

Л. С. ИВЛЕВ

**ФОРМИРОВАНИЕ СПЕКТРА РАЗМЕРОВ АЭРОЗОЛЬНЫХ
ЧАСТИЦ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ**

(Представлено академиком Г. И. Марчуком 15 V 1972)

Экспериментально установлен факт увеличения оптической толщины приземного аэрозоля при увеличении относительной влажности, начиная с $20 \div 30\%$, и уменьшение ее в некоторых случаях при относительной влажности около 80% ; причем при малых величинах относительной влажности происходит преимущественное укрупнение мелкодисперсной фракции (^{1, 2}). Микрофизические измерения с помощью забора частиц на фильтр непосредственно в атмосфере этого результата обычно не дают (³). Отметим еще, что расчет весовой концентрации аэрозоля по формуле Юнге (⁴) для совпадения с прямыми измерениями весовой концентрации требует значительно больших значений сечения концентрации, чем получается при экспериментальных измерениях. Последний факт можно легко объяснить, если в приземном аэрозоле гигантских частиц больше, чем следует из формулы Юнге.

В определениях спектральной плотности распределения аэрозольных частиц по размерам для приземного слоя воздуха в различных зонах Советского Союза (леса — г. Томск, промышленный район — г. Ленинград, лесостепь — г. Рыльск, степь — Сев. Казахстан, пустыня Кара-Кумы, горы — озеро Иссык-Куль) и в различные сезоны за 1966—1971 гг. с помощью фильтров ФПП-15 — 1,7 обнаруживается увеличенное содержание гигантских частиц в пробах (табл. 1).

Таблица 1

Распределение $\Delta N(r)/N_{0,2}$ аэрозольных частиц по размерам в приземном слое

$$\text{атмосфера (нормировка)} \sum_{r=0,2\mu}^{r=2\mu} \frac{\Delta N(r)}{N_{0,2}} = 1, \quad h = 1 - 2 \text{ м}$$

$r_i \div r_k, \mu$	1	2	3	4	5	6
0,01—0,03	3,00	4,03	8,00	—	—	—
0,03—0,05	18,00	18,00	14,00	—	—	—
0,05—0,08	4,20	3,48	5,00	—	—	—
0,08—0,10	1,50	0,80	1,80	—	—	—
0,10—0,20	5,00	1,08	3,50	—	—	—
0,20—0,25	0,370	0,344	0,407	0,370	0,550	0,450
0,25—0,30	0,205	0,204	0,165	0,417	0,147	0,170
0,30—0,40	0,160	0,242	0,170	0,094	0,076	0,110
0,40—0,50	0,120	0,076	0,150	0,141	0,121	0,140
0,50—0,75	0,050	0,078	0,035	0,082	0,040	0,035
0,75—1,00	0,0220	0,0280	0,0210	0,0760	0,0150	0,0300
1,00—1,50	0,0260	0,0120	0,0150	0,0300	0,0150	0,0250
1,50—2,00	0,0320	0,0055	0,0300	0,0880	0,0180	0,0400
2,00—2,50	0,0054	0,0046	0,0025	0,0450	0,0150	0,0140
2,50—3,00	0,0018	0,0020	0,0040	0,1700	0,0060	0,0070
3,00—4,00	0,0030	0,0012	0,0048	0,0170	0,0060	0,0050

П р и м е ч а н и е. Условия наблюдений: 1 — Рыльск, лето 1967 г., 120 проб; 2 — Сев. Казахстан, лето 1968 г., 35 проб; 3 — Ленинградская обл., весна 1969—1970 гг., 17 проб; 4 — Репетек, осень 1971 г., 26 проб; 5 — Томск, осень 1970 г., 15 проб; 6 — Иссык-Куль, лето 1970 г., 20 проб.

Детальный анализ вариаций счетной концентрации и спектральной плотности распределения аэрозольных частиц по размерам показывает, что в течение дня происходит перестройка функции распределения частиц по

размерам, связанная с коагуляционным ростом частиц и уходом частиц в более высокие слои атмосферы⁽³⁾. Колоколообразная зависимость счетной концентрации аэрозоля от температуры окружающей среды в сроки, предшествующие измерениям концентрации (рис. 1), может быть объяснена конкуренцией процесса генерации частиц, увеличивающейся с ростом температуры, и процесса подъема частиц вверх конвективными потоками и развитой турбулентностью. Максимум содержания аэрозоля в приземном слое в вечерние часы связан с приходом частиц из верхних слоев, причем некоторые аэрозольные частицы, содержащие окислы железа, успевают опуститься только в предутренние часы.

В осенне-летний период 1970 г. на горизонтальной трассе вблизи г. Томска были проведены одновременно спектральные измерения прозрачности атмосферы и заборы аэрозольных проб на фильтры⁽³⁾. При сравнении коэффициентов аэрозольного ослабления радиации для широкой области спектра, полученных из оптических и микрофизических измерений, в большинстве случаев наблюдается хорошее совпадение для диапазона длин волн 2–5 μ , если показатель преломления вещества частиц принять равным 1,5. Это обстоятельство, а также соответствие относи-

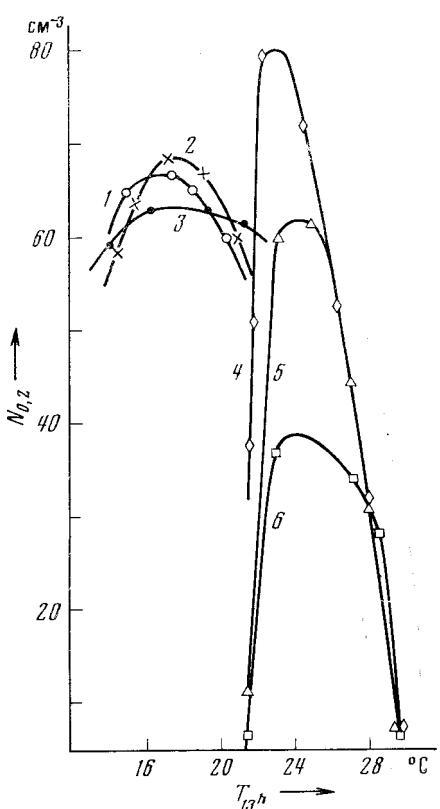


Рис. 1. Связь счетной концентрации больших аэрозольных частиц ($r \geq 0,2 \mu$) в послеполуденное время с температурой воздуха в 13^h. 1–3 – Сев. Казахстан, июль 1968 г.; 4–6 – г. Рыльск, август 1967 г. 1, 4 – 18^h, 2, 5 – 21^h, 3, 6 – 24^h

тельных максимумов около 9 и 11 μ и кальцита даже при высоких значениях относительной влажности (порядка 80–88 %) и независимость коэффициентов ослабления от влажности для $\lambda \geq 2\mu$ говорит в пользу существования фракции твердых аэрозольных частиц, не покрытых так называемой водной рубашкой.

Следует отметить хорошее постоянство спектрального хода разности между коэффициентами аэрозольного ослабления радиации по оптическим и микрофизическим измерениям для диапазона длин волн 0,5–2 μ при приблизительно одинаковых значениях относительной влажности. Соответствующие этой разности коэффициентов ослабления частицы должны иметь размеры радиуса меньше 0,30 μ и вряд ли меньше 0,15 μ , если предположить, что их показатель преломления $\bar{m} = 1,5$. Потеря этих частиц могла произойти при обработке пробы за счет их растворения в кислоле. В таком случае эти частицы, вероятно, имеют органическое происхождение.

Другое объяснение может заключаться в том, что большая доля частиц имеет показатель преломления вещества больше 1,5, например показатель преломления гематита. Тогда коэффициент аэрозольного ослабления в видимой области спектра резко возрастает за счет частиц с размерами радиуса от 0,03 до 0,2 μ , и, таким образом, основное расхождение между микрофизическими и оптическими данными получает простое объяснение.

Возрастание оптической толщи аэрозоля с увеличением влажности от 25 до 80% может быть частично объяснено тем, что не всегда можно отделить этот эффект от других, например, от эффекта генерации новых частиц или уноса частиц восходящими потоками. Трудно представить существование специфических атмосферных центров конденсации, обладающих столь уникальными свойствами, о которых говорится в работе ⁽²⁾; логичнее представить процесс изменения структуры аэрозоля с увеличением относительной влажности как конденсационно-коагуляционный.

Теория Фридлендера ⁽⁶⁾, которая хорошо объясняет образование спектра размеров частиц типа Юнге ⁽⁴⁾, описывает формирование спектра с помощью процессов коагуляции и седиментации и предполагает, что каждый акт встречи частиц приводит к взаимной коагуляции. Отметим, что это не всегда имеет место, так как площадь соприкосновения твердых частиц может быть очень мала. В то же время при таком соприкосновении образуются капилляры, радиус кривизны которых тем меньше, чем меньше размеры соприкасающихся частиц. Вследствие этого происходит конденсация водяного пара в капиллярах и при невысоких значениях относительной влажности. Частицы при этом становятся единым целым. Этот эффект может быть существенным для частиц с размерами порядка десятых и сотых долей микрона и плохо действует для более крупных частиц. Показатель преломления вещества в указанном случае будет ближе к показателю преломления сухого вещества, чем к показателю преломления воды.

Очевидно, что в случае покрытия таких частиц при более высокой относительной влажности водной оболочкой оптическая толща может уменьшиться и обнаружится «эффект просветления», характерный для местностей, где большая часть аэрозоля состоит из гигроскопических частиц (прибрежные районы).

Предложенная схема объясняет также получаемое рядом авторов хорошее совпадение экспериментальных данных по спектральной плотности распределения частиц по размерам с формулой Юнге в районах со сравнительно большой загрязненностью атмосферы и высокими значениями относительной влажности. В то же время для районов с очень чистым воздухом и низкими значениями относительной влажности часто характерны много-вершинные распределения частиц по размерам типа распределения Фенна ⁽⁷⁾. Последнее становится понятным, если учесть, что аэрозольные частицы дисперсионного происхождения от одного источника генерации должны иметь распределение по размерам типа нормально-логарифмического, а коагуляционный процесс, размазывающий максимумы, соответствующие различным источникам частиц, ослаблен. Совершенно необязательно, чтобы максимумы распределения частиц по размерам для частиц дисперсионного происхождения находились в субмикронной области размеров, так как эти максимумы и формы кривой спектральной плотности распределения определяются как материалом, из которого образуются частицы, так и механизмом их дробления.

Для частиц фотохимического и конденсационного происхождения с максимумом распределения в далекой субмикронной области ниспадающая часть кривой спектральной плотности распределения будет удовлетворительно описываться формулой Юнге. Соотношение между содержанием в приземном слое частиц конденсационного и дисперсионного происхождения и будет определять закономерности их поведения. Отметим, что наблюдавшийся Юнге факт отсутствия сульфата аммония в гигантских частицах ⁽⁴⁾ говорит о том, что фракции аэрозоля разного происхождения сравнительно слабо смешиваются друг с другом.

Из других процессов, управляющих формированием спектра размеров части аэрозоля в приземном слое, необходимо отметить вымывание частиц осадками, осаждение частиц на препятствиях и седиментацию, которая регулирует в основном только верхний предел размеров частиц в приземном слое ⁽⁴⁾.

Таким образом, создается достаточно непротиворечивая физическая картина образования аэрозоля в приземном слое и формирования его спектра.

Ленинградский государственный университет
им. А. А. Жданова

Поступило
14 II 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ Г. В. Розенберг, В. И. Татарский, В. И. Дианов-Клоков, Вестн. АН СССР, **2**, 21 (1970). ² Г. В. Розенберг, А. Б. Сандомирский, Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, **7**, 7, 737 (1971). ³ Л. С. Ивлев, В. И. Дмоховский, Сборн. Проблемы физики атмосферы, в. 8. Л., 1970, стр. 28. ⁴ Х. Юнгс, Химический состав и радиоактивность атмосферы, М., 1965. ⁵ С. Д. Апдреев, В. Е. Зусев и др., Всесоюзн. совещ. по распространению лазерного излучения в атмосфере, июнь, 1971. ⁶ S. K. Friedlander, J. Meteorol., **17**, 3, 479 (1960). ⁷ R. W. Fenn, Beitr. Phys. Atmosph., **36**, 28, 69 (1964).