

## ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 891.57.35

**В.В. Бутов, С.В. Логинов**

### ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИ АКТИВНЫХ КОМПОНЕНТОВ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ С ОРБИТАЛЬНОЙ СТАНЦИИ

Предлагается метод восстановления концентрации стратосферного озона, коэффициента экстинкции и микрофизических характеристик аэрозоля. Метод основывается на измерении ослабления прямой солнечной радиации многоканальным спектрометром, размещенным на орбитальной станции. На основе предположений о типе аэрозоля и о высотном профиле коэффициента рефракции аэрозоля выполняется расчет для каждого высотного уровня эффективной функции распределения частиц по размерам  $g(r, h)$ , а также оцениваются средний радиус аэрозольных частиц и ширина функции распределения размеров аэрозоля. Описанная методика применена к обработке результатов серии экспериментов, проведенных в 1993–1994 гг. по описанной выше схеме зондирования атмосферы.

Анализ контурных карт  $\lg(g(r, h))$ , вертикальных профилей среднего радиуса и ширины функции распределения позволяет получить дополнительную информацию о слоистоподобной структуре стратосферного аэрозоля и озона и выделить области с несколькими модами распределения, а также области квазигомогенного аэрозоля.

Исследования атмосферы методами космического дистанционного зондирования осуществляются с начала 70-х годов. Приборы, размещенные на спутниках типа SBUV, LIMS, SAM, SAGE, позволили начать глобальный контроль над распределением атмосферных составляющих в средней атмосфере. Как правило, эти приборы не имели высокого пространственного разрешения и поэтому обладали ограниченными возможностями для исследования тонкой структуры распределения примесей. Более совершенная аппаратура была размещена на спутниках типа SAGE-II, NOAA [1, 2]. На космическом аппарате «Союз-13», на орбитальной станции «Салют-1» были размещены приборы PCC-1 и PCC-2, имеющие схожие с SAGE-II технические характеристики [3].

SAGE-II, продолживший серию экспериментов, начатых SAM и SAGE, имел 7 спектральных каналов, расположенных в видимой и ближней ИК-области спектра. Был разработан метод [1], который позволил восстановить вертикальный профиль озона в интервале высот 10 – 15 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.

Эксперимент OZAFS (тонкая структура озона и аэрозоля) был выполнен в 1985 г. на орбитальной станции «Салют-7» [4]. Этот эксперимент позволил совместить измерения ослабления атмосферой солнечной радиации с фотографическими наблюдениями сумеречного земного ореола. Эксперимент продолжил исследования слоистоподобной структуры сумеречного ореола, проведенные в 1977–1978 гг. на орбитальной станции «Салют-4». Точность определения коэффициента экстинкции аэрозоля  $\beta^a(h)$ , а также концентрации озона  $N_o(h)$  в эксперименте OZAFS составила 5–10% с пространственным разрешением 1 км. Прибор работал в 4 спектральных каналах, что привело к вводу жестких априорных предположений о зависимости коэффициента экстинкции аэрозоля от длины волны. Для реконструкции вертикальных профилей озона и коэффициента экстинкции аэрозоля применялся метод редукции, что предполагает (как и в методе статистической регуляризации) использование ковариационных матриц парциального давления озона и экстинкции аэрозоля. Поэтому измерения желательно проводить над теми регионами, для которых такие матрицы построены.

Применение многоканальных спектрометров, таких как «Спектр-256», «Гемма-2», HRIS, работающих в том же диапазоне длин волн, что и SAGE-II, позволяет: 1) получать микрофизические характеристики аэрозоля, не прибегая к параметризации функции распределения час-

тиц 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», «Гемма-2» имеют пространственное разрешение на горизонте  $\sim 500$  м, а HRIS  $\sim 150$  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.

При проведении эксперимента «Атмосфера-2» нами применялась техника «затменного» зондирования, т.е. измерялось ослабление прямого солнечного излучения в момент захода Солнца. Приемник–спектрофотометр находился на борту орбитальной станции «Мир» (рис. 1).

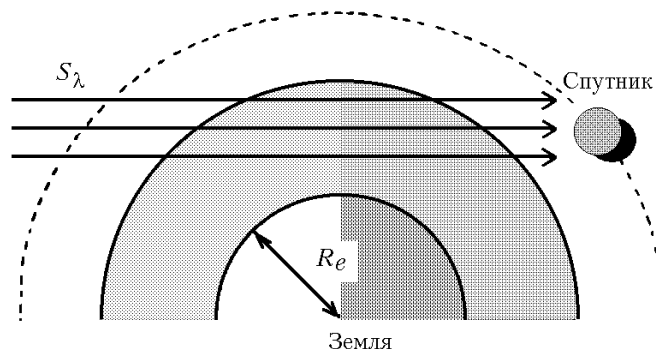


Рис. 1. Схема зондирования.  $R_e$  – радиус Земли

Используемая геометрия и технические характеристики спектрофотометра дали возможность отработать метод [6, 7], позволяющий, во-первых, определять вертикальное распределение оптически активных компонент в средней атмосфере и, во-вторых, рассчитать некоторые эффективные микрофизические характеристики аэрозоля, не используя при этом параметризацию функции распределения частиц аэрозоля по размерам. В настоящей работе нами был изменен алгоритм выделения сигналов, применяемых в последующих вычислениях. Критериями сортировки служили: 1) характерные оптические толщи, рассчитанные по моделям стандартной атмосферы, соответствующие месту и времени измерения, 2) отрицательный характер и устойчивость уравнения регрессии, описывающего зависимость логарифма оптической толщи от длины волны. Метод основывается на следующих положениях:

1) Поскольку на высотах, превышающих 15 км, значение рэлеевской толщи  $\tau_\lambda^r(h)$  отличается от рэлеевской толщи, соответствующей стандартной атмосфере, не более чем на 3%, модель стандартной атмосферы можно использовать для определения рэлеевской толщи. Для спектрального диапазона прибора 0,45–0,83 мкм можно считать, что поглощение озона происходит в основном в полосе Шапнюи 0,55–0,73 мкм, а зависимость аэрозольной толщи от длины волны описывается формулой Ангстрема. Определив на участках 0,45–0,53; 0,75–0,83 мкм аэрозольную толщину  $\tau_\lambda^a(h)$  и проинтерполировав ее на полосу Шапнюи, можно определить озонную толщину. Подобная процедура использовалась в работах [5, 4]. Отличие экспериментов [6, 7] заключалось в том, что  $\tau_\lambda^a(h)$  и степень  $\nu$  определялись по измеренной толщине  $\tau_\lambda(h)$ . Погрешности определения  $\tau_\lambda^a(h)$  и степени  $\nu$  как среднеквадратического отклонения не превышали 3 и 5% соответственно.

2) Реконструкция вертикальных профилей коэффициента экстинкции аэрозоля  $\beta^a(h)$  и концентрации озона  $N_o(h)$  по измеренным толщам производилась с использованием методов регуляризации [8, 9]. Погрешность расчетов не превышала 5 – 10%.

3) Для определения распределения частиц по размерам использовался метод, предложенный в работе [10]. Суть метода заключается в применении характерного аэрозольного масштаба для линеаризации зависимости аэрозольной толщи от фактора ослабления и функции распределения частиц по размерам. Мы подвергали обработке аэрозольные оптические толщи, определенные на спектральных интервалах вне полосы Шапнюи, т.е. на участках 0,45–0,53 и 0,75 – 0,83 мкм. В расчетах применялся фактор ослабления, рассчитанный по теории Ми, для сферических гомогенных частиц, имеющих радиус  $r$  и комплексный показатель преломления  $m$ , близкий к 1 [11].

Микрофизические параметры аэрозоля, такие как средний размер частиц  $\langle r \rangle$  и ширина распределения частиц по размерам  $\delta r$ , рассчитывались как среднее и среднеквадратическое отклонение распределения  $g(r, h) = r f(r, h)$ , нормированного на количество частиц аэрозоля, имеющего размеры от 0,1 – 3 мкм. Погрешности расчетов составляли:  $f(r) \sim 5 - 25\%$  и  $\langle r \rangle, \delta r \sim 25\%$ .

### Результаты зондирования атмосферы

Измерение ослабления атмосферой солнечного излучения производилось спектрофотометром, имеющим следующие характеристики: рабочий диапазон 0,45 – 83 мкм, число спектральных каналов 128/256, ширина каналов 3/1,5 нм соответственно. Для того чтобы прибор мог производить измерения во всем рабочем диапазоне, использовался комбинированный фильтр, который собирался из стекол типа HC11 и ЗС8. Изменение яркости Солнца  $S_\lambda$  при смещении линии визирования (ЛВ) от центра диска к краю задавалось моделью [12]. Поскольку яркость Солнца значительно меняется по диску, то необходимо учитывать положение ЛВ относительно центра Солнца. Дрейф ЛВ по диску, вызванный рефракцией, учитывался по стандартной модели рефракции [13]. Движение линии визирования, вызванное остаточным движением станции, определялось при высокоом Солнце по скорости изменения яркости на коротком конце спектра. Произведенная фотопривязка позволила определить расстояние между ЛВ и центром диска Солнца, находящегося на высоте  $h \approx 26 - 27$  км, по степени рефракционной деформации изображения диска Солнца. Учет перечисленных факторов позволил восстановить дрейф ЛВ по диску Солнца с точностью  $< 1'$ , что соответствует ошибке определения яркости источника порядка 5%.

Спектрометрирование диска заходящего Солнца производилось 16.04.1992 (эксперимент I), 14.10.1992 (эксперимент II), 22.01.1993 (эксперимент III) 31.05.1994 (эксперимент IV) с орбитальной станции «Мир». Перигей линии визирования в момент эксперимента находился над точками с географическими координатами: 48,08°S, 27,12°W; 50,12°S, 55,12°E; 22,45°S, 12,79°W; 41,41°S, 92,72°W соответственно.

По изложенной в пп. 1–3 методике обработки измеренных оптических толщ были получены высотные профили коэффициента экстинкции аэрозоля  $\beta^a(h)$  (опорная длина волны  $\lambda_0 = 0,79$  мкм), концентрации озона  $N_o(h)$ , среднего радиуса аэрозольных частиц  $\langle r(h) \rangle$  и ширины функции распределения размеров аэрозоля  $\delta r(h)$  (рис. 2, 3). Результаты расчетов сглаживались простым скользящим усреднением с масштабом, соответствующим пространственному разрешению прибора для используемой геометрии,  $\sim 0,5$  км. При вычислении  $\delta r$  использовались модели показателя преломления частиц, предлагаемые в работах [14–16]. По данным, приведенным в [2], для высоты 20 км были рассчитаны оценки  $\langle r(h) \rangle$  и  $\delta r$  (рис. 3, б). Для экспериментов II – IV приведены значения, соответствующие модельному аэрозолю. На рис. 3 приведена карта, на которой изолиниями и штриховкой показано распределение по высоте частиц аэрозоля с размерами от 0,1 до 5 мкм. Для наглядности рассчитывалась функция  $\lg(g(r, h))$  со значениями, приведенными к единичному интервалу на каждом высотном уровне. Построение производилось на сетке  $30 \times 30$ . На рисунках, соответствующих эксперименту I, горизонтальными отрезками показаны ошибки реконструирования вертикальных профилей.

Анализ полученных результатов позволяет выделить следующие особенности (рис. 2, 3).

Четко прослеживается влияние сезона и широты места на распределение в стратосфере озона и аэрозоля, особенно на расположение максимумов их концентраций.

На рисунках, относящихся к измерениям, выполненным в 1992 – 1993 гг. (эксперименты I–III), наиболее ярко представлены особенности вертикального распределения аэрозоля (рис. 2, а). Проявились слои аэрозоля на высотах: 14–20 (слой Юнге); 22–23; 32 км. В эксперименте I аэрозоль, образующий эти слои, обладает следующими характеристиками: слой 14 – 20 км:  $\langle r(h) \rangle \sim 0,4$  мкм,  $\delta r(h) \sim 0,3$  мкм; слои 22,5 и 33 км:  $\langle r(h) \rangle \sim 0,52 - 0,54$  мкм и  $\delta r(h) \sim 0,4$  мкм (рис. 3, б). Слои образованы частицами, размеры которых лежат в довольно широком диапазоне размеров (рис. 3, а). Распределение коэффициента экстинкции аэрозоля на этих же высотах носило стратифицированный характер, особенно это заметно на частицах, образующих слой Юнге. На высотах 23–34 км находился аэрозоль, имеющий наибольшие значения отношения  $\langle r(h) \rangle / \delta r(h) \sim 1,7 - 2$ . В этом интервале высот аэрозоль образуют частицы примерно одного размера  $\langle r(h) \rangle \sim 0,47$  мкм и  $\delta r(h) \sim 0,2$ . Стратификация коэффициента экс-

тинкции аэрозоля выражена слабо (рис. 2, *a*), однако вертикальный профиль  $\langle r(h) \rangle / \delta r(h)$  выявляет существование 4 слоев аэрозоля толщиной до 2 км. Таким образом, в интервале 23 – 34 км наблюдались слои квазиоднородных образований, гомогенность которых увеличивалась с уменьшением высоты и достигала максимального значения  $K_r = 2,3$  на высоте 23,5 км. В эксперименте II на построенном профиле  $K_r$  в диапазоне 23 – 34 км уверенно выделяются 3 слоя с толщиной 2 км, имеющих микрофизические характеристики, подобные зафиксированным в эксперименте I (рис. 3, *в*). Однако максимальное значение  $K_r = 1,8$  достигается на высоте 28,5 км. Вертикальные профили  $\langle r(h) \rangle$ ,  $\delta r(h)$  и  $\langle r(h) \rangle / \delta r(h)$ , относящиеся к измерениям, выполненным в эксперименте III, показывают, что аэрозоль представлял собой ансамбль частиц, размеры которых лежали в довольно широком диапазоне размеров:  $\langle r(h) \rangle \sim 0,5$  мкм с  $\delta r(h) \sim 0,35$  мкм на высотах 14 – 20 км и  $\langle r(h) \rangle \sim 0,3$  мкм с  $\delta r(h) \sim 0,2$  мкм на высотах 25 – 28 км. Стратифицированный характер вертикального распределения коэффициента экстинкции наблюдается в интервале 14 – 20 км.

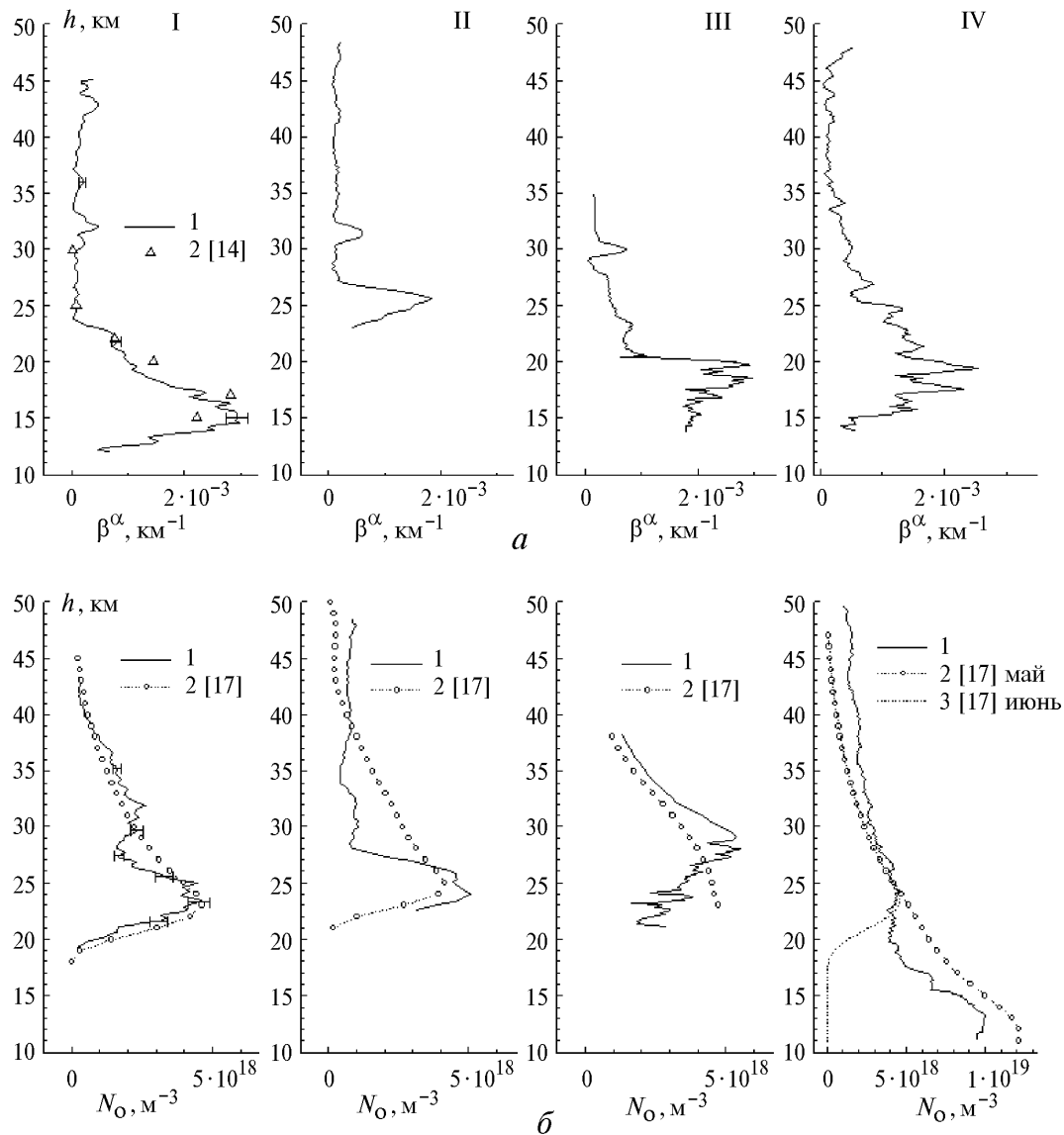


Рис. 2. Вертикальные профили коэффициента аэрозольной экстинкции (*a*) и концентрации озона (*б*): 1 – реконструированные профили; 2, 3 – модельные профили. Даты экспериментов и координаты точки перигея луча: I – 04.15.92, 48,08°S, 27,12°W; II – 10.14.92, 50,12°S, 55,12°E; III – 01.22.93, 22,45°S, 12,79°E; IV – 05.31.94, 41,41°S, 92,22°E

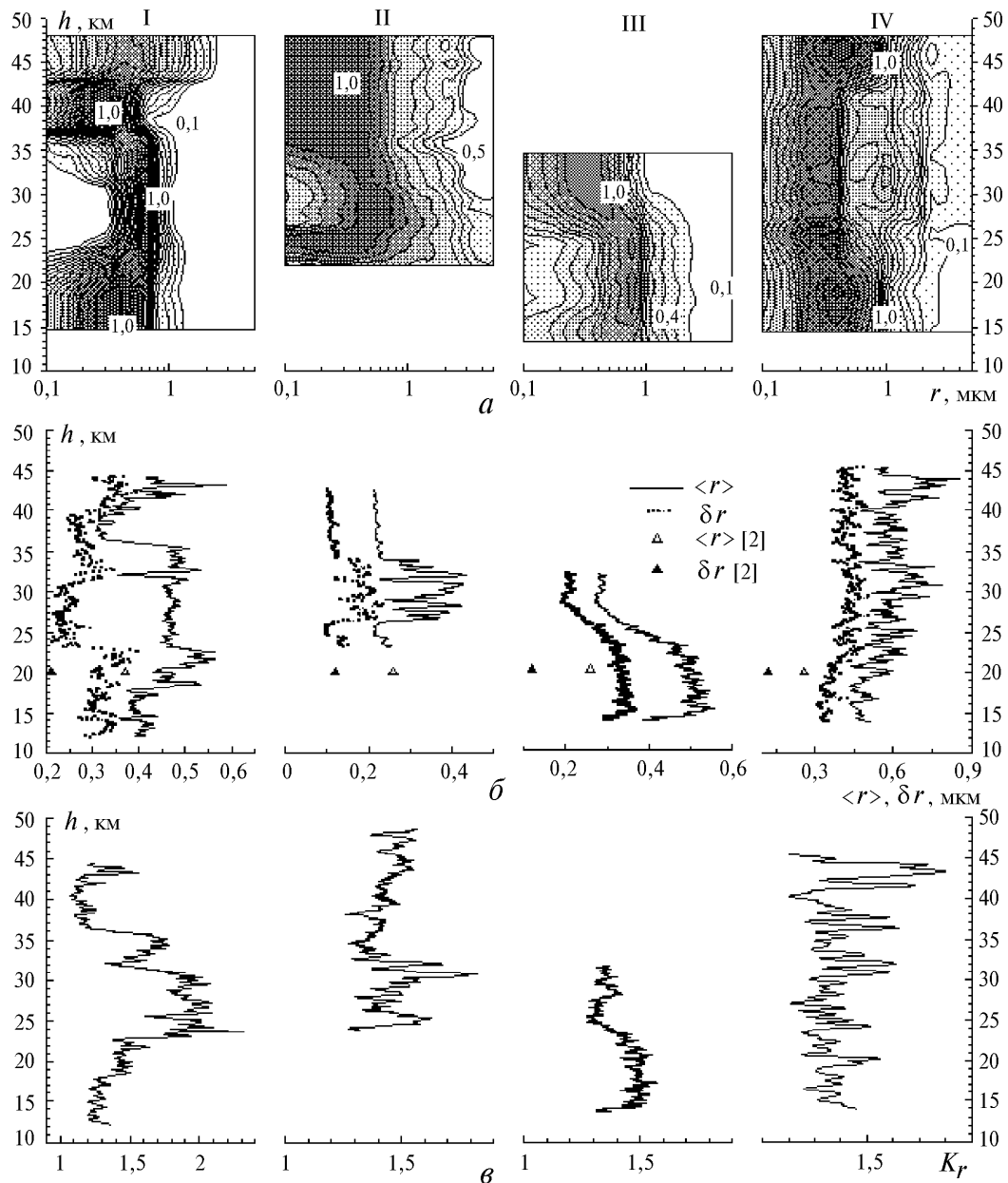


Рис. 3. Некоторые характеристики стратосферного аэрозоля:  $a$  – контурные карты распределения стратосферного аэрозоля по размерам;  $б$  – вертикальные профили среднего радиуса аэрозольных частиц  $\langle r(h) \rangle$  и ширины функции распределения размеров аэрозоля  $\delta r(h)$ ;  $в$  –  $K_r = \langle r(h) \rangle / \delta r(h)$

В эксперименте III линия визирования прибора опускалась к горизонту не под прямым углом, что позволило получить шаг дискретизации по высоте 18 м. Это, в свою очередь, дало возможность уточнить представления о тонкой структуре аэрозоля в стратосфере. Так, например, аэрозоль на высотах от 15 до 21 км представляет собой набор «тонких» слоев толщиной  $< 1$  км (рис. 3).

Измерения, проведенные в эксперименте IV, показывают, что аэрозоль в момент измерения представлял собой ансамбль частиц, распределенный по высоте слоями толщиной  $\sim 2$  км (коэффициент экстинкции). Средний радиус частиц аэрозоля  $\langle r(h) \rangle$  достигает максимальных значений  $\sim 0,8$   $\mu\text{m}$  на высотах 44 и 31 км. В интервале высот 20 – 45 км  $\langle r(h) \rangle$  принимает значения  $\sim 0,55$   $\mu\text{m}$  и уменьшается до 0,45  $\mu\text{m}$  на высоте 15 км. Значения  $\delta r$  во всем интервале 15 – 45 км составляли  $\sim 0,3 - 0,35$   $\mu\text{m}$ . На контурной карте можно выделить на высоте

30 – 34 км область аэрозоля, обладающего двумя модами распределения – 0,3 и 1,0 мкм. Эта особенность – бимодальное распределение аэрозоля – была подтверждена при построении контурной карты объемного распределения аэрозоля.

В экспериментах I, III, IV значения  $\langle r(h) \rangle$  и  $\delta r(h)$  (высота 20 км) превышают в 2 раза соответствующие значения, полученные в эксперименте [2] SAGE-2. В эксперименте II средний радиус  $\langle r(h) \rangle$  и среднеквадратическое отклонение  $\delta r(h)$  на высотах 25 и 35 – 40 км совпадают со значениями SAGE-2.

В эксперименте II толщина слоя аэрозоля и озона составила 3 км и приходится на одну и ту же высоту 25 км.

Карты распределения  $\lg(g(r, h))$  показывают, что в основном во всех измерениях аэрозоль имел одномодальное распределение по размерам. Исключение составил интервал 30 – 34 км в эксперименте IV.

Реконструированные профили концентрации озона в I – III имеют ярко выраженные максимумы со значениями  $4,5 \cdot 10^{18} \text{ м}^{-3}$ , высоты 24 км – I, II и 27 км – III. Профили в эксперименте I, II имеют максимум толщиной (по уровню 0,5) 5 км, в эксперименте III толщина слоя составила ~ 12 км. Измерения, выполненные в эксперименте IV, были проведены 31 мая, поэтому реконструированный профиль имеет особенности как среднемесячного майского (кривая 2), так и среднемесячного июньского профилей (кривая 3) – два максимума: один на высоте 24 км и второй – на высоте 13 км. Значения реконструированных профилей концентрации озона близки к значениям модельных профилей [17, 18].

## Заключение

Таким образом, использование многоканального спектрофотометра позволяет по данным зондирования стратосферы из космоса в диапазоне 0,45 – 0,83 мкм реконструировать вертикальные профили коэффициента экстинкции аэрозоля  $\beta^a(h)$ , концентрации озона  $N_o(h)$ . Кроме того, сделанные предположения о типе аэрозоля и о высотном профиле коэффициента преломления аэрозоля позволили рассчитать для каждого высотного уровня (т.е. через 60 – 70 м на горизонте) функцию распределения частиц по размерам –  $g(r, h)$ , а также дополнительно оценить средний радиус аэрозольных частиц  $\langle r(h) \rangle$  и ширину функции распределения размеров аэрозоля  $\delta r(h)$ . Анализ с использованием контурных карт  $\lg(g(r, h))$ , вертикальных профилей  $\langle r(h) \rangle$  и  $\delta r(h)$  позволяет выделять области аэрозоля с несколькими модами распределений размеров, области квазиоднородного аэрозоля.

Реконструированные профили концентрации озона, коэффициента экстинкции аэрозоля и эффективных микрофизических характеристик могут быть использованы для исследования динамических процессов в стратосфере, а также для изучения взаимодействия компонентов атмосферы.

1. Wang P.-Y., McCormick M.P. // J. Geoph. Res. 1989. V. 94. D6. P. 8435–8446.
2. Livingston J.M., Russel P.B. // Journal of geophysical research. 1989. V. 94. D6. P. 8425–8433.
3. Кондратьев К.Я., Марчук Г.И., Бузников А.А. и др. Поле излучения сферической атмосферы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 216 с.
4. Grechko G.M., Elansky N.P. et al. The OZAPS experiment in observing the fine structure of the ozone and aerosol distribution in the atmosphere from the Salyut 7 orbital station. Preprint N 8, Institute of Atmospheric Physics, Moscow, 1990. 72 p.
5. Гречко Г.М., Гурвич А.С., Еланский Н.Ф. и др. // ДАН СССР. 1988. Т. 301. N 2. С. 306–309.
6. Loginov S.V., Butov V.V. The Satellite Remote Sensing of Physical and Chemical conditions of Stratosphere. European Symposium on Satellite and Remote Sensing II. Paris 25-28 August 1995. Abstract Book. P. 39.
7. Бутов В.В., Логинов С.В. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. N 9. С. 1353–1358.
8. Тихонов, Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. 285 с.
9. Турчин В.Ф., Нозик В.З. // Изв. вузов СССР. Сер. ФАО. 1989. Т. V. N 1. С. 29–38.
10. Rizzi R., Guzzi R., Legnani R. // Appl. Optics. 1982. V. 21. N 9. P. 1578–1582.
11. Ван де Хюлст Г. Рассеяние света малыми частицами / Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 536 с.
12. Солнечная система / Под ред. Дж. Каспера. Т. 1. Солнце: Пер. с англ. / Под ред. В.А. Крата. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 460 с.
13. Гречко Г.М., Гурвич А.С. и др. // Труды ГОИ. 1989. Т. 71. Вып. 205.
14. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 200 с.
15. Оптическая модель атмосферы / Беленький М.С., Задле Г.О. и др. Томск: Изд. ТФ СО АН СССР, 1987. 148 с.

16. McClatchey et al. A Preliminary Cloudless Standard Atmosphere for Radiation Computation. Final Draft (Aerosol Models). International Association for Meteorology and Atmospheric Physics. Boulder, Colorado, 1982. P. 78–102.
17. Keating G. M. and Young D. F. Handbook for MAP. 1985. V. 16. P. 205–230.
18. Barnett J. J. and Corney M. Handbook for MAP. 1985. V. 16. P. 47–85.

НПО «Энергия», Москва  
КТИ «Оптика», Томск

Поступила в редакцию  
11 октября 1995 г.

**V. V. Butov, S. V. Loginov. Investigation of Optically Active Components of the Middle Atmosphere from Orbital Station.**

The authors present a method that can be used in retrieving of the stratospheric ozone concentration, the aerosol extinction, and the microphysical aerosol characteristics. Method is based on the direct solar radiation extinction measurements from the satellite multichannel spectrometer «Spektr-256». The aerosol type and the vertical aerosol refractive index suppositions give the possibility to calculate the effective aerosol size distributions  $g(r, h)$ , the average aerosol radius, and width size distributions for every altitude step of 65 m. The above-mentioned remote sensing method was tested on the serial experimental data of 1993 – 1994 years.

The analysis of contour maps  $\lg(g(r, h))$ , vertical profiles of average aerosol radius, and width size distributions enriches information about aerosol and ozone fine structure and permits us to resolve aerosol areas with some size distribution models and areas of quasihomogeneous aerosol.