

В.В. Зуев, А.А. Мицель, И.В. Пташник

ВЛИЯНИЕ ВАРИАЦИИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АТМОСФЕРЫ НА ТОЧНОСТЬ ЗОНДИРОВАНИЯ ОЗОНА НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЫ В УФ-ОБЛАСТИ СПЕКТРА

Приведены численные оценки влияния поглощения водяного пара, а также привольного и молекулярного рассеяния в УФ диапазоне на погрешность восстановления профиля O_3 лидарных озоноданных в нижней тропосфере. Показано, что для успешной интерпретации лидарных озоноданных, полученных с высот нижнего слоя тропосферы, необходимо также одновременное измерение профилей концентрации водяного пара и атмосферного аэрозоля.

Введение

Начиная с семидесятых годов, атмосферный озон стал объектом пристального внимания специалистов в области лазерного мониторинга воздушного бассейна [1–4]. Родился новый метод — лидарная озонметрия [5, (3)], обладающий такими достоинствами, как высоко пространственное и временное разрешение, возможность проведения измерений на любых трассах и любых дальностях. Среди лазерных методов наиболее чувствительным является метод дифференциального поглощения (ДП) [7].

Для зондирования озона наиболее подходящим диапазоном спектра является УФ область по целому ряду причин:

- 1) в ней расположены сильные электронные полосы поглощения (полосы Хартли) с сечением в максимуме ($\lambda = 255$ нм) $1,08 \cdot 10^{-17}$ см² [8] и более слабые полосы Хюггинса в области спектра 310–340 нм;
- 2) сигналы обратного рассеяния в УФ области спектра существенно превышают сигналы в ИК-диапазоне;
- 3) в УФ-области имеются достаточно мощные когерентные источники излучения на основе эксимерных лазеров. В совокупности с ВКР-ячейками удается получать зондирующие импульсы одновременно на двух длинах волн λ_{on} и λ_{of} . Не менее перспективными являются твердотельные лазеры с преобразователями частоты излучения;

4) для регистрации УФ-излучения имеются высокочувствительные фотоприемники (ФЭУ), которые позволяют детектировать слабые сигналы с больших дальностей (до 50 км).

В настоящее время основные результаты по высотному зондированию озона наземными лидарами получены как для стратосферы, где находится максимум озонового слоя, так и для тропосферы (9–27). Имеются сообщения о зондировании озона самолетными лидарами [16, 25]. Наиболее активно лазерное зондирование тропосферного озона осуществляется в последние годы в рамках проекта Eurotrac [28].

Наряду с полосами O_3 в УФ-диапазоне расположены также полосы поглощения ряда молекул, таких как SO_2 , NO_2 , HNO_3 , H_2O_2 , N_2O_5 , HNO_2 , H_2CO и C_7H_8 [29, 23, 30]. Поглощение УФ-излучения этими газами приводит к искажению результатов зондирования O_3 . Кроме того, из-за сильного перекрытия полос O_3 (неразрешенная структура) длины волн λ_{on} и λ_{of} приходится выбирать на сравнительно больших удалениях друг от друга и по-этом) неселективные потери излучения на молекулярных неоднородностях и аэрозольных частицах на этих длинах неодинаковы. Это также приводит к искажению результатов зондирования.

Анализ влияния мешающих газов на точность зондирования стратосферного озона проводился в [5, 31]. Был сделан вывод, что поглощение H_2O , SO_2 , NO_2 , HNO_3 , H_2O_2 , N_2O_5 в диапазоне длин волн 290–320 нм пренебрежимо мало по сравнению с поглощением O_3 . Влияние интерференции в поглощении зондирующего излучения газами SO_2 и NO_2 анализировалось в [22]. В [32] нами исследовались потенциальные возможности лидарного ДП-метода зондирования тропосферного и стратосферного озона. При этом основное внимание уделялось погрешностям, связанным с шумом измерения эхосигналов и некомпенсированными неселективными потерями энергии излучения на молекулярных неоднородностях и аэрозольных частицах.

В последние годы появились сообщения о наблюдении новой полосы поглощения H_2O в открытой атмосфере в ближней УФ-области спектра [33] с максимумом на длине волны 270 нм. Максимальное значение коэффициента поглощения по оценкам авторов [33] равнялось 10^{-6} см⁻¹ при концентрации паров воды $4 \cdot 10^{17}$ см⁻³. В [34] было проведено исследование длинноволнового крыла полосы H_2O с использованием перестраиваемого лазера на красителе с удвоением длины волны. Измерения проводились в лабораторных условиях с разрешением 0,03 и 0,003 нм. Линейчатая структура не была обнаружена.

Абсолютные измерения коэффициентов поглощения в многоходовых кюветах с базой 2 и 110 м выполнены в [35–37]. Величина коэффициента поглощения на длине волны 266 нм (4-я гармоника

Nd:Yag-лазера) составила $0.8 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-1}/\text{Торр}$ (длина оптической трассы равнялась 440 м). Представленные в [37] количественные результаты охватывают область спектра 270–360 нм. Диапазон изменения коэффициентов поглощения при этом составил $0–2,8 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-1}\text{Торр}$.

В данной статье проводится анализ влияния изменчивости оптических свойств атмосферы, обусловленной вариациями концентраций газов (в первую очередь паров воды) и аэрозольного компонента на точность зондирования озона нижней тропосферы ($H \leq 5 \text{ км}$) с использованием УФ-излучения на трех парах длин волн: 1) 266,289 нм (4-я гармоника Nd:Yag-лазера и 1-я стоксова компонента, возбуждаемая в ВКР-ячейке с D_2); 2) 277,313 нм (1-я и 2-я стоксовы компоненты, возбуждаемые излучением KrF-лазера в ВКР-ячейке с H_2); 3) 289,299 нм (1-е стоксовы компоненты, возбуждаемые излучением 4-й гармоники Nd:Yag-лазера в ВКР-ячейке с D_2 и H_2 соответственно).

Метод исследования и результаты численного моделирования

Запишем выражение для концентрации озона $\rho_{O_3}(z)$, определяемой из лидарных эхосигналов $U_{on}(z)$ и $U_{of}(z)$:

$$\rho_{O_3}(z) = \frac{1}{K_{O_3}(z)\Delta z} \left\{ \frac{1}{2} \ln \left[\frac{U_{of}(z+\Delta z)U_{on}(z)}{U_{on}(z+\Delta z)U_{of}(z)} - \alpha_{ост} \Delta z \right] \right\}, \quad (1)$$

$$\alpha_{ост}(z) = \frac{1}{2\Delta z} \ln \left[\frac{\beta_{of}(z+\Delta z)\beta_{on}(z)}{\beta_{on}(z+\Delta z)\beta_{of}(z)} \right] + [\alpha_{on}(z) - \alpha_{of}(z)] + \sum_i [\alpha_{on}^i(z) - \alpha_{of}^i(z)], \quad (2)$$

$$K_{O_3}(z) = K_{on}^{O_3}(z) - K_{of}^{O_3}(z). \quad (3)$$

Здесь $\alpha_{ост}(z)$ – коэффициент «остаточного ослабления» (00) [32] на высоте z ; Δz – высотное разрешение; $\beta_{on}(z)$, $\beta_{of}(z)$, $\alpha_{on}(z)$, $\alpha_{of}(z)$ – коэффициенты соответственно обратного рассеяния и ослабления на высоте z , на длинах волн λ_{on} и λ_{of} , равные:

$$\beta_{on,of}(z) = \beta_{on,of}^a(z) + \beta_{on,of}^m(z), \quad \alpha_{on,of}(z) = \alpha_{on,of}^a(z) + \alpha_{on,of}^m(z), \quad (4)$$

где индексы «а» и «м» означают аэрозольное и молекулярное светорассеяние; $\alpha_{on,of}^i(z)$ – коэффициенты поглощения i -го мешающего газа.

Разность коэффициентов ($\alpha_{on} - \alpha_{of}$) определяет нескомпенсированное на двух длинах волн ослабление за счет молекулярного рассеяния и аэрозольного ослабления, а $\sum (\alpha_{on}^i - \alpha_{of}^i)$ – нескомпенсированное поглощение мешающих газов.

Из выражения (1) следует, что $\alpha_{ост}$ дает систематическую погрешность определения концентрации ρ_{O_3} (систематическое смещение оценки ρ_{O_3}). Коэффициент $\alpha_{ост}$ можно представить в форме

$$\alpha_{ост} = \alpha_{ост}^{a-m} + \alpha_{ост}^r, \quad (5)$$

где $\alpha_{ост}^{a-m}$ – коэффициент 00 за счет аэрозольного и молекулярного рассеяния; $\alpha_{ост}^r$ – нескомпенсированное поглощение мешающих газов. Для оценки $\alpha_{ост}^{a-m}$ можно воспользоваться оптической моделью аэрозоля [38] и данными о молекулярном рассеянии [39] с индикатрисой в направлении назад, равной $3/8\pi$. Высотные профили давления и температуры для расчета коэффициентов молекулярного рассеяния можно взять, например, из [40]. Приведем количественные данные о коэффициенте $\alpha_{ост}^r$.

Для вычисления $\alpha_{ост}^r$ необходима информация о коэффициентах поглощения мешающих газов $K_{on,of}^i$ и профилях концентрации газов ρ_i либо их парциальных давлениях $P_i(z)$. По предварительным оценкам основной вклад в $\alpha_{ост}^r$ в нижней тропосфере будет определяться газами H_2O , SO_2 и NO_2 . На рис. 1 представлены профили $P_i(z)$ исследуемого газа O_3 и мешающих газов H_2O , SO_2 и NO_2 . Для O_3 и H_2O сплошными линиями показаны модельные среднестатистические профили концентраций, а штриховыми – «коридоры» их вариаций в пределах стандартного отклонения для модели лета средних широт [40]. На рис. 1, б дан также профиль H_2O с инверсией на высоте 600 м, полученный в одной из серий зондирования над г. Томском [41]. Для SO_2 даны профили, полученные над промышленной зоной [42]. Выше 1 км профиль SO_2 достраивался по модельным данным [43], NO_2 – по [44].

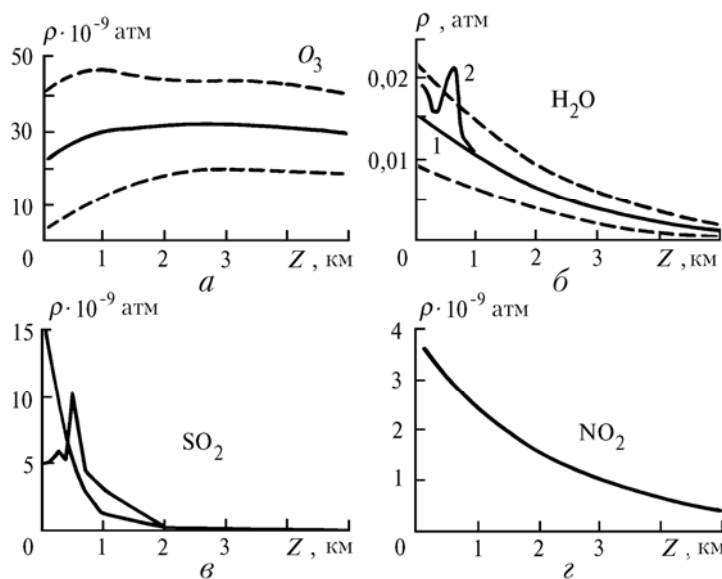


Рис. 1. Парциальные давления газон O_3 , H_2O , SO_2 , и NO_2

На основе коэффициентов поглощения, заимствованных из литературных источников (таблица), были рассчитаны дифференциальные коэффициенты поглощения озона и мешающих газов. Результаты представлены на рис. 2. Для озона и воды приведены диапазоны возможных значений коэффициентов дифференциального поглощения, соответствующие «коридорам» их концентраций (рис. 1. а, б).

Коэффициенты поглощения K ($атм^{-1} \cdot см^{-1}$)

№ п/п	λ (нм)	O_3 [45]	H_2O [37]	SO_2 [30, 46]	NO_2 [47]
1	266	245	$2,0 \cdot 10^{-3}$	12,5	0,55
	289	39	$1,1 \cdot 10^{-3}$	26	2,12
2	277	129	$1,5 \cdot 10^{-3}$	18,5	1,23
	313	1,58	$6,0 \cdot 10^{-4}$	6,5	5,20
3	289	39	$1,1 \cdot 10^{-3}$	26	2,12
	299	11	$7,7 \cdot 10^{-4}$	10	2,88

На рис. 2 видно, что основной вклад в $\alpha_{ост}$ дает H_2O . При этом на высотах меньше 2 км значение α_{H_2O} может существенно превышать коэффициент поглощения озона. Наиболее сильно это превышение выражено для третьей пары (289–299 нм), где оно может достигать порядка величины.

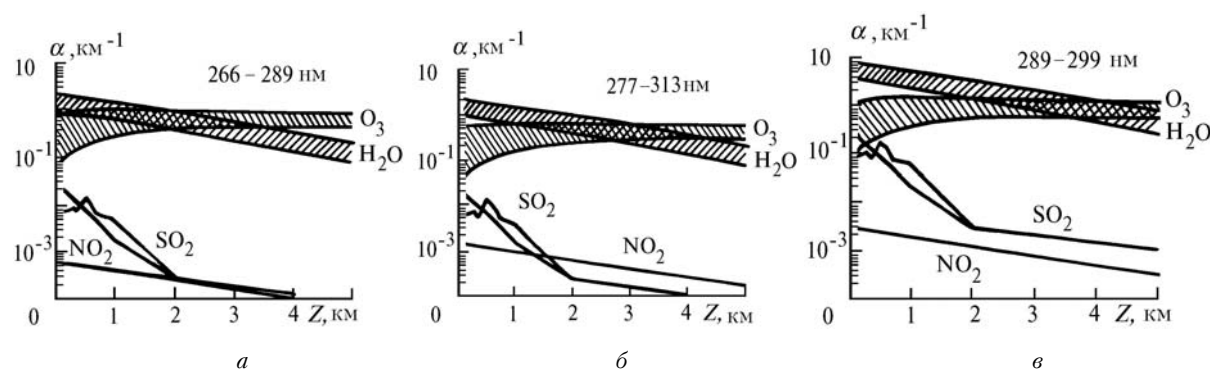


Рис. 2. Коэффициенты дифференциального поглощения O_3 и мешающих газов H_2O , SO_2 , NO_2 для трех пар длин волн. Заштрихованные области указывают диапазон изменения коэффициентов поглощения O_3 и H_2O

Влияние SO_2 может сказаться на результатах зондирования озона только в промышленных районах, где концентрация SO_2 на уровне земли может превышать фоновую ($0,3 \cdot 10^{-9}$ атм) в несколько десятков раз (см. рис. 1, в) [43]. Это может приводить к погрешности определения концентрации озона до 5–10%, для 1-й и 2-й пары, и до 30 и более процентов для пары 289–299 нм.

Влиянием NO₂ можно пренебречь. Однако следует иметь в виду, что в промышленной зоне концентрации NO₂ в приземном слое может быть в сотни раз больше фоновой [7], и, следовательно, величина α_{NO₂} может оказаться сравнимой с α_{O₃}.

Таким образом, основной вклад в α_{ост}¹ на всех трех рассматриваемых парах длин волн дает H₂O. Пренебрежение этим фактом может привести к сильному завышению концентрации озона в нижнем слое тропосферы, определяемой из лидарных эхосигналов. Так, для пары 289–299 нм это завышение для летних условий может в отдельных случаях достигать порядка величины. Для зимних условий искажение результатов зондирования озона за счет неучета поглощения УФ излучения водяным паром примерно в три раза меньше.

Следовательно, для устранения систематической погрешности определения ρ_{O₃} из лидарных данных необходимы сведения о профилях концентрации прежде всего водяного пара. Если же лидар расположен вблизи промышленных районов, то потребуется также знание содержания SO₂ и NO₂. Кроме того необходимо также предусмотреть учет α_{ост}^{а-м} за счет аэрозольного и молекулярного светорассеяния.

Коэффициент остаточного ослабления α_{ост}, можно определить тремя способами.

Первый способ основан на экспериментальных данных об аэрозольных коэффициентах β_{on,of}^а, α_{on,of}^а и профилях концентраций мешающих газов ρ^і. Для их получения необходимо лидарную систему дополнить спектральными каналами для измерения аэрозольной составляющей и газовых компонентов. Коэффициенты молекулярного рассеяния β_{on,of}^м и α_{on,of}^м рассчитываются на основе модельных профилей давления и температуры. Второй способ определения коэффициента 00 – расчетный, на основе модельных профилей β^а, α^а и ρ_і. Третий способ – комбинированный, состоящий в том, что наиболее значимые по вкладу составляющие в 00 определяются из эксперимента, а остальные компоненты рассчитываются на основе модельных данных.

Первый способ определения α_{ост} позволяет практически полностью устранить систематическую погрешность определения ρ_{O₃}. Второй способ уменьшает, но не устраняет погрешность зондирования профиля озона вследствие возможных отклонений реальных профилей β^а, α^а и концентраций газов от модельных. Получим для этого случая выражение для суммарной относительной погрешности ε, обусловленной вариациями α_{ост} и эхосигналов.

Введем следующие приближения:

$$\alpha_{of}^a = g_\alpha^a \alpha_{on}^a; \beta_{of}^a = g_\beta^a \beta_{on}^a; \alpha_{of}^m = g_m \alpha_{on}^m; \beta_{of}^m = g_m \beta_{on}^m;$$

$$g_\alpha^a = \left(\frac{\lambda_{on}}{\lambda_{of}} \right)^{q_\alpha}; g_\beta^a = \left(\frac{\lambda_{on}}{\lambda_{of}} \right)^{q_\beta}; g_m = \left(\frac{\lambda_{on}}{\lambda_{of}} \right)^4.$$

Тогда для ε можно записать;

$$\varepsilon = \frac{\sigma_p}{\rho_{O_3}} = \frac{1}{K_{O_3} \rho_{O_3} \Delta z} \left\{ \frac{1}{4n} \gamma^2 + \sigma_{\alpha_{ост}}^2 (\Delta z)^2 \right\}^{1/2}; \quad (6)$$

$$\gamma^2 = 2 \left[\left(\frac{\sigma_{on}}{U_{on}} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_{of}}{U_{of}} \right)^2 \right], \quad (7)$$

$$\sigma_{\alpha_{ост}}^2 = \frac{1}{2(\Delta z)^2} \left(\delta_{\beta_a}^2 + \delta_{\beta_m}^2 \right) \left(\frac{\beta_{of}^a \beta_{on}^m - \beta_{on}^a \beta_{of}^m}{\beta_{on}^a \beta_{of}^a} \right)^2 + \frac{1}{2(\Delta z)^2} \delta_{q_\beta}^2 \left(\frac{\beta_{of}^a}{\beta_{of}^a} \ln g_\beta^a \right)^2 + \left[\delta_{q_\alpha}^2 (\alpha_{of}^a \ln g_\alpha^a)^2 + (\alpha_{on}^a - \alpha_{of}^a)^2 \delta_{\alpha_a}^2 + \right.$$

$$\left. + (\alpha_{on}^m - \alpha_{of}^m)^2 \delta_{\alpha_m}^2 + \sum_i (\alpha_{on}^i - \alpha_{of}^i)^2 \delta_{\rho_i}^2 \right]. \quad (8)$$

Здесь n – число пар импульсов; γ – погрешность, обусловленная ошибкой измерения сигналов; δ_{β_а}, δ_{β_м} – относительные погрешности задания коэффициентов обратного рассеяния Ми и Рэ-лея; δ_{α_а}, δ_{α_м}, δ_{α_і}^р, δ_{q_β}, δ_{q_α} – относительные погрешности определения коэффициентов ослабления соответственно аэрозольной компоненты, молекулярного рассеяния, концентрации i-го мешающего газа и коэффициентов спектральной зависимости q_β и q_α. При выводе формулы (8) предполагалось, что корреляция между случайными величинами a(z+Δz) и a(z) отсутствует (a(z) обозначает либо β^а, либо q_β). Такое предположение используется здесь из-за отсутствия информации о высотных коэффициентах корреляции указанных величин. Вследствие этого формула (8) будет оценивать максимальную погрешность в определении коэффициента остаточного ослабления.

В данной статье мы не будем учитывать погрешность, обусловленную ошибкой измерения сигналов, поэтому слагаемое $\frac{1}{4n}\gamma^2$ (см. (6)) в дальнейшем не рассматривается.

Как указывалось выше, главный вклад в $\alpha_{\text{ост}}^r$ вносит водяной пар. В связи с этим анализ погрешности за счет модельного учета мешающих газов мы приведем только для H_2O . Штриховыми кривыми на рис. 3 представлены погрешности, обусловленные полным игнорированием (при обработке лидарных данных) поглощения УФ-излучения водяным паром. Видно, что на высотах 100÷500 м эта погрешность достигает 200÷300% для первой и 600÷800% — для третьей пары.

С ростом высоты эта погрешность быстро уменьшается и на высоте ~ 5 км составляет 25 и 70% соответственно для первой и третьей пар. Еще раз подчеркнем, что эта погрешность получена для среднестатистических (модельных) профилей концентраций H_2O и O_3 в атмосфере в летних условиях средних широт [40]. Максимальная же погрешность, как отмечалось выше, в отдельных случаях может быть гораздо больше.

Учет H_2O по модельным данным приводит к уменьшению погрешности ϵ (кривая 1), однако вследствие возможного отклонения реального профиля H_2O от модельного до 30% (см. рис. 1, б), она остается все еще весьма значительной, и лишь на высоте 5 км ϵ уменьшается до ~ 10% для первой пары. Предположение, что концентрация H_2O в атмосфере в точности соответствует модельному профилю (в то время как реальной профиль H_2O с инверсией, см. рис. 1, б), может приводить к погрешности ϵ , показанной на рис. 3 кривой 2.

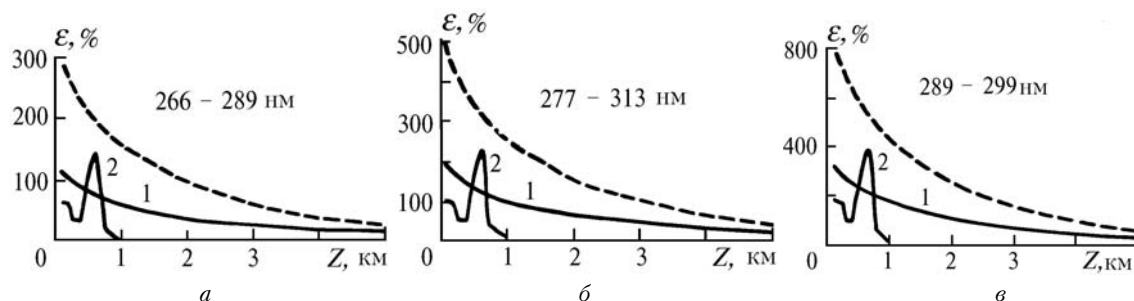


Рис. 3. Относительная погрешность определения концентрации озона из лидарных эхосигналов, обусловленная поглощением УФ-излучения водяным паром. Штриховыми линиями показана погрешность, возникающая вследствие неучета поглощения H_2O

Погрешность ϵ , обусловленная модельным заданием оптических характеристик аэрозоля, приведена на рис. 4. Расчеты этой погрешности выполнялись на основе оптической модели аэрозоля [38]. Значение вариаций δ_{β_a} и δ_{α_a} заимствованы из [48] и составляют 70%; $\delta_{\beta_s} = \delta_{\alpha_s} = 5\%$. Вариации δ_{q_a} и δ_{q_b} задавались равными 10%.

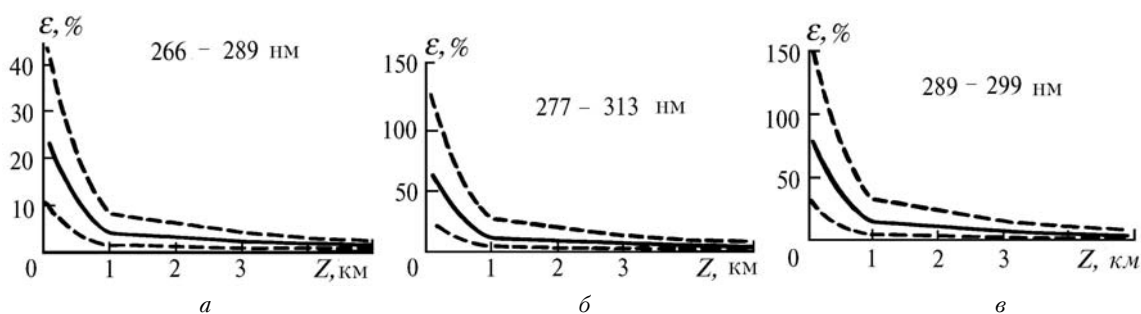


Рис. 4. Относительная погрешность определения концентрации озона, обусловленная вариациями оптических свойств атмосферного аэрозоля. Штриховыми линиями показаны максимальная и минимальная погрешности

Несомненный интерес представляет влияние спектральной зависимости аэрозольных коэффициентов обратного рассеяния β^a и ослабления α^a на $\sigma_{\text{ост}}^r$. Показатель спектральной зависимости q_b , по данным [7], может изменяться от 0,5 до 2, а q_a — от 0,12 до 2,3. По данным [31], величина $q_a \in [-1, 3]$. Примем в наших расчетах $q_b = q_a = q$, а диапазон изменения величины q от -1 до 3. Штриховыми линиями на рис. 4 для всех пар указаны диапазоны изменения погрешности. Верхняя штриховая кривая соответствует случаю $q = -1$, нижняя — $q = 3$, сплошная кривая — $q = 1$. Видно, что погрешность ϵ в приземном слое максимальна и составляет для $q = -1$ величину, равную 45% (для первой пары длин волн); максимальная погрешность для третьей пары ~ 150%. С высотой ϵ быстро уменьшается.

В заключение сформулируем основные выводы.

Во-первых, среди рассмотренных трех пар длин волн наименее чувствительной к вариациям оптических свойств атмосферы является пара 266–289 нм, которая, согласно данным и других авторов (например [14, 15]), является наиболее подходящей для пограничного слоя атмосферы.

Во-вторых, для успешной интерпретации лидарных озоноданных, полученных с высот нижнего слоя тропосферы ($H \leq 5$ км) необходимо одновременно измерять концентрацию водяного пара. Попытка использования модельного профиля H_2O не устраняет существенную систематическую погрешность определения ρ_{O_3} .

В-третьих, аэрозольная корреляция лидарных эхосигналов на основе модельных данных позволяет уменьшить погрешность ϵ для первой пары длин волн до 5% лишь на высотах более 2,5 км. Для высот от 0 до 1 км погрешность может составлять более 10÷20%. Для второй и третьей пар длин волн значения ϵ существенно выше. Для ее уменьшения необходимо проводить одновременное зондирование атмосферного аэрозоля.

В-четвертых, при зондировании озона вблизи промышленной зоны наряду с H_2O требуется также измерение профиля концентрации SO_2 и NO_2 , по крайней мере, в нижнем двухкилометровом слое.

1. Zagomb S., Avelanet J.F., Kiwala J., Radimer B.M. // Laser. 1971. V. 3. № 1. P. 21–23.
2. Asai K., Igarashi T. // Abstracts Intern. Laser Radar Studies Conf. Sendai, Japan. 1974. P. 101–102.
3. Самохвалов И.В., Соснин А.В., Хмельницкий Г.С. // Труды Всес. симп. «Радиофизические исследования атмосферы». Л.: Гидрометеоздат, 1977. С. 78–82.
4. Костко О.К., Смирнов Н.Д., Фадеев В.В. // Квантовая электроника. 1976. Т. 3. № 11. С. 2387–2393.
5. Костко О.К., Смирнов Н.Д. // Труды ЦАО. 1979. Вып. 138. С. 32–47.
6. Костко О.К., Смирнов Н.Д. // Труды 6 Всес. симп. по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. Ч. 1. Томск, 1980. С. 199–204.
7. Лазерный контроль атмосферы / Под ред. Хинкли Э.Д. М.: Мир, 1966. 522 с.
8. Гуди Р. Атмосферная радиация. М.: Мир. 1966. 522 с.
9. Гусаров В.П., Костко О.К., Прохоров А.П., Смирнов Н.Д. // Труды 6 Всес. симп. по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. Ч. 1. Томск. 1980. С. 222–224.
10. Gibson A.J., Thomas L. // Nature. 1975. V. 56. P. 561–563.
11. Megie G., Allain J.Y., Chanin M.L., Blamont J.E. // Nature. 1977. V. 270. № 5635. P. 349–351.
12. Grant W.B., Hake R.D. // J. Appl. Phys. 1975. V. 46. № 5. P. 3019–3024.
13. Uchino O., Maeda M., Koho J. et al. // Appl. Phys. Lett. 1978. V. 33. № 9. P. 807–809.
14. Pelon J., Megie G. // Nature. 1982. V. 299. P. 137–139.
15. Megie G., Pelon J. // Planet Space Sci. 1983. V. 31. № 7. P. 791–799.
16. Browell E.V. et al. J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 2112.
17. Sugimoto N., Sasano Y., Hayashida-Amano S. et al. // Abstracts of 14 ILRC. Italy. Innichen-San-Candido. 1988 P. 187–189.
18. Carnuth W. // Ibid. P. 348–351.
19. Bisling P., Lahmann W., Weitkamp C., Michaelis W. // Ibid. P. 351–353.
20. Mc Dermid S. // Ibid P. 388–391.
21. Maeda M., Shibata T. // Ibid. P. 419–421.
22. Papayannis A., Ancellet G., Pelon J. and Megie G. // Ibid. P. 472–475.
23. Milton M.J.T., Woods P.T., Jolliffe B.W. et al. // Abstracts of 15 ILRC. Tomsk. 1990. P. 164–166.
24. Uchiyumi M., Shibata T.M., Maeda M. // Ibid. P. 264–267.
25. Ismail S., Browell E.V. // Ibid. P. 300–303.
26. Шурыгин И.Г., Белокриницкий Н.С., Лагутин В.М., Соболев В.Н. // Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. V. 10. С. 1056–1059.
27. Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н., Царегородцев С.И. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 9. С. 995–996.
28. Bosenberg J., Carnuth W., Milton M.J.T., Pelon J., Sunesson J.A., Weitkamp C. // TESLAS Tropospheric Environmental Studies by Laser Sounding. Eurotrac subproject proposal. Annual Report. 1991. Part. 7.
29. Окабе Х. Фотохимия малых молекул. М.: Мир, 1981. 500 с.
30. Platt U., Perner D. // J Geophys. Res. 1980. V. C85. № 12. P. 7453–7458.
31. Костко О.К. // Труды 6 Всес. симп. по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. Ч. 1. Томск, 1980. С. 205–208.
32. Маричев В.Н., Мицель А.А., Ипполитов И.И. // Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск, Наука, 1985. С. 44–57.
33. Клишкин В.М., Федорищев В.Н. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 2. С. 220–221.
34. Клишкин В.М., Лукьяненко С.Ф., Потапкин И.Н., Федорищев В.Н. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 3. С. 322–324.
35. Лукьяненко С.Ф., Новаковская Т.И., Потапкин И.Н. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 7. С. 706–709.
36. Karmazin S.E., Klimkin V.M., Luk'yanenko S.F. et al. // Abstracts of 15 ILRC. Tomsk. 1990. P. 184.

37. Лукьяненко С.Ф., Новаковская Т.И., Потапкин И.Н. //Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. № 11. С. 1190–1192.
38. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптические модели атмосферного аэрозоля. Томск: ТФ СО АН СССР, 1986. 294 с.
39. Зуев В.Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. Томск: ТФ СО АН СССР. 1986. 294 с.
40. Ипполитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. //Спектроскопические методы зондирования атмосферы /Новосибирск, 1985. С. 4–44.
41. Лазерное зондирование тропосферы и подстилающей поверхности /Под ред. В.Е. Зуева. Новосибирск: Наука, 1987. 262 с.
42. Kolsch H.J. et al. //Coference Abstracts of 14 ILRC, Italy, Innichen-San-Candido. 1988. P. 484–487.
43. Anderson G.P., Clough S.A., Kneizus F.X. et al.//AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km)/AFGL-TR-86-01 10. ERP n. 954, Hanscom AFB. MA 01731. 1986
44. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 264 с.
45. Суркин П.И., Сержантов В.Г., Творогов В.А. Атмосферный озон. М.: Гидрометеониздат. 1990. 120 с.
46. Thomsen O., Bisling P., Weitkamp C., Michaelis W. //Abstracts of 15 ILRC. Part 2. Tomsk, 1990. P. 180–183.
47. Применение лазеров для определения состава атмосферы/Под ред. В.М. Захарова. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 215 с.
48. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 256 с.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
29 мая 1992 г.

V.V. Zuev, A.A. Mitsel, I.V. Ptashnik. Influence of Fluctuations of the Atmospheric Optical Properties on the Accuracy of Low Tropospheric Ozone Sensing in the UV-Spectral Region.

Numerical estimates of the effect of light absorption by water vapor, as well as of the aerosol and molecular light scattering in the UV spectral region on the accuracy of the low tropospheric ozone profiles reconstruction from lidar data are presented. It is shown that for correct interpretation of lidar data on low tropospheric ozone simultaneous measurements of the water vapor and aerosol profiles are needed.