

О.Б. Васильев

**О ПОГЛОЩЕНИИ ТРОПОСФЕРНЫМИ АЭРОЗОЛЯМИ  
КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ****1. «ЧИСТЫЕ» И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ**

На основе наблюдений спектральных потоков коротковолнового излучения на разных уровнях в тропосфере определены притоки лучистой энергии в воздушных массах различных типов. В настоящей, первой части работы приводятся результаты, полученные в относительно «чистых» воздушных массах и в континентальных воздушных массах (пустынного и антропогенного происхождения).

Наблюдения нисходящих и восходящих спектральных полусферических потоков излучения (или спектральных освещенностей сверху и снизу горизонтальной поверхности) на разных уровнях в земной атмосфере позволяют вычислить спектральные притоки лучистой энергии в различных атмосферных слоях, а следовательно, экспериментально определить спектральную поглощательную способность атмосферных аэрозолей. Именно с этой целью были проведены указанные выше наблюдения при осуществлении комплексных экспериментов «КЭНЭКС», «ПОЛЭКС», «ГАРЭКС» и др. [1–4]. К настоящему времени лабораторией коротковолнового излучения Ленинградского университета накоплен достаточно обширный экспериментальный материал, который позволяет сделать определенные обобщения. Он не настолько обширен, чтобы создать полную классификацию тропосферных аэрозолей по их поглощательной способности, однако уже сейчас можно выделить определенные группы воздушных масс из числа наблюдавшихся, которые могут быть положены в основу будущей классификации. Решению сформулированной проблемы и посвящена настоящая работа.

**1. Условно «чистые» воздушные массы**

Определение лучистых притоков энергии в свободной (от облачности) атмосфере представляет собой весьма трудоемкую экспериментальную проблему, так как вычисляются относительно малые вторые разности наблюдаемых нисходящих  $F^{\downarrow}(\lambda)$  и восходящих  $F^{\uparrow}(\lambda)$  потоков радиации на верхней (индекс 1) и нижней (индекс 2) границах исследуемого слоя атмосферы:

$$b_{12}(\lambda) = [F_1^{\downarrow}(\lambda) - F_1^{\uparrow}(\lambda)] - [F_2^{\downarrow}(\lambda) - F_2^{\uparrow}(\lambda)] = B_1(\lambda) - B_2(\lambda), \quad (1)$$

где  $B_1(\lambda)$  и  $B_2(\lambda)$  — балансы лучистой энергии на верхней и нижней границе слоя соответственно;  $b_{1,2}(\lambda)$  — приток лучистой энергии в слое атмосферы между верхним и нижним уровнями. Очевидно, что погрешность в определении лучистого притока энергии в атмосфере примерно в два раза превышает погрешность измерений нисходящих и восходящих потоков излучения. Поэтому если при применении стандартной методики фотоэлектрических измерений в полевых условиях предельно достижимая случайная погрешность определения потоков излучения порядка 1–1,5%, то минимально определяемый лучистый приток энергии будет составлять около 2–3% от величины указанных потоков. Только использование специальной методики измерений, позволяющей получить избыточные измерения в однородной серии, а следовательно, и применить статистические методы обработки результатов наблюдений, дает возможность несколько снизить указанную нижнюю границу оценок лучистого притока энергии в атмосфере. Итак, «чистыми» воздушными массами мы будем называть воздушные массы, лучистый приток энергии в которых меньше или порядка указанной выше пороговой величины.

Такие воздушные массы наблюдались при первых экспериментах по программе «КЭНЭКС» [5]. На рис. 1 показаны относительные спектральные притоки лучистой энергии в слое тропосферы от высоты 300–900 м до высоты 4200 м, полученные 17 июля, 4 августа и 25 октября 1970 г. Воздушная масса 4 августа 1970 г. была условно «чистой», так как лучистый приток энергии в атмосфере был меньше или порядка погрешностей его измерений. Это был день наблюдений после периода сильных дождей, что, по-видимому, привело либо к «вымыванию» поглощающих аэрозольных частиц из тропосферы, либо к их обводнению, что резко снизило их поглощательную способность.

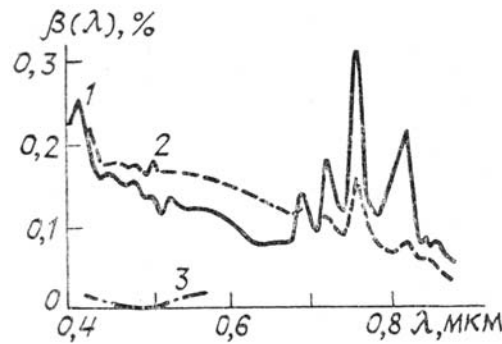


Рис. 1. Относительные спектральные притоки лучистой энергии в слое тропосферы от 0,85 до 4,2 км по наблюдениям 17 июня (2), 4 августа (3) и 25 октября 1970 г. (1)

Коренная модернизация спектрофотометрической аппаратуры, выполненная в период 1977–1983 гг., и введение методики измерений, позволяющей осуществить статистическую обработку результатов измерений [6], снизило приблизительно в 3–4 раза пороговую величину определяемых спектральных притоков лучистой энергии в атмосфере, и сделали ее равной примерно 0,5–1% от измеряемых спектральных потоков излучения [7]. На рис. 2 приведена спектральная зависимость относительного лучистого притока энергии в слое атмосферы от поверхности (50 м) до высоты 5500 м (притоки пересчитаны на толщину слоя в 1000 мб; измеренные величины были в два раза меньше отложенных по оси ординат), полученные 22 мая 1983 г. над Ладожским озером. Величина измеренного лучистого притока энергии в диапазоне длин волн 400–700 нм составляет около 2–4%. Наблюдавшаяся арктическая воздушная масса также была «чистой» в указанном выше понимании. По-видимому, следует признать, что общая величина притока лучистой энергии измерена достаточно уверенно (с относительной погрешностью около 50%), однако говорить о каком-либо спектральном распределении этой величины, учитывая величину погрешности измерений, не приходится (разве что видно лишь некоторое возрастание притока в районе полосы поглощения озона Шапшюи).

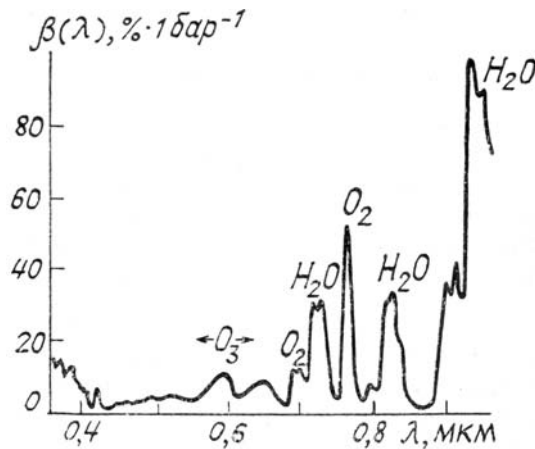


Рис. 2. Относительный спектральный приток лучистой энергии над акваторией Ладожского озера в слое тропосферы от 0,05 до 5,5 км по наблюдениям 22 мая 1983 г.

Итак, из вышесказанного следует, что в земной атмосфере могут реализоваться такие условия, в которых поглощение коротковолновой радиации тропосферным аэрозолем будет ниже (4.VIII.1970 г.) либо сравнимо (22.V.1983 г.) с погрешностью его определения. Экспериментально измеряемые спектральные вариации этой величины являются, естественно, статистически незначимыми.

## 2. Континентальные воздушные массы, содержащие «сухой» аэрозоль

Первые успешные определения притока лучистой энергии в тропосфере были выполнены во время проведения экспедиционных работ по программе «КЭНЭКС-70» 25 октября 1970 г. над пустынной поверхностью в условиях, близких к пылевой буре. Результаты этих исследований подробно рассмотрены и опубликованы в монографии [2]. Отметим лишь основные особенности в величине и спектральном ходе, а также в высотной зависимости поглощения коротковолновой радиации «сухим» пустынным (как это будет показано ниже — песчаным) аэрозолем.

На рис. 3, а и б показаны абсолютный и относительный притоки лучистой энергии в слое атмосферы 0,3–8,4 км по наблюдениям 25 октября 1970 г. над ст. Репетек.

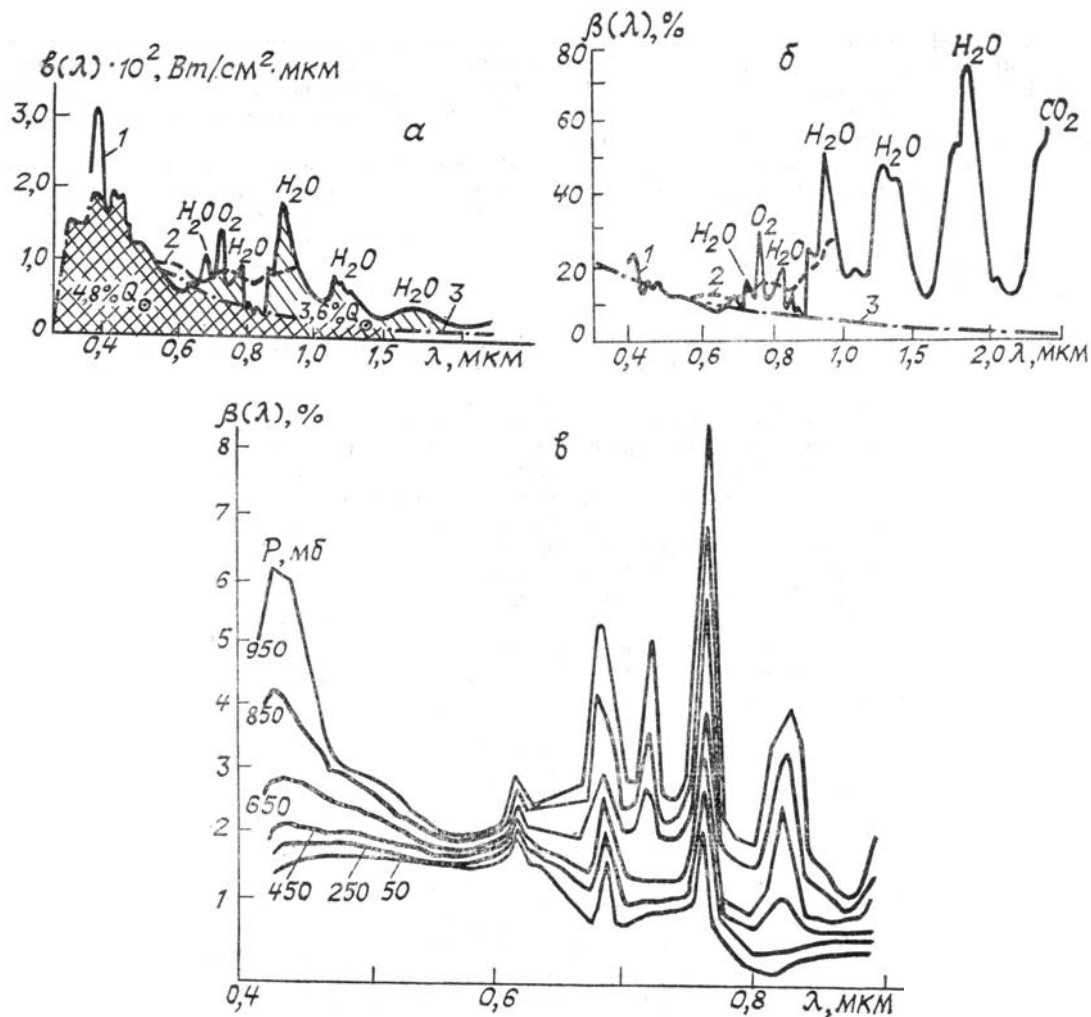


Рис. 3. Абсолютный (а) и относительный (б) спектральные притоки лучистой энергии над пустыней в слое тропосферы от 0,3 до 8,4 км по наблюдениям 25 октября 1970 г.; спектральные кривые относительного притока лучистой энергии (в) в слоях  $\Delta p = 100$  мб на разных уровнях в атмосфере

На рис. 3, б изображена спектральная кривая относительного лучистого притока тепла  $\beta(\lambda) = b(\lambda)/F^{\uparrow}(\lambda)$  (в процентах) — кривая 1 по данным К-2 и кривая 2 по данным СПИ-2М [2]. Ход этой кривой указывает на несомненно преобладающую роль в относительном спектральном притоке лучистой энергии в тропосфере молекулярного поглощения. Если аэрозольное поглощение около  $\lambda = 0,4$  мкм составляет примерно 20%, то вблизи  $\lambda = 0,6$  мкм оно уменьшается до 10%, а с увеличением длины волны, по-видимому, уменьшается еще больше. В центрах же полос молекулярного поглощения соответствующие величины оказываются равными 60% для  $\lambda = 1,4$  мкм, 80% для  $\lambda = 1,8$  мкм и т.д. В работе [5] приведена спектральная зависимость мнимой части показателя преломления гематита — вещества, окрашивающего песок пустыни в красноватый цвет. Как следует из сопоставления этой зависимости с кривой  $\beta(\lambda)$ , ход аэрозольного поглощения подобен спектральной изменчивости мнимой части комплексного показателя преломления гематита. Осредненная спектральная изменчивость аэрозольного поглощения, определенного для участков спектра вне полос молекулярного поглощения, может быть приближенно описана зависимостью  $\lambda^{-1}$ . Кривая осредненного аэрозольного поглощения, аппроксимированная зависимостью  $\lambda^{-1}$ , показана на рис. 3, б (кривая 3). При этом в областях длин волн, где имеется молекулярное поглощение, выполнена экстраполяция согласно зависимости. Эту аппроксимацию необходимо рассматривать как один из возможных вариантов описания спектрального хода поглощения в ближней ИК-области.

Изображенная на рис. 3, а кривая 3 получена путем умножения сглаженной кривой относительного спектрального притока лучистой энергии (аппроксимированной  $\sim \lambda^{-1}$ ) на распределение энергии в спектре приходящего излучения на верхнюю границу, что позволяет получить спектральный ход абсолютного осредненного лучистого притока тепла в тропосфере за счет поглощения лучистой энергии аэрозолем. Площадь под этой кривой, равная  $0,095$  кал/см<sup>2</sup> мин ( $4,8\%$  солнечной постоянной), характеризует полное поглощение радиации аэрозолем в рассматриваемом интервале длин волн. Площадь между этой кривой и кривой наблюдаемого спектрального притока лучистой энергии, рав-

ная  $0,075 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$  (3,8% солнечной постоянной), определяет полное поглощение газовыми компонентами атмосферы.

Таким образом, несмотря на то, что в относительном спектральном лучистом притоке тепла основная роль принадлежит молекулярному поглощению, распределение энергии в спектре источника энергии — Солнца таково, что абсолютные притоки лучистой энергии за счет поглощения аэрозолями и газовой компонентой атмосферы оказываются величинами одного порядка. Суммарное поглощение, рассчитанное по данным рис. 3, а, равно  $0,17 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$  (8,5% солнечной постоянной) с ошибкой порядка  $0,04 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ .

Правильность полученных результатов может быть проверена сравнением этой величины с данными независимых актинометрических (пиранометрических) измерений: приток к слою 0,3–8,4 км по результатам актинометрических (интегральных) измерений —  $0,204 \pm 0,040$ ; приток к слою 0,3–8,4 км по результатам спектральных измерений и оценки поглощения в интервале 2,4–3,0 мкм —  $0,195 \pm 0,040 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ .

Столь хорошее совпадение интегральных потоков лучистой энергии, полученных независимым образом, несомненно, свидетельствует о достаточной надежности спектральных измерений. Доказательством справедливости полученных результатов является также и то, что наблюдаемое поглощение аэрозолями может быть полностью объяснено тем количеством аэрозольных частиц данного химического состава, которые наблюдались в день выполнения оптических измерений.

На рис. 3, в показаны изменения с высотой в атмосфере относительного притока лучистой энергии в слоях с  $\Delta p = 100 \text{ мб}$ . Вне молекулярных полос поглощения лучистый приток энергии обусловлен аэрозольным поглощением. В низких слоях атмосферы он тем больше, чем меньше длина волны. Очевидно, это объясняется спектральным ходом мнимой части показателя преломления гематита. В высоких слоях атмосферы зависимость  $\beta(\lambda)$  от длины волны оказывается нейтральной, т. е. аэрозоль становится серым (по-видимому, это пыль космического происхождения или аэрозоль, принесенный из других районов). Таким образом, генерируемый поверхностью пустыни аэрозоль поднимается приблизительно лишь до тропопаузы. В стратосфере находится аэрозоль другого происхождения.

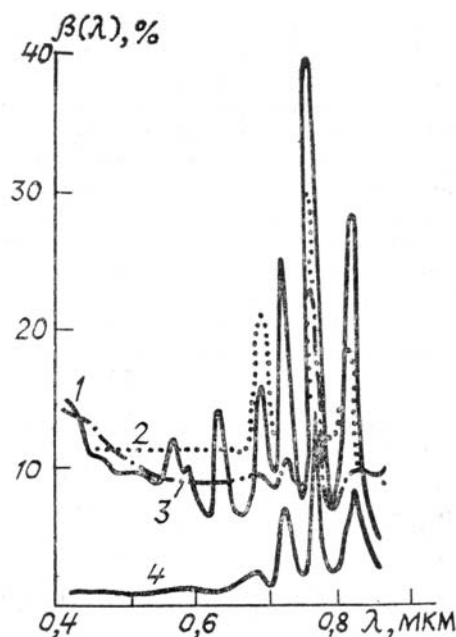


Рис. 4. Относительные спектральные притоки лучистой энергии в слое тропосферы от 0,5 до 7,2 км по наблюдениям: 1 — в р-не г. Запорожье 22 августа 1972 г.; 2 — в р-не г. Рустави 4 декабря 1972 г.; 3 — над г. Донецком 9 августа 1975 г.; 4 — над г. Рильском 3 августа 1975 г.

Результаты, полученные в Репетке 25 октября 1970 г., были повторены в других многочисленных экспериментах: в том же 1970 г. [5], в 1971 г. [8], в 1974 г. в районе АТЭП [9] и др.

Другой тип «сухого» континентального аэрозоля, неоднократно наблюдавшийся в рассматриваемых экспериментах, это антропогенный аэрозоль, присутствующий в воздушных массах, расположенных над промышленными районами. На рис. 4 представлены кривые относительных притоков лучистой энергии во всем зондируемом слое атмосферы до высоты 4,2 км, полученные в районах г. Рустави 4 декабря 1972 г. [10], в районах г. Запорожье и Днепропетровска 22 августа 1972 г. [11], в г. Рильске 3 августа 1975 г. и в г. Донецке 9 августа 1975 г. [12]. Рассмотрение этого рисунка показывает, что в промышленных районах относительные спектральные притоки лучистой энергии могут достигать таких же величин, как и в пустынных районах, т. е. в максимуме в синей области спектра доходить до 15–17%. Однако спектральная зависимость притоков оказывается менее выраженной, а

именно: над г. Рустави и над г. Рыльском она была практически нейтральной. Подъем кривых в синей области спектра над г. Запорожье, Днепропетровском и над г. Донецком, возможно, связан с тем, что с дымами металлургических комбинатов в атмосферу выбрасываются окислы железа, имеющие спектральный ход мнимой части показателя преломления такой же, как у гематита. К тому же следует заметить, что и сама сажа может иметь красноватый оттенок.

Итак, в результате выполненных экспериментов была изучена поглощательная способность двух видов континентального «сухого» аэрозоля: пустынного (песчаного) и антропогенного (дымового либо пылевого). В обоих случаях наблюдалось очень сильное интегральное поглощение, иногда достигающее по своей величине суммарное поглощение всех молекулярных компонент атмосферы. Спектральный ход притока лучистой энергии пустынного (песчаного) аэрозоля и некоторых видов антропогенного (дымового) аэрозоля имеет максимум в синей области спектра, повторяющий максимум в спектральном ходе мнимой части показателя преломления окислов железа (гематита, лимонита и др.). В ряде случаев антропогенный (по-видимому, пылевой и некоторые виды дымового) аэрозоль поглощает коротковолновую радиацию неселективно.

1. Кондратьев К. Я. // Метеорология и гидрология. 1968. № 6. С. 11–21.
2. Биненко В. И., Васильев О. Б., Гришечкин В. С. и др. Полный радиационный эксперимент. Л.: Гидрометеоиздат. 1976. 240 с.
3. Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Ивлев Л. С. Глобальный аэрозольно-радиационный эксперимент (ГАРЭКС)/Обзор. Сер. Метеорология Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД. 1976. 29 с.
4. Атмосферный аэрозоль и его влияние на перенос излучения (к итогам советско-американского аэрозольно-радиационного эксперимента) / Под ред. К. Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеоиздат. 1978. 120 с.
5. Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Гришечкин В. С. и др. Изв. АН СССР. ФАО. 1974. Т. 10. № 5. С. 453–503.
6. Васильев О. Б., Гришечкин В. С., Коваленко А. П. и др. Спектральная информационно-измерительная система для исследования поля коротковолнового излучения в атмосфере с земной поверхности и с самолета. // В сб.: Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л.: Наука. 1987. С. 225–238.
7. Васильев О. Б., Гришечкин В. С., Кондратьев К. Я. Спектральные радиационные характеристики свободной атмосферы над акваторией Ладожского озера. Там же. С. 189–207.
8. Васильев О. Б., Гришечкин В. С., Кандаурова К. А. и др. Спектральные и интегральные потоки, альbedo, балансы и притоки лучистой энергии при разных высотах Солнца на разных уровнях в свободной атмосфере. Проблемы физики атмосферы. Сб. 17. Л.: Изд-во ЛГУ. 1986. С. 146–167.
9. Кондратьев К. Я., Бартенева О. Д., Васильев О. Б. и др. // Труды ГГО. 1976. Вып. 381. С. 67–130.
10. Гришечкин В. С., Васильев О. Б. Спектральный лучистый приток тепла в свободной атмосфере в районе г. Рустави. Проблемы физики атмосферы. Сб. 16. Л.: Изд-во ЛГУ. 1980. С. 28–42.
11. Берлянд М. Е., Кондратьев К. Я., Васильев О. Б. и др. Комплексное исследование особенностей метеорологического режима большого города на примере г. Запорожье (КЭНЭКС-72). Метеорология и гидрология. 1974. № 1. С. 14–23.
12. Биненко В. И., Васильев О. Б., Гришечкин В. С., Кондратьев К. Я. // Труды ГГО. 1977. Вып. 393. С. 4–6.

Ленинградский госуниверситет

Поступила в редакцию  
29 ноября 1988 г.

**O. B. Vasiljev. On the Absorptivity of Tropospheric Aerosols in the Short-Wavelength Range. Part I. «Clean» and Continental Air Masses.**

The inflows of radiant energy into the air masses of different types are determined in the paper based on the data of radiation fluxes spectral measurements made in the short wave region at different altitudes in the troposphere. Part I of the paper presents the results obtained for relatively clean air and for continental air masses (over deserts and industrial regions).