

относительной влажности, зависящей от природы ядра. В случае хлористого натрия это значение составляет 78 %.

Согласно приведенным данным, критические пересыщения не превышают 0,4—0,5 %. До критической точки (точка K на рис. 13.2) разность между фактическим давлением водяного пара e в воздухе и давлением насыщения $E_{r,m}$ на поверхности капли по мере увеличения размеров капли уменьшается. Вследствие этого процесс конденсации водяного пара и рост капли со временем замедляются. В целом рост капли на этой (предоблачной) стадии протекает медленно. Но как только критическая точка пройдена, условия роста капли изменяются: при увеличении радиуса разность $e - E_{r,m}$, а вместе с этим и скорость конденсации со временем возрастают (при том, конечно, условии, что давление водяного пара в воздухе остается постоянным, несколько превышающим критическое давление). Это приводит к быстрому укрупнению капель и образованию облака. Однако надо иметь в виду, что такие простые закономерности роста капли, которые следуют из анализа формулы (3.5), справедливы лишь в отношении одной изолированной капли. В реальных условиях (в облаках) происходит рост огромной совокупности капель. Закономерности их роста, совершенно естественно, более сложны, чем закономерности, установленные для одной капли.

Электрические заряды. Наличие на капле электрического заряда того или другого знака приводит, как показывает теория, к уменьшению равновесного давления водяного пара. Если капля радиусом r несет на себе заряд Q , то равновесное давление $E_{r,q}$ для такой капли рассчитывается по соотношению

$$\ln \frac{E_{r,q}}{E} = \frac{2\sigma}{R_{п\text{р}k} T r} - \frac{Q^2}{8\pi\epsilon_0\epsilon_r r^4} \frac{1}{R_{п\text{р}k} T}, \quad (3.8)$$

где ϵ — диэлектрическая проницаемость воздуха, ϵ_0 — электрическая постоянная.

Оценка $E_{r,q}/E$ по формуле (3.8) показывает, что с влиянием электрических зарядов необходимо считаться лишь в случаях очень мелких капель (радиусом порядка 10^{-6} — 10^{-7} см).

4 Ядра конденсации

Наблюдения в камере Вильсона показывают, что конденсация водяного пара в абсолютно чистом воздухе может происходить лишь при очень больших пересыщениях (от четырех- до восьми-кратных). Причиной образования зародышевых капель в отсутствии каких-либо примесей являются колебания (флуктуации) плотности водяного пара: при этих колебаниях образуются комплексы молекул, которые в определенных условиях могут приобрести устойчивость и стать зародышами капель воды.

В результате расчета получены следующие значения радиуса r и числа устойчивых молекулярных комплексов N водяного пара и необходимого для их образования пересыщения E_r/E :

$r \cdot 10^8 \text{ см}$	3,39	3,65	3,85	4,07	4,24	4,41	4,56	4,70	4,85
E_r/E	80	25	17	15,4	13,2	12,0	10,9	10,0	9,3
$N \text{ см}^{-3}$	10^{12}	10^{10}	10^7	10^5	10^3	10^1	10^{-2}	10^{-5}	10^{-8}

Из приведенных данных следует, что для появления такого числа комплексов молекул водяного пара, которое было бы сравнимо с числом капель в реальных облаках и туманах, необходимо более чем 12-кратное пересыщение.

Присутствие во влажном воздухе заряженных молекулярных комплексов (легких ионов) несколько облегчает образование жизнеспособных зародышей капель. Однако и в этом случае конденсация начинается при четырехкратном пересыщении на отрицательных ионах и шестикратном — на положительных. Такие пересыщения в реальных условиях атмосферы никогда не наблюдаются, поскольку в ней всегда присутствуют гигроскопические частицы примесей — ядра конденсации. С этой точки зрения представляется верным высказывание Дж. Айткена на Международном метеорологическом конгрессе в 1893 г. о том, что при отсутствии в воздухе ядер конденсации «не могли бы возникать ни дымка, ни туман, ни облака, ни, вероятно, дождь».

Различают нерастворимые (но смачиваемые) и растворимые ядра конденсации. К первым относятся частицы почвы и горных пород, дыма, органических веществ, микроорганизмы и т. п. Другим видом ядер конденсации являются частицы растворимых в воде веществ, например какой-либо соли или кислоты.

Растворимые ядра конденсации поступают в атмосферу в результате сжигания каменного угля, который содержит от 0,3 до 20 % серы. Из серы в результате сгорания образуется сернистый газ SO_2 , который при посредстве различных окислителей может превращаться в серный ангидрид SO_3 и затем в серную кислоту H_2SO_4 , растворимую и очень гигроскопичную. Приближенные оценки показывают, что в среднем за год в атмосферу поступает около 20 млн. т сернистого газа.

Гигроскопические ядра конденсации образуются также из морских брызг и пены. Последующее испарение их приводит к образованию мельчайших частиц морской соли. Морская соль состоит из 77,8 % хлористого натрия (NaCl), 10,9 % хлористого магния (MgCl_2) и небольшого количества серноокислых магния, калия и кальция. Только при сильных и штормовых ветрах (скорость 10 м/с и более) с поверхности Мирового океана поступает в атмосферу около $2,7 \cdot 10^{10}$ т морской соли в год.

Ядра конденсации образуются также при выветривании земной поверхности, в результате лесных и степных пожаров, вулканической деятельности и сгорания метеоритов.

На конференции по атмосферным ядрам конденсации (1956 г.) было принято следующее распределение ядер по их происхождению: а) ядра морского происхождения — 20 %; б) продукты сгорания — 40 %; в) частицы почвы — 20 %; г) ядра неизвестной природы — 20 %.

Число ядер конденсации колеблется в широких пределах. Среднее число ядер в 1 см^3 вблизи земной поверхности составляет: около 150 000 в больших городах, 35 000 в небольших городах, 9500 в сельской местности, 940 над океанами и в горах (максимальные значения в городах достигают нескольких миллионов). Судя по концентрации капель в нижней части облаков, число активных ядер колеблется от 10^2 до 10^3 см^{-3} . Над материками большинство ядер неактивны и не принимают участия в конденсации.

С ростом высоты число ядер конденсации убывает. Среднее число ядер конденсации n в 1 см^3 на различных высотах (по данным измерений И. И. Гайворонского на аэростатах) составляет:

z км	0	0,1—0,5	0,5—1	1—1,5	1,5—2	2—2,5	2,5—3	3—4
n	13000	8 800	3 250	2 540	1 440	1 170	640	340

Распределение концентрации ядер конденсации по высоте подчиняется тем же закономерностям, которые установлены для атмосферных примесей вообще. В среднем концентрация ядер убывает с высотой (рис. 13.3).

На рис. 13.3 обобщены данные самолетного зондирования атмосферы за 1960—1964 гг. Видно, что скорость убывания числа ядер конденсации зависит от термической стратификации: в дневные часы летом, когда преобладает неустойчивая стратификация и более сильно развит турбулентный обмен, относительная концентрация ядер (n/n_1) убывает с высотой в обоих пунктах медленнее, чем в утренние часы зимой, когда стратификация чаще всего инверсионная. Более быстрое убывание n/n_1 в Ташкенте (по сравнению с Киевом) объясняется, по-видимому, тем, что здесь атмосферные примеси состоят из более крупных частиц, поднятых ветром с поверхности почвы. Анализ опытных данных показал, что распределение числа ядер конденсации удовлетворительно описывается экспоненциальной формулой $n(z) = n_0 \exp(-z/l)$, однако для слоев 0—3 и 3—6 км должны быть взяты несколько различные значения параметра l (соответственно 1400 и 1740 м для Москвы, 2500 и 2150 м для Киева, 940 и 2215 м для Ленинграда). Наиболее быстро концентрация ядер конденсации уменьшается, согласно этим данным, в районе Ленинграда. Среднее за лето распределение ядер конденсации по высоте в дни с конвективными облаками приведены на рис. 13.4. Экспоненциальная формула удовлетворительно описывает и эти опытные распределения, но также при двух значениях l .

Ядра конденсации при движении сталкиваются друг с другом. Часть таких столкновений приводит к слипанию (объединению) ядер. Этот процесс называется *коагуляцией*. На рис. 13.5 приведена зависимость промежутка времени τ , в течение которого кон-

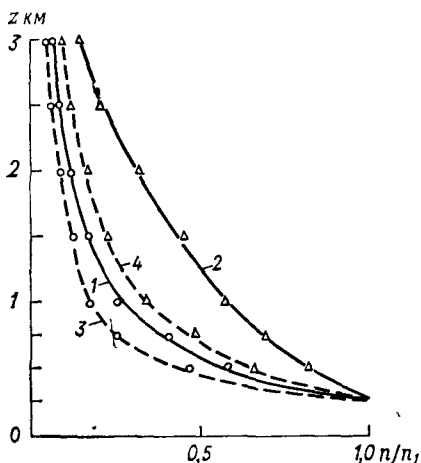


Рис. 13.3. Вертикальное распределение ядер конденсации (среднее за 1960—1964 гг.).

Ташкент: 1 — лето (день), 3 — зима (утро);
Киев: 2 — лето (день), 4 — зима (утро).

земли заметно уменьшается от зимы к лету (минимум концентрации приходится на июнь). Причиной такого изменения концентрации ядер в течение года является колебание интенсивности турбулентного обмена. Летом при более развитом обмене ядра переносятся в более высокие слои, что ведет к уменьшению их концентрации вблизи земной поверхности и увеличению ее на более высоких уровнях. Немаловажную роль играет также из-

центрация ядер уменьшается в 2 раза (по сравнению с первоначальным значением n_0), от n_0 и радиуса ядер (для случая их одинаковых размеров). Из рисунка следует, что при одном и том же значении n_0 более мелкие частицы коагулируют быстрее, чем крупные. В неоднородном аэрозоле скорость уменьшения числа частиц под влиянием коагуляции возрастает.

Данные табл. 13.3 показывают, что, например, скорость коагуляции $(dn/dt)_{1,2}$ частиц радиусом $r_1 = 10^{-7}$ см и частиц радиусом r_2 , в 20 раз большим, в 5,27 раза больше скорости коагуляции $(dn/dt)_{1,1}$ только мелких частиц и в 78 раз больше скорости коагуляции $(dn/dt)_{2,2}$ только более крупных частиц.

В крупных городах число ядер конденсации вблизи поверхности

Таблица 13.3. Значения отношений $(dn/dt)_{1,2}$ к $(dn/dt)_{1,1}$ (в числителе) и $(dn/dt)_{1,2}$ к $(dn/dt)_{2,2}$ (в знаменателе) при различных значениях r_1 и r_2/r_1

r_1 см	r_2/r_1			
	20	10	5	2
10^{-7}	5,27/78,0	2,79/23,0	1,56/7,30	0,941/1,86
10^{-6}	5,28/26,5	2,81/11,5	1,59/4,93	0,967/1,67
10^{-5}	5,30/7,9	2,93/4,0	1,71/2,39	1,060/1,28

менение выброса ядер в атмосферу в результате хозяйственной деятельности человека. Зимой их выбрасывается в атмосферу больше, чем летом (в основном за счет отопления). Такой же, как вблизи земной поверхности, годовой ход ядер конденсации наблюдается примерно до высоты 500 м. Начиная с уровня 750 м происходит обращение годового хода: здесь наибольшие концентрации наблюдаются летом, наименьшие зимой, что также обусловлено турбулентным обменом.

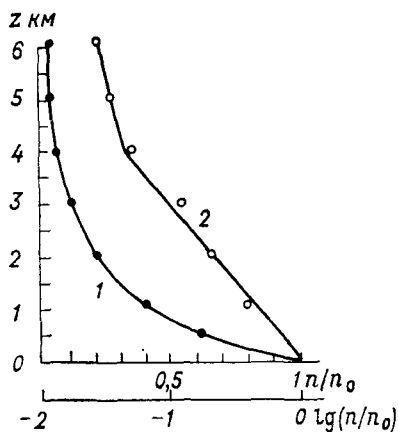


Рис. 13.4. Распределение ядер конденсации по высоте в дни с кучевыми облаками.

1) n/n_0 , 2) $\lg(n/n_0)$.

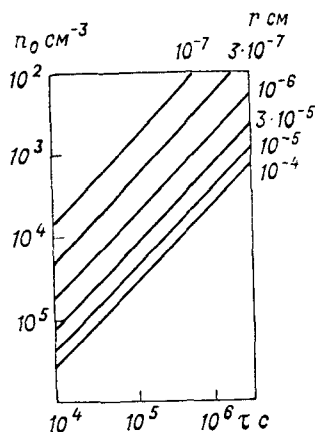


Рис. 13.5. Промежутки времени, необходимые для уменьшения концентрации однородного аэрозоля в 2 раза.

В южных пунктах (в частности, в Ташкенте) максимум концентрации ядер конденсации до высоты 1500 м наблюдается в конце лета и осенью, а минимум — весной и в начале лета. Такой ход объясняется увеличением запыленности приземного слоя (лёссовой пылью, поднимаемой с почвы) в конце лета.

Под задерживающими турбулентный обмен слоями (особенно инверсиями) число ядер конденсации n увеличивается. Внутри кучевого облака число свободных ядер конденсации значительно меньше, чем на тех же уровнях вне облака; при этом количество исчезающих ядер в несколько раз больше числа наблюдающихся в том же объеме капель (табл. 13.4).

В атмосфере, как показали исследования, встречаются ядра конденсации, размер которых изменяется в широких пределах — от 10^{-7} до 10^{-3} см. В настоящее время ядра конденсации по размерам делят на три группы: 1) частицы радиусом от $5 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-5}$ см, которые называют *ядрами Айткена* (поскольку основным прибором для их обнаружения служит счетчик ядер Айткена); б) частицы ра-

Таблица 13.4. Число ядер конденсации в 1 см^3 кучевого облака, выше и ниже его

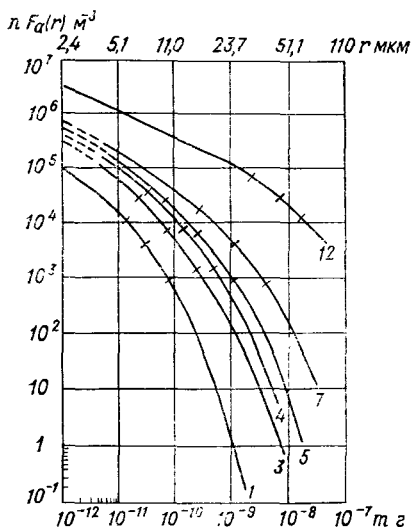
Место наблюдения	$n_{\text{макс}}$	$n_{\text{мин}}$	$n_{\text{ср}}$
Под облаком	6680	1340	4450
Основание облака	1670	1110	1360
Середина облака	980	400	730
Вершина облака	490	90	220
Над облаком	730	240	500

Таблица 13.5. Число n и масса m ядер конденсации в различных группах (по Юнге)

Ядра конденсации	r мкм	$n \text{ см}^{-3}$	m мкг
Айткена	—	42 500	17
Крупные	—	132	26
Гигантские	1—2	2,08	23
	2—3	0,088	4,2
	3—5	0,0244	5,1
	5—10	0,0051	9,1

диусом от $2 \cdot 10^{-5}$ до 10^{-4} см, называемые *крупными ядрами*; в) частицы радиусом больше 10^{-4} см, называемые *гигантскими ядрами конденсации*. Распределение числа частиц и их массы между тремя группами по данным 25 серий измерений во Франкфурте-на-Майне (ФРГ) приведены в табл. 13.5. Как видно из таблицы, несмотря на то что число крупных и гигантских ядер мало по сравнению с количеством ядер Айткена, вклад их в общую массу ядер наибольший.

Распределение ядер конденсации по размерам приведено на рис. 13.6. По оси ординат отложены значения ненормированной интегральной функции распределения, т. е. $nF_a(r)$ — число частиц,

Рис. 13.6. Функция распределения гигантских ядер конденсации $[nF_a(r)]$ над Гавайскими островами (r при $f_m = 99\%$).

Цифры у кривых — скорость ветра в баллах.

радиус которых больше данного значения r . Совершенно естественно, что с ростом r эта величина может только убывать. С увеличением скорости ветра, как следует из рис. 13.6, число ядер конденсации возрастает.

В заключение отметим, что далеко не все содержащиеся в атмосфере частицы примесей служат центрами конденсации, на которых образуются капли облаков и туманов. В атбл. 13.6 приведены данные о числе ядер конденсации n , которые обнаружены в каплях об-

Таблица 13.6. Число ядер конденсации (в 1 см^3), содержащихся в каплях облаков и туманов

Природа ядер	Туман и дымка		Облака	
	I	II	I	II
Морская соль	16	14	5	11
Продукты сгорания	28	18	20	25
Частицы почвы	8	12	11	16
Ядра неизвестного происхождения	5	16	3	17
Всего	57	60	39	69

Таблица 13.7. Концентрация (C) различных веществ в атмосферных примесях в слое 250—1000 м ($\text{мкг}/\text{м}^3$)

Район	Число проб	C	Вещество							
			SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	NH_4^+	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
Холодное полугодие										
I	43	$C_{\text{макс}}$	5,90	9,54	0,71	1,50	3,19	1,31	0,71	2,10
		$C_{\text{мин}}$	0,31	0,45	0,03	0,11	0,15	0,07	0,00	0,13
		$C_{\text{ср}}$	0,58	1,12	0,09	0,18	0,42	0,20	0,08	0,36
II	48	$C_{\text{макс}}$	36,4	12,2	4,40	6,31	10,6	8,80	2,41	7,83
		$C_{\text{мин}}$	4,81	0,93	1,21	1,35	1,20	1,03	0,11	1,21
		$C_{\text{ср}}$	6,94	1,78	1,64	2,06	1,84	1,31	0,28	1,80
Теплое полугодие										
I	44	$C_{\text{макс}}$	19,8	16,0	1,70	3,80	5,33	2,71	1,20	3,60
		$C_{\text{мин}}$	0,60	1,51	0,21	0,27	0,31	0,23	0,10	0,28
		$C_{\text{ср}}$	1,66	2,41	0,42	0,59	0,75	0,49	0,24	0,61
II	47	$C_{\text{макс}}$	26,2	18,4	3,60	8,40	8,90	7,60	3,40	8,10
		$C_{\text{мин}}$	3,10	1,20	0,74	1,21	1,00	0,41	0,31	0,35
		$C_{\text{ср}}$	6,98	2,74	1,23	1,78	1,93	0,91	0,84	1,21

лаков и туманов, по измерениям Куроива (I), Ямамото и Отаке (II).

Сравнение данных табл. 13.4 и 13.6 показывает, что водяной пар конденсируется на сравнительно небольшом числе частиц, содержащихся в облачном воздухе. Из табл. 13.6 следует, что основным источником активных ядер конденсации являются продукты сгорания.

Химический состав атмосферных примесей изучен к настоящему времени недостаточно. Над материками примеси состоят из растворимых и нерастворимых в воде веществ, причем доля последних оценивается в 70—80 %.

В табл. 13.7 приводятся сведения о концентрации различных химических веществ в составе атмосферных примесей по измерениям в слое 250—1000 м в двух районах: Мурманск—Ленинград—Рига (I) и Минск—Киев—Одесса—Симферополь (II).

Абсолютные значения концентрации различных составляющих аэрозоля испытывают большие колебания в зависимости от метеорологических и местных условий. Замечено, например, что концентрация морской соли над океаном быстро убывает с высотой, в то же время над материком (центральная часть США) она практически не изменяется до высоты 3—4 км. Общая масса морской соли в вертикальном столбе атмосферы составляет: 11,2 мг/м² на Гавайских островах, 7,2 мг/м² в Карибском море, 6,8 мг/м² на п-ве Флорида.

Активность частиц как ядер конденсации определяется не только степенью гигроскопичности и размером частиц, но и поверхностным натяжением, от которого зависит равновесное давление, а также пористостью поверхности частицы и др. Последние факторы особенно значимы для частиц искусственного происхождения (промышленные выбросы, продукты сгорания).