалении наблюдательного пункта от явных источников загрязнения спектр частиц в атмосфере не должен претерпевать существенных изменений. Тогда введение в уравнение переноса излучения аэрозольных индикатрис, найденных при зенитных углах 78–81°, для расчетов $D_b(\varphi)$ на зенитных расстояниях 73–76° должно приводить к согласию вычисленных индикатрис яркости с экспериментальными данными.

На рис. 1 представлена гистограмма отклонений $\delta = \{[D_{b,1}(\varphi) - D_{b,2}(\varphi)]/D_{b,1}(\varphi)\} \cdot 100\%$.

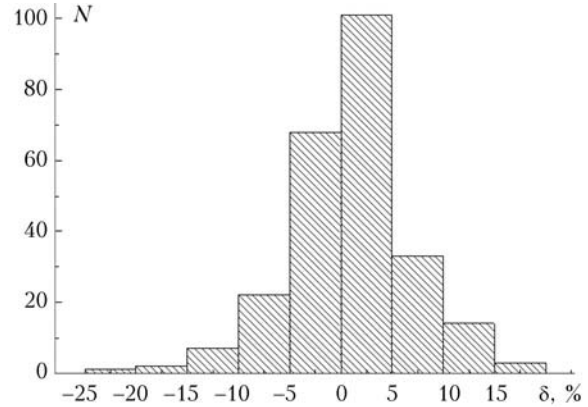


Рис. 1. Гистограмма отклонений расчетных значений коэффициентов направленного рассеяния от наблюдаемых значений

Здесь $D_{b,1}(\varphi)$ — наблюдаемые и $D_{b,2}(\varphi)$ — вычисленные значения направленных коэффициентов светорассеяния. Все приведенные данные охватывают длины волн 405, 447, 547, 650 и 706 нм и углы рассеяния 2, 4, 6, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 90, 120 и 140° для 10 дней наблюдений.

Следует сказать, что явно выраженного преимущественного влияния какого-либо из параметров λ , φ или τ_a на величину отклонения δ не обнаружено: значения $\delta(\lambda, \varphi, \tau_a)$ почти равномерно распределены по гистограмме. Среднеквадратическое отклонение составляет 5,9%, что считается вполне приемлемой нормой при решении прямых задач по сопоставлению наблюдаемых и расчетных значений направленных коэффициентов рассеяния [15]. Анализ расхождений между измеренными и рассчитанными индикатрисами яркости свидетельствует о том, что основной их причиной является пространственно-временная изменчивость аэрозоля.

2. Результаты определения индикатрис аэрозольного рассеяния

Примеры восстановленных угловых зависимостей аэрозольных индикатрис рассеяния приведены на рис. 2.

Видно, что монотонный спектральный ход коэффициентов аэрозольного рассеяния проявляется лучше всего в диапазоне углов рассеяния 15–80°. В задней полусфере резко возрастают ошибки определения составляющей яркости неба, обусловленной однократным рассеянием на частицах аэрозоля. Естественно, что сильнее всего они проявляются на наиболее короткой из длин волн — 405 нм.

В работе [16] на основе данных измерений яркости солнечного ореола и индикатрис рассеяния в приземном слое предложена простая модель индикатрис рассеяния пыльной мглы:

$$D(\varphi) = C\varphi^{-f} \text{ при } \varphi = 2 \div 100^\circ \quad (6)$$

и

$$D(\varphi) = \text{const} = D(\varphi = 100^\circ) \text{ при } \varphi = 100 \div 165^\circ. \quad (7)$$

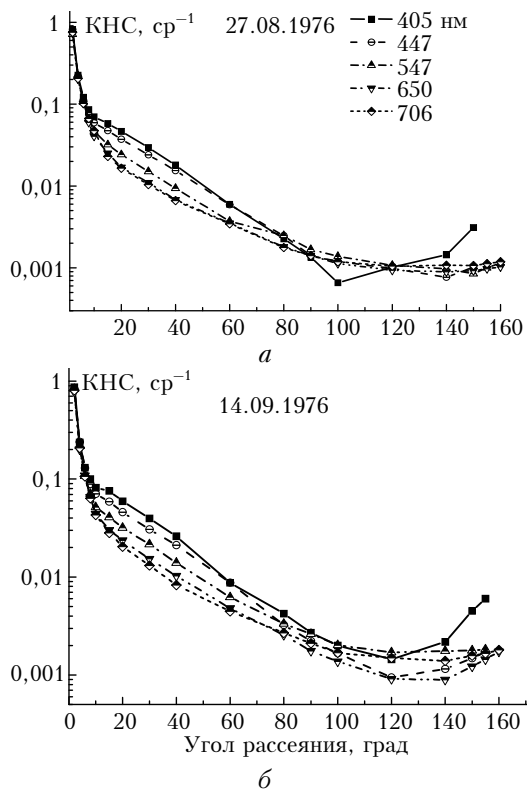


Рис. 2. Коэффициенты направленного аэрозольного светорассеяния, восстановленные по измерениям индикатрисы яркости

В диапазоне $2-100^\circ$ эта модель совпадает с параметризацией Ван де Хюлста [17] для области ореола. Напомним, что согласно [17] соотношение (6) формально вытекает из формулы дифракции Фраунгофера для обратностепенного распределения частиц по размерам с параметром Юнге $\nu = 5 - f$. Для ряда анализируемых ситуаций в Кирбалтабае параметризация (6) оказывается применимой для трех наибольших длин волн. На рис. 3 приведены угловые зависимости коэффициентов направленного светорассеяния, полученные по данным измерений 01.09.1976.

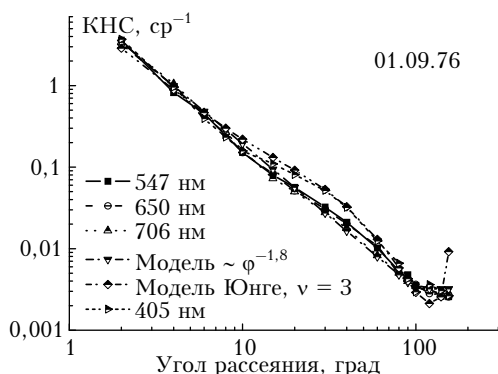


Рис. 3. Модельные и восстановленные по данным наблюдений угловые зависимости коэффициентов направленного светорассеяния

Кроме того, показаны параметризация (6) с $f = 1,8$ и результаты расчетов для обратностепен-

ного распределения для длины волны 650 нм в диапазоне радиусов 0,01–12 мкм ($\nu = 3, n = 1,53 - 0i$).

Из рис. 3 следует, что обратностепенная угловая зависимость коэффициента направленного светорассеяния неплохо аппроксимирует в передней полусфере восстановленные по экспериментальным данным $D(\varphi)$. В то же время модель распределения частиц по размерам типа Юнге пригодна для $D(\varphi)$ в синей области спектра. Расхождение в области больших углов рассеяния, возможно, связано с тем, что модельные расчеты проводились для не поглощающих свет частиц. С ростом мнимой части показателя преломления угловые зависимости коэффициентов направленного светорассеяния становятся более пологими в задней полусфере.

3. Распределения частиц аридного аэрозоля по размерам

Так как для решения обратной задачи использовались только данные наблюдений для углов рассеяния $\varphi < 100^\circ$ и не привлекались сведения об оптической толщине аэрозоля, то надежно оценить действительную и мнимую части показателя преломления на данном этапе не представилось возможным. Тем не менее основные особенности спектра размеров частиц (наличие двух фракций – субмикронной и грубодисперсной с преобладанием по объему грубодисперсной) оказались достаточно устойчивыми. Максимумы мод (в представлении $dV/d\ln r$) лежат в диапазоне размеров 0,1–0,15 и 5–6 мкм соответственно. Просматривается также и среднедисперсная фракция с характерными размерами около 2 мкм. Примеры распределений частиц по размерам и результаты нашей обработки данных Томской станции AERONET показаны на рис. 4.

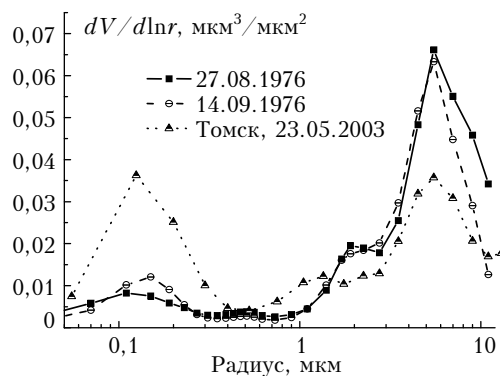


Рис. 4. Распределения частиц по размерам

Как следует из рис. 4, в Западной Сибири, в отличие от анализируемых данных, объемы двух фракций сопоставимы. Наши результаты для полупустынного региона Южного Казахстана находятся в согласии с данными работы [18] (Solar Village, Saudi Arabia).

Заключение

Полученные значения коэффициентов направленного светорассеяния (см. рис. 2) представляют

собой результат более точного решения обратной задачи, чем аналогичные данные для предгорья Алматы в [6]. Итерационный процесс восстановления аэрозольной индикатрисы рассеяния в [6] заканчивался, когда расхождение между расчетной и наблюдаемой индикатрисами яркости становилось менее 5%. Эта цифра соответствовала величине экспериментальной погрешности $\delta D_b(\varphi)$.

Необходимо заметить, что $\delta D_b(\varphi)$ включает в себя ошибку привязки яркости к стандартному экрану, ошибку определения атмосферной массы путем интерполяции в интервале времени измерений $D_b(\varphi)$ и ошибку измерения относительного углового распределения яркости. В наших наблюдениях сумма первых двух была не более 2,5–3%, а третья – не превышала 0,5–1%. Во избежание случайных потерь точности при решении обратной задачи в настоящей статье мы сочли необходимым использовать в качестве критерия окончания итерационного процесса последнюю величину. Отсюда при вычислениях КНС расхождение между расчетной и наблюдаемой индикатрисами яркости всегда было не больше 0,5% во всех углах рассеяния. Кстати, такие уточнения определения КНС за счет увеличения числа итераций не повлекли за собой принципиального увеличения компьютерного времени во всех рассмотренных случаях.

Настоящее исследование затронуло лишь начальный аспект большой проблемы по построению аэрозольных моделей для юго-востока Казахстана по архивным данным. Оно было ориентировано, главным образом, на практическую реализацию разработанной методики решения обратной задачи, благодаря чему впервые для аридной зоны вблизи Кирбалтабая представлены данные о функциях распределения частиц по размерам в атмосферном столбе. В дальнейшем предстоит более подробный анализ статистических характеристик КНС в разных областях спектра с последующей систематикой сведений о физических характеристиках аэрозоля.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 10-05-01019 и 09-05-00961).

1. Кондратьев К.Я. Аэрозоль и климат: современное состояние и перспективы разработок. 3. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие // Оптика атмосфер. и океана. 2006. Т. 19, № 7. С. 565–575.
2. Пясковская-Фесенкова Е.В. Исследование рассеяния света в земной атмосфере. М.: Изд. АН СССР, 1957. 219 с.
3. Лившиц Г.Ш. Рассеяние света в атмосфере. Ч. 1. Алма-Ата: Наука, 1968. 177 с.; Иванов А.И., Лившиц Г.Ш., Павлов В.Е., Ташенов Б.Т., Тейфель Я.А. Рассеяние света в атмосфере. Ч. 2. Алма-Ата: Наука, 1968. 116 с.

4. Глушко В.Н., Иванов А.И., Лившиц Г.Ш., Павлов В.Е., Федунин И.А. Яркость и поляризация безоблачной атмосферы. Алма-Ата: Наука, 1979. 201 с.
5. Суковатов К.Ю., Павлов В.Е., Ошлаков В.К. Оценки вариаций аэрозольной оптической толщи по наблюдениям направленных коэффициентов светорассеяния в Юго-Восточном Казахстане // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23, № 4. С. 298–303.
6. Антюфеев В.С., Иванов А.И., Лившиц Г.Ш., Михайлов Г.А. Определение аэрозольных индикатрис рассеяния безоблачной атмосферы в спектральной области 0,55–2,4 мкм // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1980. Т. 16, № 2. С. 146–154.
7. Wang M., Gordon H.R. Retrieval of the columnar aerosol phase function and single scattering albedo from sky radiance over the ocean: Simulations // Appl. Opt. 1993. V. 32, N 24. P. 4598–4609.
8. Devaux C., Vermeulen J., Deuze J.L., Herman M., Tanre D. Retrieval of aerosol-single scattering albedo from ground-based measurements. Application to observational data // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103, N 8. P. 8753–8761.
9. Nakajima T., Tonna G., Rao R., Boi P., Kaufman Y., Holben B. Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions // Appl. Opt. 1996. V. 35, N 15. P. 2672–2686.
10. Марчук Г.И., Михайлов Г.А., Назаралиев М.А., Дарбинян Р.А., Каргин Б.А., Еленов Б.С. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике. Новосибирск: Наука, 1976. 280 с.
11. Назаралиев М.А. Статистическое моделирование радиационных процессов в атмосфере. Новосибирск: Наука, 1990. 227 с.
12. Coakley J.A., Cess R.D. The effect of tropospheric aerosols on the Earth's radiation budget: A parameterization for climate model // J. Atmos. Sci. 1983. V. 40, N 1. P. 116–138.
13. Dubovik O., Smirnov A., Holben B., King M., Kaufman Y., Eck T., Slutsker I. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. 2000. V. 105, N 8. P. 9791–9806.
14. Twitty J.T. The inversion of aureole measurements to derive aerosol size distributions // J. Atmos. Sci. 1975. V. 32, N 3. P. 584–591.
15. Смеркалов В.А. Прикладная оптика атмосферы. СПб.: Гидрометеопиздат, 1997. 334 с.
16. Sviridenkov M., Gorchakov G., Sidorov V., Anikin P. Scattering phase function of dust haze // IRS'2000: Current Problems in Atmospheric Radiation / W.L. Smith and Yu.M. Timofeyev (Eds.). A. Deepak Publishing, 2001. Hampton, Virginia. P. 1213–1214.
17. Ван де Хюлст Г. Рассеяние излучения в атмосферах Земли и планет // Атмосфера Земли и планет. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1951. С. 58–126.
18. Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanre D., Slutsker I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59, N 3. P. 590–608.

V.E. Pavlov, M.A. Sviridenkov, T.B. Zhuravleva, V.K. Oshlakov, K.Yu. Sukovatov. Aerosol scattering phase function for arid territory of southeast Kazakhstan.

The paper describes a method of extracting the aerosol scattering phase function from absolute scattering phase function of brightness, measured in solar almucantar in the total absence of clouds in the sky. The method is tested on archive observation data, obtained in semiarid region in southeast Kazakhstan in the visible spectral range. We present the results of calculating the directional aerosol scattering coefficients and the corresponding typical aerosol particle size distribution functions. It is shown that these functions are similar to the data for a station of Solar Village Baseline Surface Radiation Network, Saudi Arabia.