

А.Н. Красовский, Л.Н. Турышев, Л.Ч. Неверович, А.М. Людчик, С.Д. Ашкинадзе, А.И. Кот

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОЙ ПЛОТНОСТИ АЭРОЗОЛЕЙ С ПОМОЩЬЮ ВЕРТОЛЕТНЫХ УФ-ФОТОМЕТРОВ

Описываются конструкции вертолетного ультрафиолетового солнечного фотометра, методика математической обработки измерений и полученные вертикальные профили оптической плотности тропосферных аэрозолей в летние периоды 1985, 1987 гг. в районе города Кзыл-Орда.

Вертикальные профили аэрозольного ослабления излучения достаточно детально исследованы в видимой и инфракрасной областях спектра и разработаны соответствующие атмосферные модели [1]. Значительно меньше публикаций, касающихся оптических характеристик атмосферных аэрозолей в ультрафиолетовом диапазоне. В данной статье описывается конструкция ультрафиолетовых (УФ) вертолетных фотометров, обосновывается методика математической обработки измерений и приводятся результаты экспериментальных исследований вертикальных распределений оптической плотности тропосферных аэрозолей в летние периоды 1985, 1987 гг. в районе города Кзыл-Орда.

Бортовой селективный УФ-фотометр «Минск-1» предназначен для измерения уровней суммарной, прямой и рассеянной УФ-радиации Солнца в нижних слоях атмосферы. Принцип действия прибора основан на последовательном измерении и сравнении потоков рассеянной и суммарной солнечной радиации, приходящей из полусферы, с использованием в качестве разделительного элемента лопасти вертолетного винта. Излучение поступает на фотоприемную систему через диффузно рассеивающий фторопластовый коллектор, причем прямое излучение модулируется винтом вертолета. В процессе измерения потоков происходит синхронная выборка из сигнала, идущего с фотоприемника, значений, соответствующих моментам прохождения тени через площадку рассеивателя, и моментам непосредственно следующим за этим прохождением. Таким образом осуществляется измерение потоков рассеянной и суммарной солнечной радиации. Результаты регистрируются на самописец или шлейфовый осциллограф. Поток прямого солнечного излучения получается в виде разности измеренных значений.

Спектральный диапазон прибора определяется кривой спектральной чувствительности применяемого фотоэлектронного умножителя ФЭУ-124 и типом светофильтров, подбором которых осуществляется селекция длин волн. Нами использовались два набора фильтров, обеспечивающие полосу пропускания с полушириной около 20 нм и максимумами пропускания на длинах волн 295 и 322 нм соответственно.

При проведении измерений вертолет Ка-26 или МИ-8 с установленными на борту фотометрами поднимался на высоту 3–4 км и затем с приблизительно постоянной скоростью снижался до высоты 300–100 м. Во время снижения регистрировались уровни суммарного и рассеянного солнечного излучения, высота и температура воздуха. Время снижения составляло 20–25 мин, что с учетом довольно малых зенитных углов Солнца позволило с двухпроцентной погрешностью считать относительную массу неизменной в течение всего времени снижения. К более существенным причинам погрешностей относятся следующие.

1. Плоскопараллельное смещение трассы зондирующего луча по мере уменьшения высоты полета, которое с учетом гипотезы о ячеистой (в горизонтальной плоскости) структуре аэрозольных слоев [1] может приводить к сильным колебаниям уровня прямого солнечного излучения. Для проверки справедливости этой гипотезы требуются дополнительные систематические исследования.

2. Случайные изменения ориентации вертолета, которые вследствие зависимости чувствительности фотометра от угла падения излучения также приводят к колебаниям уровня регистрируемого сигнала. Примем, что угловая характеристика фотометра с плоским рассеивателем является косинусной, зенитный угол Солнца во время проведения измерений близок к  $45^\circ$  и амплитуда «качаний» оси вертолета около среднего положения при снижении составляет  $5^\circ$ . Тогда относительная погрешность определения уровня прямого солнечного излучения, обусловленная отклонением оси вертолета на угол  $\delta\varphi = 5^\circ$ ,

$$\varepsilon = \delta I / I = \operatorname{tg} \varphi \delta \varphi \approx 0,09.$$

Это амплитуда ошибки, а среднеквадратическое значение получается усреднением квадрата зависимости ошибки от времени. Пусть амплитуда колебаний вертолета изменяется во времени по закону косинуса. Тогда  $\sigma = \sqrt{\varepsilon^2} \approx 7\%$ , что неплохо коррелирует с экспериментально наблюдаемыми данными. Простым способом исключения ошибок, обусловленных нестабильностью ориентации вертолета, яв-

ляется применение рассеивающих насадок с угловой характеристикой, слабо зависящей от угла падения излучения. Оригинальные конструкции таких насадок разрабатываются в настоящее время.

3. Поскольку частота качаний вертолета не может быть очень большой, а в результатах измерений (см. рис. 1, *a*) наблюдаются высокочастотные составляющие осцилляций сигнала, следует предположить, что и другие источники ошибок вносят погрешность, сравнимую с полученной выше оценкой. Сюда нужно отнести собственные шумы фотометра и использовавшегося для регистрации шлейфового осциллографа. Существенно повысить точность измерений можно за счет применения системы магнитной записи сигнала, вносящей значительно меньше искажений при регистрации.

Упомянувшиеся выше усовершенствования реализованы в модифицированном варианте двухканального УФ-фотометра «Минск-1М».

Вертикальное распределение оптической плотности атмосферы получается дифференцированием логарифма зависимости от высоты уровня прямого солнечного излучения:

$$\rho_{\lambda}(h) = \frac{\partial}{\partial h} \left\{ \frac{\ln I_{\lambda}(h)}{\cos Z} \right\}, \quad H_1 \leq h \leq H_2, \quad (1)$$

где  $\rho_{\lambda}(h)$  — значение оптической плотности атмосферы на высоте  $h$  для длины волны  $\lambda$ ;  $Z$  — зенитный угол Солнца,  $I_{\lambda}(h)$  — зависимость от высоты разности сигналов суммарного и рассеянного излучений на длине волны  $\lambda$ .

Задача дифференцирования экспериментальных результатов, содержащих погрешности, относится к разряду некорректных, и для ее успешного решения необходимо привлечение дополнительной информации о поведении искомой кривой. В качестве подобной информации могут быть использованы сведения о неотрицательности функции вертикального распределения оптической плотности и характерных размерах деталей ее структуры. Эти же сведения позволяют обосновать выбор шага изменения высоты при проведении измерений. Предлагаемый подход аналогичен описанному в [2, 3] (в применении к задачам редукции к идеальному прибору и сглаживания данных) и, по сути, основывается на использовании модельных представлений об искомом решении. Как показано в [2–4], за счет этого удается добиться большей устойчивости результатов вычислений к ошибкам измерений, чем в рамках общего подхода к регуляризации некорректных задач [5].

Согласно [2, 3] учет неотрицательности решения и конечной ширины деталей его тонкой структуры осуществляется путем представления  $\rho_{\lambda}(h)$  в виде

$$\rho_{\lambda}(h) = \int A(h-x) \varphi(x) dx, \quad A(x) \geq 0, \quad \varphi(x) \geq 0, \quad (2)$$

где  $A(x)$  характеризует форму «элементарных составляющих», из которых посредством свертки с неотрицательной функцией  $\varphi(x)$  строится искомое распределение. Таким образом, вертикальное распределение оптической плотности представляется в виде суперпозиции перекрывающихся «элементарных составляющих», положение которых на шкале высот и неотрицательные амплитуды которых (функция  $\varphi(x)$ ) собственно и подлежат определению. Ясно, что полуширина самых тонких деталей в  $\rho_{\lambda}(h)$  в этом случае не может быть меньше полуширины отдельной составляющей  $A(x)$ . Отсюда получаем «рецепт» для выбора полуширины  $A(x)$ : она не должна превышать полуширину деталей тонкой структуры вертикального распределения, чтобы обеспечить возможность достаточно точного представления (2). Вместе с тем полуширина  $A(x)$  не должна быть и слишком малой по отношению к ширине структурных деталей и шагу дискретизации, чтобы обеспечить однозначность и устойчивость решения задачи определения  $\varphi(x)$ . Форма используемого контура  $A(x)$ , как показывает опыт [2, 3], слабо влияет на результаты вычислений. Пределы интегрирования в (2) могут быть шире исследуемого интервала высот, чтобы обеспечить достаточную свободу поведения  $\rho_{\lambda}(h)$  на концах интервала.

С использованием представления (2) задача нахождения  $\rho_{\lambda}(h)$  сводится к приближенному решению интегрального уравнения

$$\int A(h-x) \varphi(x) dx \approx f(h) = \frac{\partial}{\partial h} \left\{ \frac{\ln I_{\lambda}(h)}{\cos Z} \right\} \quad (3)$$

относительно  $\varphi(x) \geq 0$ . Переходя к дискретной аппроксимации (3):

$$\sum_j A_{ij} \varphi_j \approx f_i, \quad \varphi_i \geq 0,$$

или

$$A\varphi \approx f, \quad \varphi \geq 0.$$

решение для вектора  $\varphi$  находим из условия минимума среднеквадратического отклонения

$$|A\varphi - f|^2 = \min, \varphi \geq 0.$$

Тогда оценка для  $\rho_\lambda$  получается в виде

$$\rho_\lambda = A\varphi.$$

При обработке экспериментальных измерений 1987 г. в качестве функции  $A(x)$  выбиралась гауссова кривая. Ее полуширина принималась равной 400 м. Таким образом, в вертикальном аэрозольном распределении допускалось наличие слоистой структуры с полушириной не менее 400 м. Это вполне коррелирует с результатами визуальных наблюдений и данными других исследований. На эффективности и устойчивости вычислений положительно сказалось также вычитание из измеренной зависимости оптической толщины атмосферы от высоты вклада, обусловленного молекулярным рассеянием:

$$\tau_{\text{мол}}(h) = \mu\beta(\lambda)p(h).$$

где  $\mu$  — относительная воздушная масса;  $\beta(\lambda)$  — коэффициент молекулярного рассеяния на длине волны  $\lambda$ ;  $p(h)$  — зависимость давления воздуха от высоты. При обработке результатов измерений в 1985 году подобная процедура не проводилась, а в качестве «элементарной составляющей» использовалась треугольная функция. Поэтому представленные ниже кривые, относящиеся к этому году, характеризуют распределение оптической плотности атмосферы в целом, а не только аэрозольной ее части, и несколько отличаются по амплитуде и форме от кривых, полученных по измерениям 1987 года.

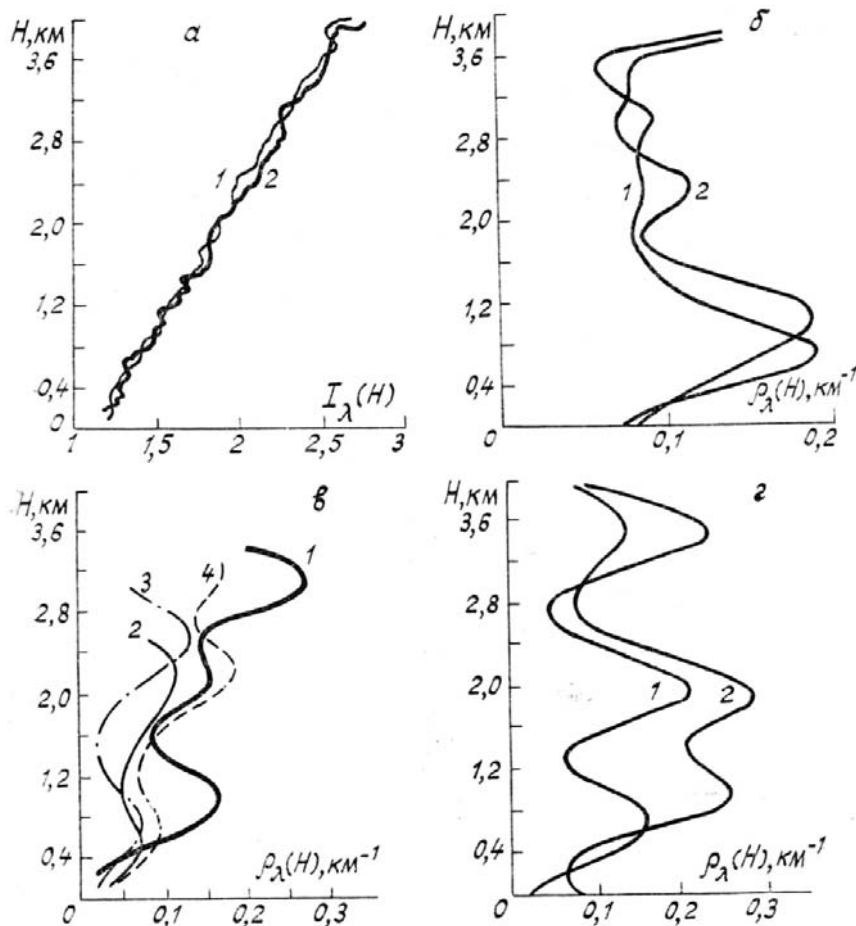


Рис. 1. Результаты измерений потока солнечного УФ-излучения в зависимости от высоты (а) и полученные вертикальные профили оптической плотности аэрозолей (б–г): а, б — 7.07.87 г. Ясное безоблачное небо с сильной дымкой,  $\lambda = 322$  нм. Местное время 12 час 20 мин (1), 13 час (2); в — 9.07.87 г. Безоблачно, дымка. Местное время 12 час 30 мин,  $\lambda = 295$  (1),  $\lambda = 322$  (2). Местное время 13 час,  $\lambda = 295$  (3),  $\lambda = 326$  нм (4); г — 18.07.87 г. Сильная дымка, редкие перистые облака,  $\lambda = 295$  нм. Местное время 15 час 20 мин (1), 17 час 20 мин (2)

Некоторые результаты математической обработки измерений представлены на рис. 1, 2. Условия измерений и сведения об облачности приведены в подписях к рисункам.

Анализ результатов показывает, что экспериментальные измерения в УФ-области спектра с помощью разработанной аппаратуры позволяют верно передать наблюдающуюся визуально стратифицированную структуру приземных аэрозолей. Наибольшие рассогласования между измерениями на длинах волн 295 и 322 нм имели место 27.07.87 г.в тяжелых метеорологических условиях. Низкий уровень регистрируемого сигнала при относительно высоких погрешностях измерений обусловили низкую точность восстановления профиля (в частности, полное отсутствие ослабления излучения на высотах 0—600 м на длине волны 322 нм при значительной величине оптической плотности в этом интервале на длине волны 295 нм). Однако обнаруженное в этот день отсутствие стратификации аэрозольного распределения находится в полном согласии с визуальными наблюдениями.

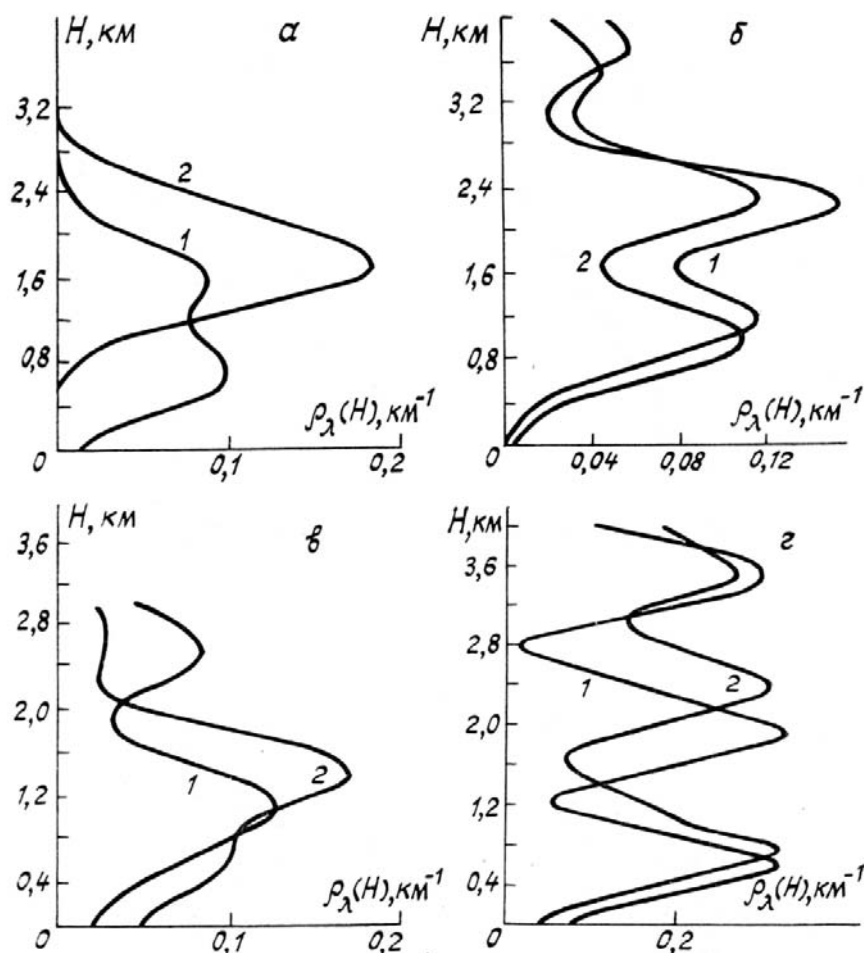


Рис. 2. Вертикальные профили оптической плотности аэрозолей: *a* — 27.07.87 г. Равномерная дымка, кучевая облачность 5—7 баллов. Местное время 12 час.  $\lambda = 295$  нм (1),  $\lambda = 322$  нм (2); *б* — 4.08.87 г. Слабые перистые облака, дымка. Местное время 11 час 40 мин,  $\lambda = 295$  нм (1),  $\lambda = 322$  нм (2); *в* — 7.08.87 г. Слоисто-кучевая облачность, дымка. Местное время 13 час 10 мин,  $\lambda = 295$  нм (1),  $\lambda = 322$  нм (2); *г* — 4.09.85 г. Безоблачно, дымка,  $\lambda = 322$  нм. Местное время 10 час 30 мин (1), 12 час 40 мин (2)

Как отмечалось выше, на рис. 2, *г* изображен ход полной оптической плотности атмосферы с учетом аэрозольного ослабления и молекулярного рассеяния излучения. Поскольку эффективность последнего уменьшается при увеличении высоты, то при вычитании из приведенных кривых вклада, обусловленного молекулярным рассеянием, получим стратифицированное распределение оптической плотности аэрозолей с постепенно растущей с высотой интенсивностью в максимумах. Низкие значения суммарной плотности в минимумах распределений на рис. 4, *г* являются следствием уменьшения устойчивости вычислительной схемы в случаях, когда дифференцируется зависимость от высоты полной оптической толщины, а не только аэрозольной ее части.

Судя по представленным результатам, стратификация вертикального аэрозольного распределения является весьма устойчивой в районе измерений. Расположение слоев на высотах 0,8—1,2, 1,8—2,5 и 3—3,5 км является характерным для летнего времени года в данном районе и повторяется из года в год. Вместе с тем возможны и резкие аномалии, когда стратификация размывается и исчезает (27.07.87 г.).

Изменение количественных характеристик аэрозольного распределения ото дня ко дню и в течение дня по мере повышения высоты Солнца проследить по полученным данным не удается из-за

весьма высокой погрешности восстановления вертикального распределения оптической плотности аэрозолей, обусловленной низкой точностью измерений. По этой же причине трудно получить количественные данные о селективности аэрозольного ослабления в УФ-области спектра.

В целях повышения точности результатов можно было бы применить методику статистического усреднения данных, полученных разными приборами в течение всего дня измерений (или более продолжительного времени). Однако для этого необходимы предварительные достоверные сведения о суточной динамике аэрозольного распределения, селективности аэрозольного ослабления в УФ-области спектра и другие, которые могут быть получены только за счет существенного повышения точности измерений. Таким образом, для успешного решения поставленных задач требуется более совершенная аппаратура, обеспечивающая снижение погрешности измерений до уровня 1–2%. Предполагается, что модифицированный вариант УФ-фотометра «Минск-1М» удовлетворит этому требованию.

1. Ивлев Л. С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 366 с.
2. Людчик А. М. //ЖПС. 1986. Т. 44. Вып. 5. С. 802–806.
3. Людчик А. М. //ЖПС. 1987. Т. 46. Вып. 3. С. 461–465.
4. Людчик А. М., Тимощенко Т. Н., Титков Е. Ф. //Вестник БГУ им. В. И. Ленина. Серия 1. 1989. № 1. С. 15–18.
5. Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. 288 с.

НИИ прикладных физических проблем им. А.Н. Севченко  
при Белгосуниверситете им. В.И. Ленина

Поступила в редакцию  
27 июня 1989 г.

A. N. Krasovskii, L. N. Turyshev, L. Ch. Neverovich, A. M. Lyudchik, S. D. Ashkinadze, A. I. Kot. **On Investigation of Vertical Profiles of Aerosol Optical Density with Helicopter UV Photometers.**

Construction of helicopter ultraviolet sun photometer, mathematical methods of the reduction of measurements as well as vertical profiles of tropospheric aerosol optical density received during summer 1985, 1987 seasons in Khylo-Orda area are described.