

А.А. Черемисин, Л.В. Границкий, В.М. Мясников, Н.В. Ветчинкин, В.В. Слабко

**ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ В УЛЬТРАФИОЛЕТОВОМ ДИАПАЗОНЕ
ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЯ И ОЗОНА
В ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЕ С БОРТА АСТРОФИЗИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «АСТРОН»**

Представлены результаты исследований верхней атмосферы в экваториальной области и на средних широтах методом касательного зондирования в ультрафиолетовом диапазоне длин волн ($\lambda = 280, 273, 255$ нм, $\Delta\lambda = 3$ нм), полученные с помощью ультрафиолетового телескопа космической астрофизической станции «Астрон» в 1984–1985 гг. В результате анализа экспериментальных кривых высотной зависимости спектральной яркости атмосферы на лимбе Земли были восстановлены высотные профили параметров аэрозольного рассеяния на высотах 65–100 км и высотные профили концентрации озона на высотах 55–65 км. Согласно полученным данным, в экваториальной области и на средних широтах на высотах 65–100 км наблюдается мощный аэрозольный слой. Максимумы на кривых коэффициента направленного светорассеяния приходятся на высоты 72–75 км. На кривых замутненности S выявляется двухпиковая структура. Первые пики имеют максимумы на высоте примерно 80 км ($S = 1,0$ – $1,5$). Вторые пики имеют максимумы на высотах 90–95 км с еще большими значениями коэффициента S . Данные по озону на высотах 55–65 км в достаточной степени соответствуют данным справочной модели по озону.

В настоящее время аэрозоль мезосферного яруса и нижней термосферы сравнительно с аэрозолями тропосферы и стратосферы остается малоизученным, а данные о нем оцениваются как противоречивые [1, 2]. Результаты немногочисленных прямых контактных измерений, полученные с помощью геофизических ракет, по величине измеренной концентрации имеют разброс на несколько порядков.

Систематические наземные сумеречные наблюдения выявляют сложную слоистую структуру мезосферного аэрозоля с максимумами, часто наблюдаемыми на высотах 50–60, 60–70, 75–85 и 95 км [3], и высокими значениями коэффициента замутненности S в максимумах [3, 4]. В нормальных условиях лидарные данные по обратному рассеянию лазерного излучения с высот 30–90 км очень хорошо соответствуют чисто рэлеевскому молекулярному рассеянию, а заметное увеличение лидарных сигналов связывают с вторжением значительных масс метеорного вещества [5]. Модели, основанные на ракетных и лидарных данных [6], дают более низкие значения замутненностей, чем модели, основанные на данных наземных сумеречных наблюдений. Большое количество работ посвящено исследованию аэрозольных образований на высотах 73–95 км – так называемых серебристых облаков [7–10], включая и исследования в ультрафиолетовом диапазоне [11]. По нашему мнению, для исследования аэрозольных слоев в верхней атмосфере целесообразно использование ультрафиолетового диапазона длин волн. Эффективность УФ-диапазона, соответствующего полосе Хартли поглощения озона, связана с тем, что яркость атмосферы формируется, в основном, за счет однократного рассеяния солнечного излучения и при этом идет мощное подавление фоновой подсветки от нижележащих слоев атмосферы и отсутствует влияние облачности и изменения альбедо подстилающей поверхности. Согласно результатам расчетов по методу Монте-Карло [12], вклад двукратного рассеяния составляет 0,0–0,7%, а по результатам наших расчетов – 0,6–1% от интенсивности однократного рассеяния для высот 50–90 км и длин волн 250–280 нм.

В данной статье представлены результаты исследований верхней атмосферы Земли, проведенных методом касательного зондирования в ультрафиолетовом диапазоне длин волн с помощью ультрафиолетового телескопа космической астрофизической станции (АС) «Астрон».

АС «Астрон», выведенная на орбиту ИСЗ 23 марта 1983 г., имела апогей 200 тыс. км, перигей 2 тыс. км, наклонение орбиты 56° , время обращения 96 ч. АС была оснащена ультрафиолетовым телескопом, построенным по схеме Ричи–Кретьена, с диаметром главного зеркала 80 см [13, 14]. Телескоп был сопряжен со спектрометром, собранным по схеме Роуланда с тороидальной дифракционной решеткой. С помощью трех ФЭУ излучение одновременно регистрирова-

лось в двух спектральных каналах (1-й – 245 ... 353 нм, 2-й – 157 ... 263 нм) и в нулевом порядке спектра. ФЭУ работали в режиме счета квантов с разрешением по времени 40 нс.

Кривые спектральной яркости на атмосферном лимбе Земли снимались следующим образом. Разворотом всей АС оптическая ось телескопа первоначально наводилась на заданную точку на поверхности Земли. За счет движения АС по орбите при сохранении ее ориентации относительно звезд происходило перемещение оптической оси телескопа по поверхности Земли с последующим сходом с края Земли и пересечением атмосферного лимба. Аналогичным образом организовывался заход на диск Земли. В качестве основной рабочей диафрагмы использовалась 12"-офсетная входная диафрагма спектрометра. Пространственное сканирование лимба осуществлялось при фиксированной длине волны $\lambda = 255, 273, 280$ нм со спектральным разрешением 3 нм. Отсчеты проводились через каждые 0,61 с по времени, при шаге по высоте от 0,4 до 1,2 км для разных сканов. Фоновое состояние атмосферы исследовалось в экваториальной области (Центральная Африка) и на средних широтах (район Атлантики) в 1984–1985 гг. Сведения о сеансах касательного зондирования представлены в табл. 1.

Полуширина аппаратного контура, характеризующая масштаб усреднения по высоте, для измерений в средних широтах составляла 8 км. По данным оценок это должно привести к увеличению интенсивности регистрируемых сигналов примерно на 6% для высот более 70 км, уменьшению интенсивности сигналов на 4% в окрестностях максимумов кривых, а также к сдвигам положений максимумов менее чем на 1 км по высоте. Для экваториальных измерений, при полуширине аппаратного контура 5 км, эти погрешности оцениваются значительно меньшими величинами: 3; 2% и 0,6 км соответственно.

Таблица 1

Сведения об условиях касательного зондирования атмосферы с борта АС «Астрон»

NN	Дата сеанса	Расстояние до АС, тыс. км	Координаты точки касания		Локальное местное время, ч, мин	Зенитный угол Солнца, град.	Угол рассеяния, град.	Длина волны, нм
			широта, град. с.ш.	долгота, град. в.д.				
1	6.4.84	181	34.5	282.6	8.12	59.8	94.1	280
2	6.4.84	182	32.2	290.5	9.09	46.9	94.6	280
3	12.4.85	181	40.5	289.6	9.10	49.4	95.9	273
4	25.8.85	105	-1.4	32.1	10.00	32.8	84.5	273
5	25.8.85	102	-1.1	32.3	9.25	41.0	83.0	255

На рис. 1, а представлены высотные зависимости спектральной яркости атмосферы I_λ , полученные в невозмущенных атмосферных условиях. Экспериментальные зависимости сглажены точечным гауссовым фильтром с полуширинами 2,5–6 км. На рис. 1, б более детально показан фрагмент одной из экспериментальных кривых яркости атмосферы. На экспериментальной кривой показаны величины погрешностей определения интенсивности и соответствующей высоты. Как видно из рис. 1, б, отличие кривой экспериментальной яркости от модельной кривой яркости чисто молекулярного рэлеевского рассеяния, рассчитанной на основе модели атмосферы с учетом сезонно-широтных и суточных вариаций плотности атмосферы [15, 16], существенно превышает погрешности эксперимента. Это отличие может быть объяснено влиянием аэрозольного рассеяния.

Высотная привязка кривых была осуществлена следующим образом. Положениям максимумов экспериментальных кривых были присвоены значения высот, полученные для положений максимумов модельных распределений яркости. В модельных расчетах учитывались сезонно-широтные вариации концентрации озона [17], сезонно-широтные и суточные вариации плотности атмосферы [15, 16]. Учет аэрозольного рассеяния в рамках модели [1] не приводит к заметному сдвигу положения максимумов. Общая точность привязки – не хуже ± 1 км. Определение вертикального масштаба (скорости изменения высоты луча зрения телескопа) осуществлялось за счет того, что кроме рабочей 12"-диафрагмы была одновременно открыта и вторая 1"-диафрагма спектрометра. Регистрограмма представляла собой наложение двух подобных картин, существенно отличающихся по интенсивности, но с хорошо регистрируемым сдвигом по высоте (по времени). По известному угловому расстоянию между входными диафрагмами спектрометра, по баллистическим данным и параметрам точки касания рассчитывался сдвиг изображений по высоте. Точность определения вертикального масштаба 2–10%.

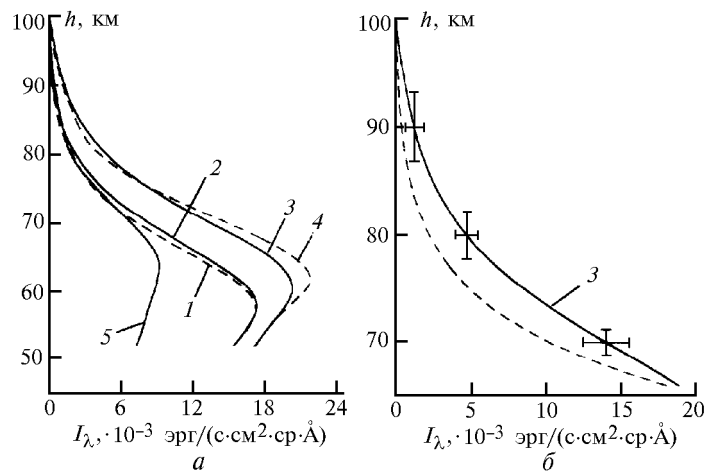


Рис. 1. Высотные зависимости спектральной яркости атмосферы на лимбе Земли по данным наблюдений в ультрафиолетовом диапазоне с борта космической астрофизической станции «Астрон»: *a* – сглаженные экспериментальные кривые; *б* – фрагмент экспериментальной кривой 3 (сплошная линия) и модельная кривая яркости рэлеевского молекулярного рассеяния (штриховая)

Абсолютная калибровка для энергетической яркости была осуществлена так, что, с учетом относительной спектральной чувствительности спектрометра, полученной по измерениям спектрального потока звезды α Лут, данные исследования спектров атмосферы с борта АС «Астрон» (1983–1985 гг.) были приведены в соответствие с данными наблюдений на Nimbus-7 [18] следующим образом. Усредненному значению (по спектрам) сигнала при $\lambda = 302$ нм (за вычетом поправки на рассеянный свет) было поставлено в соответствие среднее значение спектральной яркости по данным наблюдений на Nimbus-7. При этом был введен поправочный коэффициент, рассчитанный при использовании модельных данных по озону [17] и плотности атмосферы [15–16], отличающийся от единицы примерно на 26%, который позволил учесть сезонно-широтные и геометрические отличия условий экспериментальных наблюдений. Согласно данным [18], спектральное альbedo Земли при 302 нм довольно стабильная величина – средний разброс не превышает 10%. Аналогичный разброс данных получен и нами. Изменение относительной спектральной чувствительности первого канала спектрометра от длины волны учитывалось в соответствии с измерениями спектрального потока звезды α Лут. Согласно «звездной» калибровочной кривой: при длине волны 310 нм относительная спектральная чувствительность равна 100%, 302 нм – 99, 280 нм – 85, 273 нм – 72, 255 нм – 26%. Общая погрешность абсолютной калибровки с учетом статистического усреднения по оценкам должна быть меньше 10%.

Основной задачей для АС «Астрон» было исследование достаточно горячих «голубых» звездных объектов [13, 14]. Для более холодных объектов, таких как Солнце, структура УФ-спектров осложнялась существенным вкладом рассеянного в спектрометре света видимого диапазона [14]. В данном случае из величины сигнала ФЭУ в первом (рабочем) канале спектрометра вычитался вклад рассеянного света, который оценивался по синхронным показаниям ФЭУ во втором УФ-канале. Согласно результатам исследований спектров атмосферы во втором УФ-канале (λ короче 200 нм) полезный сигнал составлял 3% от общего сигнала, и тем самым в этом канале фактически регистрировался рассеянный свет. При этом величина вклада рассеянного света в первом УФ-канале связана корреляционным соотношением с синхронными показаниями ФЭУ второго УФ-канала с довольно высоким значением коэффициента корреляции – 0,96–0,98. В условиях проведения лимбовых измерений доля вычтенного рассеянного света составляла величину примерно 10% от общего уровня сигнала. Кроме вычитания вклада рассеянного света из регистрируемого сигнала был вычтен вклад «темнового» тока ФЭУ – примерно 0,34% от значения сигнала, соответствующего максимуму яркости на лимбе, а также вклад практически постоянной величины сигнала открытой 1''-диаграммы – 4,4% от максимума. Начиная с высоты примерно 55 км, доля рассеянного света экспоненциально растет с уменьшением высоты, и на высоте примерно 30 км величина вклада рассеянного света сравнивается с величиной полезного сигнала, а при движении луча зрения телескопа по дневной поверхности Земли

примерно в два раза превышает величину полезного сигнала. Наибольший вклад в уровень сигнала рассеянного света в этих условиях вносит излучение с длиной волны примерно 350 нм.

Первоначально, опираясь на модель оптических характеристик аэрозоля [19], а также на данные работы [6], мы пришли к выводу, что можно пренебречь влиянием аэрозоля на высотах более 50 км и по полученным данным восстановить высотное распределение содержания озона на высотах 50–70 км [20]. Аналогичный вывод о незначительном влиянии аэрозоля на высотах более 50 км на информативность косвенных методов восстановления озона по измерениям рассеянной атмосферой УФ-радиации фактически можно сделать по результатам [21], в которой использовались те же модельные представления о мезосферном аэрозоле. Более детальный анализ позволил нам восстановить высотные профили характеристик рассеяния аэрозоля на высотах выше 70 км и оценить влияние аэрозольного слоя, обнаруженного на этих высотах, на точность восстановления озона на высотах 50–70 км.

На рис. 2 представлены результаты восстановления высотных зависимостей объемного коэффициента направленного аэрозольного светорассеяния $\beta_{a,\theta}$ на высотах 65–100 км. Расчет энергетической яркости атмосферы проводился в известном приближении однократного рассеяния. Для решения обратной задачи нами использовался пошаговый итерационный метод решения, минимизирующий невязку между расчетными и экспериментальными значениями яркости. Значения самих функций восстанавливались при шаге, равном примерно 1 км. Исходные данные по яркости сглаживались точечным усеченным гауссовым фильтром. Задача относится к классу слабо некорректных – решение неустойчиво по отношению к погрешности исходных данных. В связи с этим нами проведено сопоставление найденных решений с решениями, полученными с помощью заведомо регуляризирующих алгоритмов. В области высот более 70 км, где озонным поглощением можно пренебречь, а оптические толщины достаточно малы, решаемое уравнение сводится к виду известного уравнения Абеля. Нами получены решения задачи методом обращения, основанным на использовании сглаживающих кубических сплайнов [22]. Отличие восстановленных этим методом высотных зависимостей аэрозоля и зависимостей, полученных пошаговым итерационным методом со сглаживанием исходной кривой усеченным гауссовым фильтром, оказалось несущественным для высот менее 95 км.

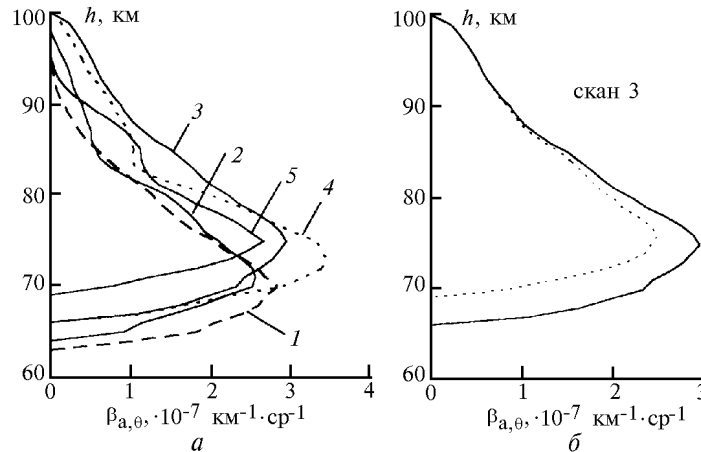


Рис. 2. Восстановленные высотные зависимости коэффициента направленного светорассеяния аэрозоля $\beta_{a,\theta}$ для ультрафиолетового диапазона длин волн ($\lambda = 280, 273, 255$ нм) для средних широт (1–3) и района экватора (4–5): а – кривые 1–5 восстановлены с учетом коррекции на поглощение излучения озоном; б – результаты восстановления как с учетом (сплошная линия), так и без учета (штриховая) влияния озона

Зависимости, представленные на рис. 2, а, восстановлены с учетом коррекции, которую вносит поглощение озоном. Использовалось модельное распределение озона [17]. Сечения поглощения озона взяты из [23]. Значения спектральной плотности потока солнечного излучения на границе атмосферы взяты из [24]. Расчет характеристик молекулярного рассеяния проводился с использованием сечений рэлеевского рассеяния, рассчитанных в соответствии с [25]. На рис. 2, б приведены результаты восстановления коэффициента направленного светорассеяния аэрозоля по данным скана 3, которые были получены как при учете озонного поглощения, так и при пренебрежении им.

Как видим, на высотах свыше 75 км коэффициент направленного аэрозольного светорассеяния, восстановленный при полном пренебрежении озонным поглощением, оказывается близким к величинам коэффициента, восстановленного с учетом поглощения озона. Отличие коэффициентов заключается в том, что при учете озонного поглощения заметное аэрозольное рассеяние начинается с высот более 66 км, а без учета поглощения озоном – с 69 км.

На рис. 3 приведены высотные профили коэффициента замутненности S . При построении кривых коэффициента замутненности отношение индикатрис молекулярного рэлеевского и аэрозольного рассеяния полагалось равным 1,7 (для угла рассеяния $\theta = 90^\circ$) в соответствии со значением средней (типичной) атмосферной индикатрисы аэрозольного рассеяния по данным [26].

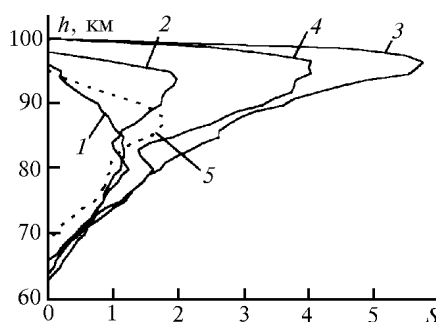


Рис. 3. Высотные зависимости коэффициента замутненности для ультрафиолетового диапазона длин волн ($\lambda = 280, 273, 255$ нм) для средних широт (1–3) и района экватора (4–5)

Согласно полученным результатам в экваториальной области и на средних широтах наблюдается мощный аэрозольный слой. Кривые аэрозольного рассеяния, полученные как в экваториальной области, так и на средних широтах, в какой-то мере подобны друг другу. Кривые коэффициента направленного светорассеяния имеют колоколообразный вид. Максимумы на кривых приходятся на высоты 72–75 км. Интенсивности аэрозольного рассеяния в максимумах отличаются друг от друга на 50%. Здесь следует отметить, что для используемого метода касательного зондирования горизонтальный масштаб усреднения равен 10^3 км. На кривых замутненности S выявляется двухпиковая структура. Первые пики имеют максимумы на высоте примерно 80 км, причем эти максимумы характеризуются высокими значениями коэффициента замутненности $S = 1,0 \div 1,5$. Вторые пики имеют максимумы на высотах 90–95 км с еще большими значениями коэффициента S . Здесь следует отметить, что на высотах более 92–95 км отношение сигнал-шум для исходных данных становится меньше 1. Мощность наблюдаемого аэрозольного слоя можно охарактеризовать следующим: пересчитанная к вертикали оптическая толщина для аэрозольного рассеяния в этом слое оценивается величиной порядка $1 \div 2 \cdot 10^{-4}$ ($\lambda = 255 \div 280$ нм), что сопоставимо с толщиной серебристых облаков, которые наблюдаются в основном на высотах 80–83 км в полярных областях и для которых типичные вертикальные оптические толщины равны $1 \cdot 10^{-5} \div 3 \cdot 10^{-3}$ (видимый диапазон) [1].

Полученная картина замутненности качественно соответствует результатам наблюдений на Абастуманской обсерватории методом сумеречного зондирования [3], данным ракетных исследований на средних широтах [27], не противоречит наблюдениям с космических кораблей [28] и выводам работы [29] о высокой запыленности атмосферы на рассматриваемых высотах.

На рис. 4 представлены результаты восстановления высотных зависимостей концентрации озона на высотах 55–65 км по полученным нами высотным зависимостям спектральной яркости атмосферы на лимбе Земли. При восстановлении учитывалось наличие аэрозольного слоя на высотах 65–100 км. Пренебрежение влиянием аэрозоля приводит к вполне определенной погрешности ΔI восстановления озона.

В табл. 2 приведены относительные значения усредненной величины этой погрешности в зависимости от высоты. Из табл. 2 видно, что если пренебречь влиянием этого аэрозольного слоя, то восстановленные значения концентрации озона изменяются на 1–2% в диапазоне высот 55–63 км. Аэрозольным рассеянием на высотах 55–65 км пренебрегалось. Обоснованием этому служит, во-первых, то, что согласно модели оптических характеристик [1], данные которой находятся в хорошем соответствии с ракетными данными [6], величина аэрозольного рассеяния на этих высотах относительно мала по сравнению с молекулярным – 3–6%, во-

вторых, эффект влияния аэрозольного рассеяния перекрывается погрешностью полученных нами экспериментальных кривых высотной зависимости спектральной яркости атмосферы.

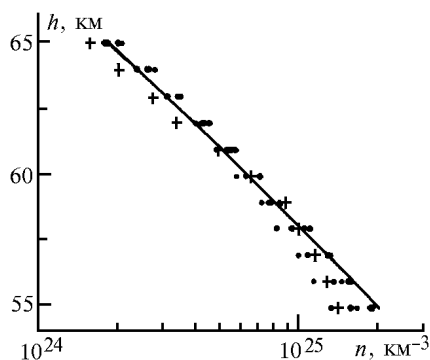


Рис. 4. Высотные зависимости концентрации озона для средних широт и района экватора (•), восстановленные по данным сканов 1–5. Сплошная линия – модельная кривая [17], + – кривая построена по данным [30]

Т а б л и ц а 2

Усредненная относительная погрешность восстановления концентрации озона, связанная с пренебрежением аэрозольным рассеянием на высотах 70–100 км

h , км	55	57	59	61	63	65	67
$\Delta n/n$, %	0.8	1.6	2.0	4.3	1.8	-33.5	-81.5

Как видно из рис. 4, наблюдается хорошее соответствие данных, полученных нами, и модельных данных: относительная величина отклонения не превышает 20%. Наблюдаемое отклонение несколько превышает среднеквадратический разброс, который для соответствующих широты и сезона, согласно модели [17], составляет относительную величину $\pm 4\%$ для высоты 55 км. С одной стороны, отклонение полученных нами профилей озонной концентрации от модельного профиля может быть связано с погрешностью экспериментальных кривых яркости. Но, с другой стороны, на рис. 4 для сравнения приведен профиль концентрации озона, полученный с помощью ракетного оптического озонзонда по данным измерений ослабления прямой солнечной радиации при $\lambda = 255$ нм и зенитном угле Солнца 90° [30], который также заметно отличается от соответствующего модельного профиля.

Из табл. 2 также видно, что сильное аэрозольное рассеяние может значительно влиять на результаты восстановления концентрации озона. Хорошее соответствие полученного нами распределения озона на высотах 55–65 км, восстановленного без учета влияния аэрозольного рассеяния на этих высотах, модельному распределению озона может служить указанием на согласованность модельных данных по озону с модельными представлениями о сравнительно невысоком уровне аэрозольного рассеяния на указанных высотах.

1. Креков Г. М., Звенигородский С. Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука, 1990. 278 с.
2. Александров Э. Л., Израэль Ю. А., Кароль И. Л., Хргиан А. Х. Озонный щит Земли и его изменения. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 288 с.
3. Матешвили Г. Г., Матешвили Ю. Д., Мегрелишвили Т. Г. // Оптика атмосферы и аэрозоль. М.: Наука, 1986. С. 133–149.
4. Розенберг Г. В., Мельникова И. Г., Мегрелишвили Т. Г. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1982. Т. 18. № 4. С. 363–372.
5. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
6. Микиров А. Е., Смеркалов В. А. Исследование рассеянного излучения верхней атмосферы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 208 с.
7. Атмосферно-оптические явления по наблюдениям с орбитальных научных станций «Салют». Тарту: ИАи-ФА АН ЭССР, 1981. 187 с.
8. Collection of works of the International Workshop of Noctilucent Clouds. Tallin: Valgus, 1986. 204 p.
9. Исследование серебристых облаков из космоса/Под ред. О.Б. Васильева. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 198 с.
10. Donahue T. M., Guenther B., Blaumont J. B. // J. Atmos. Sci. 1972. V. 29. P. 1205–1209.
11. Thomas G. E. // J. Atmos. Terr. Phys. 1984. V. 46. № 9. P. 819–824.
12. Микиров А. Е., Смирнов Д. Ю. // Вопросы оптики атмосферы. Труды ИПГ. М.: Гидрометеиздат, 1981. Вып. 47. С. 12–16.

13. Боярчук А.А., Гершберг Р.Е., Гранецкий Л.В. и др. // Письма в АЖ. 1984. Т. 10. N 3. С. 163–174.
14. Боярчук А.А. // Итоги науки и техники. Астрономия. М.: ВИНТИ, 1986. Т. 31. С. 198–212.
15. Рамазов А.А., Сихарулидзе Ю.Г. Модель сезонно-широтных вариаций плотности атмосферы Земли. М., 1979. 30 с. (Препринт / ИПМ, N 72).
16. Рамазов А.А., Сихарулидзе Ю.Г. Глобальная модель вариаций плотности атмосферы Земли. М., 1979. 30 с. (Препринт / ИПМ, N 73).
17. Keating G.M., Young D.T. and Pitts M.C. // Adv. Space. Res. V. 7. N 10. P. (10)105–(10)115.
18. Frederick J.E., Serafino G.N. // Tellus. 1987. V. B39. N 3. P. 261–270.
19. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 196 с.
20. Гранецкий Л.В., Черемисин А.А. // Тезисы докладов Всесоюзной конференции по атмосферному озону. Суздаль: ЦАО, 1988. С. 63.
21. Бирюлина М.С., Тимофеев Ю.М. // Исследование Земли из космоса. 1988. N 5. С. 27–34.
22. Воскобойников Ю.Е. // Инверсия Абеля и ее обобщения. Новосибирск: ИТИМ СО АН СССР, 1978. С. 180–189.
23. Askerman M. // Mesospheric Models and Related Experiments / Ed. Fiocco. Dordrecht-Holland: D. Reidel Publishing Company, 1971. P. 149–159.
24. Поток энергии Солнца и его измерения / Под ред. О. Уайта. М.: Мир, 1980. 600 с.
25. Креков Г.М., Кавкянов С.И., Крекова М.М. Интерпретация сигналов оптического зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987. 184 с.
26. Пясковская-Фесенкова Е.В. Исследование рассеянного света в земной атмосфере. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 219 с.
27. Кузнецов Г.И., Ситник Г.Ф., Чижов А.Ф., Штырков О.В. // Метеорологические исследования. 1977. N 23. С. 21–29.
28. Лазарев А.И., Коваленок В.В., Иванченков А.С., Авакян С.В. Атмосфера Земли с «Салюта-6». Л.: Гидрометеоздат, 1981. 207 с.
29. Лебединец В.Н. // Астрономический вестник. 1991. Т. 25. N 3. С. 350–363.
30. Watanabe T. and Ogawa T. // Adv. Space Res. 1987. V. 7. N 9. P. (9)123–(9)126.

Научно-исследовательский физико-технический институт
Красноярского государственного университета,
Красноярский государственный технический университет,
Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова, г. Москва

Поступила в редакцию
4 августа 1997 г.

A.A. Cheremisin, L.V. Granitsky, V.M. Myasnikov, N.V. Vetchinkin,
V.V. Slabko. **Remote UV Sensing of Aerosol and Ozone in Upper Atmosphere from Space-born Astrophysical Station «Astron».**

In this work we represent the results of researches of an upper atmosphere in the equatorial area and in the middle latitudes in 1984–1985 carried out by the method of tangent remote sensing in the ultraviolet wavelength range ($\lambda = 280, 273, 255 \text{ nm}$, $\Delta\lambda = 3 \text{ nm}$) by means of the ultraviolet telescope of the space-born astrophysical station «Astron». As a result of the analysis of the experimental height profiles of spectral radiance of the Earth's atmospheric limb, the height profiles of an aerosol scattering parameters at heights of 65–100 km and height profiles of ozone concentration at heights of 55–65 km were restored. According to the obtained data, a significant aerosol layer is observed at heights of 65–100 km in the equatorial area and in the middle latitudes. Maxima of differential scattering coefficient fall on heights of 72–75 km. The curves of turbidities S reveal two-peak structure. The first peaks have maxima at height about 80 km ($S = 1.0–1.5$). The second peaks have maxima at heights of 90–95 km with more high values of factor S . The obtained ozone height profiles at 55–65 km are in a good accordance with the model ozone data.