

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА ПО НАЗЕМНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ АТМОСФЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В МИЛЛИМЕТРОВОМ ДИАПАЗОНЕ

К.П.Гайкович, Е.П.Кропоткина, С.В.Соломонов.

1. Введение.

Исследование вертикального профиля озона в труднодоступных верхних слоях атмосферы является одной из наиболее актуальных задач наземного дистанционного зондирования атмосферы Земли на миллиметровых радиоволнах [1]. При решении этой задачи регистрируется тепловое излучение молекул атмосферного озона на частотах одной из спектральных линий вращательного спектра, расположенной в окне прозрачности атмосферы. В излучение дают вклад слои стратосферы на разных высотах, для которых различны и атмосферное давление и концентрация молекул озона. В миллиметровом диапазоне уширение линий определяется столкновениями, т.е. пропорционально давлению. Поэтому результирующий контур спектральной линии содержит информацию о вертикальном распределении молекул озона.

Для регистрации этой линии необходима приемная аппаратура высокой чувствительности и высокого спектрального разрешения, что реализовано в озонметре Физического института им. П.Н.Лебедева РАН [1,2]. В состав этого озонметра входят чувствительный приемник излучения и многоканальный фильтровой анализатор спектра. Для восстановления вертикального профиля озона из измеренного спектра (обратная задача) до сих пор использовались различные теоретические подходы, изложенные в [3-8]. Данная обратная задача относится к числу некорректных с математической точки зрения, поскольку известно, что при решении такого типа задач без использования априорной информации малым значениям погрешности соответствуют сколь угодно большие ошибки восстановления. Прямой задаче, которая заключается в вычислении интеграла, входящего в уравнение переноса излучения, соответствует вполне непрерывный оператор. Известно, что оператор, обратный вполне непрерывному, неограничен. Именно поэтому для решения обратной задачи необходимо привлекать существующую априорную информацию о свойствах точного решения. От вида используемой информации зависит выбор конкретного алгоритма решения. Такая информация может быть или статистической [8], или она может заключаться в определенном выборе дискретизации по высоте и частоте, в возможности линеаризации интегрального уравнения и задании его ядра [4]. Может быть также использована принадлежность точного решения к компактным классам функций [6]. В этом случае решение может быть найдено непосредственно путем минимизации функционала невязки, поскольку для компактных функций этот функционал является выпуклым. Относительно последнего подхода нужно отметить, что в полученном решении вполне возможны точки разрывов 1-го рода, а также известно, что класс непрерывных функций, к которому должно принадлежать распределение озона, не является компактным. Опыт решения задач на

компактных классах функций показывает, что сходимость приближенного решения к точному является весьма медленной, на что указывают и результаты численного моделирования и восстановления профиля озона по измерениям спектральной зависимости оптической толщины для линии озона с резонансом на 142 ГГц в [6].

Существенной особенностью рассматриваемой задачи, которая затрудняет применение большинства стандартных математических методов, является ее нелинейность, т.е. зависимость ядра уравнения от профиля концентрации озона. В данной работе решение основано на итерационном алгоритме [9], в котором на каждом шаге применяется метод Тихонова в форме принципа обобщенной невязки [10], использующий весьма общую информацию о гладкости точного решения.

Данный подход имеет ряд существенных особенностей, которые, как это будет показано ниже, делают его весьма эффективным для решения упомянутой выше обратной задачи дистанционного зондирования атмосферного озона на миллиметровых волнах.

2. Постановка обратной задачи

Соотношение между яркостной температурой T_B теплового радиоизлучения и высотным профилем концентрации озона $U(h)$ после вычитания вклада других атмосферных составляющих может быть представлено в виде интеграла

$$T_B(\nu) = \int_0^{\infty} U(h) K(U, \nu, h) dh, \quad (1)$$

где $\mathbf{K} = K(U, \nu, \theta, h)$ - нелинейное ядро уравнения (1), ν и θ - частота и угол приема излучения. Для решения (1) был использован разработанный в [9] итерационный алгоритм, в котором решение на каждом шаге итерационного процесса ищется методом обобщенной невязки Тихонова [10]. На первом шаге в ядро уравнения (1) подставляется модельный профиль озона $U^1(h)$ (использовалась модель из [12]), на следующем - в ядро подставляется восстановленный профиль, полученный на первом шаге и т.д. При этом в каждой итерации решается линейная задача - получающееся из (1) интегральное уравнение Фредгольма 1-го рода. Перепишем (1) в операторном виде:

$$\mathbf{K}U = T_B^{\delta}, \quad (2)$$

где T_B^{δ} - вектор данных, погрешность которых δT_B удовлетворяет неравенству

$$\delta T_B^2 = \sup_{\nu} \left\| \mathbf{K}U - T_B^{\delta} \right\|_{L_2}^2 = \frac{1}{\Delta \nu} \int_{\nu} [T_B(\nu) - T_B^{\delta}(\nu)]^2 d\nu, \quad (3)$$

где T_B - правая часть (1), которая соответствует точному решению $U(h)$.

$\Delta\nu$ - ширина полосы анализируемых частот. В рамках метода может быть учтена погрешность ядра, которая включает в себя погрешность дискретизации при численном решении, неточности описания коэффициента поглощения и его погрешностей, связанных с неучтенными вариациями в профилях температуры и давления, а также с заменой истинного профиля озона в ядре на модельный. Мера погрешности ядра задается как

$$\delta_h^2 = \sup \| \mathbf{K}_h U - \mathbf{K} U \|_{L_2}^2 = \sup \| \mathbf{K}_h U - T_B \|_{L_2}^2, \quad (4)$$

Где \mathbf{K}_h - оператор, соответствующий задаваемому при решении приближенному ядру (2). Указанные погрешности могут приводить также к несовместности вектора данных с решаемым уравнением, поскольку сглаживающее действие ядра (1) ограничивает класс возможных реализаций $T_B(v)$, и при наличии случайной погрешности функция T_B^δ может выйти из допустимого класса. Мера несовместности δ_μ не может, естественно, превосходить суммарной погрешности ядра и измерений, т.е.

$$\delta_\mu = \inf \| \mathbf{K}_h U - T_B^\delta \|_{L_2} \leq \delta T_B + \delta_h. \quad (5)$$

В методе Тихонова [10] приближенное решение U^α минимизирует сглаживающий функционал

$$\mathbf{M}^\alpha(U) = \| \mathbf{K}_h U - T_B^\delta \|_{L_2}^2 + \alpha \| U \|_{W_2^1}^2 \quad (6)$$

В приведенных соотношениях $\|x\|$ обозначает норму функции x как элемента функционального пространства L_2 (пространство суммируемых с квадратом функций) или W_2^1 (пространство квадратично суммируемых функций, имеющих квадратично суммируемые обобщенные производные). В частности, в выражении для сглаживающего функционала (6), $\|U\|_{W_2^1}^2 = \frac{1}{\Delta h} \int_{h_{\min}}^{h_{\max}} \left\{ U^2(h) + \left[\Delta h \frac{dU}{dh} \right]^2 \right\} dh$, $\Delta h = h_{\max} - h_{\min}$ - интервал высот, на котором ищется решение.

Параметр регуляризации α , который регулирует степень сглаженности приближенного решения, в методе обобщенной невязки Тихонова [10] определяется как корень одномерного нелинейного уравнения обобщенной невязки, где учтены все перечисленные выше составляющие погрешности:

$$\rho(\alpha) = \| \mathbf{K}_h U^\alpha - T_B^\delta \|_{L_2}^2 - \delta^2 = 0, \quad (7)$$

где U^α - функция (решение), минимизирующая функционал (6), а $\delta^2 = (\delta T_B + \delta_h)^2 + \delta_\mu^2$ - параметр эффективной погрешности, учитывающий уровень ошибки измерений, неточность

описания ядра, а также зависящую от этих факторов меру несовместности уравнения со своей правой частью.

Таким образом, величина параметра регуляризации, а следовательно, и степень сглаженности решения, связываются с величиной суммарной эффективной погрешности, что является существенным достоинством рассматриваемого метода. Очень важное преимущество метода обобщенной невязки по сравнению с другими известными методами состоит в том, что при стремлении суммарной погрешности к нулю в интегральной метрике L_2 приближенное решение сходится к точному в метрике W_2^1 и, следовательно, (по теореме вложения Соболева), равномерно, т.е. в метрике C , где нормой является максимум модуля, хотя, в отличие от корректных задач, скорость сходимости не пропорциональна уменьшению δ а более медленная. Если во втором слагаемом (6) использовать метрику L_2 (квадратичная суммируемость), то и сходимость решения также будет в метрике L_2 .

Параметры δ_h и δ_μ могут определяться на основе численного моделирования в процессе минимизации (6). Как правило мера несовместности и степень нелинейности ядра ограничивают уровень невязки, до которого удается минимизировать функционал (6).

После соответствующей дискретизации задача минимизации сглаживающего функционала сводится к своему конечномерному аналогу, представляющему собой хорошо изученную с вычислительной точки зрения задачу квадратичного программирования (см.[10]).

Итерационный алгоритм [9] для решения уравнения (1) как нелинейной задачи может быть записан в операторном виде

$$\mathbf{K}^i U^{i+1} = T_B^\delta, \quad (8)$$

где оператор $\mathbf{K}^i = \mathbf{K}(U^i, v, h)$ а в качестве первого приближения $U^1(h)$ (которым может служить произвольная функция) - используется модельный профиль концентрации озона [12]. Известно [11], что итерационный процесс сходится к точному решению, если выполняются условия принципа сжатых отображений, т.е. вполне непрерывный оператор (1) отображает замкнутое выпуклое множество банахова пространства на свою часть. Поскольку задача решалась численно, условия сходимости устанавливались путем численного эксперимента так, как это было сделано в [5], где впервые итерационный метод был разработан для решения задачи озонного зондирования применительно к спутниковым лимбовым измерениям.

Для применения разработанного в [9] алгоритма необходимы экспериментальные данные о спектре излучения атмосферного озона в абсолютных значениях яркостных температур; для этого измеряемое излучение сравнивается с излучением двух чернотельных тепловых излучателей, находящихся при различных хорошо известных температурах. Возникающая при этом систематическая составляющая погрешности абсолютной калибровки (из-за сложности точного учета отклонения излучательных свойств реальных

излучателей от черного тела) являются неизбежным источником дополнительных ошибок при восстановлении вертикального профиля озона.

Для повышения точности решения обратной задачи в данной работе использован разностный вариант описанного выше метода, для которого существенны не абсолютные значения яркостных температур, но их относительный спектральный ход. В этом методе вертикальный профиль озона восстанавливается по разности между яркостными температурами, измеренными в каждом из каналов спектрорадиометра (на каждой из соответствующих частот спектральной линии) и яркостной температурой в одном из них, в качестве которого в данном случае выбирался канал, частота которого наиболее удалена от центра спектральной линии. Этим достигается устранение влияния систематической ошибки абсолютной калибровки. При таком подходе уравнение (1) переходит в совершенно аналогичное с математической точки зрения уравнение

$$\Delta T_B(\nu) = \int_0^{\infty} U(h) \Delta K(U, \nu, h) dh, \quad (9)$$

$$\Delta T_B(\nu) = T_B(\nu) - T_B(\nu_0), \quad \Delta K(U, \nu, h) = K(U, \nu, h) - K(U, \nu_0, h),$$

где ν_0 - выбранная фиксированная частота.

Специфика некорректных задач типа уравнения Фредгольма 1-го рода состоит в том, что не существует определенного соотношения между погрешностью правой части и точностью восстановления, поскольку эта погрешность существенно зависит от вида самой искомой функции. Поэтому исследование возможностей восстановления (точности восстановления для типичных моделируемых профилей в зависимости от погрешности измерений, числа и положения частотных каналов и др.) может быть выполнено только на основе численного эксперимента по замкнутой схеме. Равным образом, численный эксперимент необходим и для исследования свойств сходимости итерационного процесса (8).

При применении рассматриваемого метода в первую очередь необходимо установить связь между параметром эффективной погрешности δ , определяемой соотношением (7), и известными характеристиками экспериментальной погрешности с учетом того обстоятельства, что погрешности эксперимента имеют случайный характер. Пусть погрешность имеет нормальное распределение со средним значением $\Delta T_B(\nu)$ и стандартным отклонением $\sigma_{T_B}(\nu)$.

Договоримся понимать под погрешностью δT_B среднее значение, определяемое интегралом (3). Тогда получаем:

$$\delta T_B^2 = \frac{1}{\Delta \nu} \int_{\Delta \nu} \langle [T_B(\nu) - T_B^\delta(\nu)]^2 \rangle d\nu = \frac{1}{\Delta \nu} \int_{\Delta \nu} [\sigma_{T_B}^2(\nu) + (\Delta T_B(\nu))^2] d\nu \quad (10)$$

Можно видеть, что определенная таким образом ошибка разделяется на сумму случайного и систематического слагаемых. Первое слагаемое в (10) в рассматриваемом случае представляет собой флуктуационную чувствительность радиометра, а второе связано с ошибками абсолютной калибровки, которые, как было показано выше, исключаются в разностном варианте метода (в том, разумеется, случае, если они одинаковы во всем анализируемом диапазоне частот).

3. Результаты численного эксперимента.

Задачей рассматриваемого численного эксперимента являлось изучение точности восстановления моделируемых исходных профилей озона, влияния на нее погрешности измерений спектров излучения атмосферного озона, ошибок из-за неучтенных вариаций в вертикальных профилях температуры и давления. Исследовалась также ошибка восстановления, определяемая численной реализацией самого метода (для краткости будем называть ее ошибкой метода). Ниже приведены результаты численного эксперимента для случая "наблюдения" озонного слоя с поверхности Земли под зенитным углом 60° на частотах спектральной линии с центром на 142,2 ГГц. Как известно (см., например, [1,2]), эта сильная линия озона, расположенная в окне прозрачности атмосферы, уверенно регистрируется наземным спектрометрическим прибором. С помощью радиоастрономических методов производится учет неизбежного при таких измерениях ослабления в тропосфере. Ниже принимается, что поправки на тропосферное поглощение уже введены и рассматриваемая спектральная линия озона уже пересчитана к внетропосферным условиям измерений. Численный эксперимент включал в себя расчет спектра излучения атмосферного озона с использованием параметров многослойной модели атмосферы, охватывающей высоты от 0 до 100 км, с заданными вертикальными распределениями температуры, давления и содержания озона (содержание озона задавалось в единицах отношения смеси, ppm). Гибкость модели позволяла варьировать эти параметры. При расчетах учитывались параметры реальной озонметрической аппаратуры ФИАН [1,2]: шум, рабочие частоты, число частотных каналов, полная ширина полосы анализируемых частот и разрешение по спектру.

Процедура численного эксперимента включала в себя расчет спектра излучения атмосферного озона из уравнения переноса излучения с использованием параметров упомянутой выше многослойной модели атмосферы. При изучении влияния шума аппаратуры программно задавалось размытие рассчитанного спектра этим шумом, величина которого зависит от времени накопления полезного сигнала. Затем решалась обратная задача - по форме спектра восстанавливалось вертикальное распределение озона. Для определения ошибки восстановления полученное в результате решения обратной задачи распределение озона сравнивалось с исходным, заданным в модели.

Величина погрешности, связанной с неточностью задания ядра из-за дискретизации δf , была оценена путем сравнения рассчитанных значений яркостных температур со

значениями, полученными путем точного интегрирования для простых профилей и была сделана много меньше чувствительности спектрорадиометра δT_B . В реализованном алгоритме погрешность из-за дискретизации была не хуже $\delta_h = 0,001$ К, что почти полностью использовало возможности персонального компьютера по памяти и быстродействию. Величина этой погрешности может рассматриваться как естественный предел по точности для реализованной численной схемы метода.

Оценки меры несовместности δ_μ в процессе минимизации (6) в численном эксперименте показали, что нелинейность ядра не приводит к несовместности с вектором яркостных температур при замене истинного профиля озона на модельный в первом приближении. Таким образом, из (5) следует, что в рассматриваемом алгоритме $\delta_\mu \leq \delta T_B$. Учитывая, что оценка ошибки по максимуму (3) на самом деле должна быть больше, чем средняя погрешность (10), представляется разумным положить

$$\delta_\mu = \delta T_B. \quad (12)$$

При численном моделировании, когда профиль озона восстанавливается по рассчитанному для этого же профиля вектору данных, для меры несовместности выполняется $\delta_\mu = 0$. При работе с реальными данными, или, если к значениям T_B добавляется случайная погрешность, то, как это следует из (12), суммарная погрешность δ с учетом возможной несовместности, если выполняется условие $\delta T_B \gg \delta_h$, должна в $\sqrt{2}$ раз превосходить стандартное отклонение, соответствующее флуктуационной чувствительности, т.е.

$$\delta = \sqrt{2} \sigma_{T_B} = \sqrt{2} \delta T_B \quad (13)$$

Если при решении использовать меньшее значение погрешности то есть основание ожидать, что в решении появятся не существующие в реальности особенности профиля вертикального распределения озона. Наоборот, если использовать повышенные значения погрешности, в профиле озона могут быть заглажены его реальные детали, т.е. параметр δ , определяемый перечисленными составляющими погрешности измерений в соответствии с (13), является в этом смысле оптимальным.

Распространенный подход к оценке точности метода заключается в определении среднеквадратичной погрешности восстановления для представительного статистического ансамбля. В данной работе мы имеем возможность использовать отмеченное выше свойство равномерной сходимости метода. Равномерная сходимость метода позволяет использовать в качестве меры точности решения максимум модуля отклонения восстановленного (в численном эксперименте) профиля озона от исходного. При этом, так как качество решения зависит от степени сложности этого исходного профиля, имеет смысл получить оценки точности восстановления как для типичных профилей, так и для экстремальных. При моделировании естественным представляется исследовать точность восстановления как при реализованном уровне погрешностей измерения, так и при наименьших ошибках ($\delta = \delta_h = 0,001$ К), которые допустимы в численной реализации метода, чтобы оценить ее предельные возможности.

В приведенных ниже примерах в качестве исходных использовались три профиля вертикального распределения озона: профиль 1 (рис.1) с мезосферным максимумом и с повышенным содержанием озона в стратосфере (до 10,7 ppт на 35 км), профиль 2 с пониженным содержанием озона (до 3,7 ppт на 35 км), профиль 3 (до 8,7 ppт на 35 км), который занимает промежуточное положение между профилями 1 и 2. В качестве нулевого приближения в итерационном процессе использовался профиль озона (до 6,7 ppт на 35 км), характерный для умеренных широт северного полушария (численные эксперименты показали, что выбор нулевого приближения слабо влияет на качество восстановления). Качество восстановления можно характеризовать относительной величиной отклонений восстановленного профиля от исходного:

$$\Delta = \frac{U^{\alpha} - U}{U} \cdot 100\% . \quad (14)$$

В качестве иллюстрации предельных возможностей метода (при $\delta = \delta_h = 0,001$ К) на рис.1а показаны результаты восстановления профилей озона для упомянутых выше трех случаев его исходного вертикального распределения. Восстановленные профили представлены на этом рисунке сплошными линиями и практически совпадают с исходными (пунктирные линии). Ошибки восстановления Δ показаны на рис.1б. Результаты расчетов показали, что предельные ошибки метода восстановления не превышают 1-2 % на высотах от 15 до 50 км и не превосходят 10% на высотах 50-75 км.

Примеры, показывающие влияние шума аппаратуры $\sigma_{ТВ}$ на результат восстановления представлены на рис.2 для тех же профилей озона, что и на рис.1. Размытие шумом рассчитываемой из исходного профиля спектральной линии озона задавалось программно, исходя из реализованной в спектро радиометре ФИАН чувствительности $\sigma_{ТВ} = 0,048$ К, которая соответствует измерениям с двухполосной шумовой температурой, равной 400 К (с охлаждаемым приемником). При расчетах задавалась ширина полосы анализируемых частот спектро радиометра, равная 260 МГц, и число спектральных каналов, равное 80. Представленные на рис.2а восстановленные профили озона соответствуют случаю, реализованному в спектро радиометре ФИАН при времени накопления сигнала в течение 1 часа. Погрешности восстановления представлены на рис. 2б. Как видно из рис.2, суммарная ошибка восстановления профиля озона, обусловленная ошибками метода и шумом аппаратуры, не превосходит 2-3% в интервале высот 15-50 км.

Из этих примеров хорошо видно влияние шума аппаратуры на точность решения обратной задачи и необходимость применения малошумящего спектро радиометра для дистанционного зондирования озона.

Проведен анализ влияния погрешностей в задании профилей температуры и давления на ошибки восстановления вертикального распределения озона. Для этого, помимо модельных, в расчетах использовались вертикальные профили температуры и давления, соответствующие наблюдаемым в экстремальные периоды, например, при глубоком стратосферном полярном вихре в сфере действия которого может оказаться и стратосфера

умеренных широт (стратосфера над Москвой). Такие профили могут значительно отличаться от климатической нормы и, судя по данным аэрологического зондирования, над московским регионом высота уровня давления 10 мбар может опускаться на 1 км по сравнению с нормой, а температура может опуститься на 20 К ниже нормы в интервале высот 20-50 км, как это происходило, например, в течение января 1996 г. Численный эксперимент показал, что при решении обратной задачи использование средних профилей температуры и давления в этом случае приводят к ошибкам до 10-15 % в восстанавливаемых профилях озона (при отклонениях в пределах обычных вариаций ошибки в восстановленных профилях озона 2-3%).

В соответствии с вышеизложенным, при восстановлении профилей озона из спектров, полученных при наблюдениях озоносферы в холодные периоды, когда происходят значительные отклонения параметров атмосферы от средних значений (например, при существовании в стратосфере глубокого полярного вихря, при стратосферных потеплениях), в профили температуры и давления необходимо вносить поправки с учетом данных аэрологического зондирования. В этом случае, как показывают оценки, точность восстановления вертикального профиля стратосферного озона может быть снижена до 5 - 6 %.

Разрешающая способность метода продемонстрирована на рис.3. где показаны результаты восстановления вертикального профиля озона с особенностью в виде тонкой однослойной структуры, имеющей форму гауссовой кривой $\Delta U = A \exp\left[-\left(\frac{h - h_{\max}}{\Delta h}\right)^2\right]$ при $A = 5$ ppм, $h_{\max} = 38$ км, и $\Delta h = 1$ км. Расчеты производились при указанном выше минимальном уровне погрешности. Процедура расчетов была разбита на этапы. На первом этапе решалась обратная задача с заданием пределов по высоте от 15 км до 75 км. На втором этапе обратная задача решалась лишь в интервале высот локализации однослойной структуры (эти интервалы высот определялись на первом этапе), что позволило более точно восстановить структуру неоднородности. Результаты этих расчетов затем были сшиты и был получен восстановленный профиль, представленный на рис.3.

Сопоставление результатов восстановления, полученных рассмотренным выше методом обобщенной невязки и известным методом, развитым в работах Шахина и Рандеггера (метод Ш-Р) [3,4], показало, что новый метод обеспечивает лучшую точность восстановления профилей озона и заметно расширяет диапазон зондируемых высот, уменьшая высоту нижней границы зондирования до 15 км повышая высоту верхней границы зондирования примерно до 80 км (см. рис.2).

4. Некоторые результаты измерений на ММ волнах.

Описанный выше метод был применен при обработке результатов наблюдения озонного слоя с помощью установленного в Москве спектрорадиометра ФИАН. Восстановление вертикальных профилей озона производилось из спектров излучения атмосферного озона, измеренных на 142,2 ГГц при времени накопления около 1 часа. При решении обратной задачи изложенным методом использовались данные о высотном распределении температуры и давления, любезно предоставленные Гидрометцентром Роскомгидромета. Программой восстановления предусмотрен расчет спектральной линии по восстановленному профилю озона и сравнение ее с измеренной. В приведенных ниже примерах различие этих спектральных линий (рассчитанной и экспериментальной) не превышает погрешности измерений, обусловленных шумом аппаратуры.

В качестве примера, на рис.4а представлены спектральные линии озона, зарегистрированные 26 января и 9 февраля 1996 г. при времени накопления около 1 часа. На рис.4б представлены соответствующие восстановленные профили озона

Данные, полученные с помощью спектрорадиометра ФИАН в январе-апреле 1996г. и обработанные изложенным выше методом, позволили получить новые результаты и выявить важные особенности в вертикальном распределении озона. Оказалось, что содержание озона в средней и верхней стратосфере было устойчивым и пониженным до 50% по сравнению с моделью [12] в январе и в отдельные периоды февраля и марта. Пример характерного для этого периода профиля озона представлен на рис.4б (наблюдения 26 января 1996 г.). Такое уменьшение содержания озона обусловлено, по-видимому, влиянием устойчивого стратосферного полярного вихря, в сфере действия которого находилась стратосфера над московским регионом. По данным Центральной аэрологической обсерватории общее содержание озона над Москвой в эти периоды было пониженным примерно на 15 %,

Подобные явления уменьшения озона в его вертикальном распределении наблюдались и раньше, например, в январе 1989 г. [2], хотя и не были столь сильно выражены.

Другой особенностью этого зимнего периода было увеличение озона в начале февраля. Пример восстановленного профиля озона, полученный в этот период, представлен на рис. 4б (наблюдения 9 февраля 1996 г.). Это увеличение озона, зарегистрированное также и оптическими методами при измерении общего содержания озона, было вызвано приближением к Москве со стороны Средиземного моря стратосферного антициклона, который принес с собой богатый озоном воздух.

5. Заключение.

Проведенные исследования показывают высокую эффективность дистанционного зондирования озонного слоя на миллиметровых радиоволнах. Применение метода обобщенной невязки при обработке зарегистрированных спектров озона заметно расширяется диапазон зондируемых высот и улучшает точность восстановления вертикального профиля озона. Применение данного метода расширяет круг задач физики атмосферы, аэрономии и экологии, решаемых радиофизическими методами на миллиметровых волнах.

Авторы выражают глубокую благодарность научным сотрудникам ЦАО Г.М.Крученицкому и Т.В.Кадыгровой за предоставленные данные аэрологического зондирования атмосферного озона.

Литература

1. И.И.Собельман, С.В.Соломонов, Р.Л.Сороченко. Миллиметровые волны: новые возможности мониторинга озоносферы // Вестник. РАН, 1993 г., т.63, N 8, с.721-729.
2. С.В.Соломонов, Е.П.Кропоткина, А.Н.Лукин, Н.И.Пономаренко, С.Б.Розанов. О вариациях атмосферного озона на миллиметровых волнах // Изв.АН. Физика атмосферы и океана, 1993, т.29, N 8, с.525-531.
3. M.T.Chahine. Inverse problems in radiative transfer: Determination of atmospheric parameters, J.Atmos.Sci. 1970 , 27, 960-967
4. A.K.Randegger. On the determination of the atmosphere ozone profile for ground-based microwave measurements // Pageophys., 1980, v.118, pp.1052-1065.
5. К.П.Гайкович, Ш.Д.Китай, А.П.Наумов. Об определении высотных распределений озона и других малых газовых составляющих по лимбовым измерениям со спутника в СВЧ-диапазоне // Исследование Земли из космоса, 1991, N 3, с.73-81.
6. Ю.Ю.Куликов, Н.Н.Маркина, А.П.Наумов, В.Г.Рыскин, М.И.Сумин. Восстановление высотного профиля озона из наземных измерений интегрального поглощения в миллиметровом диапазоне волн // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1988, т.24, N 12, с.1282-1292.
7. C.D.Rodgers. Characterization and error analyses of profiles retrieved from remote sensing measurements, J.Geophys.Res.,95,(D5),5587-5595, 1990.
8. J.Brillet. A Theoretical study of ozone measurements made with ground-based microwave sensors // J. Geophys.Res., 1989, v.94, No.D10, pp.12.833-12.850.
9. K.P.Gaikovich. Tikhonov's method of the ground-based radiometric retrieval of the ozone profile // IGARSS'94, Digest, v.4, pp.1901-1903.
10. А.Н.Тихонов, А.В.Гончарский, В.В.Степанов, А.Г.Ягола. Регуляризирующие алгоритмы и априорная информация. М.:Наука, 1983. 200 с.

11. М.Л. Краснов. Интегральные уравнения. М.:Наука, 1975. 304 с.
12. G.M.Keating, P.M.Pitts. Proposed reference models for ozone // Adv. Space Res., 1987, v.7 No.9, pp.37-47.

Подписи к рисункам.

Рис.1. а) Примеры восстановления вертикальных профилей озона для трех случаев его высотного распределения. б). Ошибки восстановления профилей на рис.1а

Рис.2. Влияние шума спектро радиометра ФИАН на ошибки восстановления вертикальных профилей озона. а) Исходные и восстановленные профили содержания озона. б) Ошибки восстановления для профилей на рис.2а.

Рис.3. Примеры восстановления вертикального профиля озона с особенностью на высоте около 40 км.

Рис.4. а) Спектральные линии излучения атмосферного озона с центром на 142175 МГц, измеренные 26 января и 9 февраля 1996 г. Измерения произведены под углом места 30° и при времени накопления сигнала около 1 часа. б) Вертикальные профили озона, соответствующие спектрам на рис.4а.