

В.А. Ковалев

### ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ ПОЛНЫМ И ОБРАТНЫМ РАССЕЯНИЕМ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОФИЛЯ ПОКАЗАТЕЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Рассматривается возможность применения при обработке лидарных данных переменной (по трассе зондирования) индикатрисы обратного рассеяния для повышения точности определения профиля показателя ослабления в неоднородной атмосфере. Приводятся основанные на опубликованных в научной литературе экспериментальных данных аппроксимационные зависимости между полным и обратным аэрозольным рассеянием. Также приведены примеры восстановленных с использованием постоянных и переменных индикатрис рассеяния по трассе зондирования модельных профилей показателя ослабления.

Применение на практике уравнения лазерной локации требует обязательного использования тех или иных допущений о характере связи между полным и обратным рассеянием света. Чаще всего при этом используется наиболее простое допущение о постоянстве индикатрисы аэрозольного рассеяния под углом  $180^\circ$  ( $x_{\pi,a}$ ) в пределах зондируемой лидаром трассы. При наличии на этой трассе участков с большими градиентами аэрозольного помутнения, такое допущение приводит к большим погрешностям определяемых оптических характеристик атмосферы [1–3]. Более того, в ряде случаев такое допущение оказывается еще и недостаточным, поскольку требуется знать конкретные численные значения параметра  $x_{\pi,a}$  на зондируемой трассе (например, для определения поправок на селективность аэрозольного рассеяния при использовании дифференциального лидарного определения газовых составляющих атмосферы). В этих случаях фактически используют уже два допущения о связи между полным и обратным аэрозольным рассеянием: во-первых, допущение о постоянстве параметра  $x_{\pi,a}$  на всей зондируемой трассе и, во-вторых, допущение о его конкретном численном значении в данных конкретных условиях. Так, например, в [1] авторы считают, что конкретные значения  $x_{\pi,a}$  следует выбирать, исходя из особенностей местоположения пункта измерения, в частности для длины волны 0,3 мкм  $x_{\pi,a} = 0,01 \text{ ср}^{-1}$  при измерениях в условиях города,  $x_{\pi,a} = 0,028 \text{ ср}^{-1}$  при измерениях в сельских районах (континентальный аэрозоль) и  $x_{\pi,a} = 0,05 \text{ ср}^{-1}$  при измерениях на море или в прибрежных районах.

В данной статье рассматриваются возможности повышения точности лидарного измерения показателя ослабления в условиях неоднородно замутненной атмосферы путем использования функциональных зависимостей между полным и обратным аэрозольным рассеянием. Приводятся конкретные функциональные соотношения между этими величинами, которые могут быть использованы в практике лидарных измерений оптических параметров атмосферы.

В настоящее время большинство исследователей считают, что более близким к реальности является не условие  $x_{\pi,a} = \text{const}$ , (справедливое только в некоторых частных случаях), а допущение о линейности связи между логарифмами полного и обратного рассеяния [2, 4–8], т. е.

$$\ln r_{\pi} = A + n \cdot \ln \mu, \quad (1)$$

где  $r_{\pi}$  — показатель направленного рассеяния под углом  $180^\circ$ ,  $\mu$  — показатель ослабления;  $A$  и  $n$  — постоянные величины.

Анализ, проведенный в [9], показал, что эта зависимость справедлива, по крайней мере, в диапазоне длин волн 0,25–0,5 мкм. Однако Клетт пришел к выводу [10], что более правильно считать, что параметры  $r_{\pi}$  и  $\mu$  связаны линейной зависимостью, но при этом коэффициент связи сам зависит от  $\mu$ . Для измерений в условиях туманов и низкой облачности им предложена зависимость следующего вида:

$$r_{\pi,a} = 0,00174 + 0,055 \exp \{ - [(\ln \mu - 4)/3,1]^2 \}. \quad (2)$$

Проведенный автором данной статьи анализ также показал, что зависимость между логарифмами показателей полного и обратного рассеяния имеет нелинейный характер и не может быть с достаточной степенью точности аппроксимирована линейной зависимостью (1) для всего диапазона помутнений от высокой прозрачности до плотных туманов, поскольку при значениях показателя рассеяния, больших  $2-3 \text{ км}^{-1}$ , обратное рассеяние резко возрастает [11]. Поэтому при измерениях в двухслойных средах результаты получаются более удовлетворительными, если зависимость  $r_{\pi}$  от параметра  $\mu$ , аппроксимируется на разных участках двумя разными линейными зависимостями с разной крутизной наклона [3].

Приведенная в [11] экспериментальная зависимость  $r_\pi$  от  $\mu$  для длины волны 0,55 мкм, полученная на основе анализа опубликованных литературных данных (и частично на основе собственных экспериментальных исследований автора), может быть аппроксимирована соотношением вида

$$r_\pi = 0,02\mu^{0,6+0,1\sqrt{\mu}}, \quad (3)$$

где  $r_\pi$  и  $\mu$  выражены в  $\text{км}^{-1}$ .

На рис. 1 показана зависимость между  $r_\pi$  и  $\mu$ , полученная в [11], (кривая 1) и ее аппроксимация с помощью соотношения (3) (кривая 2). Соответствующие зависимости  $x_\pi$  от  $\mu$  показаны на рис. 2 (кривые 1 и 2 соответственно). Кривая 3 показывает зависимость  $x_\pi$  от  $\mu$ , полученную на основе соотношения Клетта (2).

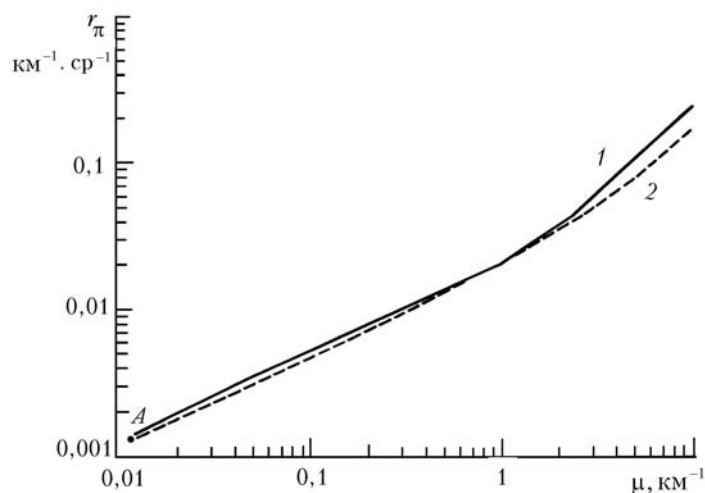


Рис. 1

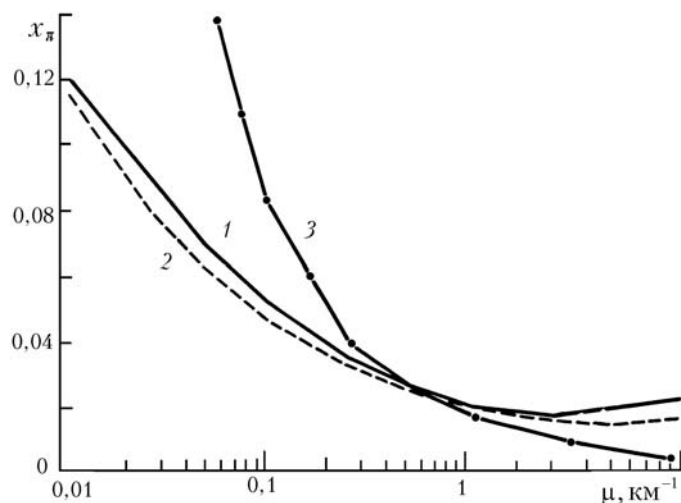


Рис. 2

Зависимости, показанные кривыми 1 и 2 на вышеуказанных рисунках, получены на основе измерений, проведенных на поверхности Земли, при этом атмосфера предполагалась однокомпонентной, т.е. молекулярное и аэрозольное рассеяние рассматривались как единое целое. Однако для задач зондирования тропосферы, где аэрозольное и молекулярное рассеяние становятся соизмеримыми, аэрозольное рассеяние должно быть отделено от молекулярного, а следовательно, необходимо оперировать отдельно с аэрозольной и молекулярной индикатрисами рассеяния под углом  $180^\circ$  [1]. Иначе говоря, показатели полного ( $r$ ) и обратного ( $r_\pi$ ) рассеяния в общем случае следует рассматривать как сумму двух составляющих

$$r = r_a + r_m; \quad (4)$$

$$r_\pi = r_{\pi,a} + r_{\pi,m}, \quad (5)$$

где индексы «а» и «м» соответствуют аэрозольной и молекулярной компоненте.

Для длины волны 0,05 мкм параметры  $r_m$  и  $r_{\pi,m}$  при нормальных условиях (температура 288,15 К, давление 1013,25 мБ) равны [12]:

$$r_m = 0,0114 \text{ км}^{-1}, r_{\pi,m} = 0,00136 \text{ км}^{-1}$$

(точка А на рис. 1). Тогда соответственно (3) зависимость аэрозольной составляющей показателя обратного рассеяния  $r_{\pi,a}$  от показателя общего аэрозольного рассеяния  $r_a$  для чисто рассеивающей атмосферы может быть записана в виде

$$r_{\pi,a} = 0,02 (r_a + 0,0114)^{0,6+0,1\sqrt{r_a+0,0114}} - 0,00136. \quad (6)$$

Зависимость аэрозольной индикатрисы рассеяния под углом  $180^\circ$  от параметра  $r_a$

$$x_{\pi,a} = \frac{0,02}{r_a} (r_a + 0,0114)^{0,6+0,1\sqrt{r_a+0,0114}} - \frac{0,00136}{r_a} \quad (7)$$

показана на рис. 3 в виде кривой 1. Она может быть аппроксимирована следующей формулой:

$$x_{\pi,a} = 0,02 r_a^{-0,23+0,03\sqrt{r_a}}, \quad (8)$$

где  $r_a$  имеет размерность  $\text{км}^{-1}$ . Зависимость (8) показана на рис. 3 кривой 2. Соответственно (8) аэрозольную составляющую показателя обратного рассеяния можно записать в виде

$$r_{\pi,a} = 0,02 r_a^{0,77+0,03\sqrt{r_a}}. \quad (9)$$

Диапазон применения (8), (9) ограничен диапазоном значений показателей рассеяния, в котором была получена зависимость между  $r_\pi$  и  $\mu$  в [11]. Для работы в условиях повышенной прозрачности воздуха в нижнем слое атмосферы (в тропосфере) соотношения (8) и (9) должны быть уточнены (экстраполированы в область малых значений коэффициентов аэрозольного рассеяния, для  $r_a < 0,01 \text{ км}^{-1}$ ). Если принять, что при ( $r_a \rightarrow 0$ ) параметр  $x_{\pi,a} \rightarrow x_{\pi,m}$ , т.е. рассеяние становится чисто рэлеевским, то (8) можно представить как

$$x_{\pi,a} = 0,02 (r_a + 0,000415)^{-0,23+0,03\sqrt{r_a}}. \quad (10)$$

Это соотношение может быть использовано в широком диапазоне помутнений от очень прозрачной атмосферы до плотных туманов ( $r = 20 \text{ км}^{-1}$  и более). Зависимость  $x_{\pi,a}$  от  $r_a$  показана на рис. 4 (кривая 1). Кривая 2 показывает предельное значение  $x_{\pi,a} = x_{\pi,m}$ , соответствующее рэлеевскому рассеянию; кривая 3 аналогична кривой 1 на рис. 3.

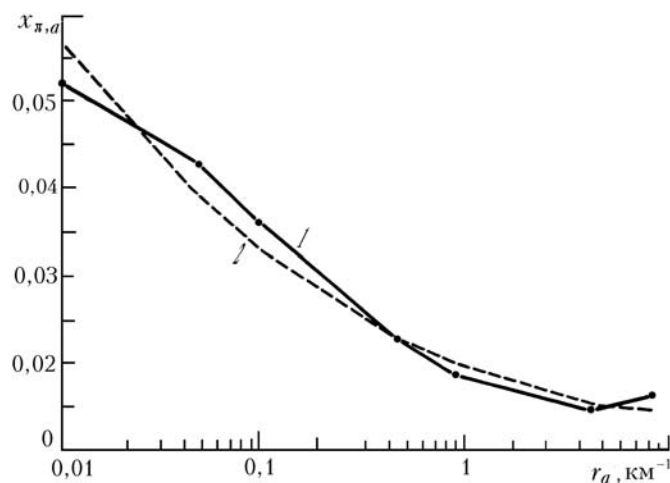


Рис. 3

Формулы (8) и (10) получены на основе экспериментальных зависимостей между полным и обратным рассеянием на длине волны 0,55 мкм. Однако на основании некоторых имеющихся данных можно сделать вывод о том, что зависимость параметра  $x_{\pi,a}$  от длины волны выражена достаточно слабо [1, 9, 11]. Поэтому, как нам представляется, указанные формулы можно использовать на практике, по крайней мере, в диапазоне длин волн 0,3–0,7 мкм.

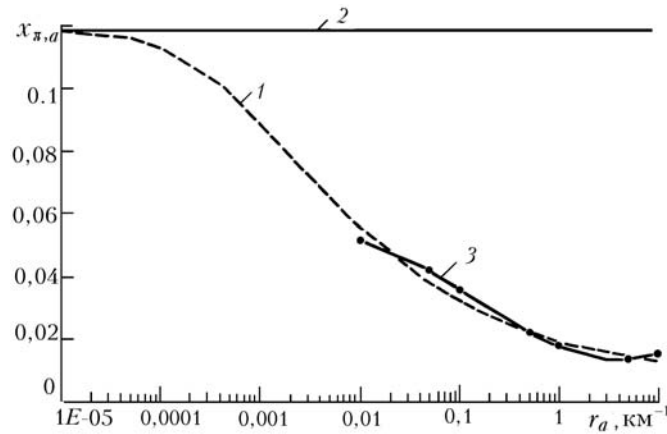


Рис. 4

Принципиальная возможность использования зависимости (10) при лидарных измерениях показателя рассеяния атмосферы была проверена на модельных расчетах. Суть использованного при этом подхода заключается в следующем. Профиль показателя ослабления, полученный при первоначальном допущении  $x_{\pi,a} = \text{const}$ , рассматривается как первое приближение. Следующий этап предусматривает уточнение этого аэрозольного профиля; такая операция производится с использованием обычных итерационных процедур.

Примеры восстановления профилей показателя ослабления в атмосфере с резко выраженными неоднородными слоями на трассе зондирования с использованием постоянных и переменных значений функций  $x_{\pi,a}$  показаны на рис. 5. Заданный модельный профиль коэффициента рассеяния в функции расстояния  $r$  показан кривыми 1. По этим профилям был рассчитан профиль сигнала обратного рассеяния на выходе приемного устройства, а затем по этому сигналу с помощью обычно используемых соотношений (1)–(3) путем итерационных расчетов был восстановлен профиль  $r$ . Кривые 2 представляют восстановленный профиль коэффициента рассеяния при использовании условия  $x_{\pi,a} = \text{const}$ , кривые 3 – соотношения (10). Полученные результаты считаются вполне удовлетворительными.

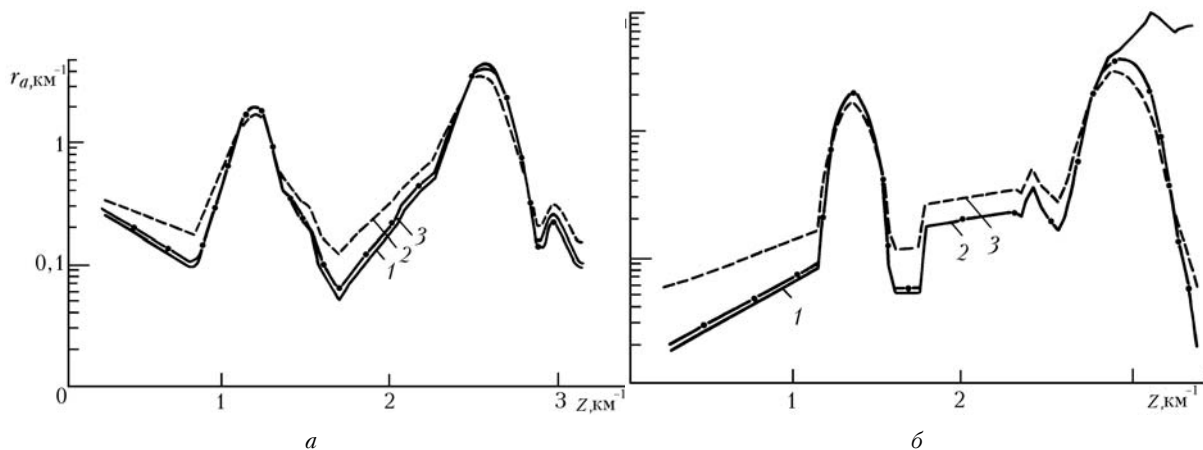


Рис. 5

Изложенный выше подход к решению задачи может применяться для измерений прозрачности и видимости в атмосфере, при мониторинге аэрозольных загрязнений воздуха, при определении поправок на селективность аэрозольного и молекулярного рассеяния (в процессе лидарного определения профиля концентрации озона или других газовых составляющих в тропосфере) и т.д.

1. Browell E. W. et al. // Appl. Optics. 1985. V. 24. № 17. P. 2827–2836.
2. Klett J. D. // Appl. Optics. 1981. V. 20. № 2. P. 211–220.
3. Ковалев В. А., Рыбаков Е. Е., Игнатенко В. М. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. № 8. С. 830–837.
4. Huges H. G. et al. // Appl. Optics. 1985. V. 24. № 11. P. 1609–1613.
5. Bissonnette L. R. // Appl. Optics. 1986. V. 25. № 13. P. 2122–2125.
6. Mulders J. M. // Appl. Optics. 1984. V. 23. № 17. P. 2855–2856.
7. Lindberg J. D. et al. // Appl. Optics. 1984. V. 23. № 14. P. 2172.
8. Carnuth W., Reiter R. // Appl. Optics. 1986. V. 25. № 17. P. 2899–2907.
9. Tonna G. // Appl. Optics. 1991. V. 30. P. 1132–1142.

10. Klett J. D. // *Appl. Optics*. 1985. V. 24. № 11. P. 1638–1643.
11. Ковалев В. А. и др. // *Изв. АН СССР. Сер. ФАО*. 1987. Т. 23. № 6. С. 611–615.
12. McCartney E. J. // *Optics of the atmosphere. Scattering by molecules and particles*. N. Y. 1976.

Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова,  
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию  
6 февраля 1992 г.

**V. A. Kovalev. Functional Relationship between Total Scattering and Backscattering for Deriving of the Atmospheric Extinction Profiles from the Lidar Return Data.**

An application of a variable (range dependent) phase function for a more accurate lidar determination of the extinction profile for inhomogeneous atmosphere is considered. The approximate dependence of aerosol backscattering on the total scattering coefficient, based on the published in literature experimental data is given. The examples of the extinction-profile restoration, when both constant and variable phase function are used, are shown.