

УДК 551.510.42

© 1990 г.

ПРОБЛЕМЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО АЭРОЗОЛЯ

Янike Р.

Ввиду малого времени пребывания аэрозоля в атмосфере знание его пространственного распределения необходимо для понимания ряда процессов, связанных с этим распределением, например, образования облаков и, следовательно, всего облачного покрова земного шара. В настоящем обзоре рассмотрены как распределение аэрозольных частиц по размерам (с точки зрения химических и физических характеристик), так и пространственное распределение аэрозолей в широком смысле этого слова.

Библиография — 55 ссылок.

ОГЛАВЛЕНИЕ

I. Введение	1654
II. Пространственное и временное распределение аэрозоля	1655
III. Распределение аэрозольных частиц по размерам	1657
IV. Зависимость свойств аэрозоля от размера частиц	1661
V. Горизонтальное или географическое распределение аэрозоля	1668
VI. Вертикальное распределение аэрозоля	1671
VII. Заключение	1674

I. ВВЕДЕНИЕ

Кроме основных газов (азот, кислород) в атмосфере содержатся незначительные примеси других веществ. Изучением этих примесей занимаются исследователи, работающие в следующих областях метеорологии и химии атмосферы: 1) физика и химия облаков (вода), 2) химия газовых примесей, 3) физика и химия аэрозолей.

По сравнению с массой основных газов, содержащихся в одном кубометре сухого воздуха, равной примерно 1300 г (эта величина зависит от температуры), суммарное содержание воды во всех трех агрегатных состояниях составляет менее 10 г, газовых примесей (исключая воду) — до 0,5 г, а аэрозольных частиц — до 50 мг. Таким образом, массовая концентрация аэрозоля не превышает таковую для малых газовых примесей. Поэтому многие ученые и, к сожалению, общественность недооценивают значение аэрозолей в связи с низким отношением массовой концентрации аэрозоля к массовой концентрации газовых примесей.

Тем не менее, аэрозоли играют ключевую роль в атмосфере. Так, например, некоторые аэрозольные частицы служат ядрами конденсации паров воды в облаках, в связи с чем круговорот воды в отсутствие этих частиц существенно изменился бы, а следовательно, изменился бы и климат Земли.

Примерно половина общего количества аэрозоля образуется в результате превращения газ — частица (включая как гомогенную, так и гетерогенную конденсацию), поэтому этот процесс является важным каналом вывода многих газовых примесей из атмосферы.

Аэрозольные частицы состоят из большого набора химических веществ (органических и неорганических), минералов, частиц биогенного происхождения. Влияние аэрозоля на человека и окружающую среду обусловлено присутствием этих соединений, имеющих иногда очень низкие концентрации (порядка нанограмма на кубический метр, как в случае некоторых специфических органических соединений или частиц растворительной пыльцы).

Почему же аэрозоли играют столь важную роль в атмосфере? Во-первых, они влияют на поле электромагнитной радиации Земли в целом, так как поглощают и рассеивают большую часть поступающей солнечной радиации; во-вторых, обеспечивают наличие непосредственно в газовой фазе развитой поверхности для протекания химических реакций различных газообразных веществ; в-третьих, влияют на круговорот атмосферной воды, так как служат ядрами конденсации в облаках, в-четвертых, служат поверхностью, на которую адсорбируются природные радиоактивные нуклиды; в-пятых, оказывают влияние на химические и радиационные (альбедо) свойства поверхности планеты из-за сухого и мокрого осаждения на эту поверхность; в-шестых, изменяют электрическое поле атмосферы, так как часто аэрозольные частицы бывают заряженными, и, наконец, способствуют распространению растений и болезней.

Оценить влияние аэрозоля на состояние атмосферы сложно, потому что в геохимическом смысле аэрозольные частицы имеют очень короткое время жизни. Кроме того имеются дополнительные метеорологические характеристики (горизонтальное, вертикальное и временное распределение аэрозоля), а также существует распределение частиц по размерам (причем счетная, поверхностная, массовая концентрации, химические свойства, показатель преломления различны для частиц разного размера), что, в свою очередь, затрудняет определение их влияния. Следует также отметить, что «среди всех компонентов атмосферы, взвешенные вещества уникальны по сложности своего химического состава» [1].

Для более удобного описания и исследования такой сложной системы и изучения ее влияния на окружающую среду, ученые ввели различные параметры, такие, как электропроводность воздуха, массовая концентрация аэрозоля, коэффициент экстинкции и др. В этой статье будет описано современное состояние знаний о всем многообразии параметров атмосферного аэрозоля.

II. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ И ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЯ

Термин «распределение» имеет много значений, даже если понимать его в достаточно узком смысле. В физике и химии аэрозолей этот термин чаще всего означает счетное или объемное распределение частиц по размерам; реже — пространственное или географическое распределение.

В дальнейшем мы обсудим тот факт, что аэрозольные частицы имеют полидисперсное распределение по размерам, связанное с различными механизмами их образования. После своего возникновения, аэрозольные частицы претерпевают изменение химического и дисперсного составов.

Метеорологические процессы перемешивают аэрозоль в вертикальном и горизонтальном направлениях. Этот процесс затрагивает все частицы, независимо от их размера и химического состава.

Другие процессы воздействуют только на определенные частицы, в зависимости от их размера и химических свойств. Гравитация влияет на наиболее крупные частицы, независимо от их состава, и заставляет их двигаться к поверхности земли. Броуновское движение обусловливает процесс, называемый «термической диффузией», который тоже не зависит от химической природы частиц. Из-за термической диффузии мелкие частицы, имеющие максимальную подвижность, сталкиваются с другими частицами и, таким образом, коагулируют. Облачные капли образуются на аэрозольных частицах определенного химического состава, коагулируют в более крупные капли и, в конечном счете, выпадают в виде дождя или снова испаряются [2].

Все эти процессы ограничивают время пребывания аэрозольных частиц в атмосфере, изменяя тем самым распределение частиц по размерам. Основным результатом воздействия этих процессов является удаление из атмосферы самых мелких и крупных частиц и, вследствие этого, превращение полидисперсного аэрозоля в монодисперсный. Этот процесс называется «старение». На рис. 1 приведена зависимость времени жизни аэрозольных частиц в атмосфере от их радиуса [3]. Мелкие и крупные

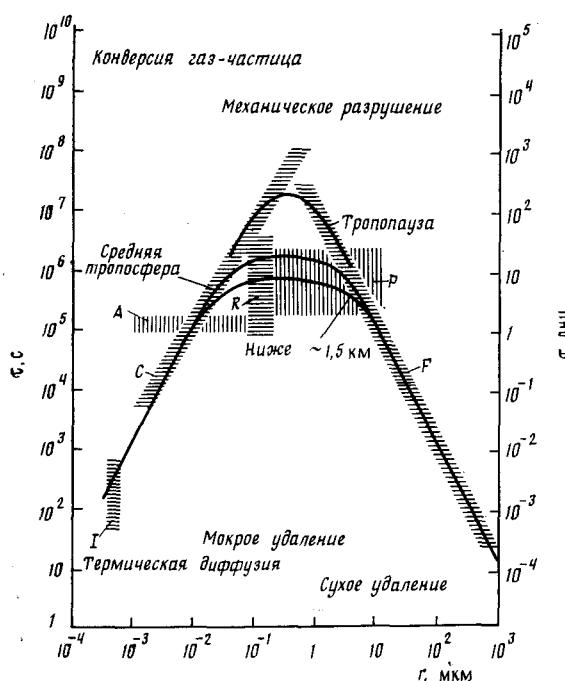


Рис. 1

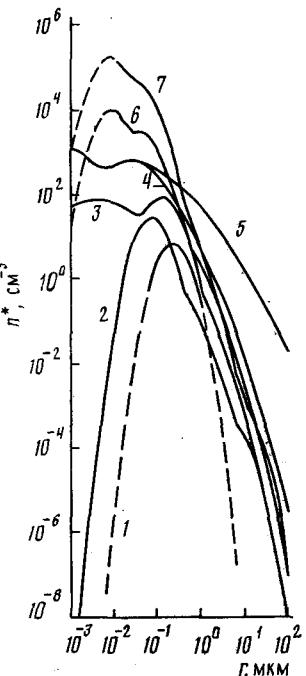


Рис. 2

Рис. 1. Зависимость времени жизни (τ) аэрозольных частиц от их радиуса [3]. Расчет производился с учетом различных независимых данных: A — пространственного распределения частиц Айткена, C — диффузии аэрозоля, находящегося в динамическом равновесии, R — данных по радиоактивности, P — результатов исследования атмосферного цикла воды, F — данных по седиментации [4].

Рис. 2. Распределение счетной концентрации различных типов аэрозоля в виде зависимости $dN/d\lg r$ от радиуса частиц. Тип аэрозоля: 1 — стратосферный, 2 — полярный, 3 — тропосферный фоновый, 4 — фоновый континентальный, 5 — пустынных песчаных бурь, 6 — сельских районов, 7 — промышленных районов

частицы имеют более короткие времена жизни, и только частицы радиусом $0,1-1$ мкм дольше существуют во взвешенном состоянии. Это время могло бы быть еще больше в отсутствие процессов взаимодействия аэрозоля с облаками, что имеет место в верхней тропосфере и стратосфере.

В этой связи следует подчеркнуть, что используемый в этой статье термин «время жизни» не совпадает с химическим или геохимическим понятием времени жизни химического соединения, так как содержащиеся в аэрозолях соединения могут по-прежнему присутствовать в атмосфере после коагуляции аэрозольных частиц. Возможно и другое: химические вещества могут перейти из одних частиц в другие, отличающиеся размером и ведущие себя совсем по-другому в атмосфере. И еще одно замечание — время жизни в таком реакторе как атмосфера означает, что за этот период времени концентрация соединения уменьшается в e раз. Из рис. 1 видно, что время жизни максимально для частиц радиусом $0,1-1$ мкм, и равно (для нижней тропосфере) примерно восьми дням.

В работе [5] было сделано предположение, что между временными, пространственными флуктуациями и временем жизни существует обратно пропорциональная зависимость. Вещества с большим временем жизни распределены очень равномерно. Хорошим примером может служить атмосферный кислород, для которого рекомендованы лишь редкие, эпизодические измерения концентрации [6]. Время жизни диоксида серы мало и, следовательно, SO_2 обладает ярко выраженными временными и пространственными флуктуациями. Позднее в работе [7] с использова-

нием простой модели было получено уравнение, описывающее эти флюктуации:

$$V^2 = \frac{1 - \exp(-2T_{\max}/T)}{2[1 - \exp(-T_{\max}/T)]^2} \frac{T_{\max}}{T} - 1,$$

где V — относительное стандартное отклонение (вариация), T — время жизни в произвольных единицах времени, T_{\max} — «максимальное» время (в произвольных единицах времени) существования примеси как индивидуального соединения (величина T_{\max} изменяется от 10 ч до 30 дней).

Следует подчеркнуть, что отношение к этому статистическому подходу носит противоречивый характер [8]. Тем не менее имеется качественное согласие в обратно пропорциональной зависимости времени жизни и флюктуации, а также в том, что вещества с временем жизни, равным восьми дням, должны иметь стандартное отклонение в пространственном и временном распределении, равное примерно 2, а для веществ с более коротким временем жизни такое отклонение должно быть гораздо больше.

Существование зависимости времени жизни аэрозольных частиц от их размера оказывает влияние на временное поведение аэрозоля и его пространственное распределение.

Оценивая приведенные в статье данные, следует учитывать возможные долговременные изменения характеристик аэрозоля под влиянием естественных и антропогенных факторов. В некоторой степени такие изменения суммированы в работе [3]. Таким образом, любые аэрозольные распределения могут отражать ситуацию только на то время, о котором сообщается.

III. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ

Из всех типов распределения атмосферного аэрозоля по размерам, наиболее важным является распределение счетной концентрации частиц по диаметру, поверхности, объему. Поэтому этот тип распределения мы будем выделять из распределений других параметров, обсуждаемых ниже.

Первое непрерывное распределение счетной концентрации по размерам было предложено Юнге [9] в 1952 г. в виде степенной функции. Позже эта функция была модернизирована [10] в следующем виде:

$$dN(r)/d\lg r = n^*(r_0)(r/r_0)^{-v^*},$$

где $dN(r)/d\lg r$ — плотность распределения счетной концентрации; $N(r)$ — счетная концентрация частиц радиусом больше r ; r — радиус частицы; r_0 — произвольно выбранный радиус; $n^*(r_0)$ — значение плотности распределения при $r=r_0$; v^* — показатель степени.

Такая запись уравнения имеет то преимущество, что в этом случае плотность распределения имеет размерность концентрации, даже несмотря на то, что это плотность концентрации. Форма распределения частиц с размером 0,1—10 мкм, согласно этому уравнению, представляет собой в двойных логарифмических координатах прямую линию.

Преимущество этого хорошо известного распределения Юнге заключается в его простоте — используются только три параметра: минимальный радиус доверительного восстановления функции (r_0), коэффициент ($n^*(r_0)$) перед выражением и показатель степени ($-v^*$). Это распределение хорошо описывает некоторые оптические характеристики атмосферы [11]. Тем не менее оно не описывает поведение частиц вне указанного диапазона размеров частиц.

Исследования, проведенные в течение последних двух десятилетий, принесли много новой информации о распределении атмосферного аэрозоля по размерам и это потребовало уточнения формулы, описывающей это распределение.

В начале 70-х годов [12] были предприняты попытки ввести для описания распределения по размерам гауссовскую функцию вероятности,

Таблица 1

Параметры счетного распределения аэрозоля и его интегральные характеристики для указанных диапазонов размеров и для всего аэрозоля в целом

Тип аэрозоля	Диапазоны размеров	Поддиапазон $10^{-7} < r < 10^{-6}$ см			Поддиапазон $10^{-6} < r < 10^{-4}$ мс			Поддиапазон $r > 10^{-4}$ см			Полный диапазон $r > 10^{-1}$ см		
	Тип частиц по Юнге	Айткена			Большие			Гигантские			Сумма		
	Фракции по Витби	Нуклеационная			Аккумуляционная			Грубодисперсная					
	Параметры аэрозоля i	n_i	R_i	$\lg\sigma_i$	n_i	R_i	$\lg\sigma_i$	n_i	R_i	$\lg\sigma_i$	N	S	V
	Сумма для поддиапазонов I'	N'	S'	V'	N'	S'	V'	N'	S'	V'			
Полярный	$i=1$ $i=2$ $i=3$ I'	$2,17 \cdot 10^1$ $6,89 \cdot 10^{-6}$	$0,245$		$1,86 \cdot 10^{-1}$ $3,75 \cdot 10^{-5}$	$0,300$		$3,04 \cdot 10^{-4}$ $4,29 \cdot 10^{-4}$	$0,291$	$2,17 \cdot 10^1$ $1,86 \cdot 10^{-1}$ $8,54 \cdot 10^{-9}$ $3,04 \cdot 10^{-4}$	$2,45 \cdot 10^{-8}$ $3,52 \cdot 10^{-13}$ $1,73 \cdot 10^{-9}$ $3,47 \cdot 10^{-8}$	$1,24 \cdot 10^{-13}$ $7,56 \cdot 10^{-13}$ $1,23 \cdot 10^{-12}$	
Тропосферный фоновый	$i=1$ $i=2$ $i=3$ I'	$1,29 \cdot 10^2$ $3,60 \cdot 10^{-7}$	$0,645$		$5,97 \cdot 10^1$ $6,35 \cdot 10^{-1}$	$1,27 \cdot 10^{-5}$ $2,59 \cdot 10^{-5}$	$0,253$ $0,425$	$7,71 \cdot 10^{-2}$ $3,20 \cdot 10^{-8}$	$3,71 \cdot 10^{-12}$	$1,04 \cdot 10^2$ $5,97 \cdot 10^1$ $2,39 \cdot 10^{-7}$ $6,35 \cdot 10^{-1}$	$1,73 \cdot 10^{-8}$ $3,63 \cdot 10^{-8}$ $2,36 \cdot 10^{-12}$ $3,44 \cdot 10^{-12}$	$5,12 \cdot 10^{-13}$ $3,44 \cdot 10^{-12}$ $6,31 \cdot 10^{-12}$	
Морской	$i=1$ $i=2$ $i=3$ I'	$1,33 \cdot 10^2$ $3,90 \cdot 10^{-7}$	$0,657$		$6,66 \cdot 10^1$ $3,06 \cdot 10^0$	$1,33 \cdot 10^{-5}$ $2,90 \cdot 10^{-5}$	$0,210$ $0,396$	$2,84 \cdot 10^{-1}$ $1,22 \cdot 10^{-7}$	$1,29 \cdot 10^{-11}$	$1,09 \cdot 10^2$ $6,66 \cdot 10^1$ $2,36 \cdot 10^{-7}$ $3,06 \cdot 10^2$	$2,47 \cdot 10^{-8}$ $2,36 \cdot 10^{-7}$ $1,71 \cdot 10^{-7}$ $4,32 \cdot 10^{-7}$	$9,66 \cdot 10^{-13}$ $1,88 \cdot 10^{-12}$ $1,32 \cdot 10^{-11}$ $1,60 \cdot 10^{-11}$	

Фоновый континентальный	$i=1$	$9,97 \cdot 10^2$	$1,00 \cdot 10^{-7}$	0,328								
	$i=2$	$8,42 \cdot 10^2$	$2,18 \cdot 10^{-6}$	0,505								
	$i=3$											
	I'	$1,26 \cdot 10^3$	$1,19 \cdot 10^{-7}$	$2,42 \cdot 10^{-13}$	$8,11 \cdot 10^1$	$5,13 \cdot 10^{-7}$	$6,59 \cdot 10^{-12}$	$7,10 \cdot 10^{-4}$	$6,24 \cdot 10^{-4}$	0,277	$5,05 \cdot 10^2$	$3,67 \cdot 10^{-10}$
Пустынных песчаных бурь	$i=1$	$7,26 \cdot 10^2$	$1,00 \cdot 10^{-7}$	0,247							$8,39 \cdot 10^2$	$5,37 \cdot 10^{-17}$
	$i=2$	$1,14 \cdot 10^3$	$1,88 \cdot 10^{-6}$	0,770							$7,51 \cdot 10^{-7}$	$1,60 \cdot 10^{-11}$
	$i=3$										$7,10 \cdot 10^{-4}$	$4,51 \cdot 10^{-12}$
	I'	$1,26 \cdot 10^3$	$1,28 \cdot 10^{-7}$	$2,74 \cdot 10^{-13}$	$1,85 \cdot 10^2$	$2,52 \cdot 10^{-6}$	$4,68 \cdot 10^{-11}$	$1,78 \cdot 10^{-1}$	$1,08 \cdot 10^{-3}$	0,438	$1,78 \cdot 10^{-1}$	$7,83 \cdot 10^{-9}$
Сельских районов	$i=1$	$6,65 \cdot 10^3$	$7,39 \cdot 10^{-7}$	0,225							$3,69 \cdot 10^2$	$1,53 \cdot 10^{-10}$
	$i=2$	$1,47 \cdot 10^2$	$2,69 \cdot 10^{-6}$	0,557							$1,08 \cdot 10^3$	$2,72 \cdot 10^{-5}$
	$i=3$	$1,99 \cdot 10^3$	$4,19 \cdot 10^{-6}$	0,266							$1,78 \cdot 10^{-1}$	$2,00 \cdot 10^{-5}$
	I'	$8,61 \cdot 10^3$	$6,44 \cdot 10^{-6}$	$1,23 \cdot 10^{-12}$	$1,71 \cdot 10^3$	$5,80 \cdot 10^{-7}$	$5,14 \cdot 10^{-12}$	$3,44 \cdot 10^{-1}$	$1,42 \cdot 10^{-7}$	$1,65 \cdot 10^{-11}$	$8,79 \cdot 10^3$	$4,72 \cdot 10^{-5}$
Промышленных районов	$i=1$	$9,93 \cdot 10^4$	$6,51 \cdot 10^{-7}$	0,245							$6,65 \cdot 10^3$	$7,81 \cdot 10^{-8}$
	$i=2$	$1,11 \cdot 10^3$	$7,14 \cdot 10^{-7}$	0,666							$1,46 \cdot 10^2$	$3,59 \cdot 10^{-7}$
	$i=3$	$3,64 \cdot 10^4$	$2,48 \cdot 10^{-6}$	0,337							$1,99 \cdot 10^3$	$9,30 \cdot 10^{-7}$
	I'	$1,35 \cdot 10^5$	$6,72 \cdot 10^{-6}$	$1,12 \cdot 10^{-11}$	$1,44 \cdot 10^3$	$4,20 \cdot 10^{-6}$	$3,00 \cdot 10^{-11}$	$7,61 \cdot 10^{-1}$	$3,53 \cdot 10^{-7}$	$5,81 \cdot 10^{-11}$	$1,37 \cdot 10^5$	$1,37 \cdot 10^{-6}$
Стратосферный (20 км)	$i=1$					$4,49 \cdot 10^0$	$2,17 \cdot 10^{-5}$	0,248			$9,93 \cdot 10^4$	$9,99 \cdot 10^{-7}$
	$i=2$										$1,00 \cdot 10^3$	$6,43 \cdot 10^{-11}$
	$i=3$										$3,64 \cdot 10^4$	$9,38 \cdot 10^{-6}$
	I'				$4,07 \cdot 10^{-1}$	$3,36 \cdot 10^{-10}$	$9,54 \cdot 10^{-16}$	$4,10 \cdot 10^0$	$4,76 \cdot 10^{-8}$	$6,97 \cdot 10^{-13}$	$1,78 \cdot 10^{-2}$	$3,32 \cdot 10^{-9}$
										$1,44 \cdot 10^{-13}$	$4,49 \cdot 10^0$	$5,10 \cdot 10^{-8}$
											$4,49 \cdot 10^0$	$8,34 \cdot 10^{-13}$

Примечание. n_i ($i=1, 2, 3$) — счетная концентрация (в см^{-3}) для логарифмически-нормального распределения частиц в различных диапазонах размеров. Величины, отмеченные штрихом, показывают аддитивный вклад различных мод в счетную (N' , см^{-3}) поверхностиную (S' ; см^{-2}) и объемную (V') концентрации частиц в каждом указанном диапазоне размеров.

связанную с процессами образования и трансформации аэрозоля. В результате такого подхода, некоторые диапазоны размеров частиц были выделены в «моды»: ядерную, аккумуляционную и грубодисперсную.

Хотя правомерность такого подхода все еще остается под вопросом, использование логарифмически-нормальных функций и их суперпозиций приводит к следующему виду уравнения для функции распределения:

$$\frac{dN}{d \lg r} = \sum_{i=1}^3 n_i \frac{1}{\lg \sigma_i \sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{[\lg(r/R_i)]^2}{2(\lg \sigma_i)^2} \right\},$$

где $\lg \sigma_i$ — степень полидисперсности каждого логарифмически-нормального распределения, R_i — средний радиус для каждой моды, n_i — весовой множитель для i -го распределения.

В этом уравнении имеются девять параметров, но оно может охватить весь диапазон размеров атмосферного аэрозоля — от 0,001 мкм до нескольких сотен микрон.

От счетного распределения можно легко перейти к распределению по поверхности или объему (массе) частиц, приняв во внимание, что

$$S = 4\pi r^2 \text{ и } V = \frac{4}{3}\pi r^3,$$

где S — поверхность сферы, V — объем сферы.

В табл. 1 приведены параметры для всех типов аэрозоля, которые, как считается, в настоящее время присутствуют в атмосфере. Приведенные данные относятся к среднему значению относительной влажности и силе ветра, равной 4 баллам по шкале Бофорта. На рис. 2 представлены соответствующие типы распределений. «Полярный» аэрозоль означает частицы приземного слоя в арктических и антарктических районах [13—15]. Под «фоновым тропосферным» аэрозолем подразумевается аэрозоль на высотах, выше 5 км над сушей и выше 3 км над поверхностью океанов. Этот аэрозоль довольно однороден, и он занимает примерно 70% объема тропосферы. Исследование «фонового тропосферного» аэрозоля проводилось на горных станциях в воздушных массах, которые спускались сверху вниз, и над поверхностью океанов так, чтобы исключить аэрозоль из морской соли [16—22]. Фоновый аэрозоль вместе с аэрозолем из морской соли составляют «морской» аэрозоль. Однако из-за приближенного характера процедуры усреднения, утверждение вида: «морской аэрозоль — фоновый аэрозоль = солевой аэрозоль» неверно [16, 23, 24]. Термин «фоновый континентальный» аэрозоль относится к аэрозолю районов, не подверженных антропогенному воздействию [10, 22, 25]. Однако сведения о таком аэрозоле минимальны. Аэрозоль «пылевых песчаных бурь» выделен в особый тип природного аэрозоля из-за огромной мощности источника этих частиц, их способности переноситься на большие расстояния и возможного влияния на климат [24, 26, 27]. В отдельные типы выделены «аэрозоль сельских районов» [10, 28—30] вблизи населенных пунктов сельского типа, а также «аэрозоль промышленных районов» [10, 29], формирующийся в результате антропогенного воздействия. «Стратосферный аэрозоль» отличается от всех указанных выше типов аэрозоля тем, что он описывается одномодовым логарифмически-нормальным распределением и является довольно монодисперсным [31]. Следует отметить, что после извержения вулканов концентрация частиц в слое стратосферного аэрозоля максимальна, но затем быстро уменьшается [32]. Приведенные данные по стратосферному аэрозолю относятся к высоте 7 км над тропопаузой и пробы взяты через год после извержения вулканов, в период с 1970 по 1981 гг. Такой тип распределения и следует ожидать, принимая во внимание эффект старения и длительное время пребывания частиц в стратосфере.

На рис. 2 показаны интересные особенности распределения частиц различных аэрозолей по размерам. Полярный и стратосферный аэрозоль имеют довольно узкие, монодисперсные распределения, типичные для «состарившихся» аэрозолей. Поэтому, в этом случае при переходе от счетного распределения к распределению по поверхности или по объему,

форма распределения не изменится, а средний радиус изменится незначительно. Аэрозоль пылевых бурь отличается от фонового континентального только большей концентрацией частиц, размер которых превышает 0,1 мкм, и такие частицы составляют основную массу аэрозоля. Хотя при пылевых бурях счетная концентрация частиц Айткена очень незначительно превосходит таковую для частиц фонового континентального аэрозоля [24], но их массовая концентрация — гораздо больше.

Большой интерес вызывает фоновый тропосферный аэрозоль. В работе [33] выдвинуто предположение о том, что этот аэрозоль представляет собой состарившийся континентальный фоновый аэрозоль со счетной концентрацией, равной примерно 300 частиц/см³. И действительно, счетная концентрация имеет величину такого порядка, но форма распределения фонового тропосферного аэрозоля указывает на то, что в этом случае имеет место непрерывный процесс трансформации газ — частица, так как велика доля мелких частиц. Маловероятно, что подобный аэрозоль является «состарившимся». Аналогичные процессы превращения газ — частица обнаружены для фонового континентального аэрозоля, а также для аэрозолей сельской местности и промышленных районов. Этого и следовало ожидать. Однако необходимо отметить, что распределение по размерам этих субмикронных частиц изучено еще не достаточно и требует дальнейших исследований. Концентрация аэрозоля с частицами крупнее 0,1 мкм уменьшается с увеличением радиуса частиц, как и предсказывается распределением Юнге. При переходе к распределению частиц по объемам, функция распределения принимает форму довольно ровного плато, и поэтому при определении массы аэрозоля, этот диапазон размеров наиболее важен, а частицы Айткена вносят незначительный вклад.

В заключение следует сделать еще одно важное замечание. Для всех типов аэрозолей наиболее существенные различия в форме распределения наблюдаются для самых мелких и самых крупных частиц. Для частиц промежуточного размера, подобные различия незначительны. Этот факт, как нам кажется, подтверждает высказанное ранее **предположение** о взаимосвязи времени жизни аэрозоля и флюктуации его параметров: максимальные вариации имеют частицы с минимальным временем жизни в атмосфере.

На рис. 2 не приведены доверительные интервалы для индивидуальных распределений, поэтому эти распределения ни в коей мере не являются результатом большого числа усреднений, а скорее это некоторые предположения и аппроксимации, сделанные на основе немногочисленных опубликованных данных. Основной причиной недостатка информации является огромная экспериментальная трудность измерения распределения частиц во всем диапазоне размеров. Много еще в этой области предстоит сделать в дальнейшем.

IV. ЗАВИСИМОСТЬ СВОЙСТВ АЭРОЗОЛЯ ОТ РАЗМЕРА ЧАСТИЦ

В этом разделе мы не будем обсуждать свойства аэрозоля, легко вычисляемые из функции распределения частиц по размерам, такие как скорость осаждения, подвижность и другие, а сконцентрируем внимание на измеряемых свойствах аэрозоля. Параметры, описывающие распределение этих свойств, важны для всех типов аэрозолей, а не только для атмосферного. Большинство этих параметров вычисляется в предположении о сферической форме аэрозольных частиц.

Для изучения распределения каких-либо свойств аэрозоля необходимо знать распределение частиц по размерам. В большинстве случаев для того, чтобы исследовать такие свойства аэрозоля, как элементный или ионный состав, необходимо накопить определенную массу вещества. Такое накопление обычно требует много времени (несколько дней или даже недель). За это время аэрозоль может измениться или загрязниться примесями от случайных локальных источников. Чтобы избежать этого и получить достоверные результаты, необходима большая осторож-

ность. Одним из способов избавиться от подобных помех является уменьшение времени отбора, хотя при этом иногда приходится жертвовать информацией о распределении частиц по размерам. Очень часто функции распределения не измеряются, а исследуются только суммарная счетная или массовая концентрация аэрозоля, суммарный химический состав аэрозоля или содержание только одного химического соединения. Иногда исследователи ограничиваются изучением только определенных частиц, например гигантских аэрозольных частиц. Очень часто в таких частицах бывает сосредоточена основная масса аэрозольного вещества.

Следует всегда помнить, особенно при изучении зависимости элементного или химического состава аэрозоля от размера частиц, что аэрозоль имеет смешанный состав [34]. Следует различать внешнее и внутреннее смешивание химического состава. Под внешним смешиванием подразумевается наличие множества частиц, имеющих различный химический состав, причем каждая частица состоит из одного чистого вещества или специфического набора соединений, определяемого источником этого аэрозоля, например, сульфата аммония или морской соли. Внутреннее смешивание описывает различные стадии исчезновения этой «чистоты», что приводит в конце концов к образованию смеси веществ в каждой частице. Очевидно, что первый тип частиц встречается только вблизи специфических источников аэрозоля, а второй — является результатом вторичной трансформации аэрозоля (старения). При описании химического состава смешанного аэрозоля авторы часто не указывают, каким образом обрабатывались сообщаемые результаты. Очевидно, что содержание какого-либо вещества в аэрозоле можно представить в виде зависимости от эффективного размера частицы, как бы состоящей из этого чистого вещества, или в виде зависимости от истинного размера частицы (содержащей и другие вещества), в состав которой входит данное соединение [35]. Чаще приводится концентрация ионов, а не химических соединений.

В 1953 г. для крупных и гигантских частиц аэрозоля были проведены первые исследования зависимости ионного состава от размера этих частиц [36]. На рис. 3 показана зависимость концентрации сульфат-ионов от размера аэрозольных частиц. Данные получены на станции, находящейся в сельской местности ФРГ. Эта зависимость имеет несколько максимумов в диапазоне размеров 0,1—10 мкм. Их положение совпадает с положением максимумов в распределении массовой концентрации ионов NH_4^+ , что подтверждает утверждение о том, что наиболее распространенным водорастворимым соединением в аэрозолях является сульфат аммония. Максимумы в распределении концентрации других исследованных ионов (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , NO_3^- , Cl^-) лежат в диапазоне размеров 1—10 мкм.

В Англии были проведены аналогичные измерения для морского аэрозоля и аэрозоля промышленных районов [38]. Если сравнить содержание катионов и анионов в аэрозольных частицах размером 0,1—1 мкм, то обнаружится дефицит катионов. Основным катионом, который, как нам кажется, не учитывался в этих исследованиях, являлся H^+ . Это предположение подтверждают также исследования других авторов [39]. Отсюда можно сделать вывод, что атмосферный аэрозоль должен обладать кислотными свойствами.

Наиболее распространенными ионами над поверхностью океанов являются натрий- и хлорид-ионы. Максимум их массового распределения лежит в диапазоне размеров аэрозоля 1—10 мкм. Вероятнее всего, это капельки воды, содержащие морскую соль. Казалось бы, такое же распределение должно наблюдаться и для ионов NH_4^+ и SO_4^{2-} , если бы происхождение сульфата аммония было аналогичным. Однако, в основном, поставщиком сульфат-ионов являются аэрозольные частицы размером 0,1—1 мкм, принесенные с континентов (так называемые «избыточные» сульфаты [40]). Только в одной статье [16] сообщается о распределении сульфата аммония во всем диапазоне размеров аэрозольных частиц. Счетное распределение концентрации $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ имеет ярко вы-

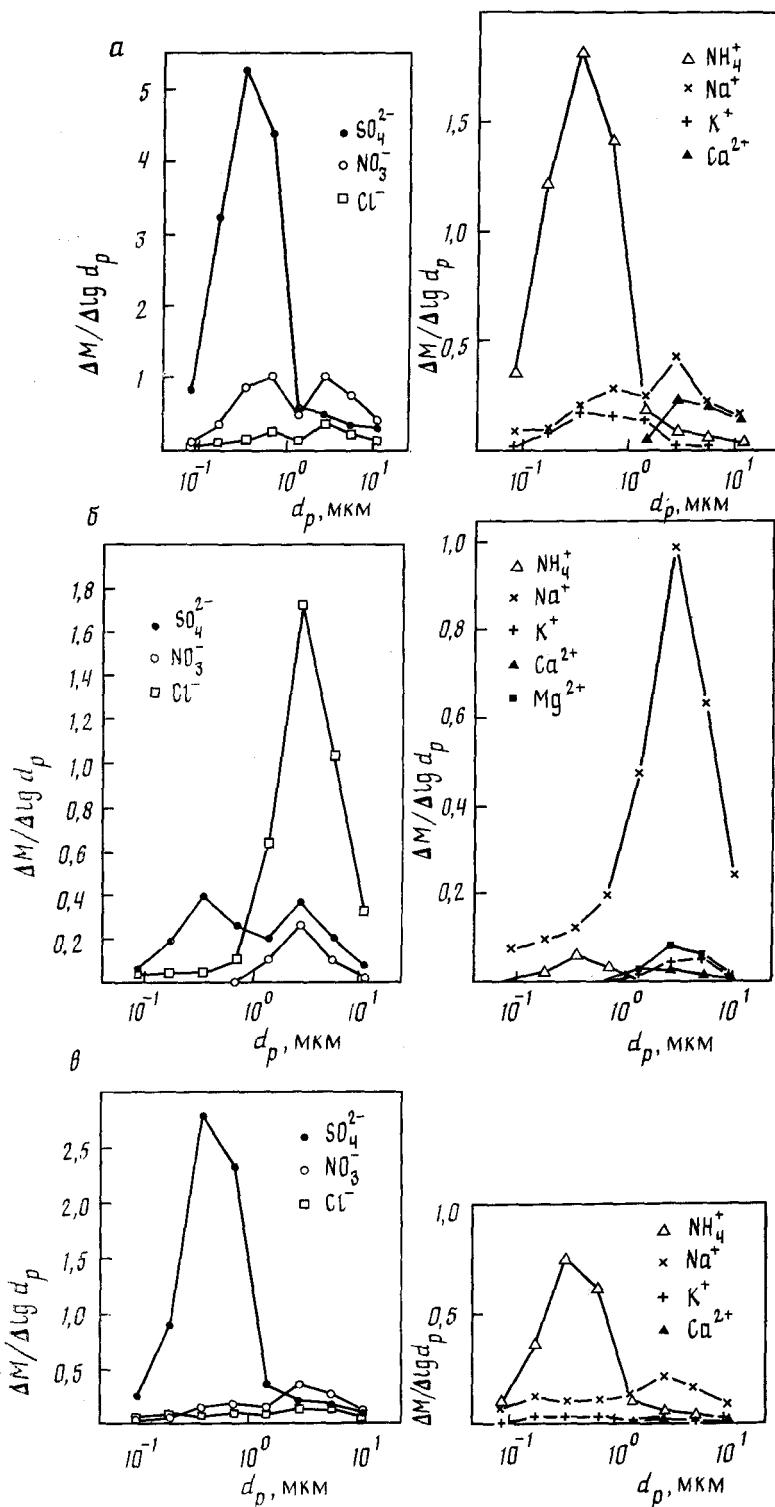


Рис. 3. Дифференциальное массовое распределение аэрозоля $\Delta M / \Delta \lg d_p$ ($\mu\text{г}/\text{м}^3$) по размерам (диаметр d_p , $\mu\text{м}$) наиболее распространенных ионов для промышленного (a), морского (b) и континентального фонового (c) типов аэрозоля [37]. Данные получены с помощью импакторов

раженный максимум в диапазоне размеров 0,01—0,1 мкм, после которого концентрация сульфата уменьшается при увеличении размера частиц. Если перейти к дифференциальному массовому распределению, то появляется второй максимум в диапазоне 0,1—1 мкм (результаты получены из электронно-микроскопического анализа морфологии частиц). Эти данные вызывают некоторое сомнение, поскольку частицы сульфата аммония могут испаряться в вакууме при подготовительных операциях.

Зависимость концентрации таких ионов, как Br^- , Mg^{2+} [39], а также веществ минерального происхождения (Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO) от размера частиц в литературе не приводится. Нет зависимости состава от размера и для органического аэрозоля.

В работе [27] сообщается о распределении по размерам нерастворимых в воде минералов. На рис. 4 показано счетное распределение континентального аэрозоля в сравнении с морским. Во всех случаях максимум в распределении наблюдается для частиц радиусом меньше 0,1 мкм. Уменьшение концентрации при увеличении радиуса частиц носит немонотонный характер. При переходе к массовому распределению, возникают максимумы в диапазоне размеров 1—10 мкм, 10—100 мкм и более.

Сообщается¹ о первых исследованиях распределения минералов по размерам частиц в континентальном аэрозоле. В табл. 2 приведены результаты анализа образцов, отобранных весной и летом. Как было установлено, минералы составляют примерно 50% массы аэрозоля. Эти соединения присутствуют во всем исследованном диапазоне размеров частиц.

Естественные радионуклиды, поступающие в атмосферу, быстро адсорбируются на аэрозольных частицах, и так как такая адсорбция обусловлена диффузией, то распределение радиоактивности аэрозоля зависит от его распределения по размерам и поверхности частиц. Хотя теоретические расчеты предсказывают, что максимальная радиоактивность должна наблюдаться для частиц размером около 0,1 мкм, последние результаты исследования распределения радиоактивности ^{214}Pb и ^{212}Pb в аэрозоле сельских и промышленных районов показывают [41], что максимальная радиоактивность наблюдается у частиц радиусом около 0,2 мкм, а для ^{7}Be и ^{210}Po — у частиц радиусом 0,4 мкм (рис. 5). Распределение по размерам изотопов, образующихся при испытании ядерного оружия, не проанализировано.

Биологические аэрозоли до сих пор редко выделялись в отдельный тип. Такие аэрозоли содержат не только пыльцу, споры, бактерии (живые организмы), но и измельченные кусочки растений и насекомых, в общем, разлагающийся органический материал. Очень часто пыльцу, споры, бактерии рассматривают отдельно от других типов аэрозоля. Эти частицы довольно монодисперсны. В работе [42] было исследовано распределение биологического аэрозоля по размерам для частиц радиусом, больше 2 мкм. Найдено, что в летний период счетная концентрация биогенного аэрозоля в сельской местности ФРГ составляет от 20 до 40% от общей счетной концентрации аэрозоля.

Аэрозольные частицы могут нести электрический заряд, образуя так называемые большие ионы. Представления об электрических свойствах и распределении больших ионов существенно не изменились по сравнению с 1930-ми годами. Однако именно изучение этих «ионных» спектров привело, в конечном счете, к концепции непрерывного распределения частиц по размерам [9].

Большое внимание исследователи уделяют микроэлементному составу атмосферного аэрозоля. По этому вопросу имеется много данных. В достаточно подробном обзоре [43] приведено 38 элементов, присутствующих в частицах аэрозоля диаметром от 0,05 до 40 мкм (рис. 6). Криевые распределения элементов по размерам частиц для аэрозолей, отобранных в разное время (на протяжении более 20 лет) и разными методами (каждый из которых имеет свои ограничения), довольно неплохо совпа-

¹ Sturges W. T., Harrison R. M. // Atmos. Environ. 1989. V. 23. P. 1083—1098.

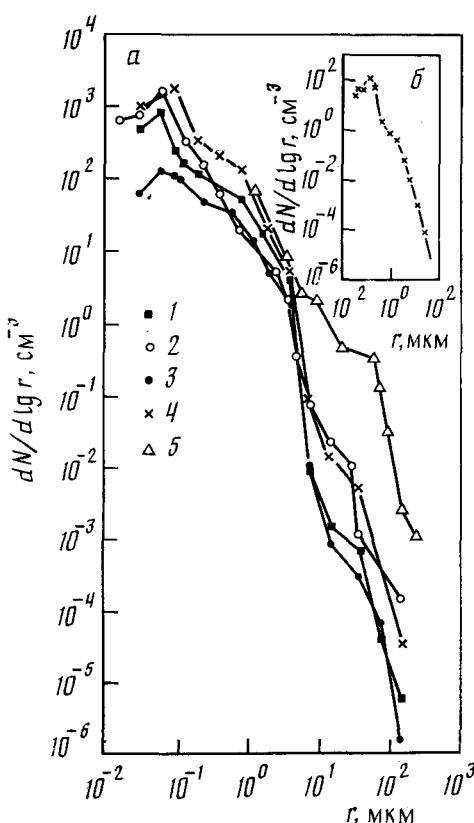


Рис. 4. Дифференциальная функция распределения счетной концентрации минерального аэрозоля пустыни Сахара по размерам (а). Данные получены при отборе проб на фильтры в Мали (1, 2), Сенегале (3, 4) и Ливии (5). На врезке (б) показано распределение для аэрозоля Атлантического океана [16]. 1, 3 — чистый воздух; 2, 4 — воздух с пылью; 5 — пылевая буря

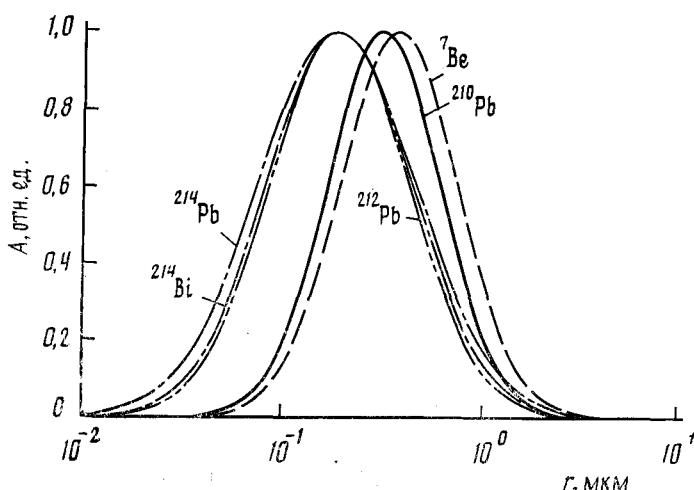


Рис. 5. Зависимость радиоактивности A (в произвольных единицах) от радиуса аэрозольных частиц (для естественных радионуклидов)

Массовая концентрация веществ в аэрозоле по данным рентгено-дифракционного анализа

Ступень (D_{50} , мкм)	QU	CA	DOL	GYP	FELD	NaCl	AmCl	AmS	AmS2N	AmS3N	CaAmS	PbAmS	LET	TSP	%XTAL
A (2)	0,87± 0,53 (6)	1,47± 0,89 (6)	0,98± 0,71 (6)	0,03± 0,07 (1)	0,86± 0,50 (6)	0	0	0	0	0	0	0	0	10,2± 5,8 (6)	43±8 (6)
B (0,65)	0,30± 0,18 (6)	0,48± 0,28 (6)	0,29± 0,16 (6)	0,09± 0,18 (2)	0,21± 0,23 (4)	0	0,01± 0,02 (1)	0,16± 0,25 (2)	0	0	0,48± 0,27 (3)	0	0,03± 0,07 (1)	3,9± 1,8 (6)	44±8 (6)
C (0,37)	0,04± 0,04 (4)	0,12± 0,18 (2)	0,03± 0,04 (2)	0,02± 0,04 (1)	0	0	0,96± 1,2 (6)	0,25± 0,22 (4)	0	0,08± 0,10 (3)	0,008± 0,20 (1)	0,14± 0,22 (2)	3,2± 2,3 (6)	57±14 (6)	
F (<0,37)	0,17± 0,11 (5)	0,36± 0,24 (5)	0,41± 0,12 (5)	0	0	0	2,22± 1,52 (6)	0	0	0,32± 0,49 (2)	0,14± 0,13 (4)	0,20± 0,33 (2)	8,8± 4,4 (6)	47±19 (6)	
Сумма образцов	1,37± 0,67 (6)	2,43± 1,42 (6)	1,41± 0,89 (6)	0,13± 0,21 (2)	1,07± 0,71 (6)	0	0,01± 0,02 (1)	3,36± 2,9 (6)	0,25± 0,22 (4)	0	0,58± 0,51 (5)	0,14± 0,13 (4)	0,38± 0,60 (2)	26,2± 14 (6)	46±10 (6)

Суммарное содержание ионов

 SO_4^{2-} : 3,3±1,9 (1,6—7,0) $n = 6$ (34 нг-экв·м $^{-3}$) NO_3^- : 0,21±0,29 (0—0,8) $n = 4$ (3 нг-экв·м $^{-3}$) NH_4^+ : 1,1±0,70 (0,5—2,5) $n = 6$ (61 нг-экв·м $^{-3}$) Cl^- : 0,004±0,01 (0—0,25) $n = 1$ (0,1 нг-экв·м $^{-3}$) CO_3^{2-} : 1,7±1,1 (0,7—4,2) $n = 6$ (28 нг-экв·м $^{-3}$)

Примечание. Аэрозоль отобран в апреле — июле 1986 г. на окраине Торонто¹ (Канада). Приведены среднеарифметические значения массовой концентрации и стандартное отклонение (в мкг/м 3). В скобках приведено число измерений, по которым проведено усреднение. Ступени импактора обозначены буквами A, B, C (F — выходной фильтр). Сокращения: QU — кварц, CA — кальцит, DOL — доломит, GYP — гипс, FELD — полевой шпат, NaCl — галит, AmCl — NH_4Cl , AmS — $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, AmS2N — $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{NH}_4\text{NO}_3$, AmS3N — $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{NH}_4\text{NO}_3$, CaAmS — коктант, PbAmS — $\text{PbSO}_4 \cdot (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, LET — летовицит, TSP — суммарное взвешенное вещество, % XTAL — процентная доля веществ, проанализированная методом рентгено-дифракционного анализа.

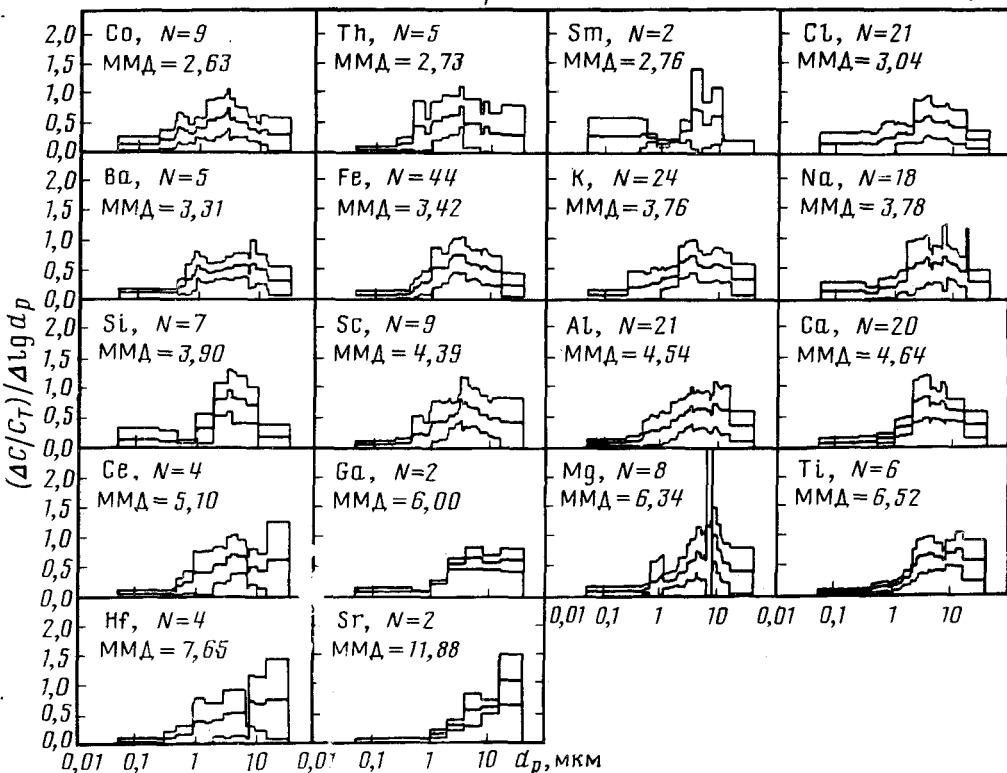
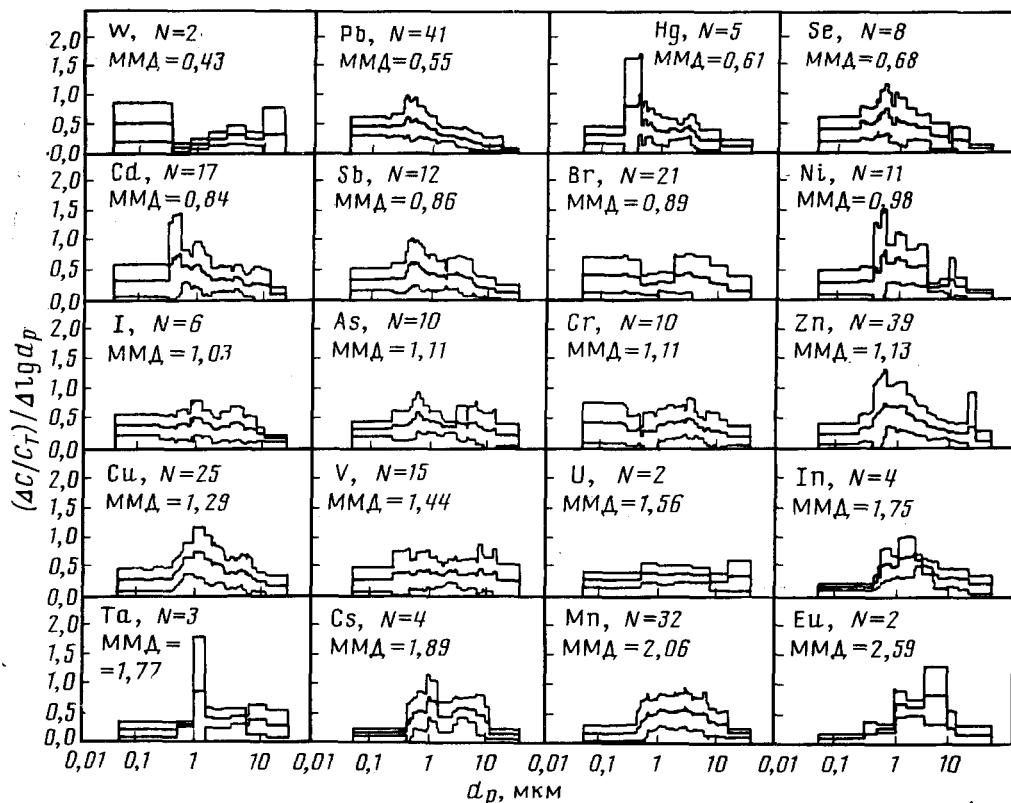


Рис. 6. Нормированные дифференциальные массовые распределения для 38 микроэлементов. Данные (центральная линия) приведены вместе со стандартными отклонениями (верхняя и нижняя линии). N — число усредненных распределений. ММД — медианный массовый диаметр d_p [43]. Распределения расставлены по мере увеличения ММД.

дают по форме. Незначительное число распределений имеет довольно монодисперсный характер (например, для Mg и Ta). (Понятно, что только в случае подобных распределений, такой параметр, как медианный массовый диаметр имеет физический смысл.) Большинство же распределений носит полидисперсный характер, без отчетливо выраженного среднего радиуса. Типичным примером этого является ванадий. Элементы, для которых из литературы известны менее двух распределений, не рассматриваются в этом перечне. Такие микроэлементы, как сера, тоже не попали в этот список, так как они не могли быть определены применявшимися методами (нейтронно-активационного анализа, рентгеновской флуоресценции, протонно-индированный рентгеновской эмиссии).

V. ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ИЛИ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЯ

Распределение глобального атмосферного аэрозоля подвержено значительным флуктуациям, ввиду его короткого времени жизни. Это особенно заметно, если рассматривать два полушария. Так, время обмена атмосферного аэрозоля между южным и северным полушариями составляет величину порядка двух лет. Это время обмена существенно больше времени жизни аэрозоля и, следовательно, маловероятно, чтобы какие-либо аэрозольные частицы из северного полушария могли попасть в южное. Для того, чтобы статистически надежно изучить ожидаемые флуктуации аэрозольных характеристик, необходимо огромное число измерений. Понятно, что такой большой объем информации может быть получен только для некоторых параметров аэрозоля, причем для большинства параметров данные о распределении частиц по размерам отсутствуют.

Примерное представление о пространственном распределении аэрозоля можно получить, рассмотрев данные табл. 1 и рис. 2, где приведены характеристики полярного, фонового континентального аэрозоля, аэрозоля пылевых песчаных бурь, а также аэрозолей сельских и промышленных районов. На рис. 7 приведены суммарные счетная, поверхностная и объемная концентрации частиц в порядке возрастания счетной концентрации. В большинстве случаев эти величины коррелируют между собой. Исключением является аэрозоль пылевых песчаных бурь. В то время как величины поверхности и объема этого аэрозоля

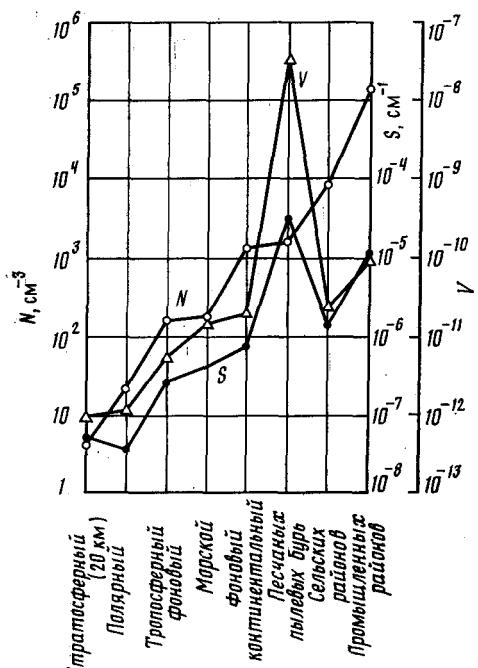


Рис. 7. Суммарные величины счетной (N), поверхностной (S) и объемной концентрации для типов аэрозоля, приведенных в табл. 1, (в порядке увеличения величины счетной концентрации частиц) [3]

очень сильно увеличиваются, значение счетной концентрации остается сравнимой со счетной концентрацией частиц фонового континентального аэрозоля. Суммарные поверхность и объем сельского и фонового континентального аэрозоля сравнимы между собой, но счетная концентрация частиц сельского аэрозоля существенно выше, что свидетельствует о большей интенсивности трансформации газ — частица.

При описании детального пространственного распределения в литературе ограничиваются рассмотрением однородных местностей. Видимо, авторы чувствуют себя увереннее, отбирая данные в предположении о наличии довольно однородного источника аэрозоля или достаточно однородного механизма вывода частиц из атмосферы.

На рис. 8 приведена карта распределения счетной концентрации ядер конденсации (частиц Айткена) над океаном. Видно, что в центральной части океана концентрация частиц Айткена уменьшается. Это не противоречит опубликованным в 1966 г. сезонным картам для частиц морской соли, крупнее 0,7 мкм [45]. Данные были рассчитаны на основании климатического атласа мира [46] с использованием соотношения между массовой концентрацией этих частиц, переносимых по воздуху, и процентной частотой повторяемости ветров определенной силы. Можно заключить, что карта отражает штормовую активность океанов. Карта может быть уточнена при использовании новых данных о связи массовой концентрации частиц морской соли и силы ветра [3]. Аналогичную карту можно построить, используя опубликованные в работе [3] соотношения между массовой концентрацией минеральной пыли и скоростью ветра в пустыне. Отметим, что массовая концентрация этой пыли примерно в 10 раз превышает массовую концентрацию океанского аэрозоля.

Минимальная концентрация аэрозоля (см. рис. 8) наблюдается в полярных районах. Этого и следовало ожидать, поскольку здесь отсутствуют основные аэрозольные источники. Концентрация частиц повышается при приближении к континентам, являющимся активными источниками аэрозоля. Для арктической части Европы опубликована более детальная карта [13], которая показывает, что средняя концентрация аэрозоля составляет величину ниже 300 частиц/см³. Вблизи населенных пунктов и территорий, подверженных антропогенному воздействию, концентрация аэрозоля выше.

В многих индустриальных странах на метеостанциях проводятся измерения параметров атмосферного загрязнения, в том числе некоторых характеристик атмосферного аэрозоля. Это делается в основном для того, чтобы избежать образования смога, кислотных дождей, гибели лесов. Так, с использованием сети метеорологических станций были вычислены коэффициенты экстинкции для приповерхностного воздуха в восточной части США². Уже с 1948 г. наблюдалось увеличение числа мест, где приповерхностный воздух имеет высокие значения коэффициента экстинкции. В период 1970—1974 гг. отмечено высокое значение этого коэффициента для районов вокруг Великих Озер и мегаполиса на Атлантическом побережье океана. При движении на запад величина коэффициента экстинкции уменьшается.

В недавней публикации [47] приведена карта распределения сульфатов в аэрозольной форме над некоторыми районами Европы. На рис. 9 показано, что концентрация сульфатов низка над морским побережьем Северной Европы и Средиземного моря и велика в восточной части континента.

Изучение органических соединений в аэрозоле чрезвычайно затруднено из-за большого многообразия этих веществ и их низкой концентрации. Только для 95 соединений из более чем 1000, содержащихся в морском и фоновом континентальном аэрозоле, имеются сведения об их концентрации [3]. В табл. 3 приведены концентрации различных клас-

² Husar R. B., Patterson D. E., Holloway J. M. //4th Sympos. on Atmospheric Turbulence Diffusion and Air Pollution. Reno, NV USA. 1979.

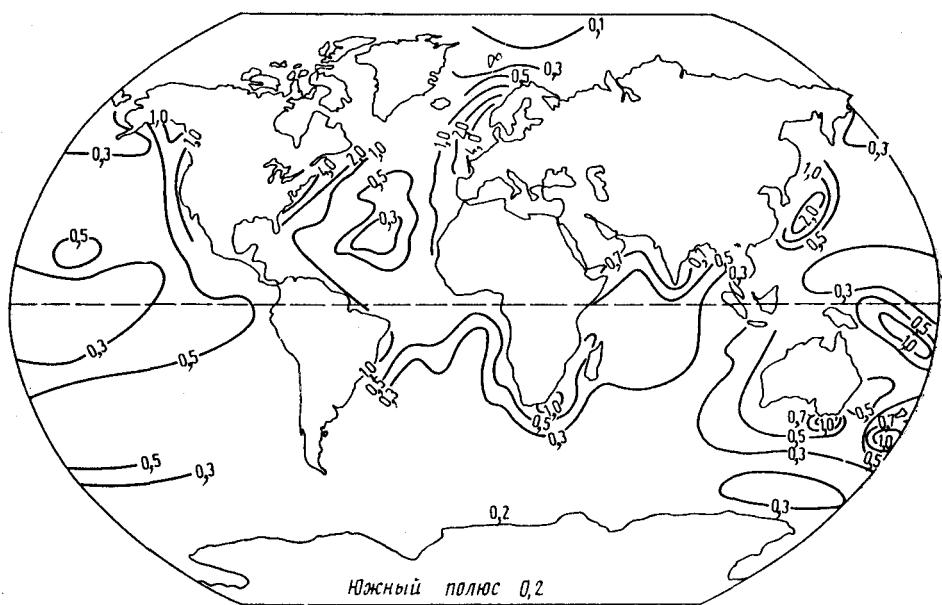


Рис. 8. Карта распределения средней концентрации ядер Айткена ($10^3/\text{см}^3$) над поверхностью океанов. Данные взяты из работ [3, 44]

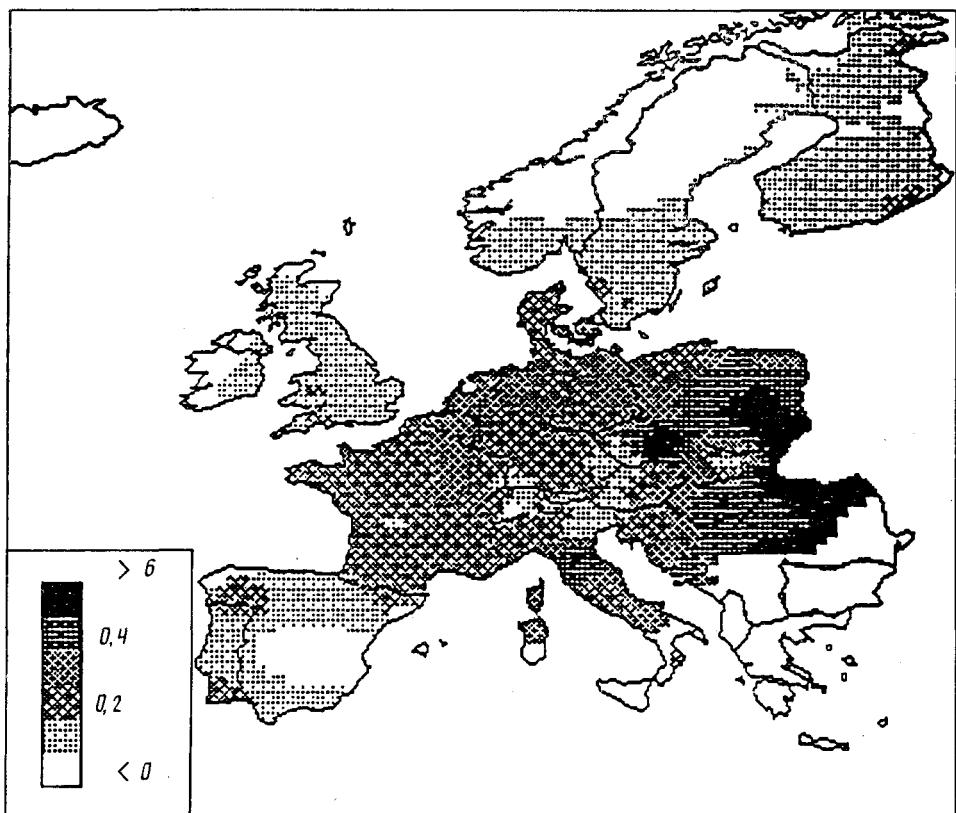


Рис. 9. Карта распределения SO_4^{2-} в аэрозолях (в $\mu\text{г S/m}^3$) по данным измерений в рамках объединенной программы по мониторингу и оценке крупномасштабного переноса примесей в атмосфере (EMEP) [47]

Таблица 3

Концентрация (мкг/м³) различных классов органических веществ в некоторых типах аэрозоля при стандартных давлениях и температуре [3]

Вещество	Морской аэрозоль		Фоновый континентальный	Аэрозоль сельских районов	Аэрозоль промышленных районов
	Северное полушарие	Южное полушарие			
Суммарный органический углерод	0,60	0,36	1,1	2,5	
Алифатические нейтральные вещества	0,29		0,26	0,53	6,8
Ароматические нейтральные вещества	0,25	0,25	0,12	0,26	3,1
Полярные нейтральные соединения	0,16		0,20	0,35	4,9
Кислоты	0,29	0,18	0,20	0,70	10
Основания	0,08	0,09	0,03	0,20	2,0
Суммарные углеводороды ($> C_{15}$)	0,014		0,14		0,27
α -Жирные кислоты и кетоны	0,09		0,27		0,27
α -Жирные спирты			0,83		
Формальдегид	0,0054			0,041	1,64

сов органических соединений в морском аэрозоле Южного и Северного полушарий, фоновом континентальном, аэрозоле сельского и промышленного районов. Содержание органических веществ в морском аэрозоле и аэрозоле промышленных районов различается примерно на 2 порядка.

VI. ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЯ

Приведенные выше типы распределений приближенно показывают на примере фонового тропосферного и стратосферного аэрозолей, как может изменяться с высотой распределение частиц по размерам.

Что касается распределения аэрозоля по размерам в зависимости от высоты над уровнем моря, то такие исследования только начинают проводиться. Измерения, выполненные над Тихим океаном в ходе эксперимента GAMETAG [48], вероятнее всего, содержат инструментальные погрешности. В континентальной части США в тропосферу на высоту до 9 км запускали импакторы для исследования распределения аэрозоля по размерам (в диапазоне радиуса частиц 0,2—3 мкм). На рис. 10 приведены данные по распределению частиц по размерам. На небольших высотах концентрация аэрозоля уменьшается с увеличением радиуса частиц. В свободной тропосфере это уменьшение концентрации промодулировано. Подобный факт указывает на изменение формы распределения аэрозоля по размерам от типичной для фонового континентального к характерной для фонового тропосферного аэрозоля.

Вертикальное распределение морского солевого аэрозоля изучено вплоть до высоты облачного слоя (~1000 м) [50]. Массовая концентрация соли уменьшается от 2 мг/м³ в слое, где присутствуют крупные брызги (высота 0,1 м), до 1 мкг/м³ на высоте 2000 м. Довольно распространенным явлением оказывается наличие некоего подобия инверсионного солевого слоя под слоем облаков. Выше слоя облаков концентрация морской соли настолько низка, что не поддается измерению.

Для тропосферного фонового аэрозоля было построено сечение пространственного распределения массовой концентрации на высоте 5,5 км в направлении от Южного полюса к Северному [3]. На этой высоте средняя концентрация аэрозоля в Южном полушарии составляет величину ниже 0,3 мкг/м³. Максимум массовой концентрации наблюдается между 40 и 50° с. ш. и составляет 2,2 мкг/м³. В арктических районах концентрация аэрозоля равна примерно 1 мкг/м³.

В 1972—1973 гг. было построено вертикальное сечение распределения счетной концентрации аэрозоля [51], которое показано на рис. 11. Можно

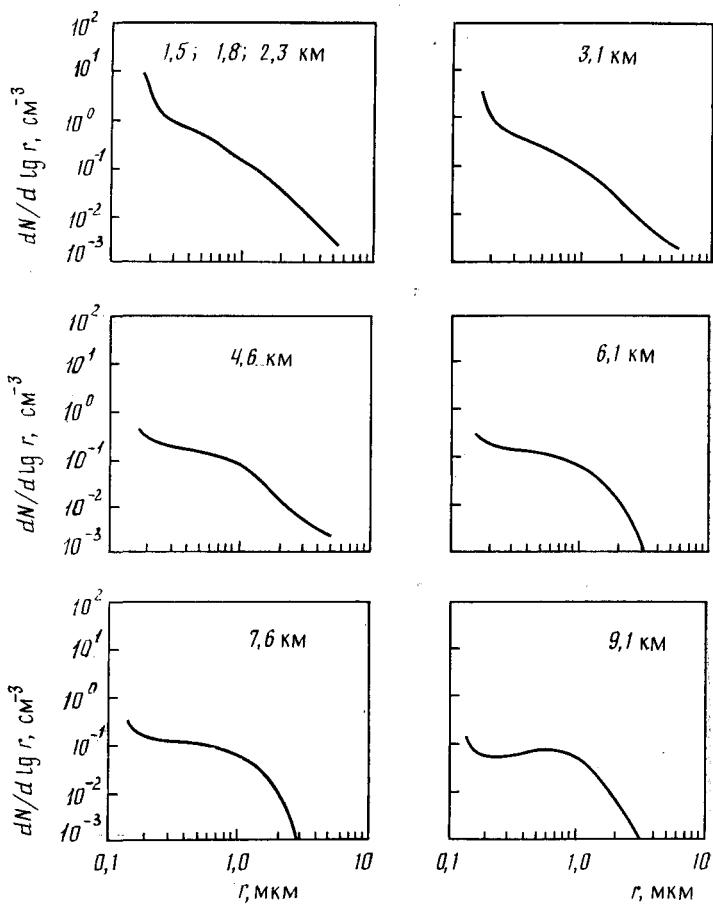


Рис. 10. Усредненные функции распределения счетной концентрации аэрозоля на различных высотах для континентальной части США [49]

легко заметить уменьшение концентрации частиц при движении от поверхности Земли к тропопаузе. В стратосфере имеется слой с ярко выраженной повышенной концентрацией частиц. Этот так называемый «слой Юнге» или «сульфатный слой» расположен примерно в 7 км над тропопаузой. Концентрация аэрозоля в этом слое максимальна над экватором. В периоды активной вулканической деятельности в слой Юнге поступают частицы непосредственно из вулканических выбросов, и тогда этот слой претерпевает сильные изменения. Особенно ярко эти изменения проявились при лидарном исследовании вертикального распределения коэффициента обратного рассеивания до и после извержения вулкана Эль-Чичоне (Мексика) в 1982 г. [52] (рис. [12]).

Слой Юнге продолжает существовать и в периоды слабой вулканической активности. В это время он состоит главным образом из частиц серной кислоты, которая образуется в основном в результате превращений газ — частица из диметилсульфида, являющегося газообразным тропосферным предшественником H_2SO_4 [53]. Этот слой тщательно изучают со спутников и наземными лидарами, поскольку он оказывает влияние на такой важный для климата Земли фактор, как прозрачность атмосферы. Полярные стратосферные облака являются частью этого слоя, они влияют на геохимический цикл озона и обуславливают динамику развития антарктической озонной дыры.

Вертикальное распределение массовой концентрации аэрозоля над пустынями, естественно, иное. Как сообщалось, минеральные частицы равномерно распределены до высоты примерно 6 км, и это, вероятно, характерно для всех пустынь.

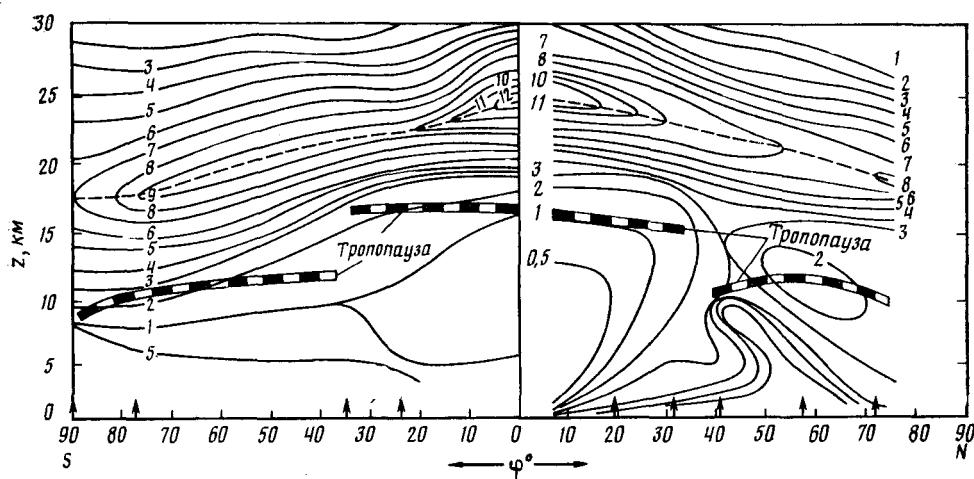


Рис. 11. Изолинии счетной концентрации аэрозольных частиц, крупнее 0,15 мкм по радиусу, в зависимости от географической широты и высоты над уровнем моря. Данные относятся к периоду 1972—1973 гг. [51]

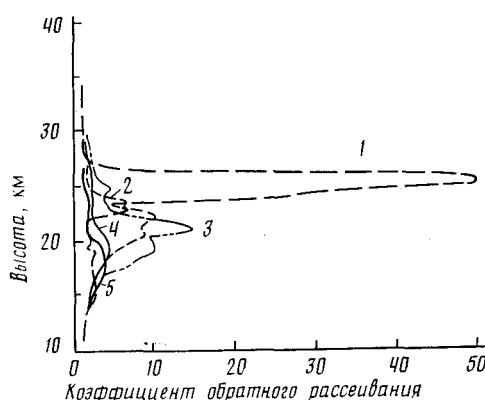


Рис. 12. Вертикальное распределение коэффициента обратного рассеивания для наземных лазерных исследований района 37° с. ш., 76° з. д. Длина волн зондирующего лазера — 0,6943 мкм [52].
Данные 1 — на 1 июля 1982 г.; 2 — 27 октября 1982 г.; 3 — 3 января 1983 г.; 4 — 30 июня 1983 г.; 5 — 8 ноября 1983 г.

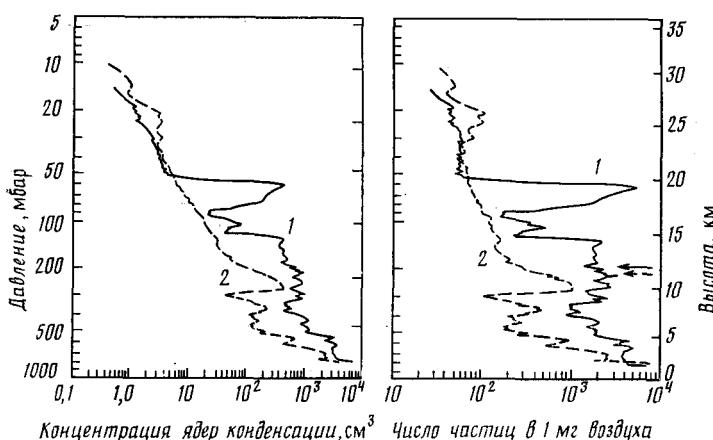


Рис. 13. Вертикальное распределение концентрации ядер конденсации до и после извержения вулкана на о. Святой Елены [55]. Стрелками показано положение тропопаузы.
Данные 1 — на 20 июня 1980 г.; 2 — 12 ноября 1979 г.

Вертикальное распределение счетной концентрации частиц Айткена существенно отличается от такового для большинства других частиц. В нем нет никакого выраженного слоя в стратосфере. Концентрация этих частиц уменьшается при увеличении высоты и принимает значение, равное 1—10 частиц/см³, в средней стратосфере [54]. Только на незначительное время после извержений вулканов счетная концентрация ядер конденсации увеличивается [55]. На рис. 13 показаны типичные примеры распределения этих частиц.

VII. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За последние десятилетия наше знание о глобальном распределении атмосферного аэрозоля неизмеримо возросло. Тем не менее, из данного обзора видно, что мы знаем о нем еще слишком мало. Для какого-нибудь отдельного параметра аэрозоля невозможно представить полную глобальную карту, поэтому мы вынуждены обходиться неполными знаниями. Такое положение представляется неудовлетворительным в то время, когда жизненно важные для человечества вопросы, такие как изменение климата и воздушной среды, требуют детального понимания состояния атмосферы, в том числе и аэрозоля. Особенно страдают от недостатка информации о распределении аэрозоля глобальные компьютерные метеорологические и климатические модели. До сих пор вопрос о влиянии аэрозоля на климат вызывает противоречивые дискуссии. Тем не менее, возможно, что представленные в этой работе факты, вдохновят исследователей на то, чтобы заполнить существующие пробелы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Seinfeld J. H.* Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution. N. Y.: Wiley and Sons, 1986.
2. *Pruppacher H. R., Klett J. D.* Microphysics of Clouds and Precipitation. Boston etc.: Reidel Publ., 1978.
3. *Jaenicke R.* Aerosol Physics and Chemistry//Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. New Series Group V: Geophysics and Space Research. Meteorology/Ed. G. Fischer. B. etc.: Springer-Verl., 1988. V. 4b. P. 391—457.
4. *Jaenicke R.*//Ber. Bunseng. Phys. Chem. 1978. V. 82. P. 1198—1202.
5. *Junge C. E.*//Tellus. 1974. V. 26. P. 477—488.
6. Inadvertent climate modification: report of the study of man's impact on climate (SMIC). S. L: MIT Press, 1971.
7. *Jaenicke R.*//Chemistry of the Unpolluted and Polluted Troposphere./Eds H. W. Georgii, W. Jaschke. Dordrecht: Reidel Publ., 1982. P. 341—373.
8. *Jaenicke R.*//Tellus. In press.
9. *Junge C. E.*//Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone. 1952. B. 35. S. 261—277.
10. *Jaenicke R., Junge C. E.*//Beiträge Phys. Atmosphäre. 1967. B. 40. S. 129—142.
11. *Junge C. E.* Air Chemistry and Radioactivity. N. Y.: Acad. Press, 1963.
12. *Whitby K. T.*//VIII Intern. Conf. on Nucleation. Leningrad, 1973. P. 359.
13. *Jaenicke R., Schütz L.*//Hung. Meteorol. Service. 1982. V. 86. P. 235—241.
14. *Shaw G. E.*//J. Aerosol Sci. 1986. V. 17. P. 937—945.
15. *Ito T.*//Antarctic Record. 1982. V. 76. P. 1—19; *Shaw G. E.*//J. Recherche Atmosphérique. 1985. V. 19. P. 235—242.
16. *Meszaros A., Vissky K.*//J. Aerosol Sci. 1974. V. 5. P. 101—109.
17. *Tymen G., Butor J. F., Renoux A., Madelaine G.*//Chemosphere. 1975. V. 4. P. 357—360.
18. *Prahm L. R., Torp U., Stern R. M.*//Tellus. 1976. V. 28. P. 355—372.
19. *Jaenicke R.*//«Meteor»—Forschungs—Ergebnisse. 1978. B. 13B. S. 1—9.
20. *Schultz A., Fritz G., Schumann G.*//Ibid. 1978. B. 13B. S. 10—13.
21. *Jaenicke R.*//J. Aerosol. Sci. 1979. V. 10. P. 205—207.
22. *Reiter R., Sladkovic R., Carnuth W.*//Report AFOSR-77-3228. 1981.
23. *Chaen M.*//цит. по *Blachard D. C., Woodcock A. H.*//Ann. N. Y. Acad. Sci. 1980. V. 338. P. 330—347.
24. *Jaenicke R., Schütz L.*//J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 3585—3599.
25. *Jaenicke R.*//Atmos. Environ. 1978. V. 12. P. 161—169.
26. *Schütz L., Jaenicke R.*//J. Appl. Meteorology. 1974. V. 13. P. 863—870.
27. *d'Almeida G. A., Schütz L.*//J. Climate Appl. Meteorol. 1983. V. 22. P. 233—243.
28. *Sverdrup G. M.* Progress Report EPA Research Grant R 803851—02/Particle Technology Laboratory Publication. N 320.

29. *Whitby K. T.* The Physical Characteristics of Sulfur Aerosols//Particle Technology Laboratory Publication, N 335. P. 1—51.
30. *Tanner R. L., Marlow W. H.*//*Atmos. Environ.* 1977. V. 11. P. 1143—1150.
31. *Hoffman D. J., Rosen J. M.*//*Science*. 1980. V. 208. P. 1368—1370.
32. *Inn E. C. Y., Farlow H. N., Russell P. B. et al.* The Stratospheric Aerosol Layer./Ed. R. C. Whitten, N. Y., Berlin: Springer-Verlag, 1982.
33. *Junge C.*//*J. Recherches Atmosphériques*. 1963. V. 1. P. 185—188.
34. *Junge C.*//*Ann. Meteorol.* 1952. S. 1—55.
35. *Jaenicke R.*//*Atmos. Environ.* 1978. V. 12. P. 161—169.
36. *Junge C. E.*//*J. Meteorology*. 1954. V. 11. P. 323—333.
37. *Mehlmann A.*//ThD-Thesis University of Mainz. 1986.
38. *Harrison R. M., Pio C. A.*//*Atmos. Environ.* 1983. V. 17. P. 1733—1738.
39. *Warneck P.* Chemistry of the Natural Atmosphere. N. Y.: Acad. Press, 1988.
40. *Gravenhorst G.*//«*Meteor*» — *Forschungs — Ergebnisse*. 1975. 10B. S. 22—31.
41. *Becker K. H., Reineking A., Scheibel H. G., Porstendorfer J.*//Intern. Seminar Indoor Exposure to Natural Radiation and Related Risk Assessment. Anacapri, Italy. 1983.
42. *Matthias S.* Master Thesis University Mainz. 1986.
43. *Milford J. B., Davidson C. I.*//J. Air Pollution Control Association. 1985. V. 35. P. 1249—1260.
44. *Podzimek J.*//*J. Recherche Atmospheric*. 1980. V. 14. P. 35—61.
45. *Toba Y.*//*Tellus*. 1966. V. 18. P. 132—145.
46. U. S. Navy: Marine Climatic Atlas of the World. Washington: Government Printing Office, 1955—1959. V. I—V.
47. *Husar R. B., Husar J. D.*//5th Sci. Assembly of IAMAP. Symposium «The Effects of Aerosol and Clouds on Climate». Reading, England, 9—11 August, 1989.
48. *Patterson E. M.*//Atmospheric Aerosol: Their Formation, Optical Properties and Effects/Ed. A. Deepak. S. L.: Spectrum Press, 1986.
49. *Blifford I. H., Ringer L. D.*//*J. Atmos. Sci.* 1969. V. 26. P. 716—726.
50. *Blanchard D. C., Woodcock A. H.*//*Ann. N. Y. Acad. Sci.* 1980. V. 338. P. 330—347.
51. *Rosen J. M., Hofmann D. J., Laby J.*//*J. Atmos. Sci.* 1975. V. 32. P. 1475—1462.
52. *McCormick M. P., Swissler T. J., Fuller W. H. et al.*//*Geofis Intern.* 1984. V. 23. P. 187—221.
53. *Charlson R. J., Lovelock J. E., Andreae M. O., Warren S. G.*//*Nature*. 1987. V. 326. P. 655—661.
54. *Rosen J. M., Hofmann D. J., Kaselau K. H.*//*J. Appl. Meteorology*. 1978. V. 17. P. 1737—1740.
55. *Hofmann D. J., Rosen J. M.*//*J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. P. 11039—11061.

Институт метеорологии. Майнцский университет, ФРГ