

С.Л. Бондаренко, А.В. Ельников, В.В. Зуев

ВЛИЯНИЕ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ОЗОНА ПРИ АЭРОЗОЛЬНОЙ КОРРЕКЦИИ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Рассматривается проблема лазерного зондирования стратосферы при наличии в ней аэрозольных образований вулканического происхождения. Исследуется вопрос адекватности восстановления вертикального распределения озона при использовании аэрозольной коррекции, но при отсутствии данных об оптических характеристиках аэрозоля (о коэффициенте обратного рассеяния, коэффициенте ослабления и т.д.). Выполненные оценочные расчеты, а также сравнение с результатами шарзондовых измерений показывают, что отсутствие данных об этих характеристиках не имеет принципиального значения.

Среди лазерных методов дистанционного измерения концентрации газа широкое распространение получил метод дифференциального поглощения. Его практическая реализация основана на использовании двух длин волн. При этом одна длина волны, совпадающая по спектру с полосой поглощения исследуемого газа, является базовой λ_{on} . Лазерный импульс на этой длине основной волны, распространяясь в атмосфере, поглощается газом и рассеивается в направлении назад на молекулах воздуха и аэрозоля, неся в себе информацию о пространственном распределении газа и о рассеивающих свойствах воздуха и аэрозоля. Информация о последних для данного метода является мешающей. Нормировка на лидарные сигналы, полученные на второй (референтной) длине волны λ_{of} , непопадающей в полосу поглощения исследуемого газа, но близко расположенной по спектру от основной, способствует ее удалению. Близость λ_{of} по спектру к λ_{on} позволяет пренебречь спектральной зависимостью молекулярных и аэрозольных характеристик воздуха.

Актуальность проблемы лазерного зондирования озона на основе метода дифференциального поглощения определяется следующим. Полоса поглощения молекулярного озона занимает большую область спектра (200–320 нм), в котором коэффициент поглощения озона представляет собой плавно меняющуюся по спектру характеристику. Этот факт вынуждает довольно сильно разносить зондируемые длины волн λ_{on} и λ_{of} по спектру, для того чтобы величина оптической толщи

$$\tau(H) = \int_0^H \{ \sigma(\lambda_{on}) - \sigma(\lambda_{of}) \} n(H) dH, \tag{1}$$

где $\sigma(\lambda_i)$ – сечение поглощения на соответствующей длине волны; $n(H)$ – концентрация озона, стала достаточной для получения приемлемой точности при решении обратной некорректной задачи, которой является восстановление концентрации озона из лидарных данных [1]:

$$n(H) = \frac{1}{2 \{ \sigma(\lambda_{on}) - \sigma(\lambda_{of}) \}} \left\{ \begin{aligned} & \frac{d}{dH} \left[\ln \frac{N(H, \lambda_{on})}{N(H, \lambda_{of})} \right] - \frac{d}{dH} \left[\ln \frac{\beta_{\pi}(H, \lambda_{on})}{\beta_{\pi}(H, \lambda_{of})} \right] - 2 [\alpha_m(H, \lambda_{on}) - \alpha_m(H, \lambda_{of})] - \\ & - 2 [\alpha_a(H, \lambda_{on}) - \alpha_a(H, \lambda_{of})] \end{aligned} \right\}, \tag{2}$$

где $N(H, \lambda_i)$ – величина зарегистрированного лидарного эхосигнала; $\alpha_m(H, \lambda_i)$ – $\alpha_a(H, \lambda_i)$ – коэффициенты полного молекулярного и аэрозольного ослабления; $\beta_{\pi}(H, \lambda_i)$ – коэффициент обратного

рассеяния, равный сумме коэффициентов молекулярного $\beta_{\pi}^m(H, \lambda_i)$ и аэрозольного $\beta_{\pi}^a(H, \lambda_i)$ рассеяния, т.е.

$$\beta_{\pi}(H, \lambda_i) = \beta_{\pi}^m(H, \lambda_i) + \beta_{\pi}^a(H, \lambda_i) \quad (\lambda_i \div \lambda_{on}, \lambda_{of}).$$

При зондировании стратосферного озона рабочими длинами волн довольно часто являются $\lambda_{on} = 308$ нм с сечением поглощения $\sigma(\lambda_{on}) = 1,19 \cdot 10^{-19}$ см² (длина волны излучения эксимерного лазера на смеси ХеС1) и $\lambda_{of} = 353$ нм с $\sigma(\lambda_{of}) = 0$ (длина волны излучения первой стоксовой компоненты наполненной водородом ВКР-ячейки, возбуждаемой $\lambda_{on} = 308$ нм). В случае малого аэрозольного наполнения (для стратосферы это фоновые условия) подобное разнесение длин волн не является критичным, поскольку члены $\langle b \rangle$ и $\langle d \rangle$ в (2) остаются пренебрежимо малыми. При значительном аэрозольном наполнении (для стратосферы – после мощных извержений вулканов, когда вертикальная стратификация аэрозоля имеет сложную структуру, а обратное аэрозольное рассеяние в несколько раз превышает молекулярное) величины членов $\langle b \rangle$ и $\langle d \rangle$ становятся сопоставимыми с $\langle a \rangle$ и $\langle c \rangle$ и их учет приводит к значительным искажениям при восстановлении профилей концентрации озона. Использование в подобных атмосферных ситуациях лидаров для измерения концентрации озона возможно в случае корректного учета рассеивающих и ослабляющих свойств атмосферы на зондирующих длинах волн. Для референтной длины волны λ_{of} , если считать возможным получение профиля отношения рассеяния, это не представляет труда [2]. Оценка рассеивающих характеристик на основной длине волны осуществляется, как правило, [3, 4] аппроксимацией рассеивающих характеристик с $\lambda = 353$ нм в область $\lambda = 308$ нм при помощи соотношений [1, 5]. Последняя операция зачастую не дает требуемой точности оценок рассеивающих характеристик аэрозоля для получения корректных результатов при зондировании озона.

Решение данной проблемы получило дальнейшее развитие в [6], в которой предлагалось использовать озонный профиль, полученный при помощи метода дифференциального поглощения и оценки рассеивающих свойств аэрозоля на $\lambda = 308$ нм на основе данных на $\lambda = 353$ нм, для коррекции лидарного эхосигнала на $\lambda = 308$ нм по прозрачности атмосферы, определяемой озоном:

$$T_{O_3}(H) = \left[- \int_0^H \sigma(\lambda_{on}) n(H) dH \right]. \quad (3)$$

В результате этой операции появляется возможность определить отношение рассеяния на $\lambda = 308$ нм и получить более точный профиль озона путем использования последнего в (2).

Однако следует обратить внимание на то, что каждый из этапов аэрозольной коррекции содержит ряд предположений и априорно задаваемых величин, проверка и оценка которых в условиях аэрозоля вулканического или антропогенного происхождения трудно осуществима. Вопросу влияния подобного рода неопределенностей на точность восстановления профилей озона и посвящена данная статья.

Аэрозольное лидарное отношение. Важным звеном в осуществлении аэрозольной коррекции получаемых озонных профилей является возможность восстановления вертикальной стратификации аэрозоля (отношения рассеяния R). Однако для адекватного восстановления R необходимо знание аэрозольной прозрачности. Оценить ее значение можно из самих лидарных данных [5, 7] на основе соотношения

$$\beta_{\pi}^a(H) = g_a(H) \alpha_a(H), \quad (4)$$

где $\beta_{\pi}^a(H)$ – коэффициент обратного, $\alpha_a(H)$ – полного аэрозольного ослабления; $g_a(H)$ – аэрозольное лидарное отношение; H – высота.

Выполнение подобных оценок, как правило, осуществляется на основе модельных значений $g_a(H)$ [7]. Однако для вулканического аэрозоля эти значения могут существенно отличаться от реальных. Каково влияние аэрозольного лидарного отношения на получаемые профили отношения рассеяния – рассмотрим на примере их восстановления с различными $g(H)$. Для расчетов будем использовать лидарные данные на разных длинах волн, полученные в те-

чение одной ночи на временном отрезке, равном примерно 3 ч, и, приведенные посредством аппроксимации к одному моменту времени. Источниками излучения используемых длин волн являлись: эксимерный лазер с ВКР-приставкой на водороде (308 и 353 нм), твердотельный лазер на алюмоиттриевом гранате с удвоителем частоты (532 нм) и лазер на парах золота (628 нм). Результаты расчетов представлены на рис. 1, из которого видно, что разные значения лидарного отношения вносят определенные изменения в профиль R и чем меньше длина волны, тем изменения относительно самого профиля больше. При этом хотелось бы обратить внимание на то, что R на $\lambda = 308$ нм получен на основе лидарного сигнала, скорректированного на прозрачность атмосферы, определяемую озоном.

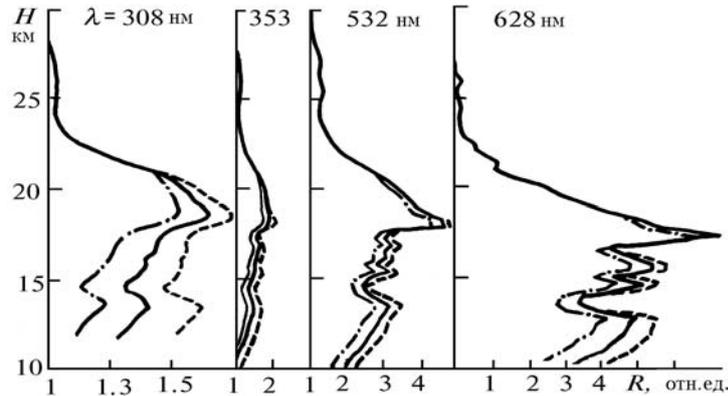


Рис. 1. Профили отношения рассеяния для соответствующих длин волн при различных $g_a(H)$: $g_a(H) = 0,5 g_{mod}(H)$ – штрихпунктирная линия; $g_a(H) = g_{mod}(H)$ – сплошная; $g_a(H) = 2 g_{mod}(H)$ – штриховая; $g_{mod}(H)$ – из модели [7]

Однако при вычислении концентрации озона важно не само отношение рассеяния, а производная от отношения значений R на двух зондирующих длинах волн λ_{on} и λ_{of} [член $\langle b \rangle$ в уравнении (2)]. На рис. 2 представлен высотный ход члена $\langle b \rangle$ в единицах концентрации озона для длин волн 308 и 353 нм. Из рис. 2, б видно, что когда изменение аэрозольного лидарного отношения на одной длине волны сопровождается изменением $g_a(H)$ на другой λ , но в противоположную сторону, наблюдается существенная разница в значениях члена $\langle b \rangle$ при различных комбинациях $g_a(H)$. Это может дать значительную систематическую ошибку при вычислении концентрации озона, если задано неточное значение аэрозольного лидарного отношения.

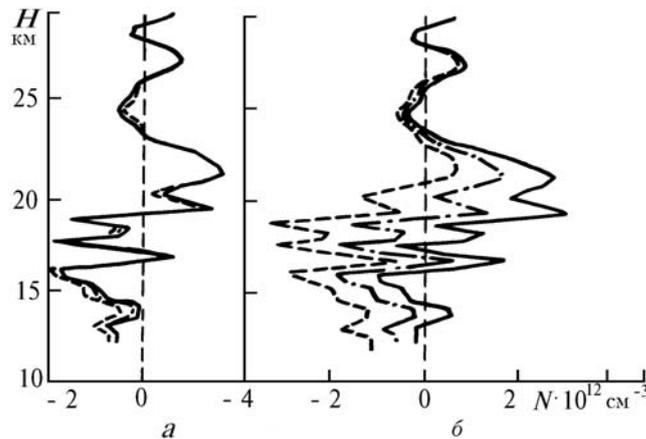


Рис. 2. Высотные изменения $\langle b \rangle$ из (2) для длин волн $\lambda_{on} = 308$ и $\lambda_{of} = 353$ нм: а) $g_a^{on}(H) = g_{mod}^{on}(H)$ и $g_a^{of}(H) = g_{mod}^{of}(H)$ – штрихпунктирная линия; $g_a^{on}(H) = 2 g_{mod}^{on}(H)$ и $g_a^{of}(H) = 2 g_{mod}^{of}(H)$ – штриховая; $g_a^{on}(H) = g_{mod}^{on}(H)/2$ и $g_a^{of}(H) = g_{mod}^{of}(H)/2$ – сплошная; б) $g_a^{on}(H) = g_{mod}^{on}(H)$ и $g_a^{of}(H) = g_{mod}^{of}(H)$ – штрихпунктирная линия; $g_a^{on}(H) = g_{mod}^{on}(H)/2$ и $g_a^{of}(H) = 2 g_{mod}^{of}(H)$ – штриховая; $g_a^{on}(H) = 2 g_{mod}^{on}(H)$ и $g_a^{of}(H) = g_{mod}^{of}(H)/2$ – сплошная линия

При изменении микрофизической структуры аэрозоля, приводящей к уменьшению либо к увеличению аэрозольного лидарного отношения на обеих длинах волн, производная отношения $R(\lambda = 308)/R(\lambda = 353)$ практически неизменна при любых комбинациях $g_a(H)$ (рис. 2, а).

Если не принимать во внимание резонансные эффекты, наличие которых не позволяет получать корректные результаты при лидарном зондировании озона, то наиболее вероятна ситуация, представленная на рис. 2, а. Этот случай предполагает однотипные изменения рассеивающих и ослабляющих свойств аэрозоля на обеих длинах волн. Однако если все же возможна ситуация с изменением $g_a(H)$, как на рис. 2, б, то при значительно меньших его изменениях и, следовательно, меньших вариациях $\langle b \rangle$ (рис. 2, б представляет случай изменения $g_a(H)$ на зондируемых длинах волн на 400 %), поскольку спектральный диапазон 45 нм является слишком малым для существенного изменения оптических характеристик.

Таким образом, величина аэрозольного лидарного отношения незначительно сказывается на результаты восстановления концентрации озона.

Взаимосвязь коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на разных длинах волн. В предложенной в [6] схеме вычисления озона пересчет коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния с $\lambda = 353$ нм на $\lambda = 308$ нм осуществляется на основе соотношения

$$\beta_{\pi}^a(H, \lambda_{308}) / \beta_{\pi}^a(H, \lambda_{353}) = (353/308)^X, \quad (5)$$

где X для разных типов аэрозолей принимает значения, лежащие в диапазоне $0,5 \div 2$ [5]. Профили концентрации озона, представленные в [6] и рассчитанные при различных X , указывают на определенную роль X в формировании восстанавливаемых профилей озона. Следовательно, для получения адекватных результатов знание реального значения X необходимо. Оценку X можно попытаться осуществить из самих лидарных сигналов по следующей формуле:

$$X = \ln \left\{ \frac{R(H, \lambda_1) - 1}{R(H, \lambda_2) - 1} \right\} / \ln \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right), \quad (6)$$

получаемой из (5) простым математическим преобразованием с учетом:

$$\beta_{\pi}^a(H, \lambda_i) = [R(H, \lambda_i) - 1] \beta_{\pi}^m(H, \lambda_i), \quad (7)$$

$$\beta_{\pi}^m(H, \lambda_1) / \beta_{\pi}^m(H, \lambda_2) = (\lambda_2 / \lambda_1)^4,$$

где $R(H, \lambda_i)$ – профиль отношения рассеяния на соответствующей длине волны λ_i .

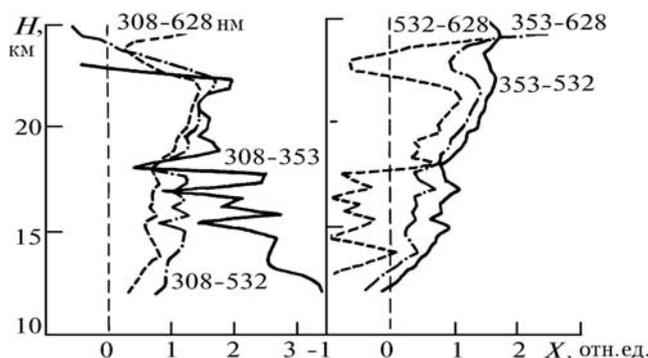


Рис. 3. Высотный ход параметра X для соответствующих комбинаций длин волн

Результаты восстановления высотного хода X из реальных лидарных сигналов, полученных во время проведения комплексного многочастотного ($\lambda_i = 308, 353, 532, 628$ нм) эксперимента по зондированию аэрозоля для различных комбинаций длин волн, представлены на рис. 3. Влияние поглощения озона на длине волны 308 нм учитывалось согласно (3). На этом рисунке достаточно хорошо наблюдается большое отличие значений X в зависимости не только от высоты, что может определяться различными микрофизическими и оптическими свойствами аэрозоля, но и от разных комбинаций длин волн. Что касается изрезанности высотных ходов $X(H)$, то она может определяться как структурой аэрозольных слоев, так и погрешностью измеряемых параметров, уча-

ствующих в восстановлении $X(H)$. Последнее в большей мере может относиться к $X_{308-353}$. Однако общая тенденция высотного хода $X_{308-353}$ прослеживается достаточно хорошо. Наибольшее различие наблюдается между высотными ходами $X_{308-353}$ и $X_{532-628}$, а также при других комбинациях длин волн. Причем $X_{308-353}$ имеет большие, а $X_{532-628}$ меньшие значения по сравнению с другими X_{i-j} . Причина этого заключается, вероятно, в том, что $X_{308-353}$ и $X_{532-628}$ относятся к крайним участкам имеющегося спектрального диапазона (308–628 нм) и их поведение определяется различными фракциями аэрозоля. Мелкая фракция наиболее активно проявляется в ультрафиолетовом диапазоне, а более крупная – в красном. Увеличение диапазона разнесения длин волн, применяемых для определения $X(H)$, расширяет интервал размеров аэрозольных частиц, определяющих рассеяние, и приводит к соответствующей трансформации $X(H)$.

Таким образом, X не является жестко заданным и при восстановлении профилей концентрации озона ее величину необходимо оценивать из самих лидарных сигналов. Причем если требуется, предварительно необходимо провести сглаживание.

Аэрозольное ослабление. При восстановлении профилей озона (2) влияние аэрозольного ослабления определяется членом D . Как правило, его значение получают следующим образом:

$$\alpha_a(H, \lambda_{on}) - \alpha_a(H, \lambda_{of}) = g_a(H) \beta_\pi^a(H, \lambda_{of}) \left[\left(\frac{\lambda_{of}}{\lambda_{on}} \right)^y - 1 \right] \quad (8)$$

(y – для аэрозольного ослабления то же, что X для обратного рассеяния). Предполагая наличие отношения рассеяния на длинах волн λ_{on} и λ_{of} , а также равенства аэрозольных лидарных отношений на этих длинах волн $g_a(H, \lambda_{on}) = g_a(H, \lambda_{of})$, член D можно выразить как

$$\alpha_a(H, \lambda_{on}) - \alpha_a(H, \lambda_{of}) = g_a(H) \beta_\pi^m(H, \lambda_{of}) \left[R(H, \lambda_{on}) \left(\frac{\lambda_{of}}{\lambda_{on}} \right)^4 - R(H, \lambda_{of}) + 1 - \left(\frac{\lambda_{of}}{\lambda_{on}} \right)^4 \right]. \quad (9)$$

Уравнение (9) предпочтительнее, чем (8), поскольку содержит в себе в качестве неизвестного только $g_a(H)$.

Однако в любом случае, если (d) в уравнении (2) имеет величину, сравнимую с остальными членами, то получение корректных профилей концентрации озона из лидарных данных становится проблематичным, поскольку имеющиеся в уравнении (8) величины $g_a(H)$ и y , а в (9) только $g_a(H)$ существенно зависят от микрофизики аэрозоля, а их оценка из самих лидарных сигналов не представляется возможной. Проведенная на основе модельных $g_a(H)$ и y , лежащего в диапазоне $0,5 \div 2$ [5], для длин волн $\lambda = 308$ и 353 нм, оценка (d) показывает, что он практически на порядок меньше (с), не говоря уже о членах (a) и (b).

На основе лидарных сигналов, полученных во время комплексного многочастотного эксперимента по зондированию аэрозоля и с использованием дифференциальной методики были сделаны оценки разности коэффициентов ослабления:

$$\Delta\alpha_{i-j} = \alpha_a(H, \lambda_i) - \alpha_a(H, \lambda_j), \quad (10)$$

где λ принимает значения 353, 532 и 628 нм.

Получение самих коэффициентов аэрозольного ослабления на базе системы уравнений (10) невозможно, поскольку она является вырожденной. Результаты вычислений $\Delta\alpha_{i-j}$ в виде их высотных ходов даны на рис. 4. Анализ относительного поведения $\Delta\alpha_{i-j}$ дает качественное представление о коэффициенте аэрозольного ослабления. Его спектральный ход для двух высотных диапазонов (16 и 18 км) схематически представлен справа на рис. 4.

Из рисунка видно, что ослабляющие свойства аэрозоля обладают определенной высотной трансформацией и прогнозирование этих свойств в область $\lambda = 308$ нм на основе данных на длинах волн 353, 532, 628 нм не представляется возможным. Однако $\Delta\alpha_{i-j}$ имеют небольшие значения. При этом разница между рабочими длинами волн при зондировании озона равна 45 нм, а для представленных на рис. 4 $\Delta\alpha_{i-j}$ разница длин волн составляет 93, 179 и 275 нм, то, вероятно, $\Delta\alpha_{308-353}$ будет еще меньше.

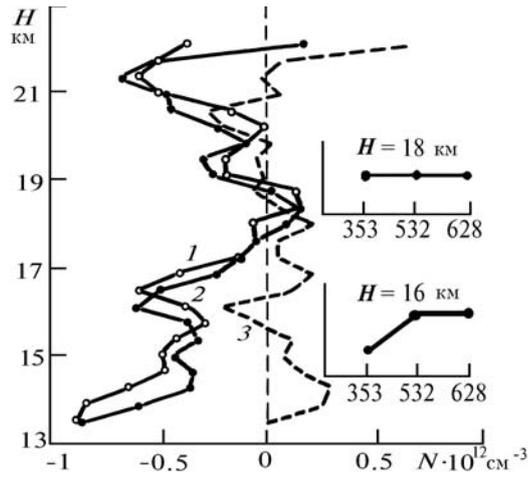


Рис. 4. Высотный ход разности коэффициентов ослабления $\Delta\lambda_{353-532}$ – кривая 1; $\Delta\lambda_{353-628}$ – 2; $\Delta\lambda_{532-628}$ – 3

Таким образом, на основе рассуждений о $\Delta\alpha_{308-353}$ и проведенных оценок можно предположить, что членом (d) в уравнении (2) можно пренебречь.

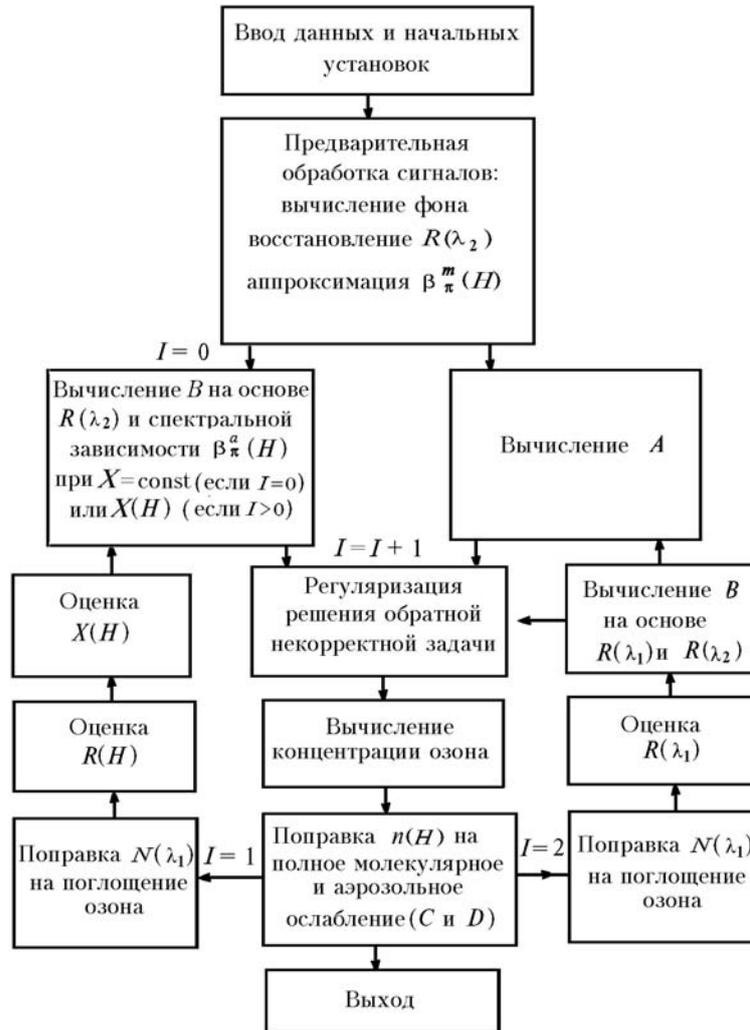


Рис. 5. Блок-схема программы восстановления концентрации озона (I – число проходов)

Блок-схема и методы вычисления. Для реализации вычисления профилей озона по представленным в [6] алгоритмам, анализ корректности которых приведен в данной статье, был создан пакет взаимосвязанных программ. Программы написаны на языке <Turbo Pascal> в операционной системе MS-DOS. Блок-схема восстановления концентрации озона из лидарных эхосигналов, реализованная в данном пакете, дана на рис. 5. Причем пакет сформирован так, что блок регуляризации решения обратной некорректной задачи может включать различные методы, такие как сплайн-функции [8] или тихоновская регуляризация [9]. В частности, в данной статье расчеты выполнены с использованием линейного [10] и экспоненциального [11] сглаживаний, а вычисления производной [уравнение (2)] осуществляется численными методами [12].

Результаты вычисления профилей озона согласно данной блок-схеме представлены на рис. 6 вместе с модельным [13] (штриховая линия) и шарзондовым (кружки) профилями вертикального распределения концентрации озона. Видно, что на каждом этапе вычисления профиля озона все больше приближается к шарзондовому.

Более точная экспериментальная проверка адекватности получаемых значений $n(H)$ реальным не представляется возможной.

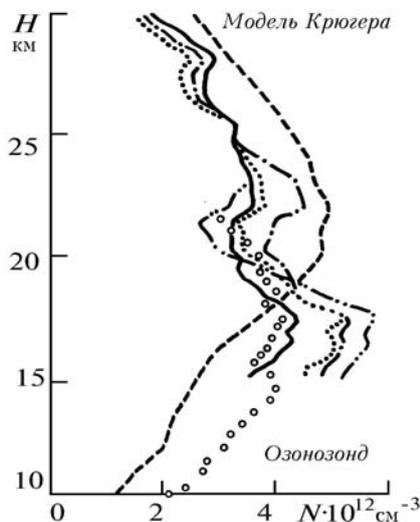


Рис. 6. Профили озона, получаемые из лидарных сигналов: без аэрозольной коррекции (---), при $X = 1,75$ (штрихпунктирная), при X , полученном из лидарных данных (точки), полностью скорректированные профили (сплошная кривая)

Таким образом, проведенный анализ показывает, что предложенная в [6] схема вычисления озона является работоспособной и приводит к получению реальных результатов. Однако вследствие невозможности осуществления ее проверки при помощи эксперимента она требует дальнейшего исследования на основе численного моделирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 93–05–9383).

1. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 552 с.
2. Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н. // Оптика атмосферы, 1991. Т. 4. №2. С. 201–209.
3. Gowell E. V. // Proceedings of the IEEE. 1989. V. 77. №3. P. 419 – 432.
4. Steinbrecht W., Carswell A. T. // Abstracts of 16th ILRC, Massachusetts, USA, 1992. Part. 1. P. 27 – 30.
5. Лазерный контроль атмосферы / Под ред. Е.Д. Хинкли. М.: Мир, 1979. 416 с.
6. Ельников А.В., Зуев В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. №10. С. 1050–1054.
7. Ипполитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. // Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. 144 с.
8. Воскобойников Ю.Е., Катаев М.Ю., Мицель А.А. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. №2. С. 177–184.
9. Иваненко Б.Л. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 1. №8. С. 111 – 115.
10. Дьяконов В.П. Справочник по алгоритмам и программам на языке Бейсик для персональных ЭВМ. М.: Наука, 1987. 240 с.
11. Колемаев В.А., Староверов О.В., Турундоевский В.Б. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа, 1991. 400 с.
12. Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Котельников Г.М. Численные методы. М.: Наука, 1987. 600 с.
13. Krueger A. J., Minzner R. A. // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. №24. P. 4477 – 4487.

S.L. Bondarenko, A.V. El'nikov, V.V. Zuev. **Influence of Optical Characteristics of Aerosols on the Results of the Ozone Lidar Sounding due to Correction of the Initial Data for Aerosol.**

This paper concerns with the problem on laser sensing of the stratosphere under conditions of aerosol formations of volcanic origin erupted into the stratosphere. In particular, we study the adequacy of reconstructing the ozone vertical profile using correction for aerosol, with no data on optical characteristics of aerosol (backscattering and extinction coefficients, and so on). The estimation calculations we have done and comparison with the results of balloon-borne measurements show that the lack of such data is of no principle importance.