

УДК 629.195:551.521

ГЕОФИЗИКА

Член-корреспондент АН СССР К. Я. КОНДРАТЬЕВ, О. Б. ВАСИЛЬЕВ,
В. С. ГРИШЕЧКИН, М. А. ПРОКОФЬЕВ, Л. И. ЧАПУРСКИЙ

КОРОТКОВОЛНОВЫЙ СПЕКТРАЛЬНЫЙ ЛУЧИСТЫЙ ПРИТОК ТЕПЛА В АТМОСФЕРЕ

Возросший интерес к проблеме воздействия человека на климат ⁽¹⁾ вызывает усиленное внимание к исследованиям влияния аэрозоля на радиационный режим атмосферы, в особенности на лучистый приток тепла. В работе ⁽²⁾ изложены результаты предварительной обработки данных измерений спектральных лучистых притоков тепла в тропосфере по программе экспедиции «КЭНЕКС-70». При осуществлении полной обработки полученных данных результаты измерений при помощи спектрометра К-2 были дополнены результатами измерений при помощи спектрометра СПИ-2М и сопоставлены с данными одновременных актинометрических измерений и наземных исследований микрофизических параметров атмосферного аэрозоля.

На рис. 1а изображено спектральное распределение лучистого притока тепла b_λ в толще атмосферы 0,3—8,4 км в диапазоне длин волн от 0,4 до 2,4 м. Ввиду того, что спектральное разрешение спектрометров К-2 и СПИ-2М различно, масштаб по шкале длин волн на рис. 1а до и после 0,96 м выбран неодинаковым. Данные измерений, полученные при помощи СПИ-2М и относящиеся к длинам волн меньше 0,96 м, изображены кривой 2. Эта кривая, как правило, близка к сглаженной кривой, соответствующей данным измерений, полученным при помощи спектрометров К-2, за исключением области около 0,6 м. Вблизи этой длины у спектрометров К-2 находится район стыковки видимого и инфракрасного участков спектра. Поэтому точность измерений оказывается значительно ниже, чем для соседних участков спектра. Имеющееся здесь понижение величины спектрального притока тепла по данным для К-2 следует считать ненадежным. Более достоверным оказывается ход притока тепла, полученный при помощи СПИ-2М: наблюдаемое здесь небольшое повышение спектрального притока тепла может быть объяснено поглощением в полосе Шапюна озона.

На рис. 1б представлена спектральная кривая относительного лучистого притока тепла β_λ (в процентах). Ход этой кривой указывает на преобладающую роль молекулярного поглощения в относительном спектральном притоке лучистой энергии в тропосфере. Ход аэрозольного поглощения подобен спектральной изменчивости мнимой части комплексного показателя преломления лимонита-гематита. Осредненная спектральная изменчивость аэрозольного поглощения, определенного для спектральных интервалов вне полос молекулярного поглощения, может быть приближенно описана зависимостью $\sim \lambda^{-1}$, показанной на рис. 1б кривой 3 (в областях длин волн, где имеется молекулярное поглощение, выполнена интерполяция и экстраполяция, согласно зависимости $\sim \lambda^{-1}$).

Изображенная на рис. 1а кривая 3 получена путем умножения ординат сглаженной кривой относительного спектрального притока лучистой энергии (аппроксимированной зависимостью $\sim \lambda^{-1}$) на ординаты распределения энергии в спектре приходящей солнечной радиации, что позволяет получить спектральный ход абсолютного осредненного лучистого притока тепла в тропосфере. Площадь под этой кривой, равная $0,095 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1}$ (4,8% от солнечной постоянной), характеризует полное поглощение радиа-

ции аэрозолем в рассматриваемом интервале длин волн. Площадь между этой кривой и кривой наблюдаемого спектрального лучистого притока тепла, равная $0,075 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1}$ (3,8% от солнечной постоянной), определяет полное поглощение газовыми компонентами атмосферы. Таким образом, несмотря на то, что в относительном спектральном лучистом при-

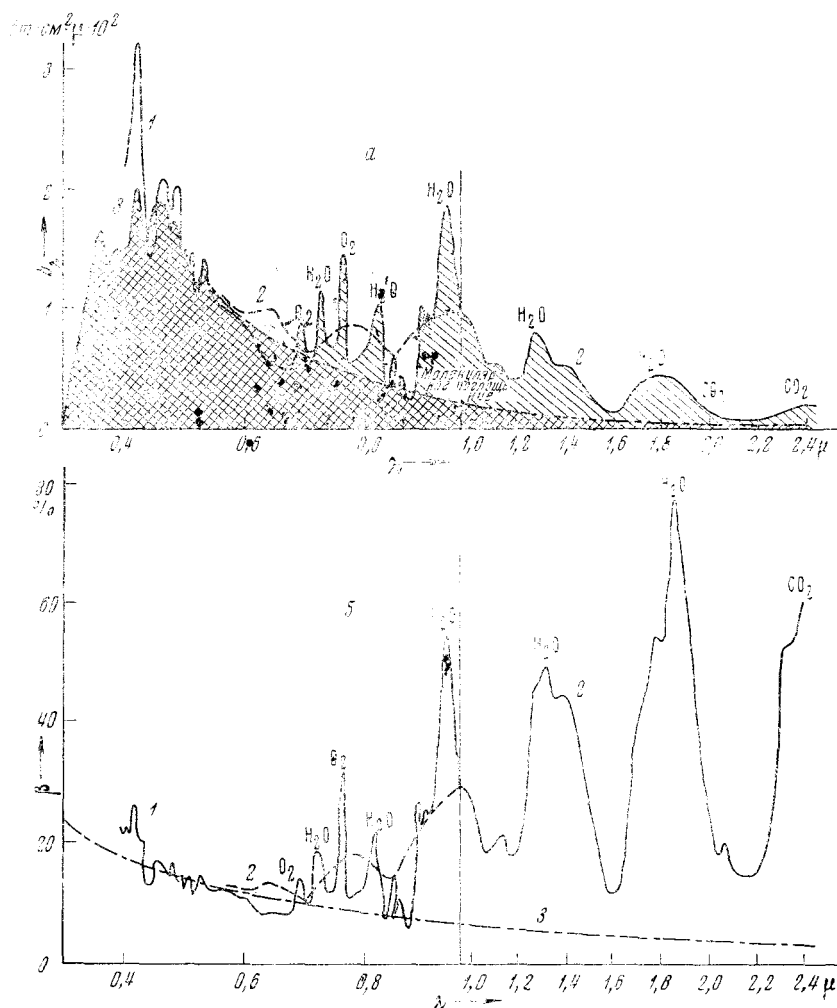


Рис. 1. Абсолютный (а) и относительный (б) коротковолновые спектральные притоки тепла в тропосфере: 1 — данные спектрометра К-2; 2 — данные спектрометра СПИ-2М; 3 — аппроксимация поглощения аэрозолем зависимость $\sim \lambda^{-1}$

токе тепла основная роль принадлежит молекулярному поглощению, распределению энергии в спектре источника энергии (Солнца) таково, что абсолютные притоки лучистой энергии за счет поглощения аэрозолем и газовыми компонентами атмосферы оказываются величинами одного порядка. Суммарное поглощение, рассчитанное по данным рис. 1а, равно $0,17 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1}$ (8,5% от солнечной постоянной) с ошибкой порядка $\pm 0,04 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1}$.

Для сравнения с результатами актинометрических измерений (0,3—3,0 μ) к этой величине должно быть прибавлено поглощение в интервале 2,4—3,0 μ . Оценка его дает величину порядка $0,02 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1}$. В таком случае, окончательно получаем: приток к слою 0,3—8,4 км по результатам актинометрических (интегральных) измерений равен 0,214

$0,020 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1}$; приток к слою 0,3—8,4 км по результатам спектральных измерений и оценки поглощения в интервале 2,4—3,0 μ равен $0,195 \pm \pm 0,040 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1}$.

Столь хорошее совпадение интегральных лучистых притоков тепла, полученных независимо, несомненно свидетельствует о достаточной надежности рассмотренных выше результатов спектральных измерений. Доказательством справедливости полученных результатов является также и то, что наблюдаемое поглощение аэрозолем может быть полностью объяснено на основе учета того количества аэрозольных частиц и их химического состава, которые наблюдались в день выполнения оптических измерений. Таким образом, полученные спектральные характеристики лучистого притока тепла в тропосфере полностью подтверждаются данными всех других измерений, имеющихся в нашем распоряжении.

Главный итог настоящей работы состоит в доказательстве того факта, что обнаруженное ранее «остаточное» поглощение (³⁻⁶) коротковолновой радиации является в действительности аэрозольным поглощением, обладающим значительной селективностью.

Рассмотренные выше данные измерений 25 X 1970 г. получены при сильной дымке в условиях пустыни, т. е. в известном смысле относятся к экстремальным условиям. Учитывая, однако, данные выполненных ранее самолетных и аэростатных актинометрических измерений, можно считать достаточно общим вывод о том, что величины лучистых притоков тепла, обусловленных поглощением радиации аэрозолем и газовыми компонентами, имеют, как правило, один порядок. Очевидно, что возможные их вариации и взаимные соотношения определяются, с одной стороны, изменчивостью концентрации и оптических характеристик аэрозоля в атмосфере, и, с другой, — колебаниями содержания водяного пара. Важной задачей дальнейших исследований является продолжение комплексных экспериментов с целью детального изучения влияния оптических свойств, концентрации и микроструктуры аэрозоля на перенос излучения в атмосфере и, в особенности, на лучистый приток тепла в разнообразных условиях реальной атмосферы.

Научно-исследовательский физический институт
Ленинградского государственного университета
им. А. А. Жданова

Поступило
10 XII 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Inadvertent Climate Modification. Report of the Study of Man's Impact on Climate (SMIC). The Massachusetts Institute of Technology, 1971. ² К. Я. Кондратьев, О. Б. Васильев, В. С. Гришечкин, ДАН, 198, № 5 (1971). ³ Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности, под ред. К. Я. Кондратьева, Л., 1969. ⁴ В. Г. Кастров. Измерение поглощения солнечной радиации в свободной атмосфере, Тр. Центр. аэрологической обсерватории, в. 8 (1952). ⁵ К. Я. Кондратьев, G. A. Nikolsky, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institute, Meddelanden, ser. B, № 28 (1968). ⁶ S. K. Cox, T. H. Vonder Haar et al, BOMEX Bull., № 10 (1971).