

В.В. Зуев, М.Ю. Катаев, В.Н. Маричев

МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОФИЛЕЙ ОЗОНА ИЗ ДАННЫХ УФ-ЛИДАРА: КОРРЕКЦИЯ НА АЭРОЗОЛЬНУЮ И ТЕМПЕРАТУРНУЮ СТРАТИФИКАЦИЮ

Рассматривается методика учета стратификации аэрозоля и температуры стратосферы при восстановлении озонного профиля, которая учтена в новой версии пакета SOUND. Приведены результаты моделирования, доказывающие необходимость учета стратификации аэрозоля и температуры, а также результаты работы пакета при восстановлении реальных профилей озона. Показано, что применение разработанной методики за счет использования данных о реальной стратификации аэрозоля и температуры позволяет снизить погрешности восстановления озонного профиля до 30–40%.

В настоящее время для зондирования атмосферного озона широко используются лидары дифференциального поглощения [1]. Как лидарная техника, так и методика измерений продолжают постоянно развиваться и совершенствоваться. Это позволяет повышать дальность зондирования, пространственное разрешение и точность измерений. Одновременно с этим совершенствуются также и методики обработки данных. Отметим, что повышение точности измерений заставляет включать в методику обработки не только новые математические алгоритмы, но и учитывать некоторые физические особенности, присущие данной задаче. В настоящей статье рассматривается задача восстановления пространственного распределения (далее профиля) стратосферного озона с учетом стратификации различных мешающих факторов, среди которых следует выделить аэрозоль и температуру.

Лидарные комплексы для изучения озона в стратосфере стали главным инструментом в международной сети обнаружения стратосферных изменений [2]. В таких лидарах в качестве передатчика, как правило, используется эксимерный ХеСl-лазер с длиной волны 308 нм, попадающий в озонную полосу поглощения Хюггинса [3, 4]. Ввиду значительной ширины полосы (210–340 нм) вторая референтная длина волны должна быть удалена от основной более чем на 20–30 нм в сторону ее увеличения с целью получения достаточного по величине дифференциального коэффициента поглощения. Указанная специфика работы с широкой полосой поглощения и значительным разносом длин волн обуславливает следующие особенности, значительно отличающиеся от работы с изолированной линией поглощения (или узкой полосой поглощения):

а) нет особых требований к спектральным характеристикам излучения лазера и их учету, поскольку в пределах ширины спектра излучения ХеСl-лазера (< 1 нм) [3, 5–6] спектр полосы поглощения остается практически неизменным;

б) из-за значительного спектрального разноса длин волн излучения возникает различие в аэрозольном рассеянии, которое необходимо корректировать.

Отметим, что ввиду температурной зависимости коэффициента озона [7] необходим ввод поправок в значения коэффициентов при расчете озонного профиля. Нами предлагается использовать для этих целей восстанавливаемую на референтной длине волны температурную и аэрозольную стратификации. Необходимо также учитывать интерференцию в поглощении другими газами, вносящими неопределенность при восстановлении озонного профиля. Остановимся более подробно на вопросах, связанных с оценкой и коррекцией влияния аэрозольного рассеяния и температурной зависимости спектра поглощения и поглощения мешающими газами на точность восстановления профилей концентрации озона.

Коррекция на аэрозольное рассеяние

При зондировании тропосферного озона, где лидарные сигналы аэрозольного рассеяния преобладают над сигналами молекулярного рассеяния, особенно остро встает вопрос о корректном определении коэффициентов аэрозольного рассеяния. Как правило, применяется для этих целей метод Клетта или его модификации [8–11]. Данный метод позволяет восстанавли-

вать профили концентрации озона в тропосфере по дифференциальной методике. Однако такой подход не лишен недостатков, связанных с выбором начальных параметров, что в конечном счете приводит к заметным погрешностям в восстановлении коэффициентов аэрозольного рассеяния из реальных сигналов. Ситуация может осложняться и тем, что сами параметры могут изменяться вдоль трассы зондирования и значительно отклоняться от некоторых средних значений для трассы в целом. При зондировании озона в стратосфере появляется реальная возможность избежать недостатков, связанных с использованием метода Клетта.

Рассмотрим выражение для определения концентрации озона, записав его в интегральной форме (через оптические толщи):

$$\tau_{O_3}(h) = \frac{1}{2} \ln \frac{N_{\lambda_2}(h)}{N_{\lambda_1}(h)} - \frac{1}{2} \ln \frac{\beta_{\lambda_1}(h)}{\beta_{\lambda_2}(h)} - \Delta\tau_a(h) - \Delta\tau_m(h) - \Delta\tau_g(h), \quad (1)$$

где τ_{O_3} – оптическая толщина озона; $\Delta\tau(h) = \tau_{\lambda_1}(h) - \tau_{\lambda_2}(h)$ – разность оптических толщин, обусловленных аэрозольным и молекулярным рассеянием, а также поглощением другими газами.

В (1) неучет четырех последних членов приводит к погрешностям в определении профиля концентрации озона, так как эти величины вносят достаточный вклад в оптическую толщину озона. Поправка за счет молекулярного рассеяния $\Delta\tau_m$ достаточно точно рассчитывается по моделям атмосферы (см., например, [12]). Поправка за счет аэрозольного ослабления $\Delta\tau_a$ для стратосферы при фоновых концентрациях аэрозоля незначительна, поскольку в этой области спектра и высот молекулярное рассеяние преобладает над аэрозольным. Содержание аэрозоля в стратосфере может возрасти на порядок и более после вулканических выбросов, что приводит к соизмеримости аэрозольных и молекулярных толщ. Так, например, после извержения вулкана Пинатубо (1991 г.) максимальное содержание аэрозоля в стратосфере над г. Томском отмечалось в январе – феврале 1992 г. [12]. Измеренные нами величины фонового и пикового значе-

ний интегрального коэффициента обратного рассеяния $B_\pi = \int_{15 \text{ км}}^{30 \text{ км}} \beta_\pi(h) dh$ на длине волны 532 нм

составили $1 \cdot 10^{-4}$ и $3 \cdot 10^{-3} \text{ ср}^{-1}$ соответственно. С пересчетом на длины волн $\lambda_1 = 308$ и 353 нм по данным среднециклической модели аэрозольной атмосферы [13] получили аэрозольные толщи: для фоновых условий $\tau_a(\lambda_1) = 0,0065$; $\tau_a(\lambda_2) = 0,006$ и для вулканических выбросов $\tau_a(\lambda_1) = 0,022$; $\tau_a(\lambda_2) = 0,02$. Разность аэрозольных толщ в первом случае составила $0,0005$ и во втором – $0,002$. Оптическая толщина озона в этом же диапазоне высот составляет $\approx 0,4$. Видно, что вклад аэрозольной поправки не превышает 1% от оптической толщины озона. Слабое влияние аэрозольной толщи объясняется ее слабой спектральной зависимостью в диапазоне длин волн $300\text{--}350$ нм.

Для расчета вклада обратного упругого рассеяния распишем выражение для отношения коэффициентов рассеяния назад в виде

$$\frac{\beta_\pi^{\lambda_1}}{\beta_\pi^{\lambda_2}} = \frac{\mu \beta_a^{\lambda_2} + \psi \beta_m^{\lambda_2}}{\beta_a^{\lambda_2} + \beta_m^{\lambda_2}} = \frac{\mu R + (\mu - \psi)}{R}, \quad (2)$$

где R – отношение рассеяния на длине волны 353 нм; $\psi = \beta_{\lambda_1}^m / \beta_{\lambda_2}^m = (\lambda_2 / \lambda_1)^4 = 1,725$; $\mu = \beta_{\lambda_1}^a / \beta_{\lambda_2}^a = (\lambda_2 / \lambda_1)^\eta$ с параметром спектральной зависимости η , который по данным разных авторов меняется в пределах $-2 < \eta < 2$.

В формуле (2) профили отношения рассеяния $R(h)$ находятся из экспериментальных данных по длине волны 353 нм, параметр ψ определен, а диапазон изменения μ в зависимости от величины параметра η меняется от $\mu(\lambda_1) = 0,76$ до $\mu(\lambda_2) = 1,31$. При $R = 6$ величина $\ln(\beta_{\lambda_1}^a / \beta_{\lambda_2}^a)(\mu_1) = -0,082$ и $\ln(\beta_{\lambda_1}^a / \beta_{\lambda_2}^a)(\mu_2) = 0,324$, что уже становится сравнимым с оптической толщиной озона.

Прежде чем перейти к моделированию влияния аэрозольного рассеяния на точность восстановления профиля озона, обратим внимание на выражение (1). Нами предлагается проводить учет аэрозольного рассеяния на уровне интегральных величин. Последнее по сравнению с вводом поправок через величины ослабления [15–16] приводит к более устойчивому решению при восстановлении озонных профилей.

Коррекция на температурную зависимость

Впервые температурная зависимость коэффициента поглощения озона в полосах Хартли и Хюггинса была обнаружена Вигру [14]. Исследования спектров поглощения озона, включая уточнение количественных данных с одновременным расширением спектрального и температурного диапазона, были продолжены в [17–23]. Из самых последних исследований следует выделить работу [19], где были проведены измерения абсолютных значений коэффициентов поглощения озона в области спектра 185–350 нм для диапазона температур 225–298 К. Несмотря на некоторое различие количественных результатов, можно отметить усиление температурной зависимости коэффициента поглощения озона с увеличением длины волны (от 300 до 350 нм). Так, согласно [19] в указанном интервале температур коэффициент поглощения озона на $\lambda = 350$ нм изменяется в четыре раза, тогда как на $\lambda = 308$ нм он увеличивается примерно на 15%. Тем не менее из-за малой величины коэффициента поглощения на длине волны $\lambda = 353$ нм ($\leq 0,3\%$ от коэффициента поглощения на длине волны 308 нм), т.е. вклад в дифференциальный коэффициент поглощения ничтожно мал.

На рис. 1 приведены данные по температурной зависимости коэффициента поглощения озона (согласно цитируемым работам), которые аппроксимируются квадратичной зависимостью вида

$$K(T) = A + BT + CT^2 \text{ [см}^{-1} \cdot \text{атм}^{-1}\text{]}, \quad (3)$$

где $A = 1,32e + 0$; $B = 3,45e - 3$; $C = 2,12e - 5$; T – температура, °С.

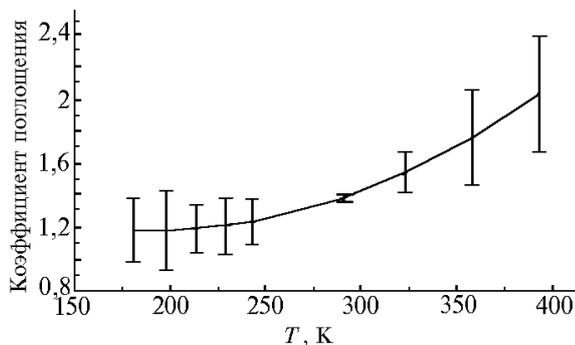


Рис. 1. Температурная зависимость коэффициента поглощения озона согласно цитируемой в работе литературе

Следует отметить, что полученные нами результаты аппроксимации несколько отличаются от формул, полученных ранее [24, 25]. Расхождение объясняется использованием нами более современных и точных данных о температурной зависимости коэффициента поглощения озона.

Коррекция на поглощение другими газами

На УФ-спектр поглощения молекул озона накладываются спектры поглощения молекул других газовых составляющих атмосферы. Для диапазона длин волн 300–350 нм это прежде всего SO_2 и NO_2 [3, 15, 16, 26].

Наибольшие значения коэффициента поглощения молекул SO_2 приходятся на область спектра с $\lambda = 300$ нм [3, 14, 27]. Спектры поглощения имеют полосовую структуру со спектральными ширинами для отдельных максимумов (минимумов) около 1 нм. Излучение на $\lambda = 308$ нм попадает в один из минимумов поглощения $K_{\text{SO}_2} = 4,87 \text{ см}^{-1} \cdot \text{атм}^{-1}$, а на $\lambda = 353$ нм $K_{\text{SO}_2} = 0$. Вклад в поглощение SO_2 может проявиться только в тропосфере, в сильно загрязненных районах, где поглощение на уровне Земли может достигать значений $0,1 \text{ км}^{-1}$ [28]. При зондировании в диапазоне высот 10–30 км концентрация SO_2 более чем на два порядка ниже концентрации O_3 при примерно равных коэффициентах поглощения [6, 23], поэтому даже в худшем случае неучет поглощения SO_2 не превысит 1% от определенной концентрации озона.

Газовая компонента атмосферы NO_2 имеет коэффициент поглощения на длине волны 308 нм $4,6 \text{ см}^{-1} \cdot \text{атм}^{-1}$ и на $\lambda = 353$ нм $11,2 \text{ см}^{-1} \cdot \text{атм}^{-1}$ [29]. Согласно [30] поглощение в загрязненных районах может достигать $0,15 \text{ км}^{-1}$. В стратосфере максимум распределения NO_2 расположен на высотах 25–35 км и его содержание здесь примерно на два порядка ниже значения

содержания озона в максимуме [3, 31]. Это приводит к дифференциальному поглощению, которое в самом худшем случае на порядок ниже дифференциального поглощения озона.

Что касается влияния других малых газовых составляющих, таких как HNO_3 , H_2O_2 , N_2O , N_2O_5 и др., то по оценкам [3, 6] оно незначительно даже по сравнению с суммарным поглощением SO_2 и NO_2 . В целом отметим, что ошибки в профиле озона, связанные с неучетом поглощения мешающих газов, вряд ли могут превышать 2%, и в случае учета, даже по модельным данным, могут быть сведены до минимума.

Результаты моделирования и обработки реальных данных

Реализация учета стратификации аэрозоля и температуры проводилась в несколько этапов. На первом этапе – моделирование и анализ учета стратификации T и P (их отдельный учет, совместный и противодействие). На втором этапе – модернизация пакета SOUND [28, 29], и на третьем этапе – непосредственный учет пакета при обработке реальных данных лидарного зондирования.

Преимущество предлагаемого нами подхода заключается в возможности рассчитывать по одним и тем же сигналам стратификацию аэрозоля и температуры с последующим учетом при восстановлении озонного профиля. Это позволяет получать более адекватную информацию о пространственно-временном распределении озона.

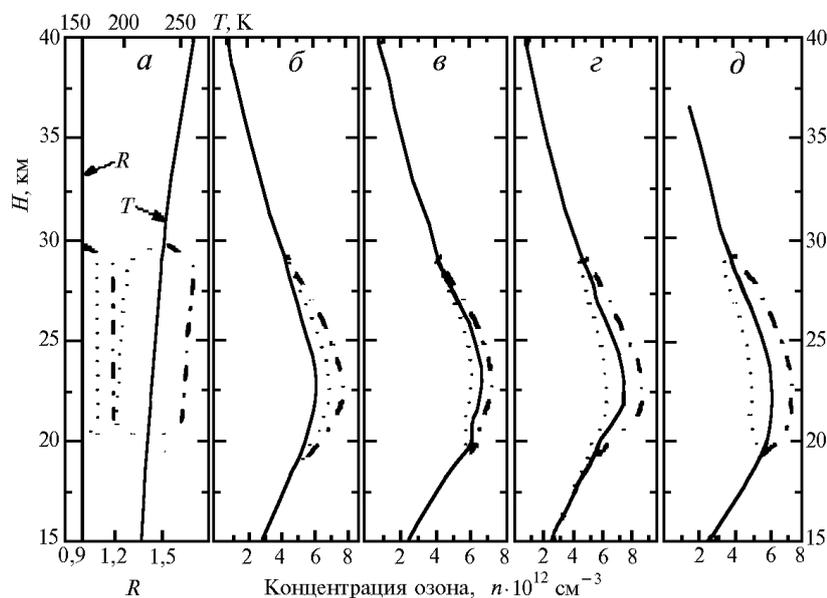


Рис. 2. Результаты численного моделирования по учету стратификации аэрозоля и температуры при восстановлении озонных профилей. Моделируемые вариации профилей отношения рассеяния и температуры относительно среднего значения (5 и 10% относительно максимального значения) – *a*, влияние неучета стратификации аэрозоля и температуры при восстановлении озонного профиля по формуле (2) – *б–д*

Рис. 2, где приведены результаты численного моделирования по учету стратификации аэрозоля и температуры при восстановлении озонных профилей, подтверждает вышесказанное. Рис. 2,*a* – моделируемые вариации профилей отношения рассеяния и температуры относительно среднего значения (5 и 10% относительно максимального значения). Рис. 2,*б–д* показывают влияние неучета стратификации аэрозоля и температуры при восстановлении озонного профиля по формуле (2). Хорошо видно, что неучет стратификации аэрозоля и температуры приводит к искажению восстанавливаемого профиля. На рис. 2,*г, д* можно отметить усиление и компенсацию взаимного влияния аэрозольной и температурной стратификаций на восстанавливаемый профиль озона. При увеличении аэрозоля в атмосфере (образовании слоя) и температуры в стратосфере неучет этих факторов может привести к усилению влияния при восстановлении озонного профиля. И наоборот, при появлении аэрозольного слоя и уменьшении температуры относительно среднего происходит компенсация влияния неучета стратификации этих факторов.

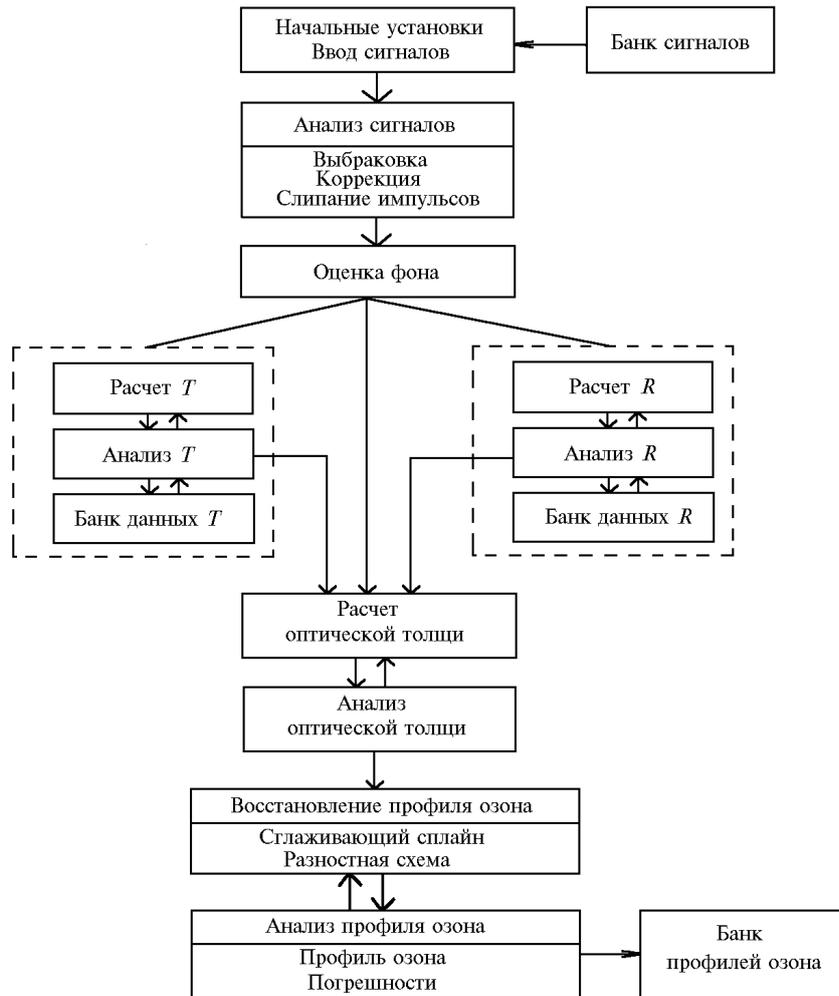


Рис. 3. Блок-схема пакета SOUND

Указанные выше возможности по учету стратификации аэрозоля и температуры предусмотрены в новой версии пакета SOUND. Блок-схема пакета приведена на рис. 3. Новым и важным дополнением явилась возможность расчета и учета стратификации аэрозоля (через отношение рассеяния) и температуры. Методики восстановления указанных параметров из лидарных сигналов можно найти в [31, 32]. Кратко опишем работу с пакетом программ SOUND.

1. Выбирается и считывается файл с лидарными сигналами.
2. Автоматически вычисляется профиль озона по заранее указанным пользователем установочным коэффициентам (выбор высот, коэффициентов сжатия и др.).
3. Пользователю предлагается записать результаты расчета (сигналы, оптическую толщину и озонный профиль) в выходной файл, продолжить работу с выбранным сигналом (изменять установочные коэффициенты, т.е. менять высоты расчета, модели температуры и отношения рассеяния, либо брать полученные из измерений и др.), начать работу с другим сигналом (переход к п. 1) либо закончить работу.

Результаты работы данного пакета приведены на рис. 4, где дана графическая информация, отображаемая пакетом (лидарные сигналы, оптическая толщина, температура, отношение рассеяния и озонный профиль). На рис. 5 показано влияние учета стратификации аэрозоля и температуры на профиль озона, восстанавливаемый по лидарным данным, сами профили температуры и отношения рассеяния. Видно, что расхождение озонных профилей, восстанавливаемых с учетом отношения рассеяния (кривая 4), температуры (кривая 3), отношения рассеяния и температуры (кривая 5) и без учета этих параметров (кривая 2), меняется по высоте и наиболее выражено в области максимума озонного профиля (до 30 %) и на высоте 15 км (до 40 %).

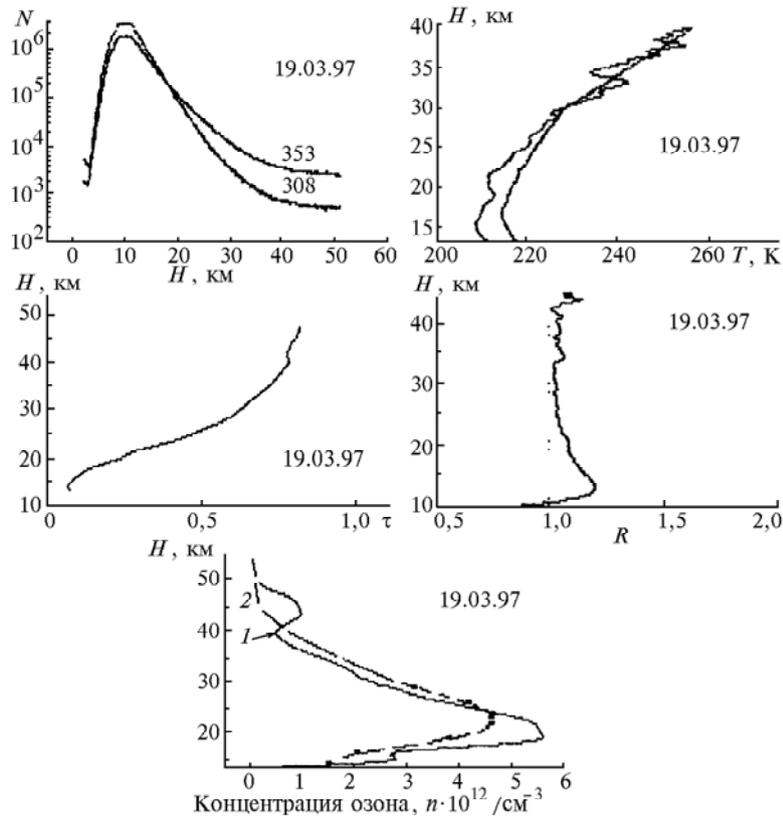


Рис. 4. Графическая информация, отображаемая пакетом: лидарные сигналы, температура, оптическая толщина, отношение рассеяния и озонный профиль (1) в сравнении с модельным профилем Крюгера (2)

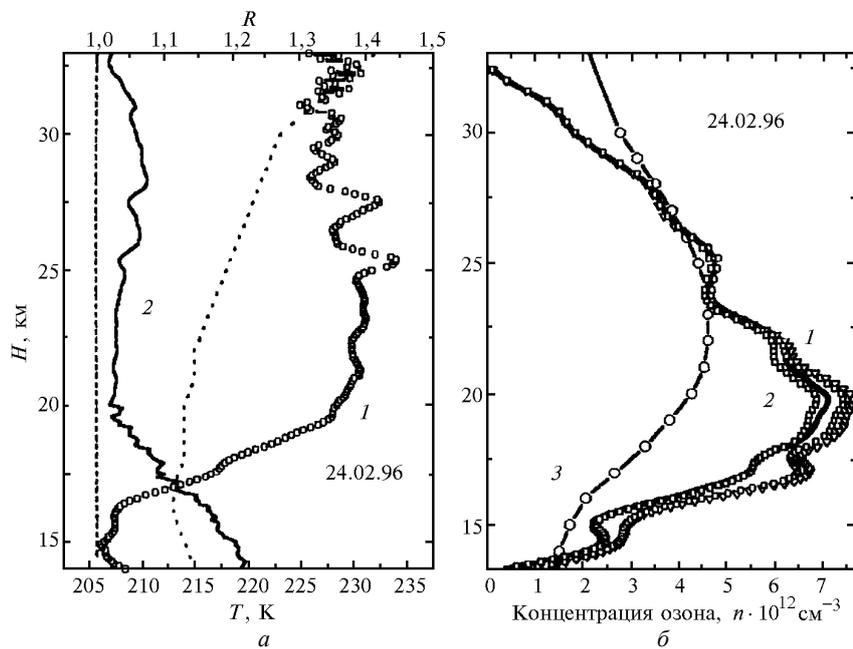


Рис. 5. Влияние учета стратификации аэрозоля (1) и температуры (2) на реальный профиль озона, восстанавливаемый по лидарным данным, в сравнении с модельным профилем Крюгера (3) и профилем, полученным без учета стратификации (б); профили температуры (1) и отношения рассеяния (2) – а

1. III Intern. lidar research. directory. / Ed. P. McCormick. 1993. 120 p.
2. Network for detection of stratospheric change (NDSC), 1992.

3. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 367 с.
4. Uchino O., Maeda M., Hirono H. // *J. Quant. Electr.* 1979. V. QE-15. N 10. P. 1094–1106.
5. Uchino O., Maeda M., et al. // *Appl. Phys. Lett.* 1978. V. 33. N 9. P. 807–809.
6. Захаров В.М., Костко О.К., Хмелевцов С.С. Лидары и исследование климата. Л.: Гидрометеоздат, 1996. 320 с.
7. Klett J. D. // *Appl. Opt.* 1981. V. 20. N 2. P. 211–220.
8. Klett J. D. // *Appl. Opt.* 1985. V. 24. N 11. P. 1638–1643.
9. Fernald F. G. // *Appl. Opt.* 1984. V. 23. N 5. P. 652–653.
10. Parayanis A., Ancellet G. et al. // *Appl. Opt.* 1990. V. 29. N 4. P. 467–476.
11. Browell E. V., Ismail S., et al. // *Appl. Opt.* 1985. V. 24. N 17. P. 2827–2836.
12. Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н. и др. // *Оптика атмосферы и океана.* 1993. N 10. С. 1224–1233.
13. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 256 с.
14. Vigroux E. // *Ann. Paris,* 1953. V. 8. P. 709.
15. Inn E. S., Y. Tanaka. // *JOSA.* 1963. V. 43. P. 870–872.
16. Griggs M. // *J. Chem. Phys.* 1968. V 49. P. 857–859.
17. McPeters R. D., Bass A. M. // *Geoph. Res. Lett.* 1982. V. 49. N 3. P. 227–230.
18. Simons J. W. // *J. Chem. Phys.* 1973. V. 59. N 3. P. 1203–1208.
19. Molina L. T., Molina M. T. // *JGR.* 1988. V. 91. N D13. P. 14501–14508.
20. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
21. Лазерный контроль атмосферы / Под ред. Е.Д. Хинкли. М.: Мир, 1979. 355.
22. Костко О.К. и др. Применение лазеров для определения состава атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 226 с.
23. Мерзон Д.Б. // *Проблемы физики атмосферы.* 1986. N 18. С. 42–63.
24. Маричев В.Н., Ельников А.В. // *Оптика атмосферы.* 1988. N 5. С. 77–78.
25. Brassington O. J. // *Appl. Opt.* 1981. V. 20. N 21. P. 3774–3778.
26. Megie G. // *Appl. Opt.* 1988. V. 24. N 21. P. 3455–3463.
27. Ипполитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. // *Спектроскопические методы зондирования атмосферы.* Новосибирск: Наука, 1985. С. 4–14.
28. Зуев В.В., Маричев В.Н., Катаев М.Ю., Мицель А.А. Деп. ВИНТИ 1994. N 4690-94. 32 с.
29. Зуев В.В., Маричев В.Н., Катаев М.Ю., Мицель А.А. // II Межресп. симп. «Оптика атмосферы и океана». 1995. Ч. 2. С. 270–271.
30. Зуев В.В., Комаров В.С. Газовые компоненты атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 295 с.
31. Зуев В.В., Маричев В.Н. и др. // *Оптика атмосферы и атмосферы.* 1996. N 10. С. 1386–1393.
32. Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н. // *Оптика атмосферы.* 1991. N 2. С. 201–209.
33. Ельников А.В., Зуев В.В., Катаев М.Ю., Маричев В.Н. и др. // *Оптика атмосферы и океана.* 1992. N 6. С. 576–587.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
6 июля 1997 г.

V.V. Zuev, M.Yu. Kataev, V.N. Marichev. Method for Reconstructing Ozone Profiles from UV-lidar Data: Correction for Aerosol and Temperature Stratification.

The method is treated of accounting for aerosol and temperature stratification in the stratosphere at ozone profile reconstruction. The method entered the new version of the SOUND package. The simulation results presented prove the necessity to take into account the aerosol and temperature stratification. The method is shown to decrease the reconstructing error for ozone profile to 30–40%.