

Использование метода линейных оценок для определения интегральных параметров атмосферного аэрозоля из спектральных измерений его оптической толщи

А.С. Суворина, И.А. Веселовский, М.Ю. Коренский, А.В. Колготин*

*Институт общей физики им. А.М. Прохорова РАН
Центр физического приборостроения (ЦФП ИОФ РАН)
119991, г. Москва, ГСП-1, ул. Вавилова, 38*

Поступила в редакцию 2.08.2013 г.

Метод линейных оценок используется для определения интегральных параметров атмосферного аэрозоля, таких как объемная концентрация и эффективный радиус, из спектральных измерений его оптической толщи солнечным радиометром. Для тестирования метода выбирались трехмесячные серии оптических толщ на семи длинах волн для четырех станций, входящих в сеть AERONET и характеризующихся различными типами аэрозоля: городской, продукты горения биомассы, пустынный и морской. Сравнение полученных результатов с результатами стандартного алгоритма AERONET демонстрирует хорошее согласие между этими методами. Вместе с тем метод линейных оценок позволяет получать временные ряды параметров частиц из измерений солнечных радиометров с высоким временным разрешением порядка нескольких минут. Метод может быть использован в инструментах, в которых не предусмотрено угловое сканирование яркости неба, например в сети солнечных фотометров PFR/GAW.

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль, восстановление параметров аэрозоля, метод линейных оценок; atmospheric aerosol (aerosols in atmosphere), retrieve of atmospheric aerosol parameters, linear estimation method.

Введение

Атмосферный аэрозоль является важной составляющей физико-химических процессов, определяющих климат планеты [1, 2]. Для получения информации о параметрах аэрозоля, необходимой для моделирования его воздействия на радиационный баланс, в настоящее время широко используются различного типа радиометры, а для обеспечения глобальности наблюдений инструменты объединяют в сети. Примером одной из успешных сетей подобного рода является AERONET [3], включающий более 500 солнечных радиометров, установленных по всему земному шару. Данные зондирования и результаты обработки измерений для станций сети находятся в свободном доступе.

AERONET предоставляет такие критически важные для климатологии данные, как интегральное по высоте распределение частиц по размерам, спектрально зависимый коэффициент преломления частиц и альbedo однократного рассеяния. Алгоритм AERONET использует прямые солнечные измерения на семи дли-

нах волн в диапазоне 340–1020 нм, совместно с угловой зависимостью яркости неба, получаемой азимутальным сканированием радиометра [4]. Следует отметить, что прямые солнечные измерения производятся в среднем каждые 10 мин, в то время как азимутальное сканирование один раз в час.

После применения алгоритма, исключающего данные, полученные в период «загрязненности облаками» [5], обычно остается лишь несколько измерений в течение дня, что затрудняет получение информации о временных вариациях параметров аэрозоля. Поэтому оценка параметров аэрозоля с использованием лишь прямых солнечных измерений позволила бы значительно улучшить временное разрешение наблюдений. Возможность решения обратной задачи с использованием одних лишь прямых солнечных измерений обсуждалась ранее в работе [6], однако дальнейшего развития это направление не получило, поскольку выбор был сделан в пользу объединения прямых солнечных измерений с азимутальным сканированием яркости неба [4].

В то же время обратная задача восстановления параметров частиц из ограниченного числа измерений активно исследовалась в последние 10 лет в применении к многоволновому лидарному зондированию [7, 8]. Наиболее распространенная конфигурация многоволнового рамановского лидара базируется на Nd:YAG-лазере с генератором третьей гармоники.

* Анастасия Сергеевна Суворина (suvorina@pic.troitsk.ru); Игорь Александрович Веселовский (igorv@mail.pic.troitsk.ru); Михаил Юрьевич Коренский (Miklekor@pic.troitsk.ru); Алексей Викторович Колготин (alexeift@yahoo.com).

Подобная система способна измерять пять величин: три коэффициента обратного рассеяния и два коэффициента экстинкции аэрозоля, и на основании этих данных оказывается возможна оценка как интегральных параметров частиц (эффективный радиус, концентрация, показатель преломления), так и основных характеристик распределения аэрозоля по размерам [8].

Для решения обратной задачи многоволнового лидарного зондирования используется, как правило, метод регуляризации Тихонова [7, 9], однако в последнее время появляются публикации, в которых интегральные параметры частиц оцениваются из линейной комбинации входных оптических данных (коэффициентов обратного рассеяния и экстинкции аэрозоля) [10–13]. Здесь и далее мы будем называть этот подход «методом линейных оценок», следуя терминологии, принятой в [12]. Метод линейных оценок обеспечивает большую скорость вычислений по сравнению с методом регуляризации, поскольку в нем не производится поиск оптимального параметра регуляризации. Кроме того, метод линейных оценок в ряде случаев оказывается более устойчив по отношению к погрешностям входных данных [11].

В настоящей статье метод линейных оценок используется для определения интегральных параметров аэрозоля, таких как объемная концентрация и эффективный радиус из прямых солнечных измерений его оптической толщи. Для исследования влияния типа аэрозоля на точность восстановления его параметров в работе используются данные четырех станций, входящих в сеть AERONET, и в соответствии с классификацией, приведенной в [14], характеризующихся различными типами аэрозолей: городской (GSFC), морской аэрозоль (Lanai), пустынная пыль (Bahrain) и продукты горения биомассы (Mongu). Полученные параметры сравниваются с результатами стандартного алгоритма AERONET [4], использующего прямые солнечные измерения совместно с угловым спектром яркости неба.

1. Методология решения обратной задачи зондирования

Измеряемые оптические характеристики аэрозоля (оптические толщи на различных длинах волн) связаны с его микрофизическими параметрами посредством интегрального уравнения

$$D_p = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} K_p(m, r) \frac{dV(r)}{dr} dr, \quad (1)$$

где D_p – оптическая толщина аэрозоля на длине волны λ_p ; dV/dr – распределение объемной концентрации частиц по размерам; $K_p(m, r)$ – ядро интегрального уравнения, рассчитываемое на основе теории Ми [15], содержащее в качестве переменных радиус частицы r и ее комплексный показатель преломления $m = m_R - im_I$. Допущение о сферичности частиц, сделанное при определении ядер уравнения, явля-

ется оправданным, поскольку оптическая толща аэрозоля слабо зависит от его формы [16–18]. Детальное описание метода линейных оценок для решения обратной задачи (1) представлено в [12], здесь мы приведем лишь основные этапы решения задачи.

Уравнение (1) может быть записано в векторно-матричном виде

$$\mathbf{D} = \mathbf{K} \mathbf{v}. \quad (2)$$

Здесь \mathbf{D} – вектор входных оптических данных; вектор \mathbf{v} в качестве элементов v_k содержит объем частиц в диапазоне $[r_k, r_{k+1}]$; \mathbf{K} – матрица, содержащая дискретные значения ядер интегрального уравнения. Распределение по размерам $dV(r)/dr$ может быть разложено по ядрам интегрального уравнения (1) [10–14, 19], такое разложение предполагает, что вектор \mathbf{v} , соответствующий $dV(r)/dr$, представляется линейной комбинацией строк матрицы \mathbf{K} , т.е.:

$$\mathbf{v} = \mathbf{K}^T \mathbf{x} + \mathbf{v}_{\perp} = \mathbf{v}_g + \mathbf{v}_{\perp}, \quad (3)$$

где \mathbf{v}_g – проекция вектора \mathbf{v} на ядра (векторы, соответствующие строкам матрицы \mathbf{K}), в то время как \mathbf{v}_{\perp} – часть вектора \mathbf{v} , ортогональная ядрам, которая не может быть определена с использованием рассматриваемого набора измерений \mathbf{D} ; x_j – весовые коэффициенты разложения [19]. Поскольку $\mathbf{K} \mathbf{v}_{\perp} = 0$, то из (2) следует

$$\mathbf{D} = \mathbf{K} \mathbf{K}^T \mathbf{x} + \mathbf{K} \mathbf{v}_{\perp} = \mathbf{K} \mathbf{K}^T \mathbf{x}. \quad (4)$$

Таким образом, коэффициенты разложения определяются как

$$\mathbf{x} = (\mathbf{K} \mathbf{K}^T)^{-1} \mathbf{D}. \quad (5)$$

Распределение объема по размерам вычисляется из выражения

$$\mathbf{v}_D = \mathbf{K}^T \mathbf{x} = \mathbf{K}^T (\mathbf{K} \mathbf{K}^T)^{-1} \mathbf{D}. \quad (6)$$

Ортогональная часть распределения \mathbf{v}_{\perp} не может быть определена из измерений, и величина ее оценивается из моделирования, проводимого для различных распределений по размерам, соответствующим различным типам аэрозоля. Моделирование, результаты которого будут представлены в разд. 2, показало, что в большинстве случаев вкладом \mathbf{v}_{\perp} можно пренебречь. Интегральные характеристики частиц, такие как объем, площадь поверхности, числовая концентрация, могут быть найдены из выражения

$$\mathbf{p} = \mathbf{P} \mathbf{v} = \mathbf{P} \mathbf{K}^T (\mathbf{K} \mathbf{K}^T)^{-1} \mathbf{D}. \quad (7)$$

Здесь \mathbf{p} – вектор, содержащий интегральные характеристики; \mathbf{P} – матрица, строки которой содержат весовые коэффициенты для соответствующих интегральных характеристик. Например, для объема \mathbf{V} ($i = 1$) $P_{1k} = 1$, для площади поверхности \mathbf{S} ($i = 2$) $P_{2k} = 3/r_k$ и для числовой плотности \mathbf{N} ($i = 3$) $P_{3k} = 3/4\pi r_k^3$.

Обратная задача (1) является недоопределенной, поскольку доступный набор измерений, как правило, не позволяет получить единственное решение.

Таблица 1

Параметры двух типов распределения частиц по размерам, используемые в моделировании

Тип	r_f	r_c	$\ln \sigma$	N_f/N_c
I	0,1	1,0	0,4	10^4
II	0,1	1,0	0,4	10^2

В процессе ее решения мы вынуждены задаваться различными предположениями о величине комплексного показателя преломления, а также о минимальном и максимальном значениях радиуса частиц, т.е. об интервале, на котором производится инверсия. В частности, в настоящей статье размеры аэрозоля ограничивались интервалом радиусов 0,075–10 мкм, реальная часть показателя преломления рассматривается в интервале 1,33–1,65, а мнимая в интервале 0–0,02. Таким образом, в процессе решения обратной задачи мы получаем семейство решений. Найденные решения ранжируются в соответствии с их невязкой, как это описано в [12], и 1% решений, характеризующихся минимальной невязкой, усредняются. Таким образом, среднее от выбранного семейства решений рассматривается как решение обратной задачи (1). Следует отметить также, что показатель преломления частиц в представленном подходе предполагается спектрально независимым.

2. Оценка погрешностей метода

Для оценки погрешностей определения интегральных параметров частиц на основе предлагаемого подхода нами было проведено численное моделирование процесса инверсии. Как показано в [12], в отсутствие погрешностей во входных оптических данных погрешности оценок параметров частиц обусловлены наличием ортогональной составляющей распределения v_{\perp} и неизвестной величиной показателя преломления m . Следует отметить, что оптическая толщина аэрозоля не очень чувствительна к m , что, с одной стороны, уменьшает погрешности определения параметров частиц (V , S , R_{eff}), а с другой — лишает нас возможности оценивать m . Наличие шумовой составляющей во входных данных приводит к дополнительным погрешностям в определении параметров частиц. Для оценки вклада перечисленных выше факторов нами было проведено численное моделирование.

Синтетические оптические данные, соответствующие измерительным каналам солнечного радиометра (340, 380, 440, 500, 675, 870, 1020 нм), генерировались для бимодального распределения:

$$\frac{dn(r)}{d \ln(r)} = \sum_{i=f,c} \frac{N_i}{(2\pi)^{1/2} \ln \sigma_i} \exp \left[-\frac{(\ln r - \ln r_i)^2}{2(\ln \sigma_i)^2} \right], \quad (8)$$

где $N_{f,c}$ — числовая концентрация частиц в тонкой f и грубой c моде. Каждая мода описывается логнормальным распределением с модальным радиусом r_i и дисперсией $\ln \sigma_i$. В моделировании использовались два типа распределений, параметры которых приведены в табл. 1. Модальные радиусы для тонкой и грубой моды составляли $r_f = 0,1$ мкм и $r_c = 1$ мкм соответственно; дисперсия $\ln \sigma_i = 0,4$ и показатель преломления $m = 1,45 - i \cdot 0,005$ выбирались одинаковыми для обеих мод. Распределение первого типа ($N_f/N_c = 10^4$) соответствует ситуации, когда тонкая мода доминирует в распределении, в то время как второй тип ($N_f/N_c = 10^2$) соответствует распределению с преобладающей грубой модой.

Погрешность измерения оптической толщи аэрозоля $D(\lambda)$ солнечным радиометром составляет около 0,02. Таким образом, для оптической толщи свыше 0,2 погрешность входных данных не превосходит 10%, при этом погрешность измерений в длинноволновых каналах может быть выше, чем в коротковолновых, поскольку $D(\lambda)$, как правило, уменьшается с увеличением длины волны. В нашем, упрощенном, варианте моделирования предполагалось, что погрешности во всех измерительных каналах эквивалентны. Для оценки эффекта входного шума погрешности в диапазоне $[0, \pm \epsilon]$ вводились в оптические данные случайным образом и из этих искаженных данных вычислялись параметры частиц. Процедура повторялась 1000 раз для обеспечения статистической достоверности результатов. Полученные таким образом погрешности определения объема и эффективного радиуса частиц (ϵ_V , $\epsilon_{R_{eff}}$) представлены в табл. 2 для кумулятивной вероятности 90%, т.е. в 90% случаев погрешность не превосходила указанную величину.

Таблица 2

Неопределенности восстановления объема и эффективного радиуса частиц для различных погрешностей входных данных и распределений частиц по размерам

Входные погрешности, %	$\epsilon_{R_{eff}}$, %		ϵ_V , %	
	Тип I	Тип II	Тип I	Тип II
0	15	25	10	30
5	45	50	21	60
10	60	60	30	65

Как следует из табл. 2, в отсутствие входного шума ($\epsilon = 0$) погрешности определения объема и эффективного радиуса для аэрозоля первого типа не превосходят 15 и 10% соответственно. Погрешности эти, как уже отмечалось, обусловлены наличием ортогональной составляющей v_{\perp} и неизвестной величиной показателя преломления m . Однако в присутствии сильной грубой моды (тип II аэрозоля) соответствующие погрешности увеличиваются до $\epsilon_V = 30\%$ и $\epsilon_{R_{eff}} = 25\%$. Наличие 10%-го шума во входных данных приводит к увеличению погрешностей, тем не менее они не превосходят величин $\epsilon_V = 60\%$ и $\epsilon_{R_{eff}} = 65\%$ для обоих типов аэрозоля при $D(\lambda) > 0,2$.

3. Использование алгоритма для обработки результатов измерений

Для демонстрации возможности восстановления интегральных параметров аэрозоля методом линейных оценок нами были выбраны четыре измерительные

станции в рамках сети AERONET, соответствующих различным типам аэрозоля согласно классификации, приведенной в [14]:

1. GSFC (38° с.ш., 76° з.д.) – городской / индустриальный тип аэрозоля. Основной объем частиц содержится в тонкой моде, реальная часть показателя преломления составляет около $m_R = 1,4$. Аэрозоль является слабопоглощающим и мнимая часть показателя преломления m_I не превосходит 0,005.

2. Mongu (15° ю.ш., 23° в.д.) – продукты горения биомассы (лесные пожары). В распределении по размерам доминирующей является также тонкая мода. В отличие от городского аэрозоля реальная часть показателя несколько выше $m_R \sim 1,45$, мнимая часть также не превосходит 0,005.

3. Bahrain (26° с.ш., 50° в.д.) – пустынная пыль. Основная масса аэрозоля представлена частицами нерегулярной формы, содержащимися в грубой моде. Величина m_R варьируется в диапазоне 1,5–1,65, мнимая часть m_I демонстрирует сильную спектральную зависимость и в УФ-диапазоне может достигать 0,03 [20].

4. Lanai (20° с.ш., 156° з.д.) – морской аэрозоль. Грубая мода для аэрозоля этого типа является преобладающей, однако форма частиц, в отличие от пустынной пыли, близка к сферической, показатель преломления частиц $m = 1,36 - i \cdot 0,0015$.

Метод линейных оценок использовался для вычисления объема и площади поверхности частиц из

оптической толщи, измеренной на семи длинах волн. Эффективный радиус рассчитывался из соотношения $R_{eff} = 3V/S$, ядра уравнения (1) рассчитывались на основе теории Ми.

Для тестирования алгоритма выбирались трехмесячные ряды измерений. На рис. 1 приведены оптические толщ аэрозоля на длине волны 440 нм и параметры Ангрстрема $A(440-870)$ для пары длин волн 440–870 нм и четырех выбранных станций.

Оптическая толщина аэрозоля, соответствующего продуктам горения биомассы (Mongu), достигает $D(440) \approx 2$ и является максимальной из рассматриваемых. Оптические толщ пустынной пыли и индустриального аэрозоля тоже достаточно высоки ($D(440) \approx 0,4$), поскольку для станции GSFC нами были выбраны летние месяцы. Наименьшая оптическая толщ $D(440) < 0,25$ соответствовала морскому аэрозолю (Lanai).

Параметр Ангрстрема характеризует размер частиц. Большим частицам соответствует малое значение параметра, и, как видно из рис. 1, для пыли и морского аэрозоля параметр $A(440-870)$, как правило, не превосходит единицу. В то же время для аэрозоля, ассоциированного с продуктами горения, $A(440-870) > 1,5$.

На рис. 2 представлены временные ряды объемной концентрации аэрозоля на четырех станциях, а на рис. 3 показаны соответствующие временные ряды для эффективного радиуса.

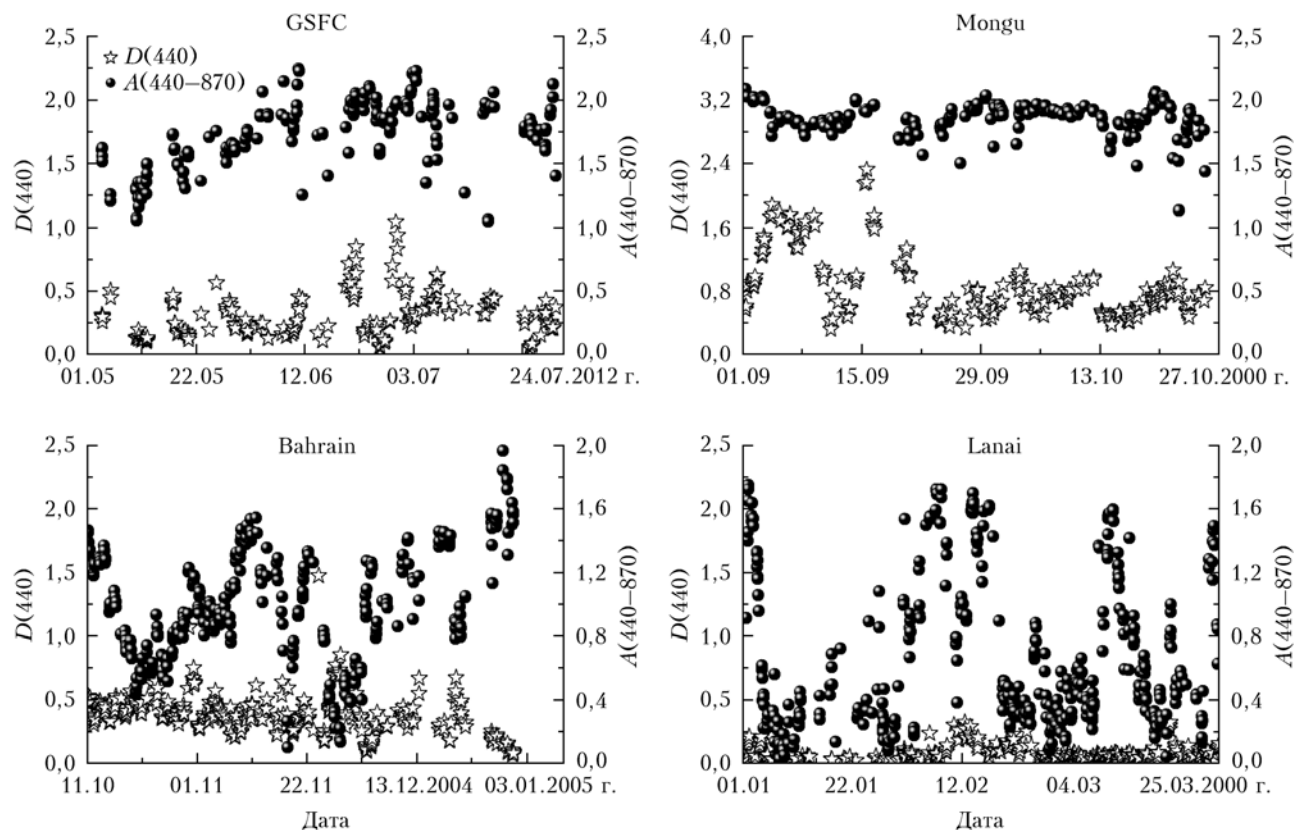


Рис. 1. Оптическая толщ аэрозоля $D(440)$ и параметр Ангрстрема $A(440-870)$ для четырех станций сети AERONET

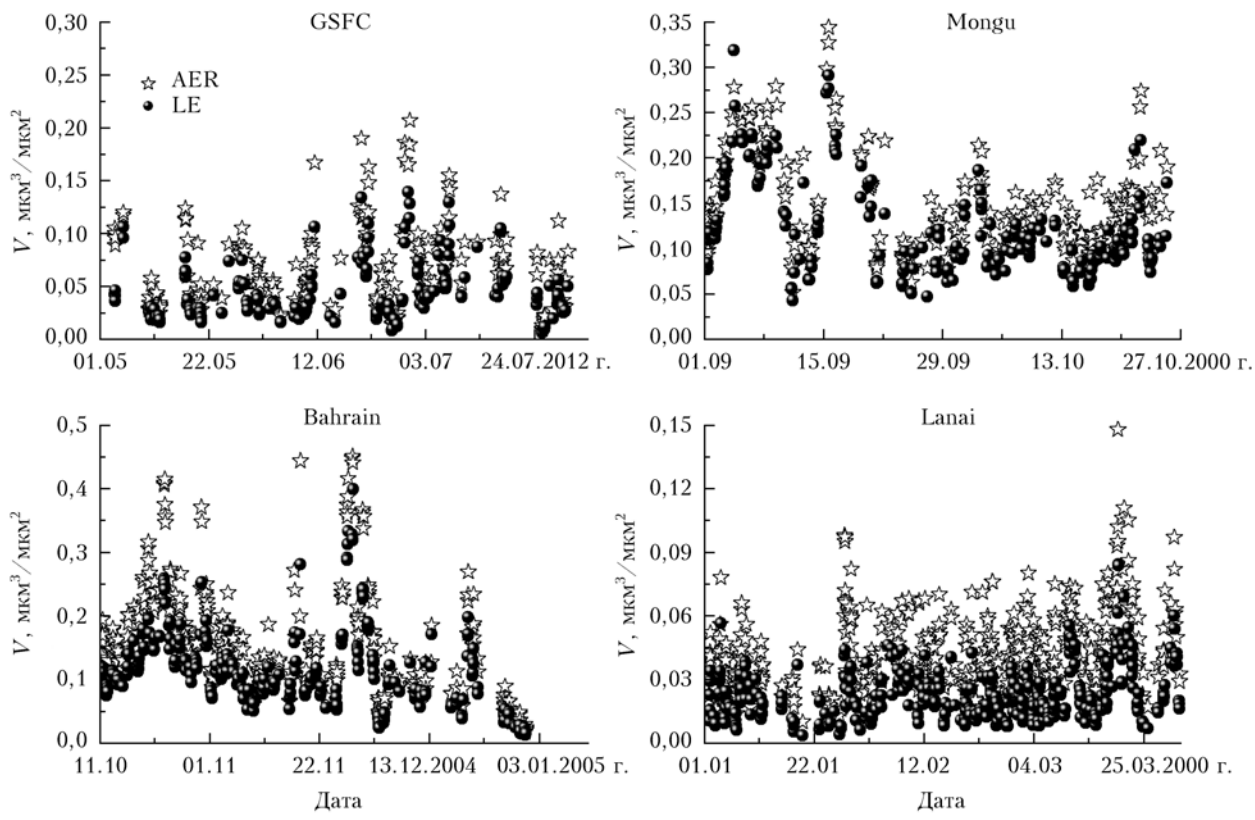


Рис. 2. Объемная концентрация аэрозоля, полученная с использованием двух методов: метода линейной оценки (LE) и стандартного алгоритма AERONET (AER) для четырех станций сети AERONET

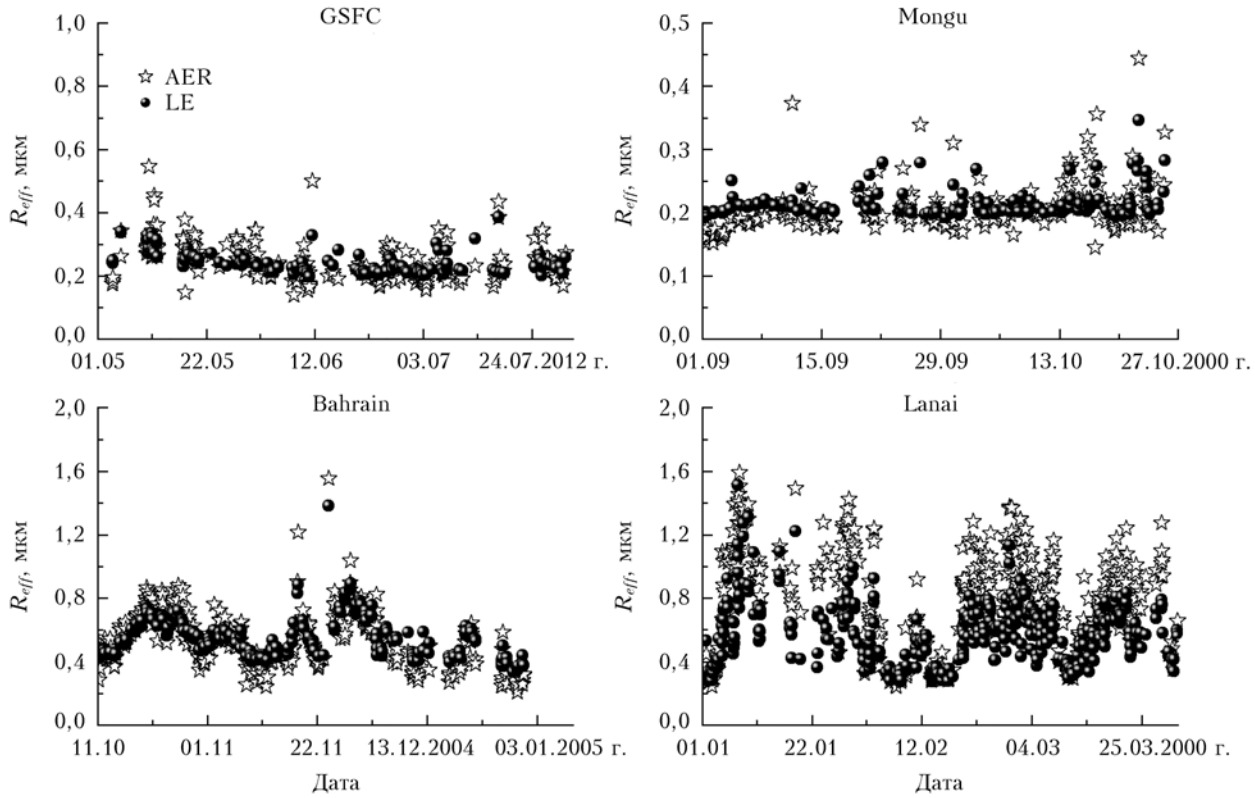


Рис. 3. Эффективный радиус аэрозоля, полученный с использованием двух методов: метода линейной оценки (LE) и стандартного алгоритма AERONET (AER) для четырех станций сети AERONET

Результаты, приведенные на рис. 2 и 3, соответствуют двум методам инверсии:

– восстановление из прямых солнечных измерений методом линейных оценок, на рис. 2 и 3 соответствующие результаты обозначены как «LE»;

– восстановление из полного набора данных солнечного радиометра, включающего угловой спектр яркости неба, с использованием стандартного алгоритма AERONET [4], эти результаты на рис. 2 и 3 обозначены как «AER».

Из рис. 2 и 3 следует, что временные вариации параметров аэрозоля, полученные с использованием обоих методов, схожи. Наибольшее расхождение наблюдается для морского аэрозоля, однако высокие погрешности для данного типа аэрозоля характерны также для алгоритма AERONET, и связано это с малой оптической толщиной морского аэрозоля. Для того чтобы охарактеризовать расхождение между двумя подходами количественно, на рис. 4 показано относительное расхождение $\Delta V = (V_{AER} - V_{LE}) / V_{AER}$ в зависимости от оптической толщи аэрозоля на длине волны 440 нм, где V_{AER} и V_{LE} – объемные концентрации, рассчитанные двумя методами.

На рис. 4 приведены результаты, полученные на станциях в течение всего года измерений. Для городского аэрозоля (GSFC) расхождение между методами особенно значительно при малых оптических толщах ($D(440) \approx 0,2$), что соответствует измерениям в зимние месяцы. Уменьшение ΔV с ростом $D(440)$ наблюдается также для морского аэрозоля. Для пыли заметная зависимость ΔV от оптической толщи

не проявляется. Во всех случаях расхождение между двумя методами не превышает 60%, при этом объемная концентрация, полученная методом линейных оценок, всегда меньше величин, получаемых с использованием алгоритма AERONET. Причина этой недооценки, видимо, связана с наличием ортогональной части распределения v_{\perp} , как это уже отмечалось в разд. 1.

На рис. 5 показано соответствующее расхождение для эффективного радиуса $\Delta R_{eff} = (R_{eff, AER} - R_{eff, LE}) / R_{eff, AER}$. Величина ΔR_{eff} несколько уменьшается с увеличением $D(440)$, при этом расхождение между методами не превышает 45%. Следует отметить, что расхождения согласуются с величинами, полученными нами в процессе моделирования (см. разд. 2). Проводя подобное сравнение, необходимо иметь в виду, что погрешность алгоритма AERONET также весьма значительна и может составлять до 20%.

Для того чтобы проверить, зависит ли расхождение между методами от размера частиц, на рис. 6 приведена зависимость эффективного радиуса $R_{eff, AER}$ от величины $R_{eff, LE}$. Морской аэрозоль является наиболее крупным и при радиусах свыше 0,6 мкм наблюдается его систематическая недооценка при использовании метода линейных оценок. Подобная систематическая недооценка эффективного радиуса наблюдается также для частиц пыли, и соответствующая коррекция, в принципе, может быть введена в алгоритм.

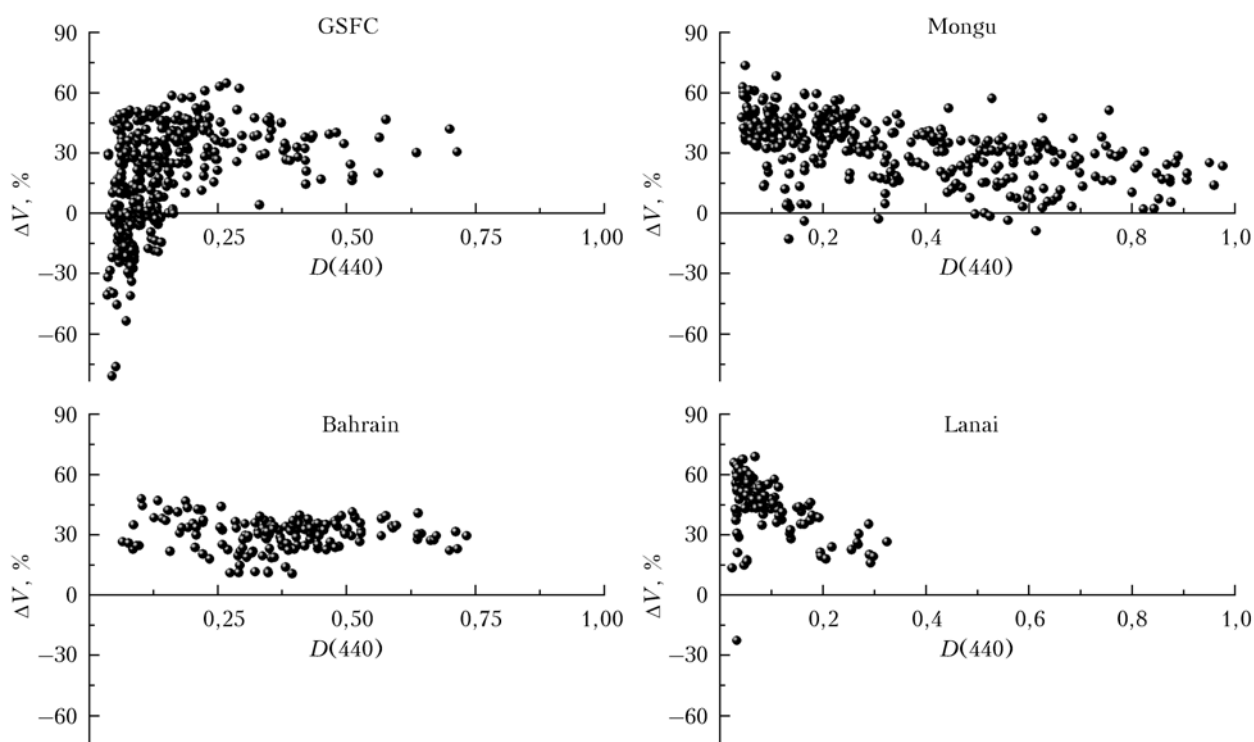


Рис. 4. Относительное расхождение между результатами вычисления объемной концентрации аэрозоля ΔV с использованием стандартного алгоритма AERONET и метода линейных оценок в зависимости от оптической толщи аэрозоля на длине волны 440 нм $D(440)$ для четырех станций сети AERONET

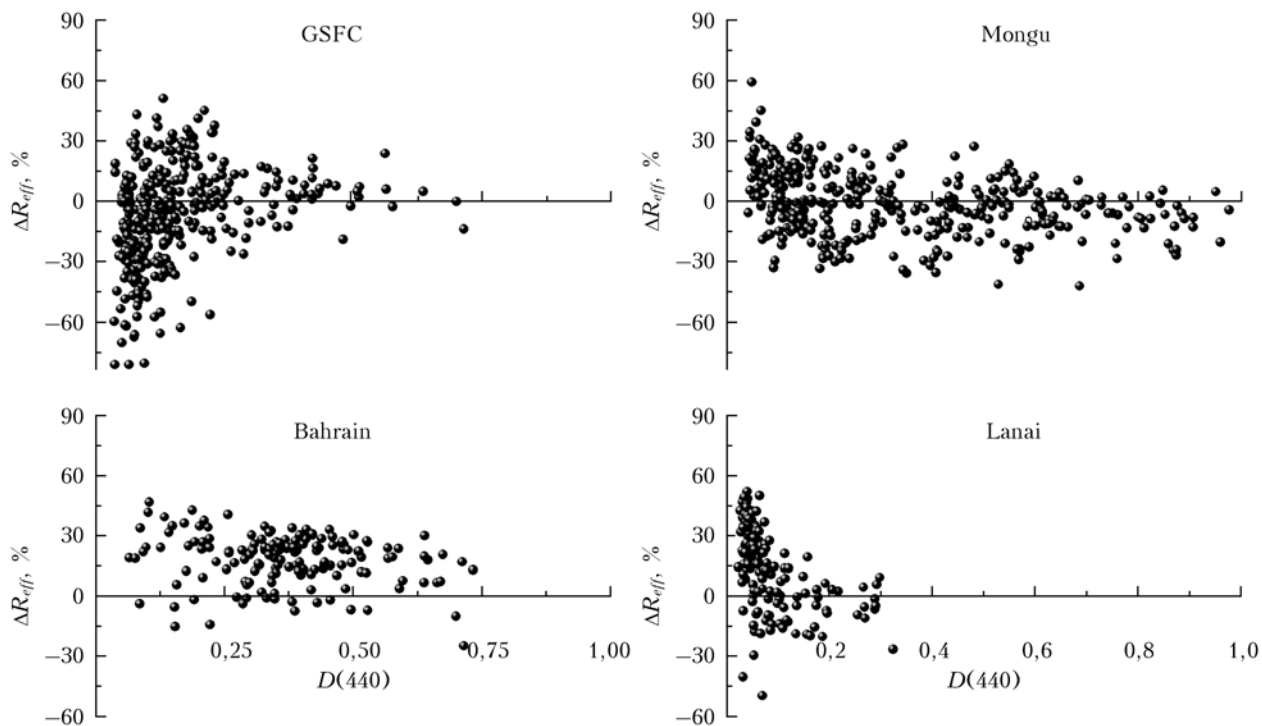


Рис. 5. Относительное расхождение между результатами вычисления эффективного радиуса аэрозоля ΔR_{eff} с использованием стандартного алгоритма AERONET и метода линейных оценок в зависимости от оптической толщины аэрозоля $D(440)$ для четырех станций сети AERONET

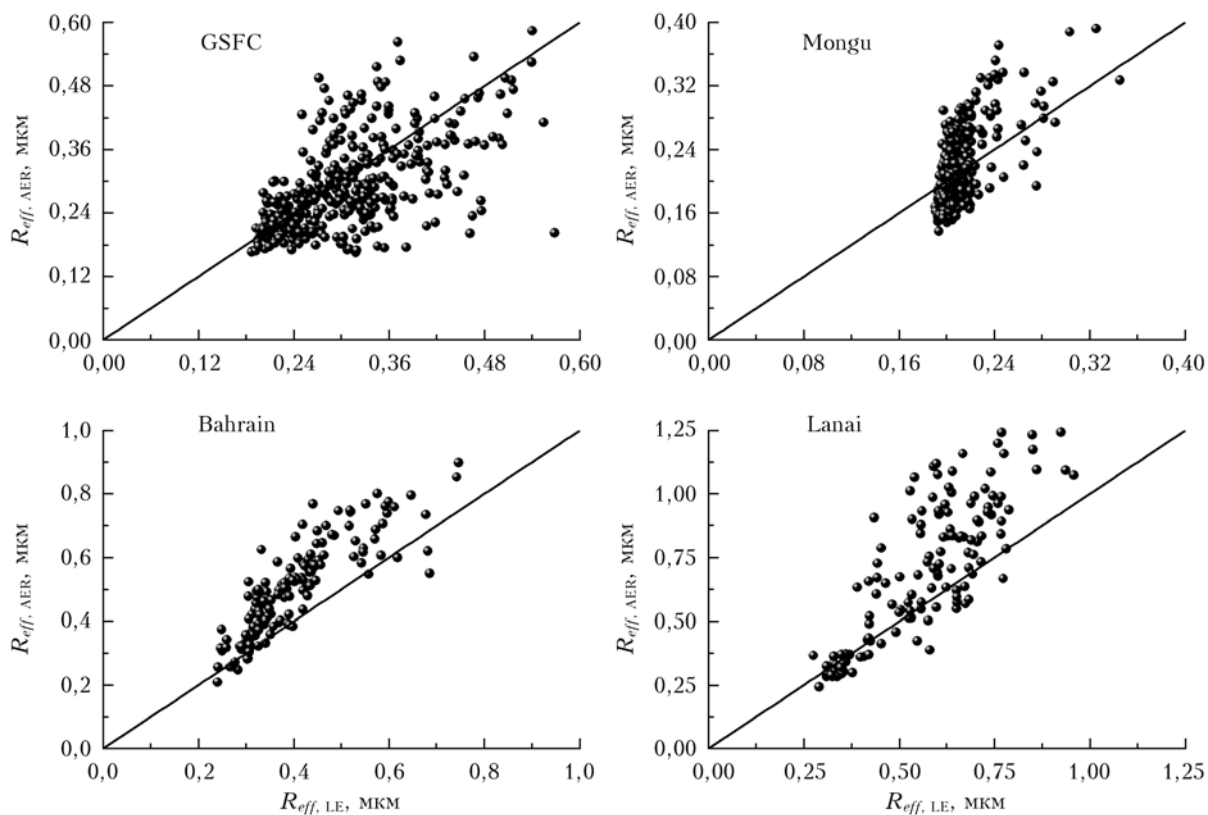


Рис. 6. Зависимость эффективного радиуса частиц, вычисленного с использованием стандартного алгоритма AERONET $R_{eff,AER}$, от величины эффективного радиуса, полученного методом линейных оценок $R_{eff,LE}$ для четырех станций сети AERONET

Для анализа расхождений на рис. 4–6 использовалась лишь малая часть результатов, полученных методом линейных оценок, поскольку выбирались только те данные, для которых существуют аналогичные результаты, полученные с использованием алгоритма AERONET. Как уже отмечалось, использование для инверсии лишь прямых солнечных измерений позволяет значительно улучшить временное разрешение наблюдений. На рис. 7 приведены измеренные в течение 12 ч оптическая толща $D(440)$ и параметр Ангстрема $A(440-870)$ для пыли и городского аэрозоля, а на рис. 8 – соответствующие временные ряды объемной концентрации и эффективного радиуса. Радиусы частиц, полученные обоими методами, демонстрируют хорошее совпадение, однако временное разрешение наблюдений для LE составляет в среднем около 15 мин, в то время как AERONET предоставляет лишь несколько значений в течение дня. Объемная концентрация, полученная методом линейных оценок, оказывается систематически меньше значений AERONET, однако это расхождение между средними в течение дня значениями не превосходит 30%.

Как уже отмечалось, параметр Ангстрема является характеристикой размера частиц. На рис. 9 показана зависимость эффективного радиуса, полученного с использованием алгоритма AERONET, от параметра Ангстрема $A(440-870)$ для всех четырех станций.

Из рис. 9 следует, что использование всего лишь двух спектральных измерений позволяет проводить предварительные оценки эффективного радиуса частиц. Таким образом, можно ожидать, что оценки интегральных параметров можно проводить и при меньшем количестве входных данных. Возможность сокращения количества измерений оказывается особенно перспективной при использовании представленного

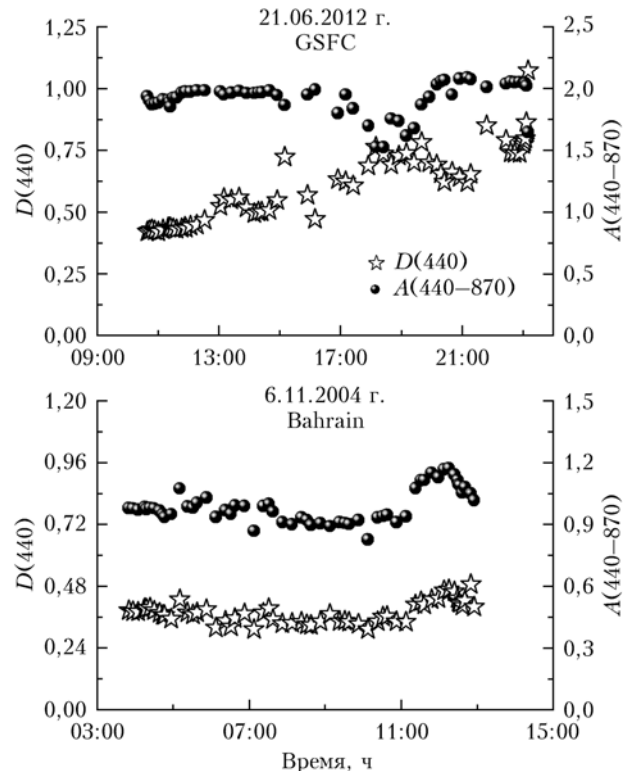


Рис. 7 Оптическая толща аэрозоля $D(440)$ и параметр Ангстрема $A(440-870)$ за 12 ч для двух станций AERONET

алгоритма в рамках сети PFR (Precision Filter Radiometers) фотометров [21]. PFR используют лишь прямые солнечные измерения на четырех каналах в спектральном диапазоне 368–862 нм, и возможность получать информацию об интегральных параметрах аэрозоля значительно расширит возможности этой сети.

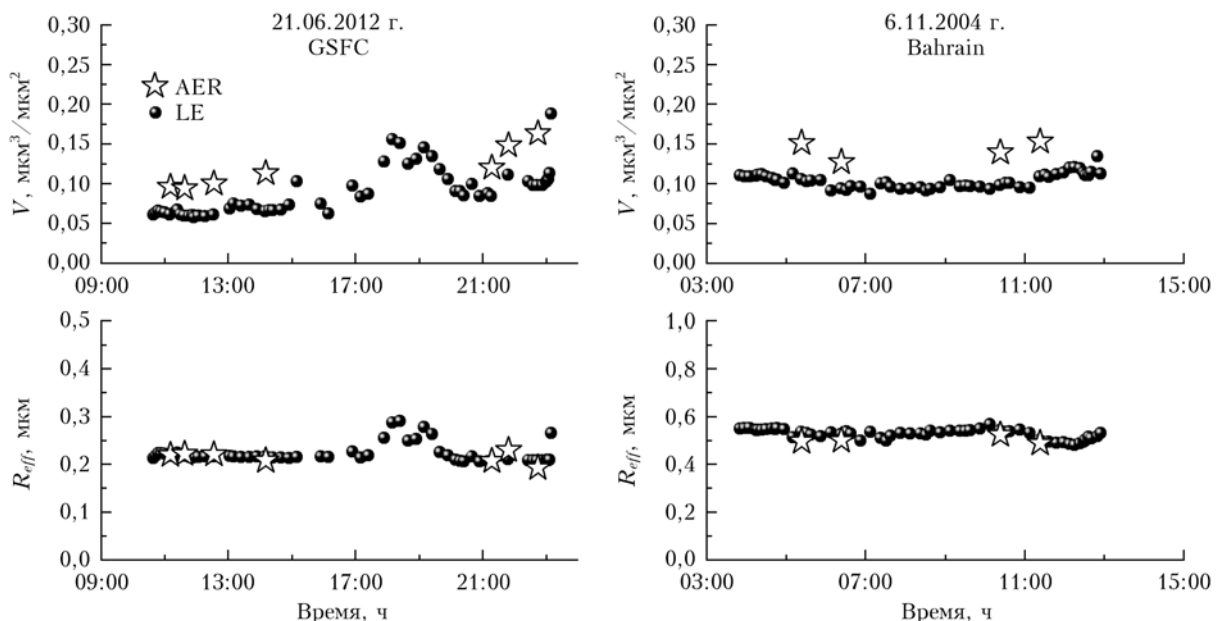


Рис. 8. Объемная концентрация и эффективный радиус частиц в течение 12 ч, полученные методом линейной оценки и с использованием стандартного алгоритма AERONET. Результаты показаны для двух станций AERONET

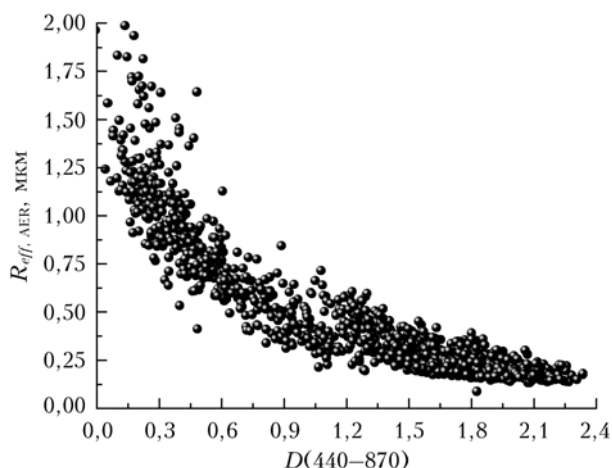


Рис. 9. Зависимость эффективного радиуса частиц, вычисленных с использованием стандартного алгоритма AERONET, от параметра Ангстрема для четырех станций AERONET

Предварительные результаты демонстрируют работоспособность метода при использовании фотометров PFR и будут представлены в отдельной публикации.

Заключение

Полученные нами результаты демонстрируют, что методы решения обратных задач, разработанные для многоволнового лидарного зондирования, могут быть использованы и для оценки интегральных параметров частиц из спектра их оптической толщи. Применение алгоритма к данным, полученным на четырех станциях сети AERONET, характеризуемых различными типами аэрозоля, демонстрирует, что результаты, полученные методом линейных оценок из прямых солнечных измерений, и результаты, полученные из полного набора данных, включающих угловой спектр яркости неба, находятся в согласии. Соответствующие результаты отличаются не более чем на 60% для объемной плотности и не более чем на 45% для эффективного радиуса частиц. Несмотря на то что использование только прямых солнечных измерений позволяет определять лишь ограниченный набор параметров частиц, по сравнению с информацией, предоставляемой AERONET, в частности нельзя определить спектрально-зависимый комплексный показатель преломления, представленный в работе подход имеет ряд преимуществ.

– Метод позволяет получать временные ряды параметров частиц с высоким временным разрешением, порядка нескольких минут.

– Метод может быть использован для инструментов, в которых не предусмотрено угловое сканирование яркости неба, например в сети солнечных фотометров PFR/GAW. Он также может быть использован при анализе ночных фотометрических измерений по излучению луны, звезд.

В настоящее время нами продолжаются работы по совершенствованию алгоритма с целью уменьшения погрешности оценки параметров частиц и по использованию его в существующих радиометрических сетях.

1. IPCC 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of Intergovernmental Panel on Climate Change / Ed. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, 2007, 966 p.
2. Hansen J., Sato M., Kharecha P., von Schuckmann K. Earth's energy imbalance and implications // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11, N 24. P. 13421–13449.
3. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. AERONET – federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Remote Sens. Environ. 1998. V. 66, N 1. P. 1–16.
4. Dubovik O., King M.D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. 2000. V. 105, N 16. P. 20673–20696.
5. Smirnov A., Holben B.N., Eck T.F., Dubovik O., Slutsker I. Cloud screening and quality control algorithms for AERONET database // Remote Sens. Environ. 2000. V. 73, iss. 3. P. 337–349.
6. King M., Byrne D., Herman B., Reagan J. Aerosol size distributions obtained by the inversion of spectral optical depth measurements // J. Atmos. Sci. 1978. V. 35, iss. 11. P. 2153–2167.
7. Veselovskii I., Kolgotin A., Griaznov V., Müller D., Wandinger U., Whiteman D. Inversion with regularization for the retrieval of tropospheric aerosol parameters from multi-wavelength lidar sounding // Appl. Opt. 2002. V. 41, iss. 18. P. 3685–3699.
8. Ansmann A., Müller D. Lidar. Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere. N.Y.: Springer, 2005. P. 105–141.
9. Müller D., Wandinger U., Ansmann A. Microphysical particle parameters from extinction and backscatter lidar data by inversion with regularization: theory // Appl. Opt. 1999. V. 38, N 12. P. 2346–2357.
10. Thomason L.W., Osborn M.T. Lidar conservation parameters derived from SAGE II extinction measurements // Geophys. Res. Lett. 1992. V. 19, N 16. P. 1655–1658.
11. Donovan D., Carswell A. Principal component analysis applied to multiwavelength lidar aerosol backscatter and extinction measurements // Appl. Opt. 1997. V. 36, iss. 36. P. 9406–9424.
12. Veselovskii I., Dubovik O., Kolgotin A., Korenskiy M., Whiteman D.N., Allakhverdiev K., Huseyinoglu F. Linear estimation of particle bulk parameters from multi-wavelength lidar measurements // Atmos. Meas. Technol. 2012. V. 5, Special iss. P. 1135–1145.
13. De Graaf M., Donovan D., Apituley A. Feasibility study of integral property retrieval for tropospheric aerosol from Raman lidar data using principal component analysis // Appl. Opt. 2013. V. 52, iss. 10. P. 2173–2186.
14. Dubovik O., Holben B.N., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanré D., Slutsker I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59, iss. 3. P. 590–608.
15. Bohren C.F., Huffman D.R. Absorption and Scattering of Light by Small Particles. N.Y.: Wiley-Interscience, 1983. 541 p.
16. Mishchenko M.I., Hovenier J.W., Travis L.D. Light Scattering by Nonspherical Particles. San-Diego: Academic Press, 2000. 690 p.

17. Dubovik O., Sinyuk A., Lapyonok T., Holben B.N., Mishchenko M., Yang P., Eck T.F., Volten H., Munoz O., Veihelmann B., van der Zande W.J., Leon J.-F., Sorokin M., Slutsker I. Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D11208. DOI: 10.1029/2005JD006619.
18. Veselovskii I., Dubovik O., Kolgotin A., Lapyonok T., Di Girolamo P., Summa D., Whiteman D.N., Mishchenko M., Tanré D. Application of randomly oriented spheroids for retrieval of dust particle parameters from multi-wavelength lidar measurements // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. D21203. DOI: 10.1029/2010JD014139.
19. Twomey S. Introduction to the Mathematics of Inversion in Remote Sensing and Linear Measurements. N.Y.: Elsevier, 1977. 243 p.
20. Ansmann A., Petzold A., Kandler K., Tegen I., Wendisch M., Müller D., Weinzierl B., Müller T., Heintzenberg J. Saharan Mineral Dust Experiments SAMUM-1 and SAMUM-2: what have we learned? // *Tellus B.* 2011. V. 63, iss. 4. P. 403–429.
21. WMO/GAW Experts workshop on a global surface-based network for long term observations of column aerosol optical properties, Davos 2004 / Ed. U. Baltensperger, L. Barrie, C. Wehrli. GAW N 162. WMO/TD-No. 1287. Available at: <http://www.wmo.ch/pages/prog/arep/gaw/gaw-reports.html>

A.S. Suvorina, I.A. Veselovskii, M.Yu. Korenskii, A.V. Kolgotin. **The use of the linear estimation method in determination of integral parameters of atmospheric aerosol from spectral measurements of its optical depth.**

Linear estimation method is used to determine the integral parameters of atmospheric aerosol, such as volume density and effective radius from the spectra of aerosol optical depth measured by a sun photometer. For approximation of the method, three-month series of optical depth at seven wavelengths for four sites of AERONET network characterized by different aerosol types: urban, biomass burning, desert dust, and marine, were chosen. Comparison of the results with retrievals from standard AERONET algorithm shows a good agreement between two methods. However, linear estimation technique allows retrieving time series of particle parameters from direct sun measurements with a high temporal resolution of about several minutes. This method can be used in the instruments that do not provide angular scanning of sky radiance, e.g., the PFR/GAW sun photometers network.