

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.521.3

Факторы, определяющие наблюдаемые значения коэффициентов асимметрии световых потоков в атмосфере в ближней ИК-области спектра

В.В. Пашнев¹, В.Е. Павлов², С.С. Орлов¹, Ю.Я. Матющенко^{1*}

¹ Алтайский государственный университет
656015, г. Барнаул, пр. Ленина, 61

² Институт водных и экологических проблем СО РАН
656038, г. Барнаул, ул. Молодежная, 1

Поступила в редакцию 10.11.2017 г.

Настоящее исследование входит в цикл работ, посвященных изучению роли разных факторов, влияющих на наблюдаемую индикатрису яркости безоблачной атмосферы: вытянутости аэрозольной индикатрисы рассеяния, зенитного угла Солнца, оптической толщи и альbedo подстилающей поверхности. Анализируется ближняя ИК-область спектра. В вычислениях яркости неба в альмукантарате Солнца используется уравнение переноса излучения. Форма аэрозольной индикатрисы задается включением в атмосферную модель трех групп частиц: ультрамикроскопических, субмикронных и грубодисперсных, а также их смесей в разных пропорциях. Полученные данные для длины волны 1,02 мкм могут использоваться в оптике атмосферы в качестве дополнительной оценки асимметрии аэрозольной индикатрисы рассеяния и при проведении приближенных расчетов потоков рассеянного излучения, поступающих на земную поверхность.

Ключевые слова: инфракрасная область спектра, оптические толщи молекулярного и аэрозольного рассеяния, аэрозольные модели атмосферы, альbedo подстилающей поверхности, уравнение переноса излучения; infrared region of spectrum, optical thickness of molecular and aerosol scattering, aerosol atmospheric model, albedo of underlying surface, the equation of radiation transfer.

Введение

Региональные и глобальные изменения климата на земном шаре [1–3] требуют систематического контроля. Особое значение подобный контроль приобретает для северных территорий, где глобальное потепление вызывает ускоренное таяние вечной мерзлоты. Этот процесс может сильно влиять на выбор участков для строительства жилья, прокладки дорог и трубопроводов и других мероприятий в местах добычи углеводородов. Отсюда следует необходимость тщательного изучения изменчивости радиационных свойств атмосферы и подстилающей поверхности, ответственных за коэффициент асимметрии рассеянных световых потоков Γ , определяющий поступление рассеянной солнечной радиации на земную поверхность. В настоящем исследовании, которое отчасти продолжает работу [4], анализируются изменения этой величины в зависимости от значений молекулярной τ_m и аэрозольной τ_a оптических толщ атмосферы, зенитного угла Солнца Z_0 , альbedo подстилающей поверхности q и коэффициента асимметрии однократного аэро-

зольного рассеяния Γ_a . Предложен приближенный способ определения последней величины непосредственно из наблюдений яркости безоблачного неба в солнечном альмукантарате с учетом приведенных выше параметров.

Ранее уже частично решалась задача об угловой зависимости компонент яркости однократно B_1 и многократно B_2 рассеянного солнечного света в дневных и сумеречных условиях. В основном это касалось видимой области спектра [5–7]. Было показано, что многократно рассеянный свет нельзя считать ортотропным. Следовательно, при решении задачи по определению Γ_a возникает необходимость исследования угловой структуры обеих составляющих яркости в каждом конкретном случае.

Выбор нами на первом этапе исследования инфракрасного участка спектра не случаен. Дело в том, что светофильтры с длиной волны 1,02 мкм встроены в фотометры дневного неба системы AERONET [8], которые в количестве нескольких сотен экземпляров функционируют по всему земному шару. Во многих пунктах, где наблюдаются яркости и оптические толщи, временами проводятся полетные измерения альbedo подстилающей поверхности q . Это обеспечивает полноту данных по экспериментальным параметрам, составляющим основу разрабатываемого способа определения Γ_a .

* Владимир Валентинович Пашнев (pashnev@phys.asu.ru); Владимир Евгеньевич Павлов (vpavlov_37@mail.ru); Сергей Сергеевич Орлов (r520@list.ru); Юрий Яковлевич Матющенко (matyuschenko@phys.asu.ru).

Поскольку вклад однократно рассеянной аэрозольной компоненты при углах рассеяния $\varphi \geq 90^\circ$ в яркость обычно мал, то точность определения аэрозольной индикатрисы однократного рассеяния при решении обратной задачи невелика. Как следствие, возникает некая ощутимая неопределенность в оценке вклада ультрамикроскопической фракции частиц в ослабление солнечного света. Поэтому желательно иметь независимый способ оценки коэффициента асимметрии аэрозольного рассеяния без разделения наблюдаемой яркости на составляющие. В настоящей работе предпринимается такая попытка.

Основные соотношения

Для анализа коэффициента асимметрии рассеянных световых потоков Γ воспользуемся угловыми зависимостями направленных коэффициентов рассеяния f_n [6] в альмукантарате Солнца, которые представлены в виде сумм трех компонент:

$$f_n(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q) = f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + f_2(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0) + f_q(\tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0, q). \quad (1)$$

Здесь φ — угол рассеяния; η_a — альbedo аэрозольных частиц; f_1 — коэффициент направленного светорассеяния при однократном рассеянии; f_2 и f_q — составляющие f_n , обусловленные многократным рассеянием и отражением света от подстилающей поверхности. Как показал Г.Ш. Лившиц [6], компонента $f_1(\varphi, \tau_m, \tau_a, \eta_a, Z_0)$ однократно рассеянного света, а следовательно, и оптическая толщина рассеяния $\tau_1 = \tau_m + \tau_{a1}$ не зависят от η_a . Имеет место следующее соотношение:

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

Эта формула определяет количественную связь между интенсивностями прямого и однократно рассеянного солнечного света и часто используется при решении атмосферно-оптических задач.

Особенно просто и точно функция f_n определяется на практике путем привязки яркости неба в альмукантарате Солнца (в относительных единицах) к яркости экрана, освещенного перпендикулярными солнечными лучами (в тех же единицах) [9].

Если в формуле (2) заменить $f_1(\varphi)$ на $f_n(\varphi)$, то получим величину $\tau_n = \tau_1 + \tau_2 + \tau_q$. В литературе она обычно называется оптической толщиной, отягощенной влиянием многократного рассеяния и отражения света от подстилающей поверхности. Ее использование обеспечивает ряд практических удобств в расчетах характеристик поля рассеянной радиации [6, 9]. Заметим, что обе величины — τ_1 и τ_n — находятся из наблюдений.

По определению, принятому в оптике атмосферы, наблюдаемый коэффициент асимметрии рассеянных световых потоков

$$\Gamma = \frac{\int_0^{\frac{\pi}{2}} f_n(\varphi) \sin \varphi d\varphi}{\int_{\frac{\pi}{2}}^\pi f_n(\varphi) \sin \varphi d\varphi}. \quad (3)$$

Очевидно, анализируемая величина Γ зависит от вида функций $f_1(\varphi)$, $f_n(\varphi)$ и $f_q(\varphi)$, а значит, и от параметров τ_m , τ_a , Z_0 и q . Вследствие близости η_a к единице в ИК-области спектра для природного аэрозоля, особенно для сухих частиц, зависимость от него коэффициента асимметрии может быть опущена [4]. Действительно, при аэрозольных оптических толщах $\tau_a \lesssim 0,1$ и $\eta_a \sim 0,8$ оптическая толща поглощения будет меньше 0,02. Такую величину крайне сложно зафиксировать экспериментальным путем. Поэтому в природных условиях (вне промышленных городов) процесс рассеяния света в области спектра 1,02 мкм вполне можно считать консервативным.

Результаты исследования

Алгоритмы метода Монте-Карло для решения уравнения переноса излучения, любезно предоставленные авторами работ [10, 11] в наше распоряжение, обеспечивают точность расчетов $f_1(\varphi)$, $f_n(\varphi)$ и $f_q(\varphi)$ не хуже 1%. Это позволяет подробно изучить вид функций, описывающих формирование рассеянных полей при разных зенитных углах Солнца, параметрах атмосферы и альbedo подстилающей поверхности. Вычисления интенсивности рассеянного света были выполнены в предположении однородной модели атмосферы по высоте, что вполне приемлемо для солнечного альмукантарата [6]. Значения Γ_a для ультрамикроскопической, субмикронной и грубодисперсной аэрозольных фракций приняты равными 6; 8,65 и 13,85.

Варьируя величины аэрозольных оптических толщ для каждой из фракций, можно скомбинировать суммарные абсолютные [6, 9] аэрозольные индикатрисы $f_a(\varphi)$ с любыми промежуточными значениями Γ_a между 6 и 13,85. После добавки к ним молекулярной составляющей $f_m(\varphi)$ был вычислен набор индикатрис однократного рассеяния $f_1(\varphi)$. Последние вводились в уравнение переноса излучения. Первоначально вычислялись массивы абсолютных индикатрис яркости $f_n(\varphi)$ при широких вариациях атмосферных параметров и значений альbedo подстилающей поверхности q . Показано [6], что абсолютные индикатрисы многократного рассеяния $f_2(\varphi)$ имеют угловую структуру, которая зависит от вариаций формы $f_1(\varphi)$ [5–7]. Обнаружены отличия $f_2(\varphi)$ для разных индикатрис $f_1(\varphi)$ и по абсолютной величине при сохранении остальных параметров.

Были вычислены компоненты абсолютных индикатрис яркости $f_1(\varphi)$, $f_n(\varphi)$ и $f_q(\varphi)$, входящие в соотношение (1), при варьировании зенитных углов Солнца Z_0 от 65 до 75°, аэрозольных оптических толщ от 0,05 до 0,30 и альbedo подстилающей

поверхности от 0 до 0,7. Эти пределы изменений параметров выбраны не случайно. Так, при использовании соотношения (3) для вычислений коэффициентов асимметрии Γ на практике приходится осуществлять интерполяцию величин $f(\varphi)$ в интервале углов от φ_{\max} до π . Это связано с тем, что максимальный угол рассеяния φ_{\max} для альмукантарата Солнца равен $2Z_0$ и погрешность интерполированной величины $f(\varphi)$ в вышеуказанном интервале углов ($\varphi_{\max} - \pi$) может быть существенной. При $Z_0 \leq 45^\circ$ процедура расчетов Γ становится принципиально невозможной.

Оптические толщи природного аэрозоля в исследуемой области спектра обычно равны 0,05–0,10, а их верхняя граница $\tau_a \leq 0,30$, по сути, охватывает большинство природных ситуаций в безоблачной атмосфере. В случаях очень высокой прозрачности атмосферы, когда $\tau_a \leq 0,05$, и вследствие малости молекулярной оптической толщи $\tau_m = 0,007$ в расчетах τ_a и Γ можно пренебречь многократным рассеянием и воспользоваться теорией однократного рассеяния [5, 6, 9]. Учет альбедо q необходим и в этом случае.

Проиллюстрируем полученные зависимости Γ от перечисленных параметров. На рис. 1 они представлены в виде функций от Γ_a для набора q при фиксированных значениях $Z_0 = 75^\circ$ и $\tau_a = 0,10$. Отчетливо видна линейная связь между Γ и Γ_a .

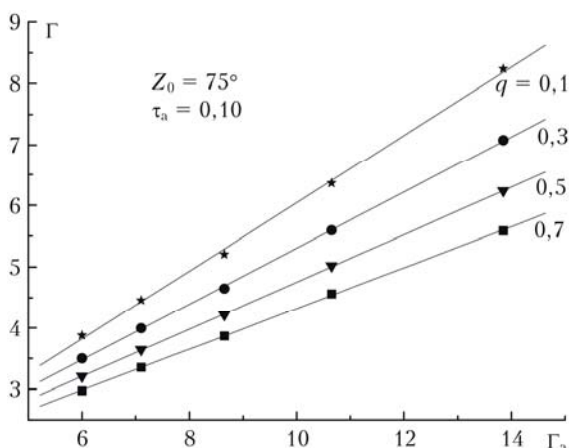


Рис. 1. Связь коэффициентов асимметрии рассеянных световых потоков Γ и Γ_a при четырех значениях альбедо q

Аналогичная линейная связь между суммарными и аэрозольными коэффициентами рассеянных световых потоков имеет место при фиксированных значениях $Z_0 = 75^\circ$, $q = 0,2$ и вариациях аэрозольной оптической толщи в пределах от 0,05 до 0,30 (рис. 2).

Обратим внимание на следующую особенность. Для аэрозольных оптических толщ $0,05 \div 0,15$ величина Γ достаточно быстро растет с ростом Γ_a , что связано с усилением влияния аэрозольной компоненты однократно рассеянного света на величину Γ при малости молекулярной составляющей. Начиная с $\tau_a \geq 0,15$ активизируется процесс многократного

рассеяния света, влияние которого на значение Γ быстро возрастает. Коэффициент асимметрии многократно рассеянного света существенно меньше, чем однократно [7]. Поэтому с последующим ростом аэрозольной толщи ($\tau_a \geq 0,15$) коэффициент Γ должен расти медленнее, чем в предыдущих случаях. Это и следует из рис. 2. Аналогичный ход прямых имеет место и при других значениях альбедо подстилающей поверхности, что подтверждается данными приводимых ниже таблиц.

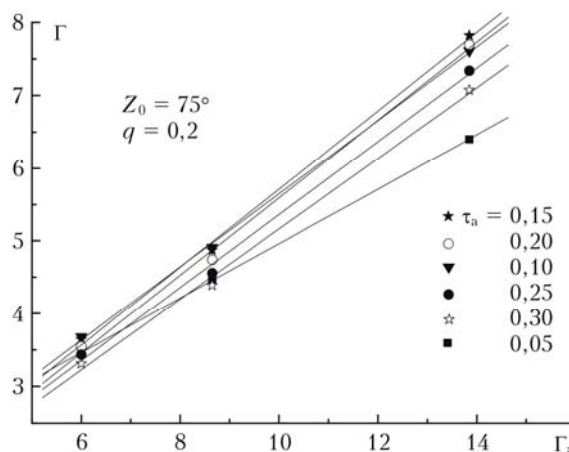


Рис. 2. Связь между Γ и Γ_a при вариациях аэрозольных оптических толщ от 0,05 до 0,30

На рис. 3 показана зависимость $\Gamma(q)$ при трех значениях Γ_a , $Z_0 = 75^\circ$, $\tau_a = 0,10$. Кривые идеально аппроксимируются полиномом второй степени. Впрочем, на небольших интервалах изменений q можно обойтись и линейной зависимостью между Γ и q .

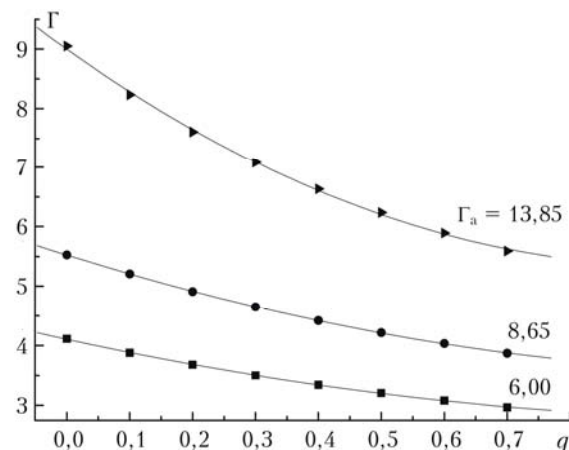


Рис. 3. Зависимость коэффициента асимметрии индикаторы яркости от альбедо подстилающей поверхности

О возможности использования линейных приближений при определении Γ_a на практике свидетельствуют данные расчетов Γ , основанных на решении уравнения переноса излучения с учетом всех необходимых параметров. Они приведены в табл. 1 и могут быть использованы для определения Γ_a интерполяционным путем.

Таблица 1

Значения Γ при разных Γ_a , Z_0 , τ_a и q

Γ_a	Z_0 , град	τ_a	q							
			0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7
6,00	65	0,05	4,01	3,69	3,43	3,21	3,03	2,87	2,74	2,62
		0,10	4,32	4,00	3,71	3,46	3,26	3,08	2,93	2,80
		0,20	4,17	3,88	3,62	3,40	3,21	3,04	2,90	2,77
		0,30	3,89	3,64	3,42	3,23	3,06	2,91	2,78	2,67
	70	0,05	3,94	3,67	3,44	3,25	3,08	2,94	2,81	2,70
		0,10	4,21	3,91	3,67	3,46	3,28	3,12	2,99	2,86
		0,20	4,03	3,78	3,56	3,37	3,21	3,06	2,93	2,81
		0,30	3,75	3,54	3,35	3,19	3,04	2,91	2,80	2,69
	75	0,05	3,85	3,64	3,45	3,29	3,15	3,02	2,91	2,80
		0,10	4,11	3,88	3,68	3,50	3,35	3,21	3,08	2,97
		0,20	3,93	3,73	3,55	3,39	3,25	3,12	3,00	2,90
		0,30	3,64	3,46	3,31	3,17	3,05	2,93	2,83	2,73
7,10	65	0,05	4,70	4,29	3,96	3,69	3,46	3,27	3,10	2,96
		0,10	5,15	4,75	4,37	4,06	3,80	3,58	3,39	3,22
		0,20	5,02	4,65	4,30	4,02	3,77	3,56	3,37	3,21
		0,30	4,66	4,34	4,05	3,80	3,58	3,39	3,22	3,07
	70	0,05	4,54	4,21	3,93	3,69	3,49	3,32	3,17	3,03
		0,10	4,98	4,61	4,29	4,03	3,80	3,60	3,43	3,28
		0,20	4,79	4,47	4,19	3,95	3,74	3,55	3,39	3,24
		0,30	4,43	4,15	3,91	3,71	3,52	3,36	3,21	3,08
	75	0,05	4,37	4,12	3,90	3,71	3,54	3,39	3,26	3,14
		0,10	4,74	4,46	4,21	4,00	3,81	3,64	3,49	3,36
		0,20	4,53	4,28	4,07	3,88	3,70	3,55	3,41	3,28
		0,30	4,17	3,97	3,78	3,61	3,46	3,33	3,20	3,09
8,65	65	0,05	5,65	5,12	4,70	4,35	4,06	3,82	3,61	3,43
		0,10	6,38	5,87	5,35	4,93	4,58	4,28	4,03	3,81
		0,20	6,35	5,84	5,35	4,94	4,60	4,31	4,05	3,84
		0,30	5,86	5,45	5,02	4,67	4,37	4,11	3,88	3,68
	70	0,05	5,26	4,98	4,63	4,33	4,08	3,86	3,67	3,50
		0,10	6,05	5,53	5,14	4,80	4,51	4,25	4,03	3,84
		0,20	5,85	5,41	5,04	4,72	4,45	4,21	4,00	3,81
		0,30	5,38	5,02	4,70	4,42	4,18	3,97	3,78	3,61
	75	0,05	5,04	4,74	4,47	4,24	4,04	3,85	3,69	3,55
		0,10	5,53	5,20	4,91	4,65	4,42	4,21	4,03	3,87
		0,20	5,32	5,01	4,74	4,50	4,29	4,11	3,94	3,78
		0,30	4,90	4,62	4,39	4,19	4,00	3,85	3,70	3,56
10,65	65	0,05	6,66	6,01	5,50	5,07	4,72	4,43	4,18	3,96
		0,10	8,21	7,37	6,62	6,02	5,54	5,14	4,80	4,51
		0,20	8,37	7,50	6,75	6,16	5,66	5,25	4,91	4,61
		0,30	7,58	6,91	6,31	5,81	5,40	5,04	4,73	4,47
	70	0,05	6,52	5,94	5,48	5,09	4,76	4,48	4,24	4,03
		0,10	7,55	6,85	6,26	5,78	5,38	5,04	4,74	4,49
		0,20	7,53	6,85	6,30	5,83	5,44	5,10	4,81	4,55
		0,30	6,90	6,36	5,90	5,51	5,17	4,87	4,61	4,38
	75	0,05	6,00	5,60	5,25	4,96	4,70	4,47	4,27	4,09
		0,10	6,84	6,36	5,95	5,60	5,29	5,02	4,78	4,56
		0,20	6,75	6,29	5,89	5,55	5,25	4,98	4,74	4,53
		0,30	6,15	5,77	5,43	5,14	4,88	4,64	4,43	4,24
13,85	65	0,05	8,54	7,54	6,80	6,17	5,68	5,27	4,92	4,63
		0,10	11,11	9,61	8,46	7,58	6,88	6,31	5,84	5,44
		0,20	11,03	9,65	8,60	7,78	7,11	6,55	6,08	5,69
		0,30	10,22	9,24	8,24	7,45	5,52	6,28	5,83	5,45
	70	0,05	7,80	7,05	6,44	5,95	5,53	5,18	4,88	4,62
		0,10	9,87	8,72	7,98	7,31	6,75	6,28	5,87	5,52
		0,20	9,91	8,85	8,00	7,31	6,74	6,26	5,85	5,49
		0,30	9,27	8,36	7,63	7,03	6,52	6,08	5,71	5,38
	75	0,05	7,44	6,88	6,40	6,00	5,64	5,32	5,05	4,82
		0,10	9,05	8,24	7,61	7,08	6,63	6,23	5,89	5,59
		0,20	8,92	8,33	7,69	7,15	6,69	6,22	5,88	5,58
		0,30	8,11	7,59	7,07	6,62	6,23	5,83	5,53	5,26

Заметим, что, помимо яркости неба, для вычислений Γ должны быть доступны сведения об аэрозольных оптических толщах и альbedo подстилающей поверхности. В некоторых районах земного шара значения q на огромных пространствах меняются очень незначительно. Это тундра, крупные водоемы (и тем более океаны), пустыни, леса в летний сезон и т.п. Именно в таких местах предлагаемый в настоящей статье способ наилучшим образом может быть применен для определения Γ_a .

Возможность использования линейных приближений при определении коэффициента асимметрии Γ_a с помощью таблиц без привлечения аппарата решения обратных задач продемонстрируем на следующих примерах. Допустим, что «измерения» яркости неба выполнены для двух зенитных углов Солнца 65 и 75° при трех аэрозольных оптических толщах 0,05; 0,10 и 0,30 и двух значениях альbedo подстилающей поверхности 0,4 и 0,6. Используя данные табл. 1, вычислим путем линейной интерполяции значения Γ при $Z_0 = 70^\circ$, $q = 0,5$, $\tau_a = 0,075$ и $\tau_a = 0,20$. Эти значения приведены в табл. 2.

Таблица 2

Погрешности при определении Γ методом интерполяции

Γ_a	$\tau_a = 0,075$			$\tau_a = 0,20$		
	$\Gamma_{\text{интерп}}$	Γ	$\delta, \%$	$\Gamma_{\text{интерп}}$	Γ	$\delta, \%$
6,00	2,99	3,01	-0,70	3,02	3,06	-1,3
7,10	3,44	3,47	-1,06	3,46	3,55	-2,6
8,65	4,07	4,11	-1,02	4,08	4,21	-3,2
10,65	4,81	4,89	-1,77	4,91	5,10	-3,9
13,85	5,83	5,70	2,23	6,12	6,26	-2,3

Таким образом, даже при столь значимых шагах интерполяции по атмосферным параметрам и альbedo ($\Delta Z_0 = 5^\circ$, $\Delta q = 0,1$, $\Delta \tau_a = 0,10$) отличие $\Gamma_{\text{интерп}}$ от вычисленного в результате решения уравнения переноса излучения Γ не превышает 4%. Поскольку для малых толщ 0,05 и 0,10 шаг интерполяции составляет 0,025, различия между $\Gamma_{\text{интерп}}$ и Γ будут еще меньше: $\delta \leq 2,2\%$. Расхождения имеют систематический знак, что легко исправить введением соответствующих поправочных множителей.

Измерения коэффициента прозрачности атмосферы с точностью 1% в ИК-области спектра обычно влекут за собой ошибку в определении аэрозольной оптической толщи атмосферы не менее 10% [6, 9]. Калибровка фотометра дневного неба, как правило, осуществляется привязкой измеряемого светового сигнала к стандартному источнику. Точность измерений светового потока от стандартной лампы в абсолютных единицах обычно не лучше нескольких процентов. Поэтому, если из наблюдений определяется величина $f(\varphi)$, ее точность вряд ли выше 3–4%. Все это существенно увеличивает погрешности определения аэрозольной индикатрисы рассеяния света $f_a(\varphi)$ (а следовательно, и Γ_a)

путем решения обратной задачи из наблюдений яркости, особенно при больших углах рассеяния $\varphi \geq 90^\circ$.

В отличие от методов определения аэрозольной индикатрисы $f_a(\varphi)$ и Γ_a путем решения обратной задачи предлагаемый способ позволяет исключить необходимость измерений яркости в абсолютных единицах. В этом состоит его определенное преимущество. Поэтому распространение данного способа определения Γ и Γ_a (см. рис. 1 и табл. 1) и на другие участки спектра представляет несомненный интерес.

На практике поиск Γ_a с помощью табл. 1 осуществляется так. По наблюдениям коэффициента прозрачности находится аэрозольная оптическая толщина атмосферы τ_a . Измеряется альbedo подстилающей поверхности q . Фиксируется зенитный угол Солнца Z_0 . В любых единицах измеряется яркость неба в солнечном альмукантарате в передней и задней полусферах и вычисляется наблюдаемая величина Γ . Далее для всех перечисленных параметров с помощью табл. 1 оконтуриваются приближенные границы зоны, где можно путем интерполяции найти величину Γ . Если разница между наблюдаемым и расчетным значениями Γ небольшая ($\leq 10\%$), то табл. 1 может быть использована для определения искомой величины Γ_a путем интерполяции.

Дальнейшая работа будет посвящена практическому использованию предлагаемого способа и его распространению на видимую область спектра.

1. Израэль Ю.А. О состоянии современного климата и предложения о деятельности в области противодействия изменению климата // Метеорол. и гидрол. 2008. № 10. С. 5–8.
2. Диагностический анализ состояния окружающей среды Арктической зоны Российской Федерации (Расширенное резюме) / под ред. Б.А. Моргунова. М.: Науч. мир, 2011. 200 с.
3. Кондратьев К.Я. Радиационные характеристики атмосферы и подстилающей поверхности. М.: Гидрометеоиздат, 1969. 682 с.
4. Павлов В.Е., Орлов С.С., Пашнев В.В. Яркость дневного неба как источник информации об альbedo подстилающей поверхности в ближней ИК-области спектра. Часть I // Оптика атмосфер. и океана. 2016. Т. 29, № 1. С. 64–69; Pavlov V.E., Orlov S.S., Pashnev V.V. Daytime sky radiance as a source of information on surface albedo in IR spectral region. Part I // Atmos. Ocean. Opt. 2016. V. 29, N 3. P. 282–287.
5. Фейгельсон Е.М. Об интерпретации наблюдений яркости неба // Изв. АН СССР. Сер. геофизическая. 1958. № 10. С. 1222–1232.
6. Лившиц Г.Ш. Рассеяние света в атмосфере. Алма-Ата: Наука, 1968. 177 с.
7. Павлов А.В., Павлов В.Е., Мулдашев Т.З. Угловая структура многократно рассеянного света безоблачной атмосферы // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9, № 5. С. 688–693.
8. Aerosol Robotic Network (AERONET) [Electronic resources]. URL: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov> (last access: 17.10.2017).

9. Пясковская-Фесенкова Е.В. Исследование рассеяния света в земной атмосфере. М.: Наука, 1957. 219 с.
10. Андреев С.Ю., Бедарева Т.В. Информационно-вычислительная система для исследования спектрально-угловых характеристик солнечной радиации // Оптика атмосфер. и океана. 2013. Т. 26, № 5. С. 408–413; Andreev S.Yu., Bedareva T.V. Computer information system for studying spectral and angular characteristics of solar radiation // Atmos. Ocean. Opt. 2013. V. 26, N 5. P. 408–413.
11. Журавлева Т.Б. Моделирование переноса солнечного излучения в различных атмосферных условиях. Часть 1. Детерминированная атмосфера // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 28, № 2. С. 99–114.

V.V. Pashnev, V.E. Pavlov, S.S. Orlov, Y.Ya. Matyuschenko. **Factors determining the observed values of the asymmetry coefficients of light fluxes in the atmosphere in the near-IR region.**

This research is a part of the series of works devoted to the study of different factors that influence the phase function of cloudless atmosphere's brightness: the elongation of aerosol scattering phase function, solar zenith angle, optical thickness, and albedo of underlying surface. The near-infrared region is under the analysis. While calculating the brightness of the cloudless day sky in the solar almucantar, we use the radiation transfer equation. The form of the aerosol phase function is determined by including three types of particles into the atmospheric model: submicroscopic, submicron, and coarse, as well as their mixtures in different proportions. We have received the data for a wavelength of 1.02 μm . The data may be used in atmospheric optics as an additional assessment of asymmetry of the aerosol scattering phase function and in approximate calculations of the flow of scattered solar radiation incoming to Earth's surface.