

А.В. Ельников, С.И. Кавкянов, Г.М. Креков, В.Н. Маричев

ПРОЦЕДУРА ОБРАБОТКИ СИГНАЛОВ ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ СТРАТОСФЕРЫ

Предложен экономичный алгоритм восстановления вертикального профиля аэрозольного коэффициента ослабления в стратосфере по данным одночастотного лазерного зондирования. Приведены алгоритм расчета и результаты контрольных оценок в сопоставлении с известными модельными профилями аэрозольного ослабления.

Результаты лазерного зондирования высотных профилей атмосферного аэрозоля, как правило, представляются в виде профилей отношения суммарного объемного коэффициента обратного рассеяния к молекулярному

$$R(h) = [\beta_{\pi a}(h) + \beta_{\pi m}(h)] / \beta_{\pi m}(h), \quad (1)$$

где молекулярный профиль $\beta_{\pi m}(h)$ считается либо известным из моделей, либо рассчитанным из метеорологических измерений через давление и температуру [1, 2]. Поскольку абсолютная калибровка лидара затруднена, применяют калибровку по сигналу из слоя, расположенного на высоте h^* , где известно отношение $R(h^*)$ (обычно на высотах более 20 км, где наиболее вероятно отсутствие аэрозоля и $R(h^*) \approx 1$). Записав лидарное уравнение [1]

$$S(h) = P(h) h^2 = A [\beta_{\pi a}(h) + \beta_{\pi m}(h)] T_0^2(0, h) T_m^2(0, h) \quad (2)$$

для $h = h^*$ и разделив уравнение (2) на полученное, имеем

$$\varphi(h) \equiv \frac{S(h)}{S(h^*)} \frac{T_m^2(h_0, h^*)}{T_m^2(h_0, h)} \frac{\beta_{\pi m}(h^*)}{\beta_{\pi m}(h)} R(h^*) = R(h) \frac{T_a^2(h_0, h)}{T_a^2(h_0, h^*)}, \quad (3)$$

где $S(h)$ — так называемая лидарная S -функция; $P(h)$ — принимаемый сигнал с высоты h (скорректированный на геометрическую функцию лидара); A — аппаратная постоянная; $T(h_0, h) = \exp\left\{-\int_{h_0}^h \beta_s(h') dh'\right\}$ — прозрачность слоя $[h_0, h]$; h_0 — начальная точка трассы зондирования; $\beta_s(h)$ —

объемный коэффициент рассеяния (в пренебрежении атмосферным поглощением). Таким образом, в правой части уравнения (3) содержатся все неизвестные оптические параметры атмосферного аэрозоля, а экспериментальные данные представлены функцией $\varphi(h)$.

Простейший способ интерпретации лидарных сигналов заключается в пренебрежении аэрозольной прозрачностью $T_a(h_0, h)$ [3] (в результате чего из (3) имеем $R(h) = \varphi(h)$), либо в задании модельного профиля $T_a(h_0, h)$. Однако, как показано в [4], вариации замутненности стратосферы могут оказывать существенное влияние на результаты интерпретации лидарных сигналов, вследствие чего становится необходимой оперативная оценка профиля аэрозольной прозрачности. Наиболее приемлемыми с точки зрения практической реализации являются оценки, полученные из самих лидарных данных, что возможно при введении априорной связи $\beta_{\pi a}(h)/\beta_{sa}(h) = g_a(h)$, установленной на основании модельных оценок, с учетом того, что для молекулярной компоненты $g_m = 3/8\pi \text{sr}^{-1}$.

Методы решения лидарного уравнения достаточно подробно изложены в [4]. При наличии связи $g_a(h) = \beta_{\pi a}(h)/\beta_{sa}(h)$ последнее сводится к линейному дифференциальному уравнению первого порядка относительно $T_a^2(h^*, h) \equiv T_a^2(h_0, h)/T_a^2(h_0, h^*)$, следующему из (3) с учетом (1):

$$T_a^2(h^*, h) - \frac{g_a(h)}{2\pi\beta_{\pi m}(h)} \frac{\alpha T_a^2(h^*, h)}{dh} = \varphi(h), \quad (4)$$

решение которого имеет вид

$$T_a^2(h^*, h) = f^{-1}(h) \left[1 - 2 \int_{h^*}^h \varphi(h') f(h') \beta_{sm}(h') \frac{g_m}{g_a(h')} dh' \right], \quad (5)$$

где

$$f(h) = \exp \left\{ -2 \int_{h^*}^h \frac{g_m}{g_a(h')} \beta_{sm}(h') dh' \right\}.$$

Отметим, что это решение справедливо при любом выборе высоты калибровки $h^* \in [h_0, h_N]$, причем если $h < h^*$, выражение (5) становится больше единицы (верхний предел интегрирования становится меньше нижнего), поэтому под $T_a^2(h^*, h)$ при $h < h^*$ следует понимать формальное определение этой величины, заданное тождеством в левой части (5).

Формат результатов лазерного зондирования стратосферы (пример данных 16.07.87 г.)

h , км	β_{sm} , км ⁻¹	g_a , ср ⁻¹	β_{sa} , км ⁻¹	$\tau(h)$
10	4,4880E-03	5,2945E-02	2,3534E-04	7,5234E-03
11	3,9676E-03	5,1736E-02	6,9292E-04	7,0455E-03
12	3,4859E-03	5,0748E-02	7,2319E-04	6,2599E-03
13	3,0292E-03	3,9025E-02	4,9580E-04	5,6569E-03
14	2,6136E-03	3,8850E-02	1,9329E-04	5,3559E-03
15	2,2302E-03	3,6777E-02	2,6876E-04	5,1259E-03
16	1,9137E-03	3,4363E-02	3,5940E-04	4,8194E-03
17	1,6389E-03	3,3656E-02	3,4656E-04	4,4622E-03
18	1,3933E-03	3,2872E-02	4,5683E-04	4,0427E-03
19	1,1874E-03	3,1681E-02	6,1732E-04	3,4932E-03
20	1,0088E-03	2,8315E-02	6,6995E-04	2,8449E-03
21	8,5892E-04	2,7308E-02	6,2501E-04	2,1989E-03
22	7,3309E-04	2,6575E-02	4,8913E-04	1,6707E-03
23	6,2577E-04	2,5557E-02	3,8597E-04	1,2297E-03
24	5,3307E-04	2,4522E-02	2,8406E-04	8,8489E-04
25	4,5636E-04	2,3498E-02	2,2034E-04	6,0560E-04
26	3,9058E-04	2,2691E-02	1,2985E-04	4,4798E-04
27	3,3476E-04	2,1890E-02	7,9880E-05	3,3316E-04
28	2,8617E-04	2,1022E-02	4,4988E-05	2,7710E-04
29	2,4582E-04	2,0222E-02	4,2376E-05	2,3726E-04
30	2,1014E-04	1,9476E-02	3,2331E-05	1,9768E-04
31	1,8033E-04	1,9426E-02	4,6873E-05	1,6163E-04
32	1,5510E-04	1,9426E-02	3,4526E-05	1,2305E-04

В соответствии с (1) и (3) нетрудно записать решения также относительно $R(h)$ и $\beta_{sa}(h)$:

$$R(h) = \varphi(h) / T_a^2(h^*, h); \quad (6)$$

$$\beta_{sa}(h) = \beta_{sm} \frac{g_m}{g_a(h)} [R(h) - 1]. \quad (7)$$

В целях программной реализации выражение (5) удобнее переписать в виде

$$T_a^2(h^*, h) = [1 - 2J_1(h) + 2J_1(h^*)] f^{-1}(h); \quad (8)$$

$$f(h) = \exp \{2J_2(h) - 2J_2(h^*)\}, \quad (9)$$

где

$$J_1(h) = \int_{h_0}^h \varphi(h') f(h') \beta_{sm}(h') \frac{g_m}{g_0(h')} dh';$$

$$J_2(h) = \int_{h_0}^h \frac{g_m}{g_a(h')} \beta_{sm}(h') dh'.$$

В программе обработки лидарных сигналов предусмотрен автоматизированный выбор высоты калибровки h^* по минимуму $R(h)$. Согласно (3) минимум $R(h)$ будет достигаться для $h = h_{\min}$, минимизирующего отношение $\varphi(h) / T_a^2(h^*, h)$. При слабой замутненности атмосферы $h_{\min} = \arg \min \varphi(h)$. С

целью устранения влияния возможных вариаций прозрачности на определение высоты калибровки в программе осуществляется поиск h_{\min} по минимуму $\varphi(h)/T_a^2(h^*, h)$, где априори задается начальное приближение h_{\min} с последующим итерационным уточнением, при котором в (5) полагается $h^* = h_{\min}$.

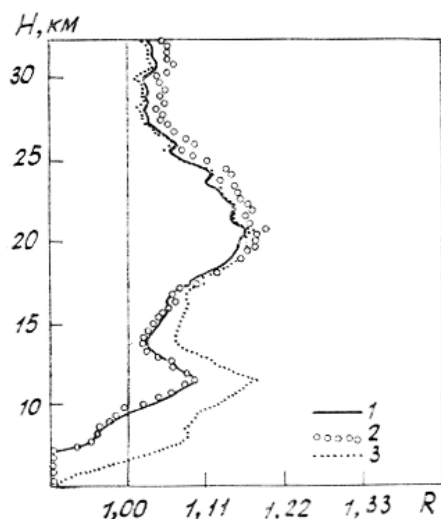


Рис. 1. Результаты интерпретации сигнала лазерного зондирования стратосферы: 1 — по предложенной итерационной схеме (5), (6); 2 — с использованием модельной оценки $T_a(h_0, h)$; 3 — без учета прозрачности $T_a(h_0, h)$

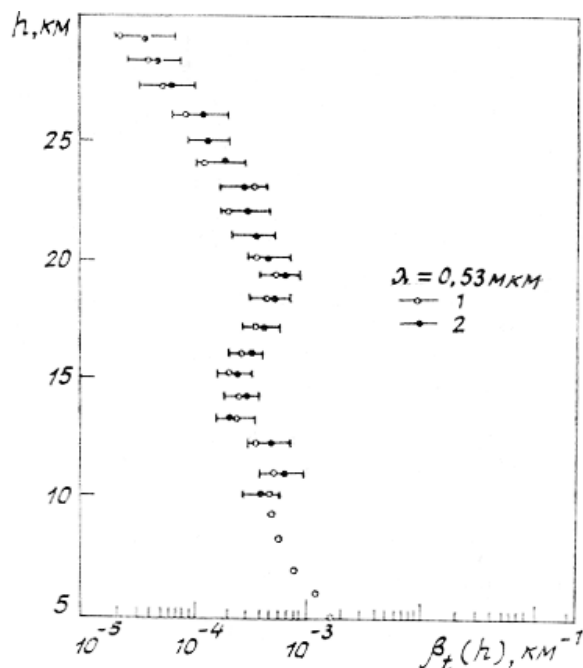


Рис. 2. Сопоставление модельных оценок $\beta_t(h)$ по [7] (1) со средними экспериментальными значениями (2)

На рис. 1 показан пример количественной интерпретации сигнала лазерного зондирования стратосферы на длине волны $\lambda = 0,53$ мкм с использованием оприорных модельных оценок лидарного отношения аэрозольной компоненты «среднециклической» атмосферы [1]. Очевидно, что использование подобной информации существенно повышает точность восстановления высотного профиля отношения рассеяния $R(h)$. Кроме того, появляется возможность приближенной, на уровне адекватности модели $g_a(h)$, оценки вертикального профиля основной радиационной характеристики аэрозольной атмосферы — коэффициента ослабления $\beta_t(h)$. Поведение последнего для указанной реализации $R(h)$

показано в таблице в терминах безразмерной оптической толщины отрезков $\tau(h_i) = \int_{h_i}^{\infty} \beta_t(h) dh$.

Как показано в работе [5], предложенная процедура допускает эффективное обращение на случай космической схемы зондирования.

В настоящее время изложенная методика используется для обработки систематических лидарных измерений, проводимых на станции высотного зондирования Института оптики атмосферы [6]. Обработка и документирование результатов зондирования производится с помощью универсального вычислительного комплекса ИРЗАР-50М.

Последовательный статистический анализ накапливаемых результатов позволяет производить коррекцию континентальной модели аэрозольной атмосферы в интересах установления региональных особенностей Западной Сибири и характеристик сезонного тренда. На рис. 2 приведен пример количественного сопоставления среднего за зимне-весенний период 1988 г. вертикального профиля коэффициента аэрозольного ослабления со среднециклической оценочной моделью [7], отражающей остаточное влияние периодических вулканических извержений.

1. Зуев В.Е., Креков Г.М., Крекова М.М. // Дистанционное зондирование атмосферы. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3—46.
2. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
3. Swisler T.J., Hamill P., Osborn M. et al. // J. Atm. Sci. 1982. V. 39. № 4. P. 909—916.
4. Креков Г.М., Кавкянов С.И., Крекова М.М. Интерпретация сигналов оптического зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987. 184 с.
5. Zuev V.E., Kavkyanov S.I., Krekov G.M. // Ads. Space Res. 1985. V. 5. № 6. P. 81—85.
6. Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н. // Изв. АН СССР. ФАО. 1988. Т. 24. № 8. С. 818—823.

7. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 255 с.

Институт оптики атмосферы СО АН СССР,
Томск

Поступила в редакцию
29 декабря 1989 г.

A.V. El'nikov, S.I. Kavkyanov, G.M. Krekov, V.N. Marichev. A Routine for Processing Lidar Returns from the Stratosphere.

An efficient algorithm for restoring the vertical profile of the aerosol extinction coefficient in the stratosphere based on the use of single frequency laser sensing data is suggested. The results of testing the algorithm utilizing known model profiles of the aerosol extinction are presented.