

МЕТОДЫ И СИСТЕМЫ АВТОМАТИЗАЦИИ. ОБРАБОТКА ДАННЫХ
ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

УДК 528.8.044.6+528.813

В.В. Зуев, А.А. Мицель, И.В. Пташник, К.М. Фирсов

ВЛИЯНИЕ ДОПЛЕРОВСКОГО УШИРЕНИЯ ЭХОСИГНАЛОВ НА ТОЧНОСТЬ
ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОФИЛЯ H₂O ИЗ ЛИДАРНЫХ ДАННЫХ

Приведены точные формулы учета эффекта доплеровского уширения линии рэлеевского обратного рассеяния (DBRS) в дифференциальной методике лидарного зондирования влажности. В численном эксперименте показано, что эффект DBRS ограничивает применимость дифференциальной методики зондирования влажности стратосферы наземным лидаром. Для спутникового лидара эффект DBRS приводит к погрешности определения H₂O в диапазоне высот 0 – 20 км не более 16% при отсутствии аэрозольных слоев.

Доплеровское уширение сигнала упругого рассеяния обусловлено движением молекул воздуха и аэрозольных частиц. Скорость движения аэрозольных частиц на несколько порядков меньше скорости теплового движения молекул, поэтому доплеровским уширением линии аэрозольного рассеяния можно пренебречь.

Впервые влияние доплеровского уширения линии обратного рэлеевского рассеяния (DBRS) на точность зондирования газа методом дифференциального поглощения рассмотрено в [1]. В [2] выполнено моделирование зондирования H₂O DIAL-методом с помощью лидара самолетного и спутникового базирования, при этом было учтено влияние эффекта DBRS. В [3] исследовано влияние DBRS на точность зондирования H₂O наземным лидаром. В дальнейшем эта проблема рассматривалась в ряде статей [4–8].

В данной статье представлены строгие формулы для расчета эффективного дифференциального коэффициента поглощения, проведены расчеты ошибок зондирования водяного пара лидарами наземного, самолетного и спутникового базирования.

Лидарное уравнение с учетом доплеровского уширения линии обратного рэлеевского рассеяния имеет вид

$$U(\lambda_i, z) = S_{lid}(\lambda_i) (1/z^2) T_{am}^2(\lambda_i, z) [\beta_a(\lambda_i, z) \int g(v_i - v) T^2(v, z) dv + \beta_m(\lambda_i, z) \int \int g(v_i - v) f(z, v - v') \times \\ \times T(v, z) T(v', z) dv dv'], \quad (1)$$

где $U(\lambda_i, z)$ – эхосигналы с дальности z на длине волны λ_i ; $S_{lid}(\lambda_i)$ – лидарная константа; $T_{am}(\lambda_i, z)$ – пропускание слоя $[z_1, z_2]$ газово-аэрозольной атмосферы (без учета поглощения исследуемым газом); $T(v, z)$ – пропускание исследуемого газа; v – обратная длина волны (волновое число); $\beta_a(\lambda_i, z)$, $\beta_m(\lambda_i, z)$ – коэффициенты аэрозольного и молекулярного рассеяния в направлении назад; $g(v_i - v)$ – спектральное распределение интенсивности лазерного излучения $\int g(v_i - v) dv = 1$; $f(z, v - v')$ – доплеровский контур линии обратного рэлеевского рассеяния, который является функцией угла рассеяния [9, 10]

$$f(\theta, z, v - v') = \sqrt{\frac{\ln 2}{\pi}} \frac{1}{\gamma_d(z, \theta)} \exp \left\{ - \ln 2 \frac{(v - v')^2}{\gamma^2(z, \theta)} \right\},$$

где $\gamma(z, \theta) = 2 \sin(\theta/2) \gamma_d(z)$; $\gamma_d(z)$ – доплеровская полуширина; θ – угол рассеяния. Причем при $\theta = \pi$ $\gamma = 2 \gamma_d$.

Объемный коэффициент молекулярного рассеяния α_m является величиной интегральной, т.е.

$$\alpha_m(v, z) = \int dv' \int d\Omega \beta_m(z, \theta, v - v'),$$

и не зависит от формы контура f . Поэтому в уравнении (1) T_{am}^2 выносится за знак интеграла. Здесь $\beta_m(z, \theta, v - v')$ – коэффициент рассеяния в направлении полярного угла θ ; $d\Omega$ – элемент телесного угла.

Концентрация газа по дифференциальной методике определяется из выражения

$$\rho(z) = \frac{1}{2\tilde{K}_e(z)} \frac{d}{dz} \ln \frac{U(\lambda_{ofs}, z)}{U(\lambda_{ons}, z)},$$

где λ_{ofs} , λ_{ons} – длины волн соответственно вне и в линии поглощения; $\tilde{K}_e(z)$ – эффективный дифференциальный коэффициент поглощения, определяемый по формуле

$$\tilde{K}_e(z) = \frac{1}{2\rho(z)} \frac{d}{dz} \ln \frac{U(\lambda_{ofs}, z)}{U(\lambda_{ons}, z)}. \quad (2)$$

С учетом очевидного приближения $\beta_a(\lambda_{ons}, z) = \beta_a(\lambda_{ofs}, z) = \beta_a(z)$ и $\beta_m(\lambda_{ons}, z) = \beta_m(\lambda_{ofs}, z) = \beta_m(z)$ из (1) и (2) следует

$$\tilde{K}_e = \tilde{K}_{on} - \tilde{K}_{of} + \Delta_1 + \Delta_2,$$

где

$$\tilde{K}_{on} = \tilde{K}_{on}^0 \frac{\beta_a + 1/2 \beta_m C_{of}}{\beta_a + \beta_m B_{on}}, \quad \tilde{K}_{of} = \tilde{K}_{of}^0 \frac{\beta_a + 1/2 \beta_m C_{of}}{\beta_a + \beta_m B_{of}}; \quad (3)$$

$$\Delta_1 = \frac{1}{2\rho} \left[\frac{\beta'_a + \beta'_m B_{of}}{\beta_a + \beta_m B_{of}} - \frac{\beta'_a + \beta'_m}{\beta_a + \beta_m B_{on}} \right],$$

$$\Delta_2 = \frac{1}{2\rho} (\gamma'/\gamma) \beta_m \left[\frac{A_{of}}{b_a + b_m B_{of}} - \frac{A_{on}}{b_a + b_m B_{on}} \right];$$

$$A_i = \frac{\int \int g(v_i - v) f(v - v') T(v) T(v') \left[\frac{2 \ln 2}{\gamma^2} (v - v')^2 - 1 \right] dv dv'}{\int g(v_i - v') T^2(v') dv'};$$

$$B_i = \frac{\int \int g(v_i - v) f(v - v') T(v) T(v') dv dv'}{\int g(v_i - v') T^2(v') dv'};$$

$$C_i = \frac{\int \int g(v_i - v) f(v - v') T(v) T(v') [K(v) + K(v')] dv dv'}{\int g(v_i - v') T^2(v') K(v') dv'}; \quad (4)$$

$$\beta'_a = d\beta_a/dz, \quad \beta'_m = d\beta_m/dz; \quad \gamma' = d\gamma/dz.$$

В формуле (4) $K(v)$ – монохроматический коэффициент поглощения исследуемого газа, а в выражении (3) \tilde{K}_i^0 – эффективный коэффициент поглощения при отсутствии уширения линии рэлеевского обратного рассеяния, определяемый как

$$\tilde{K}_i^0 = \frac{\int g(v_i - v) T(v') K(v) dv}{\int g(v_i - v) T^2(v) dv} \quad (5)$$

Доплеровское уширение сигнала обратного рассеяния приводит к систематической погрешности определения концентрации газа из лидарных данных, равной

$$\delta_\rho = \Delta\rho/\rho = |\tilde{K}_e - \tilde{K}_e^0|/\tilde{K}_e^0, \quad (6)$$

где \tilde{K}_e^0 – эффективный дифференциальный коэффициент поглощения, вычисленный по формуле (5) без учета эффекта DBRS.

При проведении численного моделирования были использованы следующие исходные данные: а) модель атмосферы – лето средних широт [11]; б) оптическая модель аэрозоля – фоновая [12] (рис. 1); в) длины волн $\lambda_{on} = 726,3425$ нм, $\lambda_{of} = 726,312$ нм; г) параметры линий поглощения H_2O взяты из атласа HITRAN-91 [13]; д) ширина спектра излучения $2\gamma_e = 1$ нм; е) контур линии излучения – гауссовский.

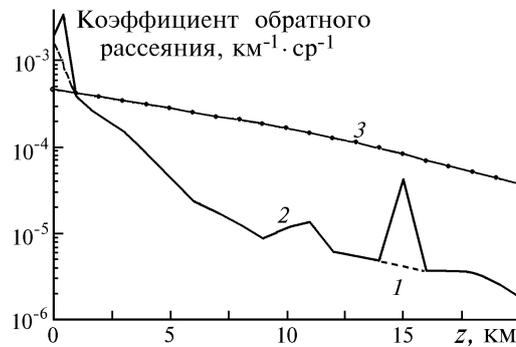


Рис. 1. Коэффициенты обратного рассеяния: кривая 1 – β_a (фоновая модель [12]); 2 – β_a («возмущенная» модель); 3 – β_m . Кривые 1 и 2 различаются только на двух высотах $z = 0,5$ и 15 км

На рис. 2, а и 2, б приведены значения δ_ρ (кривые 1) для двух типов трасс. Видно, что для трассы «снизу – вверх» даже для фоновой модели аэрозоля погрешность δ_ρ превышает 100% при зондировании влажности стратосферы наземным лидаром. При зондировании самолетным лидаром погрешность за счет DBRS не превосходит 16% (кривая 1 на рис. 2, б). При зондировании спутниковым лидаром погрешность за счет DBRS в диапазоне высот 0 – 20 км также не превосходит 16 %.

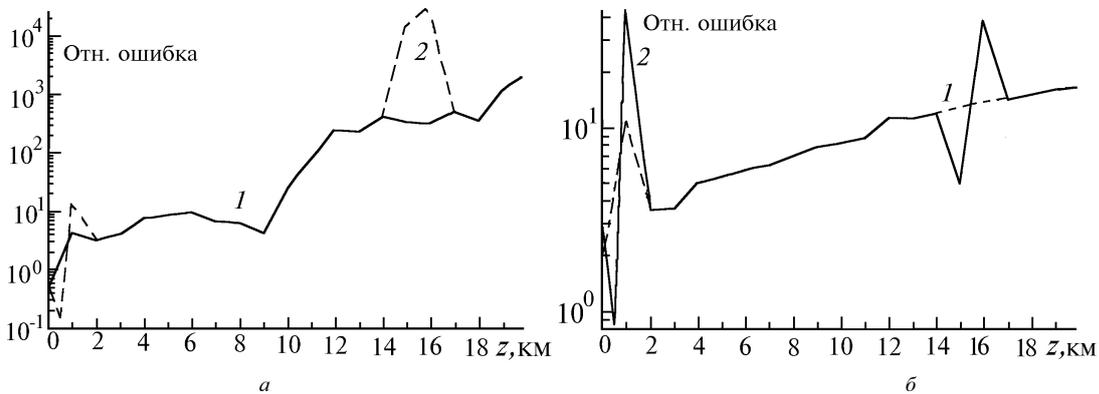


Рис. 2. Ошибка зондирования влажности, вычисленная по формуле (6) для $\lambda_{on} = 726,3425$ нм и $\lambda_{of} = 726,312$ нм: а) трасса «снизу – вверх»; б) трасса «сверху – вниз». Кривая 1 – фоновая модель аэрозоля [12], 2 – «возмущенная» модель аэрозоля

Рассмотрим влияние аэрозольных слоев на величину ошибки зондирования влажности. На рис. 1 (кривая 2) приведен профиль β_a для атмосферы с искусственными аэрозольными слоями на высоте 15 км (β_a увеличен в 10 раз) и 0,5 км (β_a увеличен в 4 раза), а на рис. 2, а, б (кривые 2) даны δ_p для этого профиля β_a . Видно, что погрешность зондирования существенно возросла на высотах расположения слоев, при этом наблюдается осциллирующий характер поведения δ_p в прилегающих к аэрозольным слоям высотных областях. Однако и в этой ситуации точность зондирования влажности стратосферы самолетным лидаром значительно выше точности зондирования наземным лидаром (погрешность не превышает 40 %; см. кривую 2 на рис. 2, б).

Доплеровское уширение линии обратного рэлеевского рассеяния приводит к систематической погрешности определения влажности из лидарных данных. Для полного исключения влияния этого эффекта необходимо знать профили коэффициентов аэрозольного и молекулярного рассеяния. Однако влияние эффекта DBRS можно уменьшить, если длину волны λ_{on} брать не в центре линии поглощения, а на расстоянии порядка $\gamma_a/2$, где γ_a – ширина линии поглощения. На рис. 3 видно уменьшение ошибки в слое 0 – 7 км в 2 и более раз (кривая 2) при смещении λ_{on} на 2,6 пм.

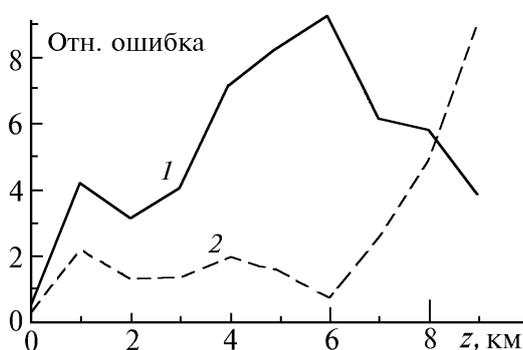


Рис. 3. Уменьшение эффекта DBRS для трассы «снизу – вверх». $\lambda_{of} = 726,312$ нм, $2\gamma_e = 1$ пм.
 1 – $\lambda_{on} = 726,3425$ нм; 2 – $\lambda_{on} = 726,3451$ нм

В заключение отметим, что минимизацию ошибки за счет эффекта DBRS следует осуществлять одновременно с минимизацией сигнальной ошибки и ошибки за счет нестабильности источника излучения. Последние две ошибки могут увеличиться при смещении длины волны в сторону крыла линии поглощения.

1. Korb C.L. and Weng C.Y. In: Proc. of Eleventh Conf. ILRC, Madison, Wisc. 1982. P. 78 – 80.
2. Ismail S., Browell E.V., Megie G., Flamant P., and Grew G. In: Conference Digest, Twelfth ILRC, Aix-en-Provence, France, 1984. P. 431.
3. Ansmann A. Appl. Opt. 1985. V. 24. N 21. P. 3476–3480.
4. Ismail S. and Browell E.V. Influence of Rayleigh-Doppler broadening on the selection of H₂O DIAL system parameters, Abstracts, Thirteenth Conf. ILRC. Toronto, Canada. 1986. P. 65 – 69.
5. Lading L., Jensen A.S., Rasmussen E., Hansen S.G., and Fog C. Remote laser measurement of temperature in the atmosphere on the basis of the Doppler broadening of the molecular absorption. Proceedings of Conf. Ground Based Remote Sensing Techniques for the Troposphere, Hamburg. 1986. P. 31–44.
6. Bosenberg J., Ansmann A., and Linne H. A differential absorption LIDAR system for high resolution water vapor measurements in the Troposphere. Ibid. P. 81–90.
7. Ismail S. and Browell E.V. Appl. Opt. 1989. V. 28, N 17. P. 3603–3615.
8. Theopold F.A. and Bosenberg J. DIAL temperature measurements: influence of Rayleigh Brillouin Scattering. Abstracts Fifteenth of Conf. ILRC. Tomsk. 1990. P. 173–176.
9. Shimizu H., Lee S.A. and She C.Y. // Appl. Opt. 1983. V. 22. N 9. P. 1373–1381.
10. Yip S. and Nelkin M. // Phys. Rev. 1964. V. 135, N 5A. A1241–A1247.
11. Ippolitov I.I., Komarov V.S., Mitsel A.A. Optical-meteorological atmospheric model for the lidar measurements simulation and radiation propagation calculation. Collected papers: Spectroscopic methods of atmospheric sounding. Novosibirsk: Nauka, 1985. P. 4–44.
12. Krekov G.M., Rachimov R.F. Optical model of atmospheric aerosol. Published by Tomsk Division of Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences. 1986. 294 p.
13. Rothman L.S., Gamache R.R., Tipping R.H. et al. // JQSRT. 1992. V. 48. P. 469–507.

V.V. Zuev, A.A. Mitsel, I.V. Ptashnik, K.M. Firsov. **Accuracy of H₂O Profile Reconstructing from Lidar Data as a Function of Doppler Broadening of Returns.**

Accurate formulas are obtained for taking into account the Doppler effect of Rayleigh backscattering (DBRS) in the differential procedure of humidity sounding by differential absorption method. The numerical experiment has shown the DBRS effect to limit applicability of the differential procedure when humidity sounding with ground-based lidar. In the case of satellite-borne lidar this effect leads to lesser than 16% error in H₂O determination within altitudes range from 0 to 20 km.