

очень существенна: пересыщение ϵ практически не изменяется при увеличении ω от нуля до 300 см/с.

После того, как радиус ледяных частиц достиг 50—60 мкм, основную роль начинает играть процесс коагуляции (см. рис. 18.12).

Н. С. Шишкин и его сотрудники выполнили расчет роста ледяных частиц, предположив, что замерзание капель происходит в верхней части их траектории, а все капли меньшего размера остаются жидкими и продолжают подниматься вверх. Ледяная частица, форма которой предполагается сферической, при своем падении растет как за счет диффузионной перегонки водяного пара с капель, так и за счет коагуляции со всеми поднимающимися каплями. Коагуляция падающих ледяных частиц (между собой), равно как и капель, маловероятна ($\mathcal{E} = 0$). Для крупных ледяных частиц, значительно превышающих по размеру облачные капли, скорость роста под влиянием коагуляции рассчитывалась по приближенной формуле

$$\Delta R = - \frac{\mathcal{E}\delta^*}{4\rho_l} \frac{v(R)}{v(R) - \omega} \Delta z, \quad (8.2)$$

которую легко получить из формулы (7.11), если предположить, что $R \gg r$ и $\mathcal{E}(R, r) = \text{const}$. Радиус ледяных частиц (градин) в начальный период их выпадения практически линейно растет с увеличением скорости восходящего движения и не зависит от температуры основания облака (при изменении ее от нуля до -12°C).

Время от момента образования облака до момента выпадения первых частиц осадков в случае появления твердой фазы составляет около 40 мин и мало зависит от ω (при изменении ω от 2 до 10 м/с). Размер частиц града при сохранении восходящих токов быстро увеличивается со временем после начала его выпадения. Радиус наиболее крупных частиц града примерно вдвое превышает радиус первых частиц ($R_{\text{макс}} = 4,2$ мм при $\omega = 2$ м/с и $R_{\text{макс}} = 6$ мм при $\omega = 3$ м/с).

9 Влияние других факторов на коагуляцию капель

Кроме рассмотренных в предыдущих параграфах основных механизмов — конденсации и гравитационной коагуляции — можно указать несколько других факторов, под влиянием которых происходит в атмосфере укрупнение твердых и жидких частиц. Дадим краткую характеристику этих дополнительных физических процессов, сопровождающихся коагуляцией частиц.

М. Смолуховский исследовал *броуновскую* и так называемую *градиентную* коагуляцию. Последняя возникает под влиянием гра-

мента скорости вертикального или горизонтального движения. Скорость, т. е. изменение числа капель за единицу времени, броуновской $(\frac{\partial n}{\partial t})_{бр}$ и градиентной $(\frac{\partial n}{\partial t})_{гр}$ коагуляции дается:

$$\left(\frac{\partial n}{\partial t}\right)_{бр} = -\frac{4}{3} \frac{kT}{\eta} n^2, \quad \left(\frac{\partial n}{\partial t}\right)_{гр} = -\frac{64}{3} \pi r^3 n^2 \frac{\partial \omega}{\partial z}, \quad (9.1)$$

где n — число капель радиусом r в 1 см³ монодисперсного облака, ω — вертикальная скорость, k — постоянная Больцмана, η — коэффициент молекулярной вязкости.

Оценка $\frac{\partial n}{\partial t}$ по последним соотношениям показывает, что роль броуновской и градиентной коагуляции ничтожно мала по сравнению с гравитационной.

На гидродинамическую коагуляцию, обусловленную взаимодействием полей скорости движущихся капель (одна капля, движущаяся вслед за другой, оказывается в гидродинамической тени «головной» капли), обратил внимание еще Рэлей (1896 г.). Две падающие в среде частицы испытывают, по Рэлею, силу притяжения F , которая в случае одинаковых радиусов r частиц равна

$$F = \frac{3\pi\rho r^6 v^2}{l_{1,2}^4}, \quad (9.2)$$

где v — скорость падения частиц, ρ — плотность среды (воздуха), $l_{1,2}$ — расстояние между центрами частиц.

С ростом r растет и F . Однако при заданной водности увеличение r сопровождается ростом $l_{1,2}$, уменьшающим F . Значительно сложнее решается вопрос о взаимодействии падающих капель разного радиуса. В случае падения капель по одной вертикали скорость сближения капель радиусом больше 15—20 мкм увеличивается на 5—50 % по сравнению со скоростью сближения, вытекающей из теории Стокса (см. п. 3). Показано также, что в звуковом поле гидродинамическая коагуляция играет более существенную роль, чем коагуляция, обусловленная разностью скоростей движения капель разного радиуса. Время, в течение которого происходит сближение двух капель радиусом $r = 3$ мкм с расстояния $l_{1,2} = 100r$ до соприкосновения, изменяется (при частоте звуковых колебаний 5000 Гц) от $1/18$ с при интенсивности звука $I = 0,3$ Вт/см² до $1/54$ с при $I = 1$ Вт/см².

Влияние турбулентных пульсаций скорости воздушного потока на коагуляцию капель явилось предметом исследований, выполненных В. И. Беляевым, П. Сафманом и И. Тернером, И. П. Мазиным, Ю. С. Седуновым, А. С. Степановым и др. Количество столкновений каплей радиусом R с каплями радиусом r под влиянием увлечения их турбулентными пульсациями за единицу времени равно

$$N_1 = \pi(R+r)^2(R^2-r^2) \frac{\rho_k}{\rho} \left(\frac{\epsilon}{v^5}\right)^{1/4} n(r), \quad (9.3)$$

где $n(r)$ — число капель радиусом r в 1 см^3 , ε — скорость диссипации турбулентной энергии в тепло, $\nu = \eta/\rho$ — кинематический коэффициент молекулярной вязкости.

Выполнив интегрирование по всем r , получим выражение для числа столкновений N капли радиусом R со всеми другими каплями:

$$N = \alpha R^4 \frac{\rho_k}{\rho} \left(\frac{\varepsilon^3}{\nu^5} \right)^{1/4} n, \quad (9.4)$$

где α — коэффициент, зависящий от вида функции распределения капель по размерам, n — общее число капель в 1 см^3 .

По оценке Сафмана и Тернера, гравитационная коагуляция преобладает над турбулентной при $\varepsilon < 2100 \text{ см}^2/\text{с}^3$ (что обычно наблюдается в атмосфере). При водности $\delta^* = 1,5 \text{ г/м}^3$ масса капель увеличивается за счет турбулентной коагуляции на 50 % через 11 ч при $\varepsilon = 5 \text{ см}^2/\text{с}^3$ и через 45 мин при $\varepsilon = 1000 \text{ см}^2/\text{с}^3$.

Для числа капель n_2 , объем которых по истечении времени t равен удвоенному объему капель монодисперсного облака, получено соотношение

$$\frac{n_2(t)}{n_1} = \sqrt{\frac{6}{5\pi}} \sqrt{\frac{\varepsilon}{\nu}} \mathcal{E}_{1,1} \frac{\delta^*}{\rho_k} t, \quad (9.5)$$

где n_1 — число капель радиусом r_1 до столкновений, $\mathcal{E}_{1,1}$ — коэффициент соударения капель радиусом r_1 . Положив $\delta^* = 1 \text{ г/м}^3$, $r_1 = 5 \text{ мкм}$ (при этом $n_1 = 2000 \text{ см}^{-3}$) и $\mathcal{E}_{1,1} = 1$, найдем, что через 1 мин число капель n_2 составит 1200 в 1 л. Число утроенных капель через 1 мин при тех же условиях составит 25 в 1 л. Дальнейший рост удвоенных капель происходит в основном за счет гравитационной коагуляции.

В тех случаях, когда капли несут на себе электрические заряды, на скорость их сближения, а вместе с этим и на коагуляцию оказывают влияние: а) кулоновские силы взаимодействия, б) дипольные силы взаимодействия между поляризованными частицами, в) движение заряженных капель в электрическом поле облака. Наиболее полно коагуляцию заряженных капель исследовал Л. М. Левин. Формула для коэффициента захвата капель радиусом R , несущей заряд e_1 , капель радиусом r с зарядом e_2 имеет вид

$$\mathcal{E} = 4\alpha/(1 - \beta), \quad (9.6)$$

где $\alpha = e_1 e_2 / 6\pi\eta r R^2 v_s$, $\beta = (r/R)^2$, $v_s = 2\rho_k g R^2 / 9\eta$ — стоксова скорость падения.

При $R < 10 \text{ мкм}$ и $e_2 = 3 \cdot 10^{-13} \text{ Кл}$ коэффициент захвата заряженных капель больше единицы. При $R > 10 \text{ мкм}$ коэффициент захвата хотя и меньше единицы, но не настолько мал, чтобы с зарядом капель можно было не считаться. Роль электрического поля облака в коагуляции капель мала, если его напряженность

не превышает нескольких сотен вольт на сантиметр (В/см). Однако при напряженности поля, близкой к пробивному значению, происходит вытягивание крупных капель и их разбрызгивание.

Диффузионные и термофоретические силы также оказывают влияние на скорость движения и коагуляцию частиц радиусом до 10^{-4} — 10^{-5} см (ядер конденсации и мельчайших капель).

10 Наземная конденсация и осадки

Поток водяного пара, определенный формулами (5.1) или (5.3) главы 14, может быть как положительным (в тех случаях, когда доля водяного пара уменьшается вблизи земной поверхности с высотой: $s_2 < s_0$), так и отрицательным, т. е. направленным к земной поверхности. Такие условия создаются в тех случаях, когда s растет с высотой ($s_2 > s_0$)—наблюдается инверсионное распределение влажности по высоте. Пока температура воздуха в непосредственной близости к поверхности земли не достигла точки росы, водяной пар, поступающий (при $Q'_0 < 0$) из воздуха, проникает в почвенные поры и пополняет запас влаги в почве. Если температура воздуха, соприкасающегося с земной поверхностью (почвой, растениями, предметами), оказывается ниже точки росы, то может начаться процесс конденсации водяного пара непосредственно на земной поверхности, сопровождающийся формированием таких видов наземной конденсации, как 1) роса и иней, 2) твердый и жидкий налет, 3) изморозь.

Роса и иней. Основной причиной образования росы служит потеря тепла земной поверхностью под влиянием излучения в ночное время суток. При достижении температурой воздуха точки росы и последующем дополнительном охлаждении происходит конденсация водяного пара. В общем случае пар конденсируется как в воздухе (туман), так и на земной поверхности (роса). Однако в тех случаях, когда воздух достаточно чистый (мало ядер конденсации), или резко выражена инверсия температуры ($T_0 < T_z$), конденсация водяного пара происходит преимущественно на земной поверхности—выпадает *роса*. При этом сначала на поверхности (почве, растениях, предметах) образуются мелкие капли, которые сливаются затем в более крупные. Если температура земной поверхности ниже 0°C , то на острых выступах, неровностях, кристаллических частицах водяной пар может начать сублимироваться (переходить в твердое состояние—лед). Этот процесс сопровождается образованием твердой росы или *инея*.

Отметим, что условия выпадения инея более благоприятны, чем росы: достаточно достичь состояния насыщения по отношению ко льду, чтобы началась сублимация водяного пара (при этом относительная влажность воздуха вблизи земной поверхно-