

В.В. Зуев, Б.С. Костин

### АЭРОЗОЛЬНАЯ КОРРЕКЦИЯ ДАННЫХ ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА ПО МЕТОДУ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ

С помощью многочастотного лидара определяется спектр размеров аэрозольных частиц. Полученный спектр используется при расчете оптических характеристик аэрозоля (аэрозольной коррекции) для длины волны зондирования озона. Численные эксперименты подтверждают практическую применимость данного подхода.

Атмосферный аэрозоль делает весьма сложной задачу интерпретации данных лазерного зондирования озона. При зондировании атмосферы по методу дифференциального поглощения достоверность определения концентраций озона обусловлена главным образом нерегулярностью поведения аэрозоля. Вопрос особенно актуален, если речь идет о зондировании стратосферного озона. Стратосферный аэрозоль может иметь «узкие» распределения частиц по размерам. Данный факт говорит о том, что поведение аэрозольных оптических характеристик в интервале длин волн зондирования озона может быть нерегулярным [1]. После извержения вулкана в стратосфере, помимо слоя Юнге, образуются новые слои с различной структурой. Влияние таких аэрозольных слоев на достоверность определения концентрации озона по данным лазерного зондирования может оказаться существенным. В качестве иллюстрации этого на рис. 1 представлены результаты численного эксперимента по определению концентрации озона в стратосфере. Они получены по одним и тем же данным лазерного зондирования двумя различными способами. Аэрозольная компонента в этой серии экспериментов не учитывалась.

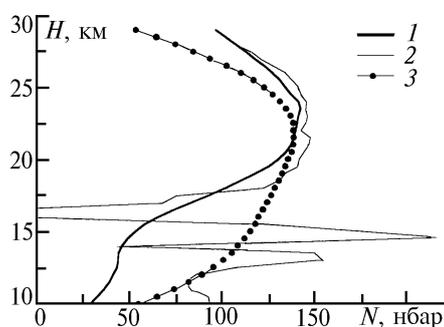


Рис. 1. Профили концентрации озона, полученные без аэрозольной коррекции на  $\lambda_{оп} = 0,308$  мкм,  $\lambda_{эф} = 0,353$  мкм. 1 — точный профиль; 2 — полученный по разностной схеме; 3 — с помощью алгоритма дифференцирования эмпирических зависимостей

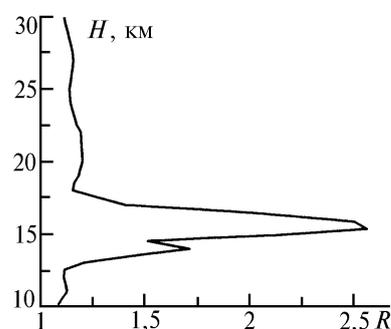


Рис. 2. Профиль отношения рассеяния для длины волны 0,532 мкм при зондировании стратосферы

Результаты эксперимента, представленные на рис. 1, относятся к ситуации, изображенной на рис. 2, где показан профиль отношения рассеяния для длины волны 0,532 мкм. Данный профиль синтезирован по результатам реальных измерений в период с декабря 1991 г. по март 1993 г. после извержения вулкана Пинатубо. Из рис. 2 видно, что на высотах от 12 до 18 км присутствует аэрозольный слой. Обратимся теперь к рис. 1. Кривая 2 на этом рисунке получена по разностной схеме. Из сопоставления рис. 1 и 2 видим, что наибольший разброс и появление даже отрицательных компонентов в искомом профиле озона соответствует именно аэрозольному слою. Кривая 3 на рис. 1 получена с помощью регуляризирующего алгоритма дифференцирования эмпирических зависимостей [2]. Хотя в силу специфики алгоритма данная кривая имеет только положительные значения, отклонение ее от точного профиля (кривая 1) весьма за-

метно. Таким образом, из рис. 1 следует, что ни один из методов не позволяет достаточно точно определить концентрацию озона, если не учитывать поведение аэрозольной компоненты.

Поэтому при зондировании атмосферного озона методом дифференциального поглощения используют скорректированное выражение в виде [3]:

$$\rho(h'_i) = \frac{1}{2[k(\lambda_{on}, h'_i) - k(\lambda_{of}, h'_i)]\Delta h} [S(h'_i) + B(h'_i) + T(h'_i)], \quad (1)$$

где

$$S(h'_i) = \ln \frac{N(\lambda_{on}, h_i)N(\lambda_{of}, h_{i+1})}{N(\lambda_{on}, h_{i+1})N(\lambda_{of}, h_i)}.$$

В данном выражении  $\rho(h'_i)$  – искомая концентрация озона на высоте  $h'_i$ ,  $h'_i = (h_{i+1} + h_i)$ ,  $h_{i+1} = h_i + \Delta h$ ;  $k(\lambda_{on}, h'_i)$  и  $k(\lambda_{of}, h'_i)$  – коэффициенты поглощения одной молекулой озона на длинах волн  $\lambda_{on}$  или  $\lambda_{of}$  на высоте  $h_i$ ;  $N(\lambda_{on}, h_i)$  и  $N(\lambda_{of}, h_i)$  – измеренные сигналы на двух длинах волн;  $B(h_i)$  и  $T(h_i)$  – корректировочные коэффициенты, которые определяются по формулам:

$$B(h'_i) = - \ln \frac{\beta_{\pi}(\lambda_{on}, h_i)\beta_{\pi}(\lambda_{of}, h_{i+1})}{\beta_{\pi}(\lambda_{on}, h_{i+1})\beta_{\pi}(\lambda_{of}, h_i)}, \quad (2)$$

$$T(h'_i) = - 2[\beta_{ex}(\lambda_{on}, h'_i) - \beta_{ex}(\lambda_{of}, h'_i)]\Delta h, \quad (3)$$

где  $\beta_{ex}(\lambda_i, h'_i) = [\beta_{ex}(\lambda_i, h_i) + \beta_{ex}(\lambda_i, h_{i+1})]/2$ ,  $\lambda_i = \lambda_{on}$  или  $\lambda_{of}$ . В выражениях (2), (3) для корректировочных коэффициентов обозначены  $\beta_{\pi}(\lambda_i, h_i) = \beta_p^a(\lambda_i, h_i) + \beta_p^m(\lambda_i, h_i)$  – суммарные коэффициенты (аэрозольные и молекулярные) обратного рассеяния;  $\beta_{ex}(\lambda_i, h_i) = \beta_{sc}^a(\lambda_i, h_i) + \beta_{sc}^m(\lambda_i, h_i)$  – суммарные коэффициенты ослабления, записанные для двух длин волн зондирования  $\lambda_{on}$  и  $\lambda_{of}$ .

Из скорректированного уравнения (1) видно, что оно содержит больше неизвестных величин, чем позволяют определить измерения на двух длинах волн. К неизвестным относятся коэффициенты аэрозольного и молекулярного рассеяния.

Для определения указанных оптических характеристик рассмотрим метод, основанный на использовании многочастотного лидара. Предположим, что лидар имеет не две, а  $n$  рабочих длин волн. Выделим озонный канал и рассмотрим оставшиеся длины волн. Задача определения оптических характеристик (интерпретации измерений) заключается в решении системы уравнений лазерного зондирования:

$$F(\lambda_i, h_i) = [\beta_{\pi}^a(\lambda_i, h_i) + \beta_{\pi}^m(\lambda_i, h_i)]T_a^2(\lambda_i, h_i - h_0)T_m^2(\lambda_i, h_i - h_0), \quad (4)$$

$$F(\lambda_i, h_i) = \frac{N(\lambda_i, h_i)h_i^2}{b(\lambda_i)T_a^2(\lambda_i, h_0)T_m^2(\lambda_i, h_0)}, \quad i = 1, 2, \dots, n - 1. \quad (5)$$

В выражении (1)  $h_0$  – высота калибровки лидара;  $T_a^2(\lambda_i, h_i - h_0)$  и  $T_m^2(\lambda_i, h_i - h_0)$  – изменение квадратов соответственно аэрозольной и молекулярной прозрачности по сравнению с высотой  $h_0$ . В выражении (5)  $b(\lambda_i)$  – калибровочные константы;  $T_a^2(\lambda_i, h_0)$  и  $T_m^2(\lambda_i, h_0)$  – квадраты аэрозольной и молекулярной прозрачности на высоте  $h_0$ . Заметим, что значения величин, входящих в выражение (5), определяются при калибровке лидара [4].

Известно, что молекулярные оптические характеристики связаны соотношениями:

$$\beta_p^m(\lambda_i, h_i) = \frac{3}{8\pi} \beta_{sc}^m(\lambda_i, h_i). \quad (6)$$

Кроме того,

$$\beta_{\pi}^m(\lambda_i, h_i) = p_i \beta_{\pi}^m(\lambda_1, h_i); \quad p_i \beta_{sc}^m(\lambda_i, h_i) = p_i \beta_{sc}^m(\lambda_1, h_i), \quad (7)$$

где  $p_i$  – известное аналитическое выражение, задаваемое теорией молекулярного рассеяния. Если учитываются дисперсионные свойства воздуха, то

$$p_i = \{[(m_i - 1)/\lambda_i^2][\lambda_i^2/(m_i - 1)]\}^2. \quad (8)$$

Значение показателя преломления воздуха, входящее в выражение (8), определяется формулой Эдлена:

$$(m_i - 1)10^6 = 64,328 + 29498,1/(146 - 1/\lambda_i^2) + 255,4/(41 - 1/\lambda_i^2). \quad (9)$$

Формула (9) выполняется при температуре 288,15 К и давлении 760 мм рт. ст. Выражения (6) – (8) означают, что вся совокупность молекулярных оптических характеристик, входящих в уравнения лазерного зондирования, определяется одним значением, а именно  $\beta_p^m(\lambda_1, h_i)$ . Поэтому при решении системы (4) для определения молекулярной компоненты выделяется одна длина волны.

Для определения аэрозольной компоненты остается  $(n - 2)$  длины волны. Заметим, что в общем случае число рабочих длин волн лидара должно быть достаточным для корректного обращения спектра размеров аэрозольных частиц. Однако в рассматриваемом случае перед нами иная задача. Она заключается в пересчете одних оптических характеристик аэрозоля (коэффициентов обратного рассеяния) в другие (коэффициенты ослабления). Спектр размеров частиц в данном случае играет вспомогательную роль. Указанные оптические характеристики аэрозоля образуют систему взаимозависимых величин. Это означает, что для определения аэрозольной компоненты отмеченное обстоятельство позволяет обойтись минимальным количеством длин волн лидара. Если прибегнуть к параметрической форме обращения лидарных данных, то в рассматриваемом случае необходимы две длины волны [2].

Алгоритм обработки сигналов и определения концентрации озона в рассматриваемом методе строится в два этапа. На первом этапе решается система уравнений (4). Наименьшая длина волны из  $(n - 1)$ , предназначенных для разделения компонент рассеяния, выделяется для определения молекулярной компоненты. Для оставшихся длин волн решается обратная задача аэрозольного светорассеяния и определяются оптические характеристики аэрозоля. Алгоритм на первом этапе строится по методу итераций. Опустим изложение первого этапа, так как это выходит за рамки данного сообщения. Заметим, что вопросы решения обратных задач аэрозольного светорассеяния подробно рассматриваются в монографиях [2, 5]. Особенности алгоритма разделения компонент рассеяния изложены в работе [6], посвященной этому вопросу. На втором этапе, в соответствии с формулами (1) – (3), вычисляется искомый профиль концентрации озона. Следует отметить, что в рассматриваемом подходе безразлично, какая длина волны из  $(n - 1)$  длин волн, фигурирующих при решении системы (4), выбрана в качестве  $\lambda_{of}$ .

Рассмотрим стратосферный лидар с рабочими длинами волн 0,308; 0,339; 0,353; 0,532 и 0,683 мкм. Предположим, что он откалиброван. Напомним, что при зондировании стратосферы лидар калибруется по слою атмосферы, расположенному на высоте  $h \approx 30$  км [4]. Соответственно интерпретация сигналов в этом случае проводится от высоты калибровки сверху вниз. Для проверки изложенного алгоритма был выполнен численный эксперимент. Молекулярная компонента рассчитывалась по модели термодинамических параметров для зимы и лета средних широт, приведенной в работе [7]. Диапазон высот составлял от 30 до 10 км. При расчете аэрозольной компоненты высотный ход оптических характеристик аэрозоля задавался с помощью отношения рассеяния для длины волны 0,532 мкм (см. рис. 2). Спектральное поведение оптических характеристик аэрозоля задавалось с помощью специально выбранных моделей микроструктуры. Так, в качестве фоновой модели микроструктуры выбрана модель  $H$  Дейрменджана [8]. Она служит для описания распределения размеров стратосферного аэрозоля. Из рис. 2 видно, что на высотах от 12 до 18 км присутствует аэрозольный слой. Микроструктура этого слоя описывалась логнормальным распределением [9]. Спектральная зависимость показателя преломления аэрозольных частиц выбрана в соответствии с рекомендациями работы [10]. Предполагалось, что показатель преломления не меняется с высотой. В рассчитанные подобным образом профили сигналов вносилась ошибка, распределенная по закону Пуассона и равная 5% от значения сигналов. Разделение компонент рассеяния и определение оптических характеристик аэрозоля проводились для четырех длин волн 0,339; 0,353; 0,532 и 0,683 мкм. Поскольку речь идет о четырех длинах волн, то в качестве метода обращения оп-

тических характеристик аэрозоля выбран метод регуляризации А.Н. Тихонова. Результат эксперимента, относящийся к лету средних широт, представлен на рис. 3. Этот результат получен для  $\lambda_{on} = 0,308$  мкм и  $\lambda_{of} = 0,353$  мкм. Заметим, что в качестве  $\lambda_{of}$  может быть выбрана любая длина волны из четырех, используемых для разделения компонент рассеяния. На рисунке кривая 1 является точным распределением. Кривая 2 получена с помощью регуляризирующего алгоритма дифференцирования, кривая 3 – по разностной схеме. Из рисунка следует, что оба результата являются вполне удовлетворительными, хотя предпочтительнее результат, полученный с помощью алгоритма дифференцирования.

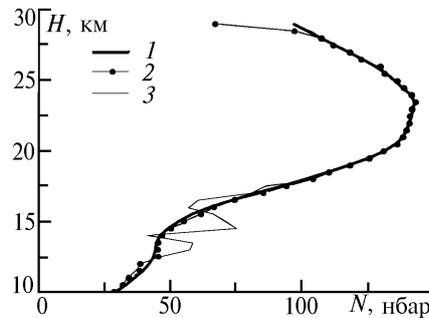


Рис. 3. Профили концентрации стратосферного озона, полученные с коррекцией на аэрозоль с помощью многочастного лидара на  $\lambda_{on} = 0,308$  мкм и  $\lambda_{of} = 0,353$  мкм. 1 – точный профиль; 2 – полученный с помощью алгоритма дифференцирования; 3 – по разностной схеме

При зондировании тропосферы наземным лидаром алгоритм расчетов остается тем же самым. Изменение касается лишь калибровки лидара. Тропосферный лидар калибруется по горизонтальной трассе с помощью экрана с известным коэффициентом отражения. При калибровке определяются значения  $b(\lambda_i)$ , а также оптические характеристики атмосферы. Значения оптических характеристик, определенные по горизонтальной трассе, принимаются за начальные значения при обработке данных зондирования тропосферы. Опишем численный эксперимент по зондированию тропосферного озона с помощью лидара, работающего на длинах волн 0,271; 0,289; 0,510; 0,578; 0,628 и 0,726 мкм.

Как и прежде, молекулярная компонента рассчитывалась по модели термодинамических параметров, приведенных в [7], для зимы и лета средних широт в интервале высот от 0 до 7 км. Спектральная зависимость аэрозольных оптических характеристик была задана с помощью двух распределений Дейрменджана [8]. Оптические характеристики фонового аэрозоля рассчитывались по модели  $L$ , которая характеризует распределение размеров континентального аэрозоля. Высотный ход оптических характеристик задан отношением рассеяния для длины волны 0,532 мкм, показанного на рис. 4.

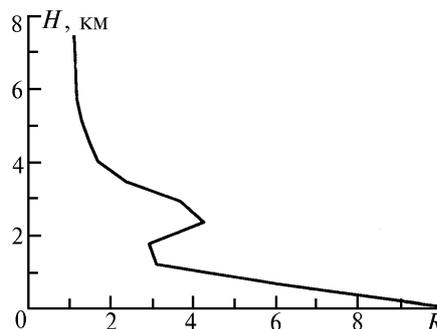


Рис. 4. Профиль отношения рассеяния при зондировании тропосферы для длины волны 0,532 мкм

Из рисунка видно, что на высотах от 1 до 3 км присутствует аэрозольный слой. Спектральная зависимость аэрозольных оптических характеристик в слое задана моделью  $M$ , которая описывает распределение частиц по размерам для морского аэрозоля. Как и ранее, спектральная зависимость показателя преломления выбрана в соответствии с рекомендациями ра-

боты [10]. Предполагалось также, что показатель преломления не меняется с высотой. Разделение компонент рассеяния и определение оптических характеристик аэрозоля проводились для длин волн 0,510; 0,578; 0,628 и 0,726 мкм. В качестве метода обращения оптических характеристик аэрозоля используется метод регуляризации. На рис. 5 представлен результат численного эксперимента, относящийся к лету средних широт. Результат получен для  $\lambda_{on} = 0,271$  мкм и  $\lambda_{of} = 0,289$  мкм. На рисунке кривая 1 получена с помощью регуляризирующего алгоритма дифференцирования. Кривая 2 показывает точный профиль концентрации озона в тропосфере. Кривая 3 получена по разностной схеме. Как следует из рисунка, результат определения концентрации озона является удовлетворительным в обоих случаях.

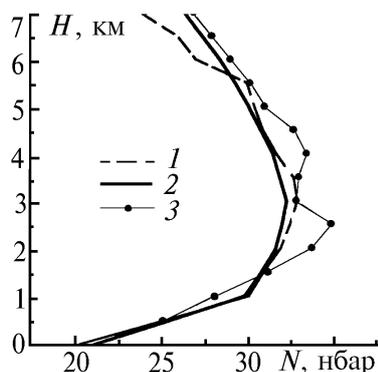


Рис. 5. Профили концентрации тропосферного озона, полученные с коррекцией на аэрозоль с помощью многочастотного лидара на  $\lambda_{on} = 0,271$  мкм и  $\lambda_{of} = 0,289$  мкм. 1 – точный профиль; 2 – полученный с помощью алгоритма дифференцирования; 3 – по разностной схеме

Подводя итог, отметим следующее. Во-первых, как показали численные эксперименты, метод аэрозольной коррекции, основанный на использовании многочастотного лидара, позволяет достаточно точно определить концентрацию озона. Во-вторых, регуляризирующий алгоритм дифференцирования эмпирических зависимостей дает лучшие результаты, за исключением крайних точек, по сравнению с разностной схемой.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 93-05-9383).

1. На а ц И. Э. // Дистанционные методы исследования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1980. С. 41–89.
2. Зуев В. Е., На а ц И. Э. Обратные задачи лазерного зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1982. 241 с.
3. Л а з е р н ы й контроль атмосферы / Под ред. Э. Д. Хинкли. М.: Мир, 1979. 416 с.
4. Зуев В. Е., Зуев В. В., Костин Б. С. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 6. N. 5. С. 655–657.
5. Зуев В. Е., На а ц И. Э. Обратные задачи оптики атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 286 с.
6. Зуев В. Е., Зуев В. В., Костин Б. С. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 6. N. 10. С. 1076–1080.
7. Ипполитов И. И., Комаров В. С., Мицель А. А. // Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. С. 4–44.
8. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 165 с.
9. Halperin B., Murcray Dawid G. // Appl. Opt. 1987. V. 26. N. 11. P. 2222–2235.
10. Russel P. B., Swisser T. J., McCormic M. P., Chu W. P., Livingston J. M., Perin T. J. // Atmos. Sci. 1981. V. 38. P. 1279–1294.

Институт оптики атмосферы СО РАН,  
Томск

Поступила в редакцию  
30 декабря 1995 г.

V. V. Z u e v , B. S. K o s t i n . Aerosol Correction of Atmospheric Ozone Sounding Data by Differential Absorption Method.

The aerosol particle size spectrum is measured using a multifrequency lidar. The obtained spectrum is used when calculating the aerosol optical characteristics (aerosol correction) at the ozone sounding wavelength. Numerical experiments verify the practical applicability of the proposed approach.