

Восстановление оптических и микрофизических характеристик аэрозоля по данным наземных спектральных измерений прямой и рассеянной солнечной радиации. Часть 2. Апробация алгоритма

Т.В. Бедарева¹, М.А. Свириденков², Т.Б. Журавлева^{1*}

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

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 3

Поступила в редакцию 28.03.2012 г.

Приведены результаты исследования чувствительности авторского алгоритма восстановления оптических и микрофизических характеристик аэрозоля, отнесенных ко всему столбу атмосферы, к погрешностям измерений. Обсуждаются результаты его апробации на данных натурных экспериментов в условиях как повышенного, так и умеренного аэрозольного замутнения безоблачной атмосферы. Представлены средние значения оптических и микрофизических характеристик аэрозоля, восстановленных по данным фотометрических измерений в 2004–2009 гг. на Томской станции AERONET для ситуаций, когда аэрозольная оптическая толщина в спектральном канале 440 нм не превышала 0,4.

Ключевые слова: численное моделирование, солнечная фотометрия, аэрозоль, альbedo и индикатриса однократного рассеяния, микроструктура аэрозоля, комплексный показатель преломления; numerical simulation, sun photometry, aerosol, single scattering albedo and scattering phase function, aerosol microstructure, complex refractive index.

Введение

В работе [1] авторами были представлены алгоритм восстановления отнесенных ко всему столбу атмосферы оптических и микрофизических характеристик аэрозоля, а также результаты исследования чувствительности алгоритма на основе численного моделирования. Анализ основных факторов, влияющих на точность восстановления, был выполнен без учета ошибок в имитируемых измерениях (исключая ошибки алгебраизации).

Предложенный алгоритм позволяет получать информацию одновременно о микроструктуре аэрозольных частиц и комплексном показателе преломления (КПП) аэрозольного вещества (в предположении отсутствия зависимости от длины волны и размера частиц), а также об оптических характеристиках аэрозоля, не измеряемых непосредственно. Оптические характеристики восстанавливаются из радиационных наблюдений (*способ 1, оптическое моделирование*), а также на основе микрофизической экстраполяции в предположении о сфе-

ричности частиц (*способ 2, микрофизическое моделирование*). Поскольку погрешности измерений аэрозольной оптической толщины (АОТ) составляют сравнительно меньшую ее долю в синей и зеленой областях спектра, восстановленные первым способом значения альbedo однократного рассеяния (АОР) аэрозоля в этих спектральных интервалах могут служить неким ориентиром при выборе решения обратной задачи.

Алгоритм был протестирован с использованием различных микрофизических моделей одно- и многокомпонентного (в предположении о внутренней смеси компонент) аэрозоля. Анализ результатов тестирования показал высокую точность восстановления микроструктуры в диапазоне радиусов частиц r от $r_{\min}^{\text{inf}} = 0,1$ мкм до $r_{\max}^{\text{inf}} = 7-8$ мкм, а также комплексного показателя преломления $n - ik$, если k имеет слабую спектральную селективность и не варьирует в области малых абсолютных значений. Абсолютная погрешность восстановления действительной части n не превышает 0,04, мнимой $k - 0,006$. Относительные погрешности восстановления альbedo однократного рассеяния и фактора асимметрии (ФА) способом 1 не превосходят 2–3% и возрастают до 7 и 5% соответственно при использовании способа 2 (главным образом ввиду пренебрежения

* Татьяна Владимировна Бедарева (btv@iao.ru); Михаил Алексеевич Свириденков (misv@mail.ru); Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru).

спектральной зависимостью КПП). Результаты численного моделирования показали, что учет крупных частиц ($r \leq 40$ мкм) не вносит существенных поправок в результаты восстановления. Следует отметить, что при этом не анализировались погрешности, связанные с занижением АОТ из-за попадания рассеянного крупными частицами света в поле зрения фотометра и эффектами, обусловленными несферичностью аэрозольных частиц.

В настоящей статье представлены результаты исследования чувствительности алгоритма для случая, когда в измерениях присутствуют ошибки. Приведены результаты апробации алгоритма на данных натурных измерений Томской станции AERONET в 2004–2009 гг. в условиях умеренного и повышенного замутнения безоблачной атмосферы. Проведено сравнение полученных оценок с данными, восстановленными по алгоритму O. Dubovik and M. King [2] и представленными на сайте AERONET.

Ошибки восстановления при наличии погрешностей в измерениях

Тестовыми объектами алгоритма служат микрофизические модели многокомпонентного аэрозоля FINE, MEDIUM и COARSE, подробно описанные в работе [1]. Исследование чувствительности осуществляется традиционным способом (см. [1]) с тем отличием, что имитация того или иного измерения выполняется с искусственно заданной погрешностью.

Предположим, что абсолютная ошибка определения АОТ (τ_a^λ , λ – длина волны) не превосходит величину порядка $|\Delta\tau_a| = 0,01$, а относительная систематическая погрешность измерений яркости нисходящей рассеянной радиации $\Delta_{\text{sys}}I$, определяемая как фиксированное отклонение от $I(\theta)$, составляет $\pm 5\%$ [3]. Рассмотрим также влияние случайной погрешности $\Delta_{\text{rand}}I$: будем считать, что $\Delta_{\text{rand}}I$ (или шум ζ) имеет гауссовское распределение со средним значением $\bar{\zeta} = 0$ и стандартным отклонением $d\zeta = 0,02$. В результате длительной эксплуатации фотометра возможен постепенный сдвиг его механических элементов при установке в заданном направлении, поэтому оценим влияние абсолютной систематической погрешности угловой наводки приемника $\Delta\phi$ в предположении, что $\Delta\phi = \pm 0,5^\circ$.

Кроме погрешностей измерений, относящихся непосредственно к солнечному фотометру, существует неопределенность в задании толщи поглощения атмосферными газами τ_{gas} и альbedo ρ подстилающей поверхности (ПП) (относительная погрешность $\Delta\rho = \pm 10\%$) – параметров, получаемых из других источников информации (данные спутникового зондирования, в частности). Согласно численным экспериментам влияние $\Delta\tau_{\text{gas}}$ на расчет яркости рассеянной радиации в спектральных каналах фо-

тометра CIMEL сравнимо с погрешностью ее расчета методом Монте-Карло (см. также [4]) и в настоящем исследовании не рассматривается.

Микроструктура аэрозоля

Результаты восстановления микроструктуры аэрозольных частиц для моделей FINE и COARSE при наличии погрешности $\Delta\tau_a$ представлены на рис. 1, а, б. На график нанесены также данные, восстановленные в отсутствие этой погрешности ($\Delta\tau_a = 0$, подробнее см. [1]).

Для сравнения результатов восстановления $f(r) = dV/d\ln r$ при наличии и отсутствии погрешности Δ в измерениях введем такую характеристику, как средняя относительная ошибка вида

$$\langle \gamma^{X+/-} \rangle = \sum_{i=1}^N |\gamma_i(r)| / N,$$

где

$$\gamma_i(r) = 100\% (f(r_i, \Delta \neq 0) - f(r_i, \Delta = 0)) / f(r_i, \Delta = 0)$$

для r всей области определения. Индексы «+» и «-» соответствуют оценкам, полученным при завышенных (например, $\tau_a + \Delta\tau_a$) и заниженных ($\tau_a - \Delta\tau_a$) значениях входного параметра X соответственно.

Очевидно, с ростом аэрозольного замутнения атмосферы точность восстановления $dV/d\ln r$ относительно варианта, полученного при $\Delta\tau_a = 0$, увеличивается, что обусловлено уменьшением доли $\Delta\tau_a$ в τ_a (рис. 1, а, б). Сравните, например, $\{\langle \gamma^{\tau_a-} \rangle = 7,4\%$, $\langle \gamma^{\tau_a+} \rangle = 10,7\%$ при $\tau_a^{440} = 0,25$ и $\{\langle \gamma^{\tau_a-} \rangle = 3,1\%$, $\langle \gamma^{\tau_a+} \rangle = 4,5\%$ при $\tau_a^{440} = 0,5$ (модель FINE). При этом основной вклад в $\langle \gamma^{\tau_a+/-} \rangle$ принадлежит тем частицам, радиус которых лежит вне интервала $[r_{\text{min}}^{\text{inf}}; r_{\text{max}}^{\text{inf}}]$. В случае с низким содержанием аэрозоля влияние погрешности $\Delta\tau_a$ становится значительным ($\langle \gamma^{\tau_a-} \rangle = 41,2\%$ и $\langle \gamma^{\tau_a+} \rangle = 49,4\%$) и ввиду высокой информативности АОТ о частицах субмикронной фракции охватывает все больший интервал размеров частиц ($r < 0,4$ мкм) (см. рис. 1, а). Однако в ситуациях, когда мелкодисперсная фракция не является доминирующей, $\Delta\tau_a$ не вносит существенных поправок в восстанавливаемый спектр при любой величине АОТ (см. рис. 1, б). Например, для модели COARSE $\langle \gamma^{\tau_a+} \rangle$ составляет $\sim 10, 6$ и 3% при $\tau_a^{440} = 0,1; 0,25$ и $0,5$ соответственно.

На рис. 1, в, г приведена микроструктура аэрозоля, полученная в предположении о различных типах погрешностей в измерениях рассеянной радиации ($\Delta_{\text{sys}}I$, $\Delta_{\text{rand}}I$ и $\Delta\phi$) в слабо, умеренно и сильно замутненной атмосфере. Очевидно, что 5%-систематическая погрешность $\Delta_{\text{sys}}I$ вносит наименьший вклад в трансформацию спектра размеров частиц и не вызывает качественного изменения его формы за исключением области микродисперсного аэрозоля ($\langle \gamma^{I+} \rangle = 15\%$) при $\tau_a^{440} = 0,1$.

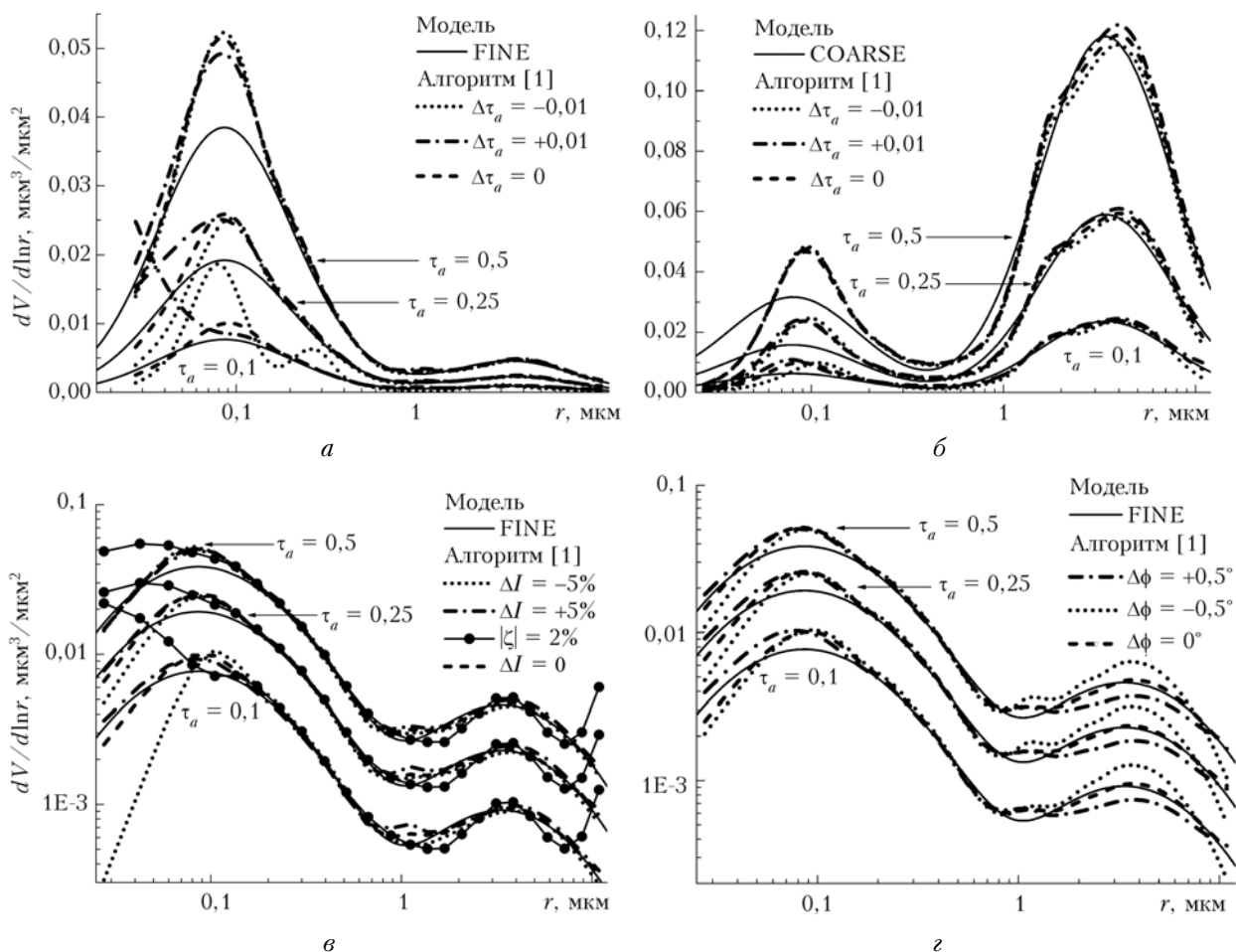


Рис. 1. Микроструктура аэрозоля, восстановленная в отсутствие и при наличии погрешностей в имитируемых измерениях аэрозольной оптической толщины $\Delta\tau_a = \pm 0,01$, $\tau_a \in \{0,1; 0,25; 0,5\}$ (а – модель FINE, б – модель COARSE), рассеянной радиации $\Delta_{\text{sys}}I = \pm 5\%$, $\Delta_{\text{rand}}I = \zeta = \pm 2\%$ (в – модель FINE) и угловой наводке фотометра $\Delta\phi = \pm 0,5^\circ$ (г – модель FINE)

Случайные возмущения $\Delta_{\text{rand}}I$ в угловом распределении рассеянной радиации приводят к «разбалтыванию» угловой структуры индикатрисы однократного рассеяния, восстанавливаемой способом 1, но взаимная компенсация случайных отклонений значений такой индикатрисы при ее интегрировании позволяет определить АОР с приемлемой точностью (см. [5]). Однако знание точной величины АОР при сильно немонотонной индикатрисе не обеспечивает монотонность угловой зависимости коэффициентов направленного светорассеяния, а значит, обращение их с приемлемой точностью невозможно: шум ζ (2%) в измерениях рассеянной радиации вызывает значительные осцилляции в спектре размеров частиц ($\langle \gamma^{|\zeta|} \rangle = 63,3$ и $32,6\%$ при $\tau_a^{440} = 0,1$ и $0,5$ соответственно) практически на всех его участках. Таким образом, ошибка $\Delta_{\text{rand}}I$ может привести к неверной интерпретации восстановленного распределения аэрозольных частиц по размерам.

Высокая чувствительность точности восстановления спектра грубодисперсной фракции выявлена

к ошибкам в угловой наводке фотометра ($\langle \gamma^{\phi+/-} \rangle$ составляет порядка 15%) (см. рис. 1, г). Этот факт связан с тем, что основная информация о крупных частицах содержится в ореольной части индикатрисы однократного рассеяния. Вследствие сильного градиента индикатрисы в этой области $\Delta\phi$ вызывает существенные трансформации ее угловой структуры (см., например, [6]). Данный вид погрешности фотометрических измерений следует отнести к наиболее серьезным в задаче восстановления спектра грубодисперсной фракции, в особенности если последняя является преобладающей. При этом точность восстановления $dV/d\ln r$ при наличии $\Delta\phi$ не зависит от степени аэрозольного замутнения атмосферы (в частности, $\langle \gamma^{\phi-} \rangle = 12,2$ и $13,3\%$ при $\tau_a^{440} = 0,1$ и $0,5$ соответственно).

Среди рассмотренных ошибок во входных параметрах наименьшее влияние на точность восстановления микроструктуры аэрозоля оказывают погрешности в определении альбедо ПП – максимальная ошибка $\langle \gamma^{\rho+} \rangle$ составляет лишь 4,2% при $\tau_a^{440} = 0,1$.

Комплексный показатель преломления и альbedo однократного рассеяния

Поскольку при решении обратной задачи с использованием алгоритма [1] спектральная селективность КПП не учитывается, результаты восстановления сравниваются с его эффективным значением, под которым подразумевается КПП с усредненными по спектральным интервалам значениями действительной и мнимой частей. В анализе используются относительная δ_β и абсолютная ε_β ошибки вида

$$\delta_\beta = \frac{\beta_1 - \beta_2}{\beta_2} \cdot 100\%, \quad \varepsilon_\beta = |\beta_1 - \beta_2|,$$

где β_1 и β_2 – восстановленные значения параметра β при отсутствии и наличии Δ соответственно.

При умеренном аэрозольном замутнении ($\tau_a^{440} < 0,4$) действительная часть комплексного показателя преломления восстанавливается с удовлетворительной точностью при наличии любой из рассмотренных погрешностей в измерениях. Максимальная величина δ_n (ε_n) составляет $\sim 2\%$ (0,03) при $\tau_a^{440} \geq 0,1$ (см. ниже табл. 1). Однако возможна ситуация, когда при недооценке АОР требуемый уровень сходимости итерационного процесса восстановления в рамках способа 1 может быть достигнут только за счет «нефизических» значений АОР ($\omega_a^\lambda > 1$). В силу недопустимости таких значений и ограничения $\omega_a^\lambda = 1$, действующего в этом случае, возникают большие погрешности восстанавливаемых параметров (см. табл. 1): например, δ_n достигает -9% при $\tau_a^{440} = 0,1$. При этом необходимо принимать во внимание, что при отсутствии ошибок в измерениях абсолютная разность между восстановленным и модельным значениями n составляет $\sim 0,02$, а относительная погрешность – $\sim 1,3\%$. Фактически, при $\tau_a^{440} \geq 0,25$ значения n изменяются в ограниченных пределах независимо от вида погрешности, что свидетельствует о довольно слабой чувствительности действительной части комплексного показателя преломления к погрешностям измерений.

Значения альbedo однократного рассеяния (способ 2) и мнимой части комплексного показателя преломления, восстановленные при наличии погрешностей в измерениях τ_a^λ и $I(\theta)$ в ситуациях с разной степенью аэрозольного замутнения, представлены на рис. 2 (модельные значения АОР см. в [1]). Из рис. 2 очевидно закономерное снижение разброса значений k и альbedo однократного рассеяния с ростом АОР, что является следствием прямой зависимости точности восстановления оптических характеристик способом 1 [5] от точности определения АОР.

В отличие от n между ошибкой восстановления мнимой части k комплексного показателя преломления, АОР и погрешностями измерений прослеживается более четкая связь. Например, с ростом АОР от 0,1 до 0,5 значение ε_k снижается от

0,015 до 0,005 ($\Delta_{\text{sys}}I = -5\%$), от 0,008 до 0,004 ($\Delta_{\text{sys}}I = +5\%$, $\Delta\tau_a = -0,01$), от 0,008 до 0,003 ($\Delta\tau_a = +0,01$). Влияние погрешности угловой наводки фотометра и шума ζ на точность восстановления k по отношению к ее эффективному значению незначительно (рис. 2, а). При этом в освобожденных от ошибок условиях ε_k составляет 0,025.

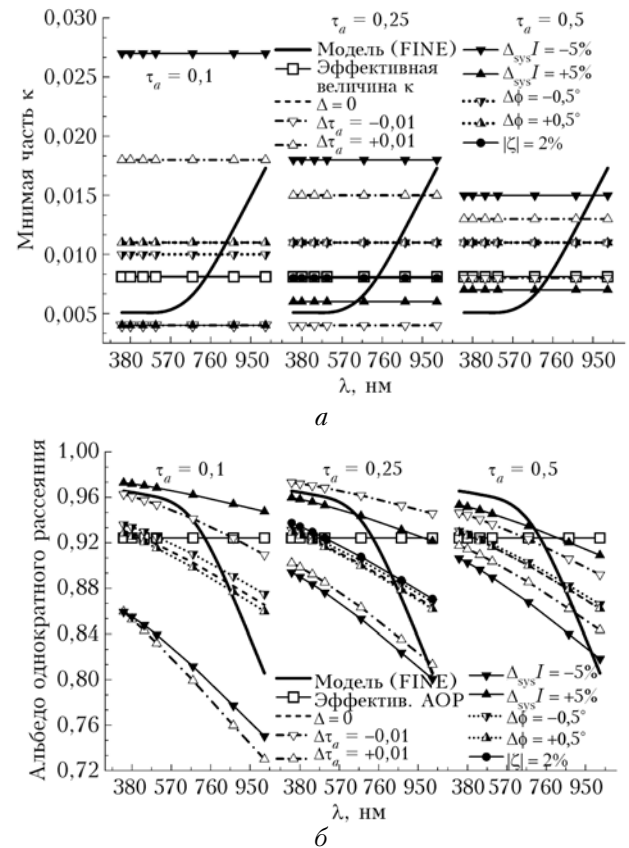


Рис. 2. Восстановленные в разных условиях замутненности атмосферы значения мнимой части комплексного показателя преломления (а) и альbedo однократного рассеяния (б) в отсутствие и при наличии погрешностей в имитируемых измерениях (под эффективной величиной АОР понимается усредненное по спектральным интервалам значение этой характеристики)

Аналогичные качественные выводы о влиянии погрешностей измерений можно сделать и относительно ошибок восстановления альbedo однократного рассеяния (рис. 2, б).

В обоих случаях с ростом аэрозольного замутнения атмосферы влияние погрешностей измерений начинает играть второстепенную роль по сравнению с ошибкой, возникающей при решении обратной задачи из-за пренебрежения спектральной селективностью k .

В табл. 1 для разных состояний аэрозольного замутнения атмосферы представлены погрешности восстановления оптических (способами 1 и 2) и микрофизических характеристик аэрозоля модели FINE (погрешности восстановления для моделей MEDIUM и COARSE сравнимы с оценками из табл. 1 и здесь не приводятся).

Относительные ошибки δ_β результатов восстановления действительной части n , $dV/d\ln r$ внутри и вне интервала $R = [0,1-7 \text{ мкм}]$, а также альbedo однократного рассеяния и фактора асимметрии модели FINE способами 1 и 2 с учетом погрешностей в имитируемых измерениях относительно результатов восстановления, полученных в отсутствие этих погрешностей; $\lambda_1 = 440$, $\lambda_2 = 870$ и $\lambda_3 = 1020 \text{ нм}$

Δ	τ_a^{440}	δ_n	$\langle \gamma^X \rangle$, $R = [0,1-7 \text{ мкм}]$		Способ 2						Способ 1					
					$\delta_{\text{АОР}}$			$\delta_{\text{ФЛ}}$			$\delta_{\text{АОР}}$			$\delta_{\text{ФЛ}}$		
			$r \in R$	$r \notin R$	λ_1	λ_2	λ_3	λ_1	λ_2	λ_3	λ_1	λ_2	λ_3	λ_1	λ_2	λ_3
$\Delta\tau_a = +0,01$	0,1	1,9	4,6	>100	-8,6	-13,7	-15,5	-5,4	-1,4	-1,3	-1,7	-22,6	-28,3	-5,4	-2,5	-2,6
	0,25	0,7	3,5	33,7	-3,3	-5,1	-5,8	-1,3	-0,2	-0,3	-0,3	-9,0	-12,9	-1,3	-1,2	-1,1
	0,5	0,7	2,9	9,5	-1,4	-2,1	-2,3	-0,4	0,1	0,0	0,1	-3,6	-5,6	0,0	-0,4	-0,5
$\Delta\tau_a = -0,01$	0,1	-9,2	35,6	58,7	3,8	5,0	5,3	4,9	8,0	6,0	3,9	14,0	23,4	4,8	13,6	17,2
	0,25	-0,7	3,2	20,5	5,2	8,3	9,5	1,1	0,1	-0,1	0,5	12,2	18,3	1,2	1,2	1,1
	0,5	-0,7	2,9	3,3	1,9	3,2	3,3	-0,1	0,04	0,0	-0,2	4,3	6,8	0,2	0,6	0,7
$\Delta_{\text{sys}}I = +5\%$	0,1	1,9	5,7	14,6	5,2	8,4	9,7	-2,5	-1,2	-0,9	3,9	6,8	7,1	-2,8	-1,9	-2,0
	0,25	0,7	4,2	6,6	3,6	5,8	6,7	-0,8	-0,2	-0,1	3,8	4,9	5,0	-0,6	-0,3	-0,5
	0,5	0,0	4,0	5,2	2,8	4,6	5,3	0,3	0,5	0,4	2,7	4,1	4,5	0,8	0,2	0,3
$\Delta_{\text{sys}}I = -5\%$	0,1	-1,3	6,2	42,9	-8,1	-11,7	-13,1	6,9	1,6	1,0	-10,0	-7,8	-6,6	5,6	3,0	2,1
	0,25	0,0	3,2	15,2	-4,3	-6,4	-7,3	1,0	0,0	-0,1	-5,1	-5,0	-5,4	1,0	0,5	0,4
	0,5	0,0	3,9	2,8	-2,9	-4,6	-5,3	-0,7	-0,4	-0,4	-2,8	-4,2	-4,4	-0,6	-0,1	0,0
$ \zeta = 2\%$	0,1	-0,7	10,5	>100	1,5	1,7	1,9	-4,2	0,8	1,0	1,3	0,9	0,1	-4,8	-0,6	1,5
	0,25	-0,7	8,3	>100	0,8	0,8	0,8	-2,6	0,5	0,8	0,5	0,5	-0,4	-2,2	-0,3	1,3
	0,5	-0,7	8,5	>100	0,9	1,1	1,2	-1,8	0,6	0,8	0,2	0,6	-0,1	-1,0	-0,1	1,4
$\Delta\phi = +0,5^\circ$	0,1	0,7	9,8	21,7	-0,2	-0,4	-0,5	-1,9	-0,9	-0,8	-0,4	-2,0	-1,3	-2,4	-0,6	-1,2
	0,25	0,7	8,8	13,4	-0,1	-0,2	-0,2	-1,6	-0,9	-0,8	-0,4	-1,0	-1,4	-1,3	-0,9	-1,1
	0,5	0,7	9,1	9,3	-0,1	-0,2	-0,2	-1,4	-0,8	-0,8	-0,2	-0,9	-1,0	-0,9	-0,9	-0,9
$\Delta\phi = -0,5^\circ$	0,1	-0,7	11,6	14,1	0,8	1,2	1,3	1,8	0,7	0,5	1,3	1,0	1,6	0,9	1,2	0,9
	0,25	0,0	12,5	21,1	0,2	0,5	0,5	1,4	0,6	0,4	0,4	1,1	1,2	1,4	1,0	0,9
	0,5	0,0	11,9	17,9	0,1	0,2	0,3	0,9	0,7	0,5	0,3	0,9	1,1	1,2	1,0	0,7
$\Delta\rho = +10\%$	0,1	-1,3	3,8	5,6	-1,5	-2,5	-2,9	1,7	1,2	1,0	-0,9	-2,2	-2,1	1,0	2,3	2,2
	0,25	-0,7	2,3	5,0	-0,9	-1,4	-1,7	0,4	0,8	0,7	-0,5	-1,4	-1,5	0,5	1,6	1,5
	0,5	-0,7	1,7	7,0	-0,4	-0,7	-0,9	-0,03	0,6	0,6	-0,3	-1,1	-1,2	0,3	1,2	1,3
$\Delta\rho = -10\%$	0,1	1,3	3,8	3,0	1,7	2,8	3,3	-0,4	-1,3	-1,3	0,9	2,3	3,2	-1,0	-2,3	-2,6
	0,25	0,7	2,7	5,2	0,9	1,4	1,6	-0,3	-0,7	-0,7	0,3	1,6	1,4	-0,4	-1,6	-1,6
	0,5	0,7	1,8	3,3	0,7	1,2	1,4	-0,6	-0,6	-0,6	0,3	1,1	1,2	-0,3	-1,2	-1,2
Σ_β	0,1	9,5	39,6	-	12,1	18,4	20,7	10,1	8,3	6,4	10,9	24,1	29,3	9,5	14,2	17,6
	0,25	1,6	16,2	-	6,7	10,6	12,1	3,5	1,3	1,4	5,2	13,3	19,2	3,1	2,3	2,6
	0,5	1,4	15,5	-	3,7	5,8	6,5	2,5	1,3	1,3	2,9	6,2	8,3	1,8	1,7	2,3

Подчеркнем, что приведенные в табл. 1 значения $\langle \gamma^{X+/-} \rangle$ вычислены на основе погрешностей восстановления микроструктуры аэрозоля $\gamma_i(r)$ отдельно в интервале радиусов частиц $R = [0,1-7 \text{ мкм}]$ и вне его. Оценки погрешности восстановления мнимой части комплексного показателя преломления опущены в силу очевидности факта о необходимости учета ее спектральной селективности.

Для количественной оценки совместного влияния всех погрешностей измерений рассмотрим суммарную ошибку восстановления вида

$$\Sigma_\beta = \sqrt{\delta_\beta^2(\Delta\tau_a^{\max}) + \delta_\beta^2(\Delta_{\text{sys}}I^{\max}) + \delta_\beta^2(|\zeta|) + \delta_\beta^2(\Delta\phi^{\max}) + \delta_\beta^2(\Delta\rho^{\max})},$$

где $\delta_\beta(\Delta X)$ – погрешность восстановления характеристики β при наличии ошибки Δ в измеряемом параметре X . Погрешности Σ_β , рассчитанные нами и представленные в [7], сопоставимы только при $\tau_a^{440} = 0,5$ (см. табл. 1). Однако следует принимать

во внимание различие аэрозольных моделей и набор погрешностей, на основе которых получены оценки погрешностей здесь и в работе [7]. Например, средние погрешности в [7] получены на базе моделей аэрозоля, КПП и АОР которого фактически не обладают спектральной селективностью.

Апробация алгоритма

Для проверки работоспособности предложенного алгоритма [1], и в том числе для сравнения с результатами, выставленными на официальном сайте AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>), проведена его апробация с использованием данных фотометрических измерений (уровень обработки Level 2.0) на Томской станции сети AERONET (2004–2009 гг.). Результаты апробации алгоритма [1] сопоставляются с данными восстановления AERONET, соответствующими уровням достоверности Level 1.5 и 2.0.

К Level 2.0 относятся данные, восстановленные в ситуациях с повышенным замутнением атмосферы ($\tau_a^{440} \geq 0,4$), когда ошибки восстановления АОР и мнимой части КПП минимальны [7]. Оценки аэрозольных характеристик, представленные на Level 1.5, включают также результаты восстановления для ситуаций с умеренной и высокой прозрачностью атмосферы на основе не прошедших окончательной калибровки измерений яркости прямого и рассеянного излучения. Эти обстоятельства являются причиной снижения точности алгоритма [2] — главным образом при восстановлении поглощательной способности аэрозоля. Тем не менее в связи с отсутствием других данных в ситуациях, когда $\tau_a^{440} < 0,4$, при сопоставлении алгоритмов [1] и [2] мы используем данные об оптических и микрофизических характеристиках аэрозоля, представленные и на Level 1.5.

Следует отметить, что корректное обращение фотометрических измерений подразумевает наличие сходимости рассчитываемых на основе восстановленных параметров спектральных индикатрис яркости к измеренным. В случае отсутствия такой сходимости возникает закономерный вопрос о существовании решения задачи в заданных условиях. В рассмотренных экспериментальных ситуациях относительная погрешность между измеренными и рассчитанными (по восстановленным способом 1 индикатрисам однократного рассеяния) индикатрисами яркости варьировалась в пределах 0,1–0,2% на всем угловом интервале. Рассчитанные индикатрисы яркости по восстановленным способом 2 индикатрисам однократного рассеяния отличаются от наблюдаемых на 1–3% в передней полусфере. В задней полусфере индикатрис ошибка возрастает от 5 (440 нм) до 10–15% (1020 нм) с увеличением длины волны.

Примеры восстановления

Для иллюстрации конкретных примеров решения обратной задачи в условиях повышенного (эксперименты 1, 3) и умеренного (эксперимент 2) аэрозольного замутнения отобрано несколько экспериментальных ситуаций. В табл. 2 приведены основные параметры, характеризующие состояние атмосферы в дни проведения экспериментов.

Таблица 2

АОР и показатель Ангрстрема в дни проведения экспериментов 1–3; зенитный угол Солнца $\theta_0 = 70^\circ$, Томская станция AERONET

Эксперимент	Дата	АОР		Показатель Ангрстрема (440/870 нм)
		$\lambda=440$ нм	$\lambda=1020$ нм	
1	29.05.2004	0,65	0,15	1,75
2	16.07.2004	0,32	0,08	1,49
3	09.05.2008	0,61	0,14	1,77

Селекция от облачных ситуаций и подготовительная обработка данных автоматизированных

измерений яркости рассеянной радиации и аэрозольной оптической толщи (Level 2.0) осуществлялись в соответствии с критериями, подробно описанными в [4].

На рис. 3, *a* представлены восстановленные методами [1] и [2] объемные распределения частиц по размерам.

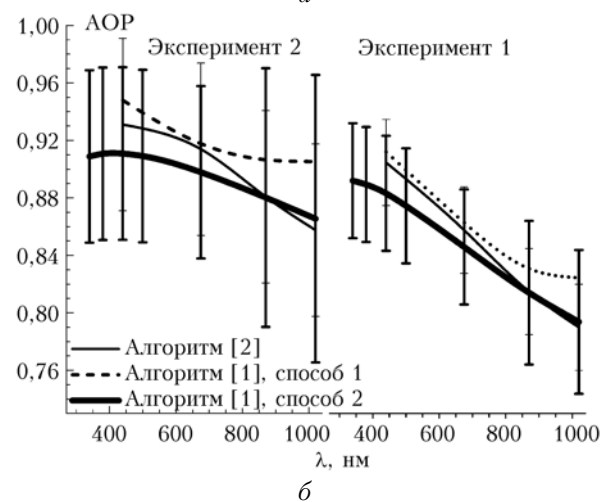
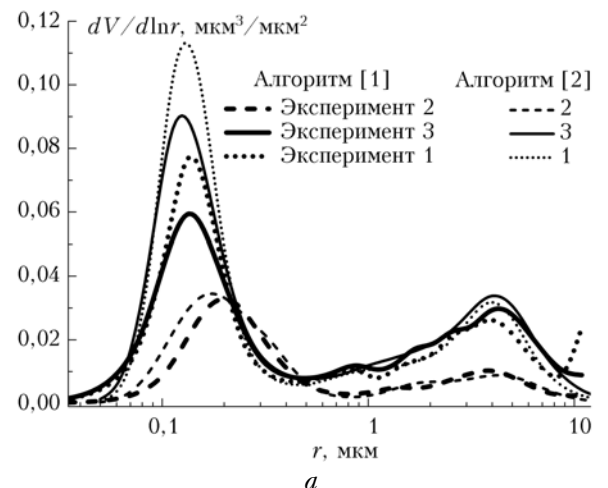


Рис. 3. Микроструктура (*a*) и альbedo однократного рассеяния аэрозоля (*б*), восстановленные в экспериментах 1–3

Расхождения между полученными результатами минимальны в диапазоне радиусов частиц $0,2 < r < 8$ мкм. Наибольшие различия (до 35%) наблюдаются для субмикронной фракции, что может быть обусловлено совокупностью или одним из следующих факторов: близостью модального радиуса к границе r_{\min}^{inf} , разным спектральным набором используемых значений АОР, разными подходами к граничным условиям при задании функции распределения частиц по размерам (мы не накладываем ограничений на восстанавливаемый спектр на концах интервала) и, наконец, особенностями методов обращения и учета погрешностей измерений.

Как видно из рис. 3, *a*, моды полученных объемных распределений лежат в интервалах радиусов частиц 0,15–0,2 и 4–5 мкм, при этом по сравнению

с данными AERONET модальные значения восстановленных нами $dV/d\ln r$ смещены в область больших размеров частиц. В экспериментах 1 и 3 микроструктура аэрозоля, восстановленная методом [2], имеет более выраженную субмикронную фракцию по сравнению с нашими данными. В эксперименте 2 распределения $dV/d\ln r$ находятся в более полном соответствии друг с другом во всем диапазоне размеров частиц.

В табл. 3 приведены восстановленные методами [1, 2] значения действительной и мнимой частей комплексного показателя преломления. В случае повышенного и умеренного аэрозольного замутнения атмосферы полученные оценки согласуются между собой, однако восстановленные на основе нашего алгоритма эффективные значения n и k во всех экспериментах завышены по сравнению с [2].

Таблица 3

Комплексный показатель преломления аэрозольного вещества, восстановленный в экспериментах 1–3

Эксперимент	КПП	λ , нм				
		440–1020	440	675	870	1020
		Алгоритм [1]	Алгоритм [2]			
1	n	1,53	1,44	1,46	1,48	1,48
	k	0,021	0,014	0,015	0,018	0,018
2	n	1,46	1,41	1,44	1,45	1,44
	k	0,015	0,010	0,011	0,014	0,015
3	n	1,52	1,45	1,46	1,47	1,47
	k	0,014	0,011	0,009	0,009	0,009

Представленные на рис. 3, б результаты показывают, что оценки АОР, полученные при совместном обращении АОР и КНС (способ 2), согласуются в пределах погрешности с результатами восстановления методом [2] в экспериментах 1 и 2. Следует принимать во внимание тот факт, что в эксперименте 2 данные AERONET соответствуют Level 1.5.

Средние оптические и микрофизические характеристики фонового аэрозоля

Для проведения радиационных расчетов (в частности, широкополосных потоков излучения) необходима информация о спектральной аэрозольной оптической толщине атмосферы, а также индикатрисе и альbedo однократного рассеяния. Наиболее полно эта информация представлена в аэрозольных моделях [8–10] и др. Однако проблема состоит в том, что в основе этих моделей лежат данные, обобщающие сведения об аэрозольных характеристиках в большом пространственно-временном масштабе, ввиду чего особенности конкретного региона не всегда могут быть описаны адекватно.

В течение последнего десятилетия благодаря интенсивному развитию наземных наблюдений и совершенствованию качества спутниковой информации описание оптических и микрофизических характеристик аэрозоля с учетом их сезонных и региональных особенностей значительно улучшилось. В частности, сочетание эффективных методов численного моделирования потоков солнечного излучения с климатологическими данными, полученными на основе фотометрических наблюдений сети

AERONET, позволило оценить радиационно-значимые характеристики аэрозоля и прямое радиационное воздействие горящей биомассы (Южная Америка и Южная Африка), пылевого (Северная Африка и Аравийский п-ов) и индустриального аэрозоля (Северная Америка, Европа и Восточная Азия) [11]. Что касается территории Западной Сибири, характеризующейся сравнительно невысокими значениями АОР [12], то до последнего времени модели оптических и микрофизических характеристик аэрозоля для этого региона отсутствовали. Единственной моделью, учитывающей региональные и сезонные особенности Западной Сибири, является модель вертикальных профилей оптических и микрофизических характеристик аэрозоля, разрабатываемая на основе данных самолетного зондирования [13, 14].

Накопленный массив результатов обращения фотометрических измерений P^* способами [1, 5] (P^* : 49 серий, Томская станция AERONET) в условиях умеренного замутнения атмосферы ($\tau_a^{440} < 0,4$) в дневное время суток летнего периода 2004–2009 гг. позволил нам рассчитать средние оптические (см. также [4]) и микрофизические характеристики фонового аэрозоля (рис. 4 и 5).

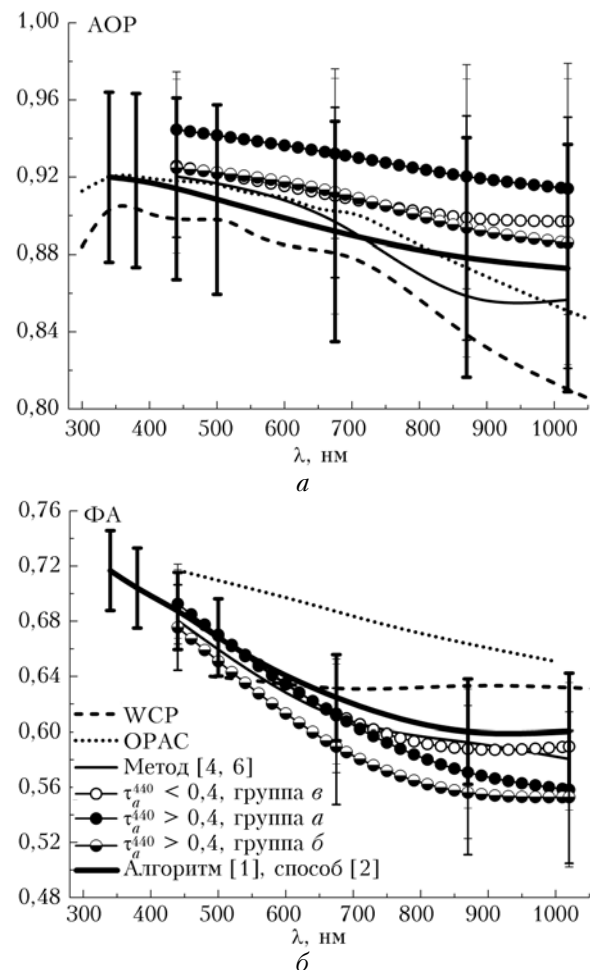


Рис. 4. Средние значения альbedo однократного рассеяния (а) и фактора асимметрии (б) в зависимости от длины волны

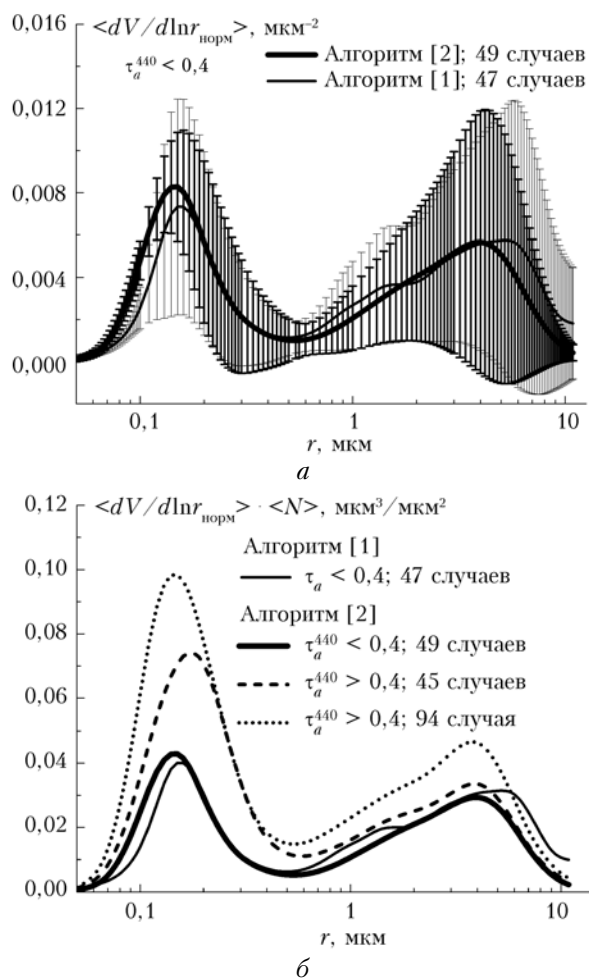


Рис. 5. Объемные распределения аэрозольных частиц по размерам, восстановленные методами [1, 2]: средние нормированные (а) и абсолютные средние нормированные (б) спектры

Средние значения альбедо однократного рассеяния и фактора асимметрии рассчитаны на основе результатов их восстановления способом 2 в области спектра 340–1020 нм (рис. 4).

В качестве примеров приведены спектральные зависимости этих характеристик, соответствующие наиболее подходящим к условиям Томска вариантам моделей WCP (континентальный аэрозоль) [8], OPAC (тип «Continental Average») [9] и полученной нами ранее оценочной модели [4]. Кроме того, приведены усредненные значения представленных на сайте AERONET для Томской станции AOP и ФА ((а) – летний сезон 2004–2010 гг., Level 2.0, (б) – летний сезон + май 2004–2010 гг., Level 2.0 и (в) – летний сезон 2004–2009 гг., Level 1.5 (случаи однозначно соответствуют множеству P^*)). Мы считаем целесообразным включить в анализ данные уровня Level 2.0, восстановленные для мая (группа б), в силу их высокой статистической обеспеченности. Устойчивое повышение замутнения атмосферы в мае обусловлено в том числе и антропогенной деятельностью (пал прошлогодней травы, массовые сельхозработы).

Как видно из рис. 4, а, восстановленные нами значения AOP наиболее близки к оценкам моделей OPAC и [4]. Последнее особенно значимо тем, что в работе [4] оценки AOP получены способом 1 и в спектральных каналах 440 и 675 нм отражают, на наш взгляд, наиболее приближенное к истине поведение оптических характеристик. При этом модель WCP и оценки, полученные по алгоритму [2], в том числе и для фоновой атмосферы (группа в), фактически во всем спектральном интервале предполагают существенно более низкие и высокие значения AOP соответственно. Что касается фактора асимметрии, то спектральное поведение этой характеристики, определенное способом 2 и методом [5], согласуется с данными AERONET из группы в, но существенно отличается от спектральной зависимости ФА, определенной в моделях WCP и OPAC (рис. 4, б).

Сравним наши результаты с моделью, разработанной на основе данных самолетного зондирования над территорией Западной Сибири [14] в условиях фоновой атмосферы. Оценки AOP и ФА в рамках данной модели получены в результате интегрирования вертикальных профилей оптических характеристик аэрозоля по высоте (0–5 км) (табл. 4).

Таблица 4
Оценки альбедо однократного рассеяния и фактора асимметрии, полученные способами 1 и 2 и по данным модели [14]

Характеристика	λ , нм	Модель [14]	λ , нм	Алгоритм [1]	
				способ 1	способ 2
AOP	440	0,92	440	0,92	0,91
	680	0,90	675	0,90	0,89
	870	0,90	870	0,86	0,88
ФА	440	0,67	440	0,68	0,69
	680	0,63	675	0,61	0,63
	870	0,62	870	0,60	0,59

Для сравнения в табл. 4 приведены средние числовые значения AOP и ФА, полученные способами 1 и 2. Очевидно, между оценками наблюдается высокая степень соответствия: максимальное различие не превышает 5%.

Среднее по множеству экспериментов P^* значение комплексного показателя преломления составило $n - ik = 1,50 \pm 0,05 - i0,011 \pm 0,009$. Полученная величина не несет в себе физического смысла, характеризуя свойства внутренней смеси компонент, но может быть полезна при взаимном сопоставлении. Например, в работе [15] представлены следующие средние величины $n - ik$ для разных пунктов AERONET: $1,47 \pm 0,03 - i \cdot 0,014 \pm 0,006$ (Мехико, 300 случаев), $1,50 \pm 0,04 - i \cdot 0,0094 \pm 0,003$ (бореальные леса США и Канады, 250 случаев). По данным AERONET на Томской станции средние значения n и k составили $1,47 \pm 0,06$ и $0,0075 \pm 0,0055$ (данные группы а), $1,48 \pm 0,05$ и $0,01 \pm 0,006$ (данные группы б), $1,45 \pm 0,07$ и $0,009 \pm 0,009$ (данные группы в) соответственно. Очевидно, наши оценки комплексного показателя преломления отличаются более высокими значениями.

Расчет среднего распределения частиц по размерам выполнялся следующим образом [16]: каждая восстановленная функция $dV/d\ln r$ делилась на счетную концентрацию частиц и на основе нормированных таким образом спектров строилась средняя кривая (рис. 5, а). Этот прием позволяет освободиться от влияния на форму распределения эффектов, обусловленных концентрацией, и выявить его основные черты. Преобразование среднего нормированного спектра к абсолютному среднему осуществлялось путем умножения $dV/d\ln r$ на среднюю счетную концентрацию частиц (рис. 5, б).

Форма полученного среднего спектра позволяет говорить о сопоставимых по объему мелкодисперсной и крупнодисперсной фракциях. Общий объем крупных частиц ($r > 0,6$ мкм) $C_V^>$ превышает объем субмикронных ($r \leq 0,6$ мкм) $C_V^<$ в 1,5 раза. Это отношение ($p = C_V^>/C_V^<$) наиболее близко величине, приведенной в работе [15] для океанического аэрозоля о. Ланаи Гавайского архипелага (для сравнения: дымовой аэрозоль характеризуется значениями $p < 0,5$, пылевой аэрозоль — $p > 10$), для которого так же, как и для нашего региона, характерны ситуации с высокой прозрачностью атмосферы. Кроме того, отмечается существование достаточно выраженной узкой среднедисперсной фракции, о физических предпосылках возникновения которой до сих пор нет однозначного мнения. Некоторые авторы высказывают предположение о существовании этой фракции именно в фоновых условиях атмосферы (см., например [17]). От среднего спектра, сформированного на основе нормированных объемных распределений $dV/d\ln r$, восстановленных по алгоритму О. Dubovik and M. King [2] (группа θ), восстановленная нами микроструктура наиболее сильно отличается для частиц радиусами $r < 0,2$ и $r > 5$ мкм (рис. 5, а), а также в «переходной зоне» ($0,6 < r < 2$ мкм). Средние эффективный и медианный радиусы $dV/d\ln r$ составляют $(0,35 \pm 0,15)$ и $(0,96 \pm 0,56)$ мкм соответственно; средние счетная и объемная концентрации аэрозоля — $(5,46 \pm 3,43)$ мкм⁻³ и $(0,07 \pm 0,03)$ мкм³/мкм² соответственно.

При увеличении аэрозольного замутнения атмосферы соотношение между фракциями меняется: мелкодисперсный аэрозоль становится преобладающим и его модальный радиус незначительно смещается в область более крупных частиц (рис. 5, б).

Сравнения с результатами восстановления по алгоритму [2] проведены и другими авторами [18, 19] в рамках Восточно-азиатской сети аэрозольного мониторинга SKYNET, функционирующей на базе радиометров, измеряющих прямую и рассеянную радиацию. Обращение SKYNET-измерений осуществляется с использованием единой методики, основанной на подходе [20] и реализованной в пакете SKYRAD.pack версии 4.2, которая в отличие от [2] имеется в свободном доступе. Сопоставление результатов восстановления оптических и микрофизических характеристик в условиях низкого [фотометр CE-318 (алгоритмы обращения —

[2] и SKYRAD.pack 4.2), г. Бурхасот (Испания)] и высокого аэрозольного замутнения [фотометр CE-318 (алгоритм [2]), радиометр PREDE (SKYRAD.pack 4.2), г. Пекин (Китай)] проведено в [19] и [18] соответственно. Анализируя результаты сопоставления и в той и другой работах, следует отметить, что, как и в нашем случае, между микроструктурой, восстановленной методами [2, 20], наблюдаются аналогичные расхождения — метод [20] обнаруживает наличие третьей моды в диапазоне радиусов частиц 1–2 мкм и систематическое смещение мод спектра размеров в область более крупных частиц [18].

Заключение

Цель настоящей статьи заключалась в оценке возможностей предложенного в [1] алгоритма при обработке реальных экспериментальных данных. В связи с этим проведены: оценка степени влияния погрешностей фотометрических измерений и альбедо ПП на ошибки восстановления оптических и микрофизических характеристик по алгоритму [1], сравнение его точности с точностью функционирующего в сети AERONET алгоритма О. Dubovik and M. King, а также апробация на данных натуральных измерений Томской станции AERONET в условиях умеренного и повышенного аэрозольного замутнения безоблачной атмосферы.

Анализ степени влияния помех в имитируемых измерениях прямой и рассеянной радиации и альбедо ПП на аэрозольных моделях FINE, MEDIUM и COARSE показал, что наиболее чувствительными к ним параметрами в диапазоне изменения аэрозольной оптической толщи $0,1 \leq \tau_a^{440} \leq 0,5$ являются альбедо однократного рассеяния и микроструктура аэрозоля. Максимальные погрешности восстановления микроструктуры (до 13% в диапазоне изменения радиуса частиц 0,1–7 мкм) выявлены при систематической и случайной ошибках в угловой наводке фотометра и измерениях яркости рассеянной радиации соответственно. Влияние систематических погрешностей в измерениях аэрозольной оптической толщи и яркости рассеянной радиации может достигать сдвига в значениях АОР до 10% (440 нм), который тем больше, чем больше длина волны.

Анализ результатов обращения с использованием алгоритмов [1, 2] отдельных экспериментальных реализаций показал, что восстановленные оптические характеристики согласуются между собой. Наибольшие отличия в микроструктуре наблюдаются для субмикронной фракции аэрозольных частиц. Восстановленные по алгоритму [1] эффективные значения действительной и мнимой частей комплексного показателя преломления вещества аэрозоля, как правило, выше значений n и k , полученных по алгоритму [2].

Высокая степень соответствия установлена между средними значениями оптических характеристик, полученными по алгоритму [1] для условий умеренного замутнения атмосферы ($\tau_a^{440} < 0,4$),

и данными модели, разработанной по результатам самолетного зондирования фоновой атмосферы на территории Западной Сибири: максимальное различие составляет примерно 5%.

Сформированные по результатам решения обратной задачи средние оптические и микрофизические характеристики аэрозоля могут быть полезны для развития и совершенствования региональных аэрозольных моделей, а также для получения дополнительной информации о состоянии атмосферного аэрозоля.

Авторы выражают благодарность М.В. Панченко и С.М. Сакерину за возможность использования данных Томской станции AERONET.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 10-05-01019), Программы ОНЗ-12 РАН и государственных контрактов 02.740.11.0674 и 14.740.11.0204.

1. *Бедарева Т.В., Свириденков М.А., Журавлева Т.Б.* Восстановление оптических и микрофизических характеристик аэрозоля по данным наземных спектральных измерений прямой и рассеянной солнечной радиации. Часть 1. Тестирование алгоритма // *Оптика атмосф. и океана*. 2012. Т. 25, № 7. С. 602–612.
2. *Dubovik O., King M.* A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res. D*. 2000. V. 105, N 16. P. 20673–20696.
3. *Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanrı D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A.* AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // *Remote Sens. Environ.* 1998. V. 66, is. 1. P. 1–16.
4. *Бедарева Т.В., Журавлева Т.Б.* Оценка аэрозольного поглощения в летних условиях Западной Сибири по данным солнечной фотометрии // *Оптика атмосф. и океана*. 2011. Т. 24, № 12. С. 1023–1030.
5. *Бедарева Т.В., Журавлева Т.Б.* Восстановление индикатрисы и альbedo однократного рассеяния аэрозоля по данным радиационных измерений в альмукантарате Солнца: численное моделирование // *Оптика атмосф. и океана*. 2011. Т. 24, № 2. С. 128–138.
6. *Павлов В.Е., Матющенко Ю.Я., Ошлаков В.К.* О селекции данных AERONET. Часть 2: метод коррекции ореолов // *Оптика атмосф. и океана*. 2007. Т. 20, № 2. С. 188–194.
7. *Dubovik O., Smirnov A., Holben B.N., King M.D., Kaufman Y.J., Eck T.F., Slutsker I.* Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res. D*. 2000. V. 105, N 8. P. 9791–9806.
8. *A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation.* World Climate Research Programme. WCP-112. WMO/TD N 24. 1986. 60 p.
9. *Hess M., Koepke P., Schult I.* Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79. N 5. P. 831–844.
10. *Зуев В.Е., Креков Г.М.* Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеопиздат, 1986. 256 с.
11. *Zhou M., Yu H., Dickinson R., Dubovik O., Holben B.* A normalized description of the direct effect of key aerosol types on solar radiation as estimated from AERONET aerosols and MODIS albedo // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. D19202, doi:10.1029/2005JD005909.
12. *Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю., Кабанов Д.М., Корниченко Г.И., Маркелов Ю.И., Михалев А.В., Николашкин С.В., Панченко М.В., Поддубный В.А., Польшкин В.В., Смирнов А., Тащилин М.А., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С., Холбен Б., Еремина Т.А.* Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщи атмосферы в условиях Сибири // *Оптика атмосф. и океана*. 2009. Т. 22, № 6. С. 566–574.
13. *Панченко М.В., Козлов В.С., Польшкин В.В., Терпугова С.А., Тумаков А.Г., Шмаргунов В.П.* Восстановление оптических характеристик тропосферного аэрозоля Западной Сибири на основе обобщенной эмпирической модели, учитывающей поглощающие и гигроскопические свойства частиц // *Оптика атмосф. и океана*. 2012. Т. 25, № 1. С. 46–54.
14. *Panchenko M.V., Zhuravleva T.B., Terpugova S.A., Polkin V.V., Kozlov V.S.* An empirical model of optical and radiative characteristics of the tropospheric aerosol over West Siberia in summer // *Atmos. Meas. Tech.* 2012. V. 5, N 1. P. 1513–1527.
15. *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, is. 3. P. 590–608.
16. *Панченко М.В., Польшкин В.В.* Представление о микроструктуре тропосферного аэрозоля Сибири на основе измерений фотоэлектрическим счетчиком // *Оптика атмосф. и океана*. 2001. Т. 14, № 6–7. С. 526–537.
17. *Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Макиенко Э.В., Кабанов Д.М.* Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть II. Особенности дисперсной структуры аэрозоля // *Оптика атмосф. и океана*. 2000. Т. 13, № 9. С. 819–825.
18. *Che H., Shi G., Uchiyama A., Yamazaki A., Chen H., Goloub P., Zhang X.* Intercomparison between aerosol optical properties by a PREDE skyradiometer and CIMEL sunphotometer over Beijing, China // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8, N 12. P. 3199–3214.
19. *Estellüs V., Campanelli M., Utrillas M.P., Expósito F., Martínez-Lozano J.A.* Comparison of AERONET and SKYRAD4.2 inversion products retrieved from a Cimel CE318 sunphotometer // *Atmos. Meas. Tech.* 2011. V. 4, N 6. P. 6883–6913.
20. *Nakajima T., Tonna G., Rao R., Holben B.N.* Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions // *Appl. Opt.* 1996. V. 35, N 15. P. 2672–2686.

T.V. Bedareva, M.A. Sviridenkov, T.B. Zhuravleva. Retrieval of aerosol optical and microphysical characteristics from ground spectral measurements of direct and diffuse solar radiation. Part 2. Algorithm testing.

The work presents the study results of sensitivity to measurement errors of authors' algorithm for retrieval of optical and microphysical aerosol characteristics in the total atmospheric column. The results of testing on the basis of measurements under strong and moderate aerosol pollution of the cloudless atmosphere are discussed. The average values of optical and microphysical aerosol characteristics, retrieved with photometric measurements at Tomsk AERONET station in 2004–2009 for cases with aerosol optical depth less than 0.4 in a spectral channel of 440 nm, are presented.