

С.В. Логинов, В.В. Бутов

## Результаты восстановления распределений озона и некоторых характеристик аэрозоля в стратосфере методом зондирования сумеречного ореола Земли из космоса

ИОМ СО РАН, г. Томск  
РКК «Энергия», г. Королев, Московская обл.

Поступила в редакцию 12.02.2001 г.

В рамках метода зондирования сумеречного ореола Земли в приближении однократного рассеяния для решения задачи реконструкции вертикальных профилей концентрации озона и коэффициента экстинкции аэрозоля с целью оптимизации решения были применены итерационная схема и методика статистической регуляризации, основанная на схеме нелинейного программирования, что позволило уменьшить ошибку восстановления до 3% в узле профиля и улучшить разрешение профиля, т.е. получить вертикальный профиль восстанавливаемого компонента с шагом до 100 м. Эти методики были применены к экспериментальным данным, полученным в 1989–1994 гг. на орбитальной станции «Мир».

### Введение

Исследования атмосферы методами космического дистанционного зондирования осуществляются с начала 70-х гг. В пионерских работах [1] задача определения характеристик аэрозольного поля стратосферы решалась на основе метода зондирования сумеречного ореола при больших углах погружения Солнца ( $>15^\circ$ ). Недостаточно высокая чувствительность ряда приборов, например «Спектра-256», не позволяет использовать приближение метода эффективной геометрической тени [1]. Приборы, размещенные на спутниках типа SBUV, LIMS, SAM, SAGE, позволили начать глобальный контроль над распределением атмосферных составляющих в средней атмосфере. Более совершенная аппаратура была размещена на спутниках типа SAGE-II, NOAA [2, 3]. На космическом аппарате «Союз-13», на орбитальной станции «Салют-1» были размещены приборы РСС-1 и РСС-2, имевшие схожие с SAGE-II технические характеристики [4]. SAGE-II, продолживший серию экспериментов, начатых SAM и SAGE, имел 7 спектральных каналов, расположенных в видимой и ближней ИК-областях спектра. Был разработан метод [2], который позволил восстановить вертикальный профиль озона в интервале высот 10–50 км с точностью 10%, а профиль коэффициента экстинкции аэрозоля восстанавливается с той же точностью в интервале высот 10–20 км. Шаг дискретизации составлял 1 км. Параметризация функции распределения частиц аэрозоля по размерам позволила рассчитать некоторые микрофизические характеристики аэрозоля.

Применение многоканальных спектрометров, таких как «Спектр-256», «Гемма-2», HIRS, позволяет: 1) получать микрофизические характеристики аэро-

золя, не прибегая к параметризации функции распределения частиц аэрозоля по размерам; 2) выделять и рассчитывать с меньшей ошибкой концентрации газовых составляющих, чьи сечения поглощения находятся в видимой и ближней ИК-области спектра. Приборы «Спектр-256» и «Гемма-2» имеют пространственное разрешение на горизонте  $\sim 500$  м, а HIRS  $\sim 150$  м. Дискретизация шага по высоте составляет  $\sim 80$  м. Использование многоканальных спектрометров с приведенными выше характеристиками дает возможность повысить надежность и точность исследования тонкой структуры распределения атмосферных составляющих.

### 1. Зондирование сумеречного ореола Земли с космических аппаратов

Из расчетов, выполненных авторами монографий [4, 5], и расчетов, проведенных нами, можно утверждать, что при зондировании сумеречного ореола Земли со спутников (рис. 1), начиная с высоты линии визирования (ЛВ)  $\sim 16$  км, прибор регистрирует

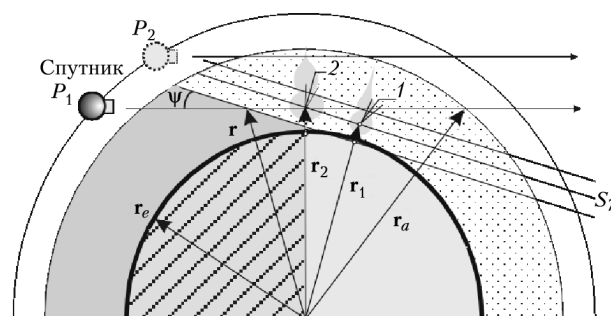


Рис. 1. Схема зондирования сумеречного ореола Земли с орбитальной станции

регистрирует излучение, состоящее в значительной степени из однократно рассеянного излучения Солнца. По мере увеличения высоты линии визирования доля однократно рассеянного излучения в луче увеличивается с 85% – высота 16 км до 97% – высота 45 км. Применительно к задачам сумеречного зондирования авторами [4, 5] были сделаны следующие выводы:

1. При малых углах захода Солнца за горизонт кривые монохроматической яркости сумеречного ореола, спектрофотометрируемого с орбитальной станции, имеют гладкую структуру без заметных вертикальных депрессий и градиентов, обусловленных локальными аэрозольными слоями. Малая величина градиентов яркости, вызываемых локальными аэрозольными слоями при небольших углах захода Солнца за горизонт ( $< 3^\circ$ ), затрудняет возможность решения обратных задач атмосферной оптики.

2. Сравнение кривых монохроматической яркости сумеречного ореола, рассчитанного для разных индикатрис рассеяния, показало, что для рассматриваемых моделей аэрозольной атмосферы Элтермана 1964, 1968 гг. и Шифрина – Минина использование индикатрис рассеяния, теоретически вычисленных и определенных на основе экспериментальных данных, приводит к практически одинаковым результатам на высотах, превышающих 10–12 км. Заметное различие наблюдается только в нижнем 6-километровом слое атмосферы.

3. Надежное и устойчивое проявление локальных аэрозольных слоев в виде темных полос на космических фотографиях возможно только при больших углах захода Солнца за горизонт ( $> 3^\circ$ ).

4. Наличие отражающей поверхности, расположенной на уровне нижней границы атмосферы, слабо влияет на спектральную зависимость яркости ореола на всех высотах в сумеречной зоне. Расчеты яркости сумеречного ореола, проведенные по методу Монте-Карло для экстремальных значений альбедо 0 и 0,8, показали, что в случае малых углов захода Солнца  $\delta$  и малых азимутах визирования влиянием альбедо подстилающей поверхности на поле яркости Земли в сумеречной зоне можно пренебрегать практически на всех высотах. Этот вывод имеет особенное значение для постановки и решения обратных задач атмосферной космической оптики, поскольку позволяет не учитывать наличие отражающей поверхности на уровне нижней границы атмосферы.

5. Из физических соображений следует, что в силу малых угловых размеров сумеречного ореола ( $2-3^\circ$ ), наблюдаемого с орбиты, степень поляризации его излучения по измерениям из космоса должна быть очень малой из-за малой величины угла рассеяния прямого солнечного излучения.

Необходимо отметить, что при проведении на орбитальной станции «Мир» в 1992–1994 гг. экспериментов по сумеречному зондированию ореола Земли проявлялись локальные аэрозольные слои в стратосфере. В трех экспериментах (из четырех) на фотографиях привязки линии визирования к сюжету го-

ризонта наблюдаются системы темных полос (от 4 до 7), отождествляемых нами с локальными аэрозольными слоями. Толщина слоев не превышала 1 км и равнялась в среднем 0,5 км. Расстояние между слоями не являлось величиной постоянной и колебалось от 2 до 5 км.

Существенным моментом для решения обратной задачи зондирования сумеречного ореола Земли, относительно вертикального распределения аэрозольного поля и концентрации озона, является тот факт, что в приближении малоуглового рассеяния монохроматическая яркость стратосферы и средней атмосферы в видимом диапазоне и ближней ИК-области спектра будет определяться аэрозольной составляющей. Эта зависимость усиливается после аэрозольного загрязнения стратосферы, например после извержения вулкана. Кроме того, в разработанных моделях аэрозоля [6] предполагается слабая изменчивость в стратосфере и средней атмосфере аэрозольной индикатрисы. Поэтому ослабить требование к точности значений аэрозольной индикатрисы в обратных задачах дистанционного зондирования можно, если использовать нормированные монохроматические яркости при выполнении условия

$$g_\lambda^m(\psi) \beta_\lambda^m(h) \ll g_\lambda^a(h, \psi) \beta_\lambda^a(h),$$

где  $\beta_\lambda^m(h)$ ,  $\beta_\lambda^a(h)$  – вертикальные профили объемных коэффициентов рассеяния молекулярной и аэрозольной составляющих атмосферы, а  $g_\lambda^m(\psi)$ ,  $g_\lambda^a(h, \psi)$  – вертикальные профили индикатрис рассеяния молекулярной и аэрозольной составляющих атмосферы,  $\psi$  – угол рассеяния.

Таким образом, применение схемы зондирования сумеречного горизонта Земли из космоса для высот более 25 км и при малых углах погружения Солнца ( $< 3^\circ$ ) позволяет в расчетах монохроматической яркости использовать приближение однократного рассеяния и пренебрегать значениями альбедо отражающей поверхности. Поэтому можно записать следующее выражение для яркости сумеречного горизонта:

$$I_\lambda(h, \psi) = I_{0\lambda}(h, \psi) + I_{1\lambda}(h, \psi), \quad (1)$$

$$I_{0\lambda}(h, \psi) = B_\lambda(\psi), \quad I_{1\lambda}(h, \psi) = \int_{r(h, \psi)}^{r_a} [g_\lambda^m(\psi) \beta_\lambda^m(x) + g_\lambda^a(x, \psi) \beta_\lambda^a(x)] e^{-T_{2\lambda}(x, h, \psi)} B_\lambda(h, x, \psi) dl(x, h).$$

В формуле (1)

$$B_\lambda(h, x, \psi) = \int_{r(h, x, \psi)}^{r_a} S_\lambda(x, \psi) e^{-T_{1\lambda}(x, h, \psi)} dl(x, h),$$

$$B_\lambda(\psi) = 2 \int_{h(\psi)}^{r_a} S_\lambda(\psi) e^{-T_\lambda(h, \psi)} dl(h);$$

$$S_\lambda(\psi) = \pi D S_\lambda^0 \int K_\lambda^s(y, z) K^d(y, z, \psi) dy dz,$$

где  $B_\lambda(h, x, \psi)$  – яркость элемента трассы;  $B_\lambda(h, \psi)$  – яркость источника, ослабленная атмосферой;  $S_\lambda(h, \psi)$  – яркость протяженного внеатмосферного источника;  $S_\lambda^0$  – яркость центра диска Солнца;  $D$  – площадь диска Солнца, не искаженного рефракцией;  $K_\lambda^z(y, z)$  – яркость элемента диска Солнца (в относительных величинах), зависящая от расстояния  $y$  до центра;  $K^d(y, h, \psi + \varepsilon)$  – площадь элемента диска (в относительных величинах), зависящая от расстояния до центра диска и степени деформации диска атмосферной рефракцией  $\varepsilon(h)$ ;  $T_{1\lambda}(x, h, \psi)$ ,  $T_{2\lambda}(x, h, \psi)$  – оптические толщи на участках 1 и 2 соответственно (см. рис. 1).

На формирование регистрируемого сигнала оказывают влияние как рассеяние, так и «прямой» солнечный луч, ослабленный атмосферой, что позволяет выделить три ситуации:

1) сигнал формируется яркостью сумеречного ореола:

$$I_{1\lambda} \gg I_{0\lambda}, \quad I_\lambda(h, \psi) \cong U_\lambda(\psi) \int_{r(h, \psi)}^{r_a} [g_\lambda^m(\psi) \beta_\lambda^m(x) + g_\lambda^a(x, \psi) \beta_\lambda^a(x)] e^{-T_{2\lambda}(x, h, \psi)} B_\lambda(h, x, \psi) dl(x, h), \quad (2)$$

где  $U_\lambda(\psi)$  – пропускание иллюминатора, учитывающее поглощение и рассеяние света;

2) сигнал формируется рассеянием прямого солнечного излучения на иллюминаторе:

$$I_{1\lambda} \ll I_{0\lambda}, \quad I_\lambda(h, \psi) = I_{0\lambda}(h, \psi) U_\lambda(\psi); \quad (3)$$

3) на измерения начинает накладываться «паразитный» сигнал, обусловленный рассеянием прямых солнечных лучей на иллюминаторе:

$$I_{1\lambda} \approx I_{0\lambda}, \quad I_\lambda(h, \psi) = I_{0\lambda}(h, \psi) U_\lambda(\psi) + I_{1\lambda}(h, \psi) U_\lambda(0).$$

Применяя фильтрацию данных, можно свести задачу к первому режиму.

Так как операция нормировки позволяет привести правую часть уравнений (2) и (3) к безразмерным величинам и избавиться от коэффициента  $U_\lambda(\psi)$ , то в последующем изложении влияние иллюминатора на регистрируемый сигнал не рассматривается.

Переписывая уравнение (2) в матричной форме, получим матричный аналог интегрального уравнения первого рода, решение которого можно осуществить, применив метод последовательных приближений [7].

Оптическая толщина  $T_{2\lambda}(x, h, \psi)$  представляет собой выпуклую функцию. Функция источника  $B_\lambda(h, x, \psi)$  – композиция линейного и выпуклого операторов, поэтому нелинейность (2) можно преодолеть вариационными методами. Структуру решающего алгоритма относительно сечения рассеяния аэрозоля можно построить следующим образом:

$$\int_{r(h, \psi)}^{r_a} [g_\lambda^m(\psi) \beta_\lambda^m(x) + g_\lambda^a(x, \psi) \beta_\lambda^a(x)^{(p)}] \times$$

$$\times e^{-T_{2\lambda}(x, h, \psi)^{(p-1)}} B_\lambda(h, x, \psi)^{(p-1)} dl(x, h) \cong I_\lambda(h, \psi). \quad (4)$$

Получение устойчивого решения некорректной задачи (4) строится на основе методов регуляризации.

Условия сходимости итерационного процесса (4):  
а) для аэрозоля

$$\begin{aligned} \Delta \beta &= [(AA^+ + \alpha\Omega)^{-1} A^+]'_\beta \Delta \beta \delta \beta; \\ \|V\| &= \|[AA^+ + \alpha\Omega]^{-1} A^+]_\beta \Delta \beta\| < 1, \\ \|V\| &= \|[AA^+ + \alpha\Omega]^{-1} A^+]'_\beta \Delta \beta\| \leq \\ &\leq \|(AA^+ + \alpha\Omega)^{-1}\| \|(A^+)'_\beta A^+\| \|\beta\| < 1, \end{aligned}$$

где элемент матрицы  $A$  записывается

$$a_{ij} = e^{-T_{2\lambda ij}} B_{\lambda ij} \Delta l_{ij};$$

$$\frac{\partial a_{ij}}{\partial \beta_{\lambda j}} = e^{-T_{2\lambda ij}} B_{\lambda ij} \Delta l_{ij} \left( -\frac{\partial(T_{2\lambda})_{ij}}{\partial \beta_{\lambda j}} + \frac{\partial(\ln B_{\lambda})_{ij}}{\partial \beta_{\lambda j}} \right);$$

б) для озона

$$\Delta F_\lambda = (F_\lambda)'_\beta \Delta \beta = A \Delta \beta,$$

$$\begin{aligned} \Delta \beta &= (AA^+ + \alpha\Omega)^{-1} A^+ \Delta F_\lambda \delta \beta = \\ &= (AA^+ + d\Omega)^{-1} A^+ A \Delta \beta \delta \beta; \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} V &= (AA^+ + \alpha\Omega)^{-1} A^+ \Delta F_\lambda = (AA^+ + \alpha\Omega)^{-1} A^+ A \Delta \beta, \\ \|V\| &= \|(AA^+ + \alpha\Omega)^{-1} A^+ A \Delta \beta\| \leq \\ &\leq \|(AA^+ + \alpha\Omega)^{-1}\| \|A^+ A\| \|\Delta \beta\| < 1. \end{aligned}$$

Применение многоканального спектрометра позволяет оценивать микрофизические характеристики аэрозоля по данным рассеяния. Для обработки использовались участки спектра 0,45–0,53 и 0,75–0,83 мкм (диапазон прибора 0,44–0,83 мкм). Искомые характеристики – функция распределения частиц аэрозоля  $f(R, h)$ ,  $R_f$ , показатель преломления  $m$  – определялись из условия

$$\|\beta_\lambda^a(h) - \beta_\lambda^a(h)_m\| = \min_{f, m, R_f}, \quad (5)$$

где

$$\beta_\lambda^a(h) = N(h) \int_{R_0}^{R_f} \pi R^2 Q(R, \lambda, m) f(R, h) dR,$$

$Q(R, \lambda, m)$  – фактор ослабления, рассчитываемый по теории Ми для гомогенных сферических частиц радиуса  $R$  с комплексным показателем преломления  $m < 2$  [8]. Микрофизические параметры аэрозоля, такие как эффективные средние размеры частиц  $\langle R \rangle_{eff}$ ,  $\langle R^3 \rangle_{eff}$ , рассчитывались как средние распределений  $Rf(R, h)$  и  $R^3f(R, h)$ , нормированных на количество частиц аэрозоля, имеющих размеры от  $R_0 = 0,01$  до  $R_f < 0,9$  мкм. Погрешности расчетов составляли:  $f(R)$ ,  $\langle R \rangle$ ,  $\delta R \sim 25\text{--}40\%$ .

## 2. Результаты исследований

### 2.1. Модельные исследования

#### Восстановление коэффициента рассеяния аэрозоля

В процессе решения обратной задачи используется нормированный сигнал. Применение операции нормировки позволяет привести левую часть уравнения (4) к безразмерным величинам и эффективно (с величиной невязки 10%) решать задачу восстановления коэффициента рассеяния. Этот прием дает возможность получать результаты в тех случаях, когда оптические характеристики иллюминатора неизвестны или устарели. Для решения уравнения (4) относительно коэффициента экстинкции применялись итерационные процедуры [9], основанные на применении алгоритма Мартине – Крянева и методики статистической регуляризации, с использованием схемы нелинейного программирования, что позволило уменьшить ошибку восстановления в диапазоне высот 25–50 км до 3–5% в узле профиля и улучшить вертикальное разрешение профиля до 100 м. Описание процедуры приведено в Приложении.

#### Восстановление концентрации озона

В задаче восстановления концентрации озона также осуществляется приведение сигнала к безразмерной величине  $F_\lambda = -\ln(I_\lambda/I_\lambda^w)$ , где  $I_\lambda^w$  – сигнал, в котором не учитывается поглощение озона, или  $F_\lambda^* = -\ln(I_\lambda/I_\lambda^w \|I_\lambda^w\|/\|I_\lambda\|)$ , где  $\|I_\lambda\|$ ,  $\|I_\lambda^w\|$  – нормы сигналов с учетом и без учета поглощения озона соответственно;

$$I_\lambda^w = I_{\lambda 1} (I_{\lambda 2}/I_{\lambda 1})^\kappa,$$

где  $\kappa = (\lambda - \lambda_1)/(\lambda_2 - \lambda_1)$ ,  $\lambda_1 = 0,5$  мкм,  $\lambda_2 = 0,79$  мкм.

Для определения вертикального профиля коэффициента поглощения озона использовались две методики.

1) Разновидность дифференциального метода. Согласно [10] представим  $I_\lambda \approx I_\lambda^w e^{-T_\lambda^{oz}}$ , откуда  $F_\lambda = T_\lambda^{oz}$ ;  $T_\lambda^{oz}$  – оптическая озонная толщина вдоль участков 1 и 2 (см. рис. 1), связанная с сечением поглощения озона интегральным выражением

$$T_\lambda^{oz} = \int_{r(h,\psi)}^{r_2} \beta_\lambda^{oz}(x) dl(x,h) + \int_{r_2}^{r_a} \beta_\lambda^{oz}(x) dl(x,h).$$

2) Метод Ньютона. Ограничившись разложением функционала  $F_\lambda$  или  $F_\lambda^*$  до первого порядка малости, получим

$$\Delta F_\lambda = (F_\lambda)_{\beta^{oz}}' \Delta \beta^{oz}, \quad \Delta F_\lambda^* = (F_\lambda^*)_{\beta^{oz}}' \Delta \beta^{oz},$$

или

$$\Delta F_\lambda = (F_\lambda)_\zeta' \Delta \zeta, \quad \Delta F_\lambda^* = (F_\lambda^*)_\zeta' \Delta \zeta, \quad \zeta(h) = \ln(\beta^{oz})(h).$$

Использование логарифмической производной позволяет избежать отрицательных величин профиля концентрации озона в процессе решения.

В качестве начального приближения использовались различные вариации модельного профиля, в том числе и профиля, составленного из постоянных значений. Алгоритм сходился при условии  $\delta I < 10\%$  не более чем за 10–15 шагов. Величина невязки исходного модельного профиля монохроматической яркости и профиля яркости, полученного на основе восстановленного профиля сечения рассеяния, составила 5%, величина дисперсии в точке 5–10%. Такие же величины получались и при использовании исходных модельных профилей яркости, откалиброванных по норме профиля или по реперным высотам. Величины невязок как  $F_\lambda$ , так и  $F_\lambda^*$  относительно исходного модельного профиля и профиля, рассчитанного по восстановленному значению коэффициента поглощения озона, составили 5–10%. Результаты модельных исследований и результаты восстановления приведены на рис. 2.

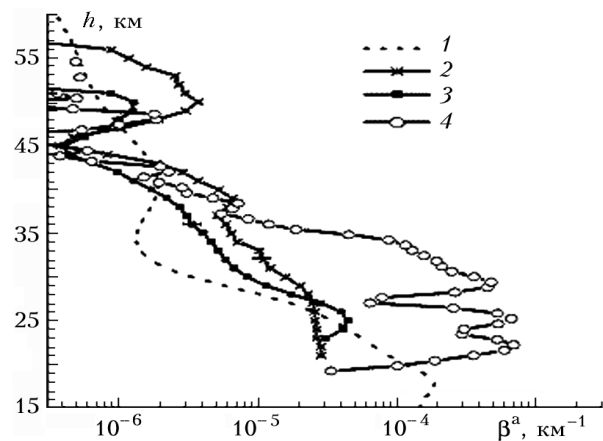


Рис. 2. Сравнение вертикальных профилей коэффициента экстинкции аэрозоля  $\beta_a^\lambda(h)$  при  $\lambda = 0,828$  мкм: 1 – модельного [14]; 2 – 4.01.89,  $B = -51,30^\circ$ ,  $L = 209,00^\circ$ ; 3 – 7.03.89,  $B = 51,20^\circ$ ,  $L = 188,00^\circ$ ; 4 – 16.04.92,  $B = 56,40^\circ$ ,  $L = 173,80^\circ$

Как показали модельные эксперименты, применение сумеречной геометрии зондирования позволяет получать профили сечения рассеяния аэрозоля и профили концентрации озона с точностью 7–10% и невязкой 3–10 % при исходной погрешности 5%.

### 2.2. Результаты зондирования атмосферы

Спектрометрирование яркости сумеречного горизонта Земли производилось в 1989–1994 гг. на разных широтах и в различное время года с орбитальной станции «Мир». Даты наблюдений и географические координаты перигея линии визирования прибора приведены в таблице.

#### Сравнение эффективных размеров частиц аэрозоля, полученных в экспериментах «Атмосфера-2» (знаменатель) и SAGE-II (числитель [16])

Дата	$B$	$L$	$\langle R \rangle$ , мкм
04.01.89	-51,3	209,0	/0,35
07.03.89	51,2	188,0	/0,40
16.04.92	56,4	173,8	0,53/0,57
05.04.94	46,0	177,1	0,33/0,34

Измерения проводились на восходе Солнца. В момент включения прибора линия визирования находилась на высоте 10–11 км, глубина погружения Солнца составляла 1,21–1,5°, азимутальный угол < 0,2°. Изменения высоты Солнца, вызванные рефракцией, учитывались по стандартной модели рефракции [11]. Произведенная фотопривязка позволила определить расстояние между ЛВ и центром диска Солнца, а также по степени рефракционной деформации изображения диска Солнца проконтролировать баллистические расчеты (точность 1,5 км). К моменту «зашкаливания» сигнала был просканирован диапазон от 11 до 70 км.

В процессе обработки данных серии экспериментов по схеме зондирования сумеречного ореола Земли с помощью многоканального спектрометра «Спектр-256», размещенного на орбитальной станции «Мир», были получены следующие результаты: 1) реконструированы вертикальные профили концентрации озона и коэффициента экстинкции аэрозоля с погрешностью восстановления в узле 3–10% и невязкой 5–10% при исходной погрешности 5%; 2) для каждого высотного шага построены функции распределения частиц по размерам с ошибкой в узле 30–40%. Результаты представлены на рис. 2–4. В диапазоне высот 50–55 км наблюдался аэрозольный слой. Существование данного аэрозольного слоя на восстановленных профилях коэффициента экстинкции соответствует результатам наблюдений замутненности верхней атмосферы на Абастуманской обсерватории методом сумеречного зондирования [12], данным зондирования с астрофизической станции «АСТРОН» [13]. В некоторых измерениях на высотах 49–50 км аэрозоль характеризовался двухмодовым распределением. Средний эффективный размер частиц составлял 0,1–0,5 мкм. Для сравнения на рис. 2 приведен модельный профиль [14]. Мощный стратосферный аэрозольный слой на высоте 20–30 км (профиль 4, рис. 2) представляет собой, вероятно, аэрозольное облако – следствие извержения вулкана Пинатубо (13.06.1991,  $B = 15^\circ$ ,  $L = 120^\circ$ ). Полученные результаты согласуются с данными наблюдений в период с августа 1991 по февраль 1992 г. [15, 16], где отмечалась тенденция к увеличению количества аэрозоля в стратосфере. На рис. 3 приведены профили озона: 1 – профиль озона, восстановленный по данным зондирования сумеречного ореола, 2 – профиль озона, построенный по данным зондирования в надир с NOAA11, данные взяты с сервера общего пользования ftp://toms.gsfc.nasa.gov/, 3 – модельный профиль, построенный по данным [17, 18].

Расхождение между профилями озона для высот < 25 км объясняется следующими факторами. Во-первых, различной областью применимости приближения однократного рассеяния для описания яркости сумеречного ореола. На малых высотах, начиная с высоты 25 км, в видимой части спектра при углах рассеяния < 3° сказываются эффекты многократного рассеяния, что приводит к занижению значений восстанавливаемого профиля концентрации озона. Доля многократно рассеянной компоненты составляет 15% для длин волн 0,4 мкм. Во-вторых, меридиональные координаты то-

чек, для которых построены мгновенные профили концентрации в эксперименте «Атмосфера-2» и измерены NOAA11, различаются на 7–10°. В-третьих, в тропопаузе и нижней стратосфере при зондировании по касательным трассам оптические толщины в видимом диапазоне спектра и в центре полосы Шашпюи значительно увеличиваются, что приводит к уменьшению доли полезной составляющей сигнала.

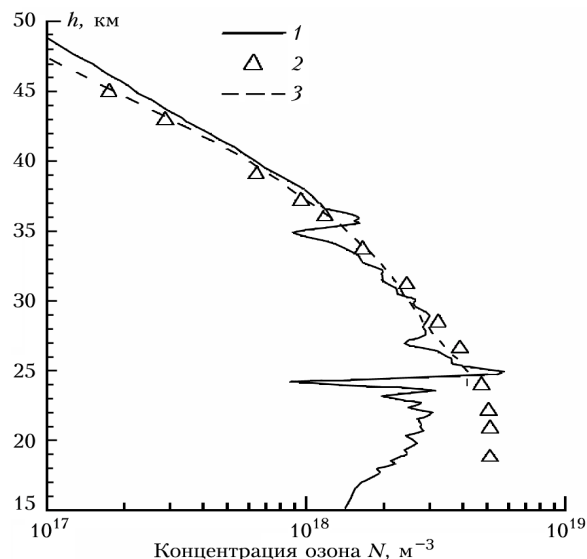


Рис. 3. Сравнение вертикальных профилей озона: 1 – восстановленного по данным зондирования сумеречного ореола (координаты подперигейной точки  $B = 56,40^\circ$ ,  $L = 173,8^\circ$ ); 2 – результат зондирования NOAA11 (координаты подспутниковой точки  $B = 55,53^\circ$ ,  $L = 166,9^\circ$ ); 3 – модельный профиль

Эффективные значения размеров частиц стратосферного аэрозоля (найденные по результатам восстановления данных «Атмосфера-2» с ошибкой не хуже 30–40%) согласуются с оценками, полученными в эксперименте SAGE-II. В таблице приведены значения усредненных по вертикальному столбу от 20 до 50 км средних «объемных» радиусов распределения аэрозоля, рассчитанные для каждого горизонтального уровня. Эти оценки получены из экспериментов, проведенных по схеме зондирования сумеречного ореола Земли. Изменение (в зависимости от времени) значений эффективных радиусов, относящихся к северному полушарию, объясняется, во-первых, уменьшением выбросов вулканического происхождения (вулкана Пинатубо), во-вторых, влиянием метеорных потоков на высотах 45–55 км. Сравнение с данными [16] показывает, что расхождение результатов составляет 25%, а это не превышает погрешности определения функции распределения по размерам. Из анализа вертикальных профилей среднего объемного эффективного радиуса (рис. 4,а) и коэффициента преломления аэрозоля (рис. 4,б) следует, что через 10 мес после извержения вулкана Пинатубо в стратосфере существовали аэрозольные слои, обладающие большими значениями средних эффективных радиусов и различными значениями коэффициента преломления аэрозоля. Исследования устойчивости оценки коэффициента преломления

аэрозоля, оцениваемого из условия минимума невязки функционала экстинкции (5), не проводились. Поэтому график (см. рис. 4, б) носит качественный характер.

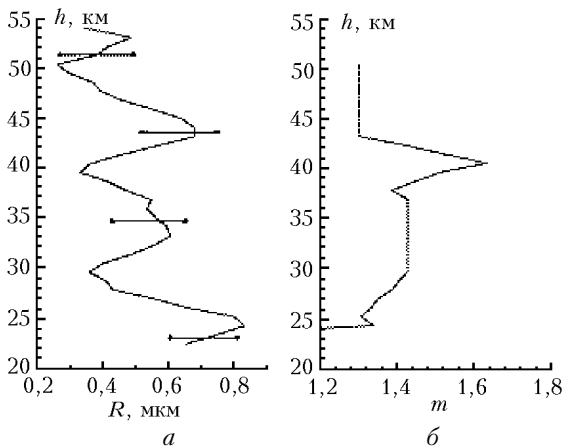


Рис. 4. Оценки среднего объемного радиуса  $\langle R \rangle$  и коэффициента преломления аэрозоля  $m$ . Измерения от 16.04.92

### Заключение

Отработаны методы решения обратных задач дистанционного зондирования сумеречного ореола Земли. Предлагаемые методы были опробованы на данных, полученных в 1992–1994 гг. на орбитальной станции «Мир».

Комплексное зондирование средней атмосферы, построенное как на использовании предлагаемых методов космического зондирования, так и на применении наземных средств, позволит: 1) производить исследования характерных особенностей пространственного распределения оптически активных компонент атмосферы, выявлять стратификацию и микрофизические характеристики аэрозолей; 2) анализировать последствия множественного влияния различных факторов на формирование оптико-микрофизических свойств аэрозольной и озоновой компонент в средней атмосфере, а также взаимного влияния исследуемых компонент.

Авторы выражают искреннюю признательность д.ф.-м.н. Г.М. Гречко за помощь в организации экспериментов.

## ПРИЛОЖЕНИЕ

### Схемы регуляризации

#### А. Схема регуляризации, основанная на применении нелинейного программирования

Для решения задачи типа  $K\phi = f$  относительно  $\phi$  можно применить подход, основанный на схеме нелинейного программирования, обладающей низкой чувствительностью к алгоритму выбора параметра стабилизации  $\alpha$  и структуре стабилизатора  $\Omega$  [9]. Следовательно, можно начать расчет с конкретизации

вида стабилизатора и определения  $\alpha$  любым известным способом, например итерационным:

$$\alpha^{(p)} = n / (\phi^{(p-1)}, \Omega \phi^{(p-1)}).$$

Здесь  $n$  – размерность  $\phi$ .

Повторим ход размышлений [9]. Задача сводится к нахождению условного экстремума

$$\min Z(\phi), H\phi \geq h, \quad (P.1)$$

где  $Z(\phi) = (1/2)(\phi, [K^*WK + \alpha\Omega]\phi) - (K^*Wf, \phi)$ ,  $W$  – ковариационная матрица; число ограничительных неравенств  $H\phi \geq h$  произвольно.

Переходя к задаче на безусловный экстремум, запишем функцию Лагранжа в виде

$$L(\phi) = Z(\phi) + (\lambda, [h - H\phi]), \quad (P.2)$$

причем вектор множителей Лагранжа  $\lambda \geq 0$ .

Найдем седловую точку  $\{\phi_0, \lambda_0\}$  как решение экстремальной задачи (P.1). Вектор  $\phi_0$  должен быть стационарным вектором функции Лагранжа  $L(\phi)$  при  $\lambda = \lambda_0$ :

$$\phi_0 = G^{-1}(g + H^*\lambda_0), \quad (P.3)$$

где

$$G = K^*WK + \alpha\Omega, \quad g = K^*Wf.$$

В свою очередь, подставляя общее выражение  $\phi = G^{-1}(g + H^*\lambda)$  в (P.2) и вводя обозначения  $V = HG^{-1}H$ ,  $v = h - HG^{-1}g$ , получаем следующую задачу минимизации:

$$\min_{\lambda > 0} \{(1/2)(\lambda, V\lambda) - (\lambda, v)\}, \quad (P.4)$$

решением которой будет  $\lambda_0$ . Подставляя ее в (P.3), получаем искомый результат.

Естественный путь улучшения решения – это деформация сетки с последующим выявлением участка монотонности или выпуклости  $\phi_0$ . Для новых участков записываются новые неравенства  $H\phi \geq h$ , и решение повторяется. Таким образом, к априорной информации как бы последовательно добавляется апостериорная, причем нет необходимости производить корректировку  $\alpha$  и  $\Omega$ , так как снижается значение факторов, связанных с гладкостью решения. Поэтапное включение в алгоритм новых неравенств вида  $H\phi \geq h$  должно выполняться с большой осторожностью, так как, например, использование условий монотонности или выпуклости может ухудшить результат и приведет к проявлению ложных структур.

#### Б. Экономичный итерационный алгоритм с регуляризацией

Удобный итерационный алгоритм был предложен Мартине и Кряневым [9]. В принятых обозначениях он записывается как

$$(K^*K + \alpha\Omega)\phi^{(n)} = \alpha\Omega\phi^{(n-1)} + K^*f. \quad (P.5)$$

Было установлено, что к выбору параметра регуляризации в алгоритме Мартине–Крянева можно предъявлять более мягкие требования. Необходимо, чтобы параметр не оказался заниженным; завышение  $\alpha$  по сравнению с его оптимальным значением не столь существенно, это отразится лишь в увеличении числа итераций. Вполне приемлемым условием выбора  $\alpha$  может служить выражение

$$\|K^*K\|_{L_2} \equiv \alpha \|\Omega\|_{L_2}.$$

Несомненным достоинством алгоритма (P.5) являются его простота, быстроедействие, высокая помехоустойчивость и возможность гибкого варьирования расчетной процедуры за счет изменения  $\alpha$  и числа измерений.

1. Розенберг Г.В. О сумеречных исследованиях платинетных атмосфер с космических кораблей // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1965. Т. 1. № 2. С. 142–158.
2. Wang P.-H., McCormick M.P., Swisler T.J., Osborn M.H., Fuller W.H., Yue G.K. Inference of stratospheric aerosol composition and size distribution from SAGE II satellite measurements // J. Geoph. Res. D. 1989. V. 94. № 6. P. 8435–8446.
3. Livingston J.M., Russel P.B. Retrieval of aerosol size distribution moments from multiwavelength particulate extinction measurements // J. Geophys. Res. D. 1989. V. 94. № 6. P. 8425–8433.
4. Кондратьев К.Я., Марчук Г.И., Бузников А.А. и др. Поле излучения сферической атмосферы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 216 с.
5. Смоктий О.И. Моделирование полей излучения в задачах космической спектроскопии. Л.: Наука, 1986. 352 с.
6. Зуев В.Е., Креков Г.М. Современные проблемы атмосферной оптики. Оптические модели атмосферы. Т. 2.

- Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
7. Наац И.Э. Метод обратной задачи в атмосферной оптике. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.
  8. Зуев В.Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М.: Сов. радио, 1970. 495 с.
  9. Преображенский Н.Г., Пикалов В.В. Неустойчивые задачи диагностики плазмы. Новосибирск: Наука, 1982. 237 с.
  10. Volz F.E., Goody R.M. The intensity of the twilight and upper atmospheric dust // J. Atmos. Sci. 1962. V. 19. P. 385–408.
  11. Гречко Г.М., Гурвич А.С., Казбанов В.А., Киселева М.С., Лазарев А.И., Решетникова И.Н., Синельникова Г.С., Соколовский С.В. // Труды ГОИ. 1989. Т. 71. Вып. 205. 221 с.
  12. Розенберг Г.В., Мельникова И.Г., Мезрелишвили Т.Г. Стратификация аэрозоля и ее изменчивость // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1982. Т. 18. № 4. С. 363–372.
  13. Черемисин А.А., Границкий Л.В., Мясников В.М., Ветчинкин Н.В. Дистанционное зондирование в ультрафиолетовом диапазоне аэрозольного слоя в окрестности стратосферы с борта астрофизической космической станции «АСТРОН» // Оптика атмосфер. и океана. 1998. Т. 11. № 10. С. 1111–1117.
  14. Креков Г.Е., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель атмосферы. Новосибирск: Наука, 1982. 198 с.
  15. Зуев В.В., Зуев В.Е., Маричев В.Н. Наблюдения стратосферного слоя после извержения вулкана Пинагуто на сети лидарных станций // Оптика атмосфер. и океана. 1993. Т. 6. № 10. С. 1180–1201.
  16. Stratospheric Aerosol Optical Depths. <http://www.giss.nasa.gov/data/strataer/>.
  17. Keating G.M. and Young D.F. Interim reference ozone models for the middle atmosphere // Handbook for MAP. University of Illinois. IL. 1985. V. 6. P. 205–230.
  18. Barnet J.J. and Corney M. Middle atmosphere reference model derived from satellite data // Handbook for MAP. University of Illinois. IL. 1985. V. 16. P. 47–85.

**S.V. Loginov, V.V. Butov. Results of reconstruction of distributions of ozone and some aerosol characteristics in stratosphere from space sounding of twilight aureole of the Earth.**

The iterative scheme and statistical regularization technique based on the scheme of non-linear programming were applied to optimization of reconstruction of vertical profiles of ozone concentration and aerosol extinction factor. This procedures allowed to reduce an error of the reconstruction to 3% in a profile point, to improve the precision of a profile, and to receive vertical structure of the restored component with 100 m step. These methods were applied to the experimental data obtained at the orbital station «Mir» in 1989–1994.