ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06
Т 78

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 104

ВОПРОСЫ ФИЗИКИ ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

22,0786.

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук
Н. С. ШИШКИНА

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД·1960

АННОТАЦИЯ

Сборник включает статьи, посвященные исследованию условий образования и микроструктуры облаков, методам активных воздействий на облака и туманы, описанию приборов для исследования облаков, а также решению вопросов физики осадкообразования с использованием электронно-вычислительных машин.

Сборник рассчитан на научных работников-метеорологов, аспирантов и студентов старших курсов гидрометеорологических институтов.

Н. С. ШИШКИН

К РАСЧЕТУ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

На основании метода слоя рассмотрен вопрос о расчетах скоростей вертикального развития конвективных облаков по данным аэрологического зондирования с учетом коэффициента превращения тепловой энергии в кинетическую.

Процесс вертикального развития конвективных облаков весьма сложен. Однако, используя некоторые упрощающие предположения, можно с помощью метода слоя [1, 4] рассчитывать возможную скорость вертикального развития облаков по данным о стратификации атмосферы.

1. Работа образования конвективного облака

Рассмотрим слой атмосферы с вертикальным градиентом температуры γ, удовлетворяющим условию $\gamma_в < \gamma < \gamma_с$.

Предположим, что в этом слое возникают конвективные облака, форму которых для простоты будем считать цилиндрической. Количество облаков обозначим $S_в$, а площадь промежутков между облаками $S_с$. Допустим, что в период роста облаков компенсирующее нисходящее движение совершается вне облаков.

На рис. 1 изображена схема небольшого участка слоя, включающая одну конвективную ячейку (h — вертикальная мощность облака в момент времени t). При поднятии масса воздуха в облаке становится теплее окружающего воздуха. Подъемная сила, отнесенная к единице массы, будет равна на высоте z [1]

$$f_в = g\frac{T_в - T}{T}, \tag{1}$$

где g — ускорение силы тяжести, $T_в$ — температура поднявшегося влажного воздуха, T — температура неподвижного воздуха на уровне z.

Если подъем воздуха считать адиабатическим, то для поднимающегося воздуха в облаке на уровне z получим

$$T_в = T_0 - \gamma_в z, \tag{2}$$

в то время как температура неподвижного воздуха на этом уровне равна

$$T = T_0 - \gamma z. \tag{3}$$

В этих соотношениях T_0 — температура воздуха на нижней границе слоя, а γ и $\gamma_в$ — фактический и влажноадиабатический градиенты температуры.

Таким образом, получаем для подъемной силы, действующей на единицу массы воздуха в облаке на высоте z,

$$f_в = \frac{g(\gamma - \gamma_в)z}{T_0 - \gamma z}. \tag{4}$$

К тому моменту времени, когда верхняя граница облака достигнет уровня h, через плоскость z пройдет масса облачного воздуха $\Delta M_в = \rho_в S_в (h - z)$, где $\rho_в$ — плотность облачного воздуха. Согласно закону неразрывности, такое же количество сухого воздуха должно опуститься. Толщина слоя опустившегося сухого воздуха определится из условия

$$\rho_в S_в (h - z) = \rho_c S_c \Delta z_c.$$

Пренебрегая разностью плотностей влажного и сухого воздуха, получаем

$$\Delta z_c = \frac{S_в}{S_c} (h - z). \tag{5}$$

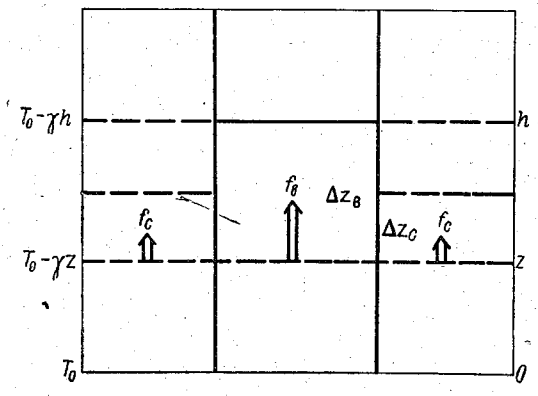


Рис. 1. Схема роста конвективного облака.

Следовательно, в момент времени t на плоскость z придет воздух с уровня $z + \Delta z_c$.

Рассмотрим, каким образом осуществляется опускание сухого воздуха.

При поднятии влажного воздуха под действием силы плавучести сухой воздух, расположенный над ним, вытесняется вверх. Температура его будет понижаться по сухой адиабате, следовательно, этот воздух станет при подъеме холоднее окружающего. При этом движение его тормозится и подъем будет происходить с растеканием.

Вытесняемый в стороны сухой воздух начнет опускаться вне облака. В свою очередь подъем облачного воздуха в нижней части слоя способствует развитию нисходящего потока в окружающем сухом воздухе. Таким образом возникает замкнутая циркуляция.

Опускающийся около верхней границы облака сухой воздух придет на уровень, с которого он начал подъем, имея ту же температуру, что и в момент начала подъема, если не учитывать турбулентного перемешивания воздуха и других неадиабатических процессов.

Таким образом, можно считать, что сухой воздух начинает опускаться с уровня $z + \Delta z_c$, имея температуру

$$T' = T_0 - \gamma (z + \Delta z_c).$$

На уровне z, опускаясь по сухой адиабате, воздух будет иметь температуру

$$T_c = T_0 - \gamma z + (\gamma_c - \gamma) \Delta z_c. \tag{6}$$

Подъемную силу, приложенную к единице массы сухого воздуха в момент времени t по отношению к неподвижному воздуху, вычисляем по формуле

$$f_c = g \frac{T_c - T}{T}. \tag{1'}$$

С учетом формул (3), (5) и (6) получим

$$f_c = g \frac{(\gamma_c - \gamma) \frac{S_в}{S_c} (h - z)}{T_0 - \gamma z}. \tag{7}$$

Эта сила направлена вверх. Ее действие обусловливает вовлечение в компенсирующее нисходящее движение всего внеоблачного воздуха, пока справедливо пренебрежение турбулентным перемешиванием. При строгом рассмотрении задачи, конечно, необходимо учитывать действие сил вязкости и возникающего при этом перемешивания.

Сопоставление формул (4) и (7) показывает, что соотношение сил плавучести различно на разных уровнях. Приравнивая эти выражения, найдем уровень, на котором силы плавучести для влажного и сухого воздуха равны,

$$z_{кр} = \frac{h}{1 + \frac{\gamma - \gamma_в}{\gamma_с - \gamma} \frac{S_с}{S_в}}. \tag{8}$$

Выше уровня $z_{кр}$ $f_в > f_с$, ниже этого уровня $f_в < f_с$, если считать, что температура на нижней границе облака остается неизменной. Таким образом, в нижней части слоя при развитии облака осуществляется торможение циркуляции.

Однако не соотношение $f_в$ и $f_с$ определяет развитие циркуляции в целом. Движение обусловливается интегральным действием сил плавучести всех масс, участвующих в циркуляции.

Интегральная сила плавучести, действующая на воздух в облаке, равна

$$F_в = \int f_в dM_в = \int_0^h \frac{g(\gamma - \gamma_в) z}{T_0 - \gamma z} \rho S_в dz.$$

Вводя средние значения плотности воздуха $\bar{\rho}$ и влажноадиабатического градиента температуры $\bar{\gamma}_в$, получаем после интегрирования

$$F_в \approx \frac{g}{2T_0} (\gamma - \bar{\gamma}_в) \bar{\rho} S_в h^2. \tag{9}$$

Для интегральной силы плавучести, действующей на сухой воздух, имеем

$$F_с = \int f_с dM_с = \int_0^h \frac{g(\gamma_с - \gamma) \frac{S_в}{S_с} (h - z)}{T_0 - \gamma z} \rho S_с dz.$$

После интегрирования получаем

$$F_с \approx \frac{g}{2T_0} (\gamma_с - \gamma) \bar{\rho} S_в h^2. \tag{10}$$

Общая работа, совершаемая при развитии облака, будет равна

$$A = \int F_в dh_в + \int F_с dh_с = \int_0^H \frac{g}{2T_0} \left[(\gamma - \bar{\gamma}_в) - \frac{S_в}{S_с} (\gamma_с - \gamma) \right] \bar{\rho} S_в h^2 dh.$$

После интегрирования находим

$$A = \frac{g \bar{\rho} S_в}{6T_0} \left[(\gamma - \bar{\gamma}_в) - \frac{S_в}{S_с} (\gamma_с - \gamma) \right] H^3. \tag{11}$$

Сопоставим это выражение с формулой для тепловой энергии, высвобождаемой при развитии циркуляции [3],

$$Q = c_p \rho S_в \left[(\gamma - \bar{\gamma}_в) - \frac{S_в}{S_с} (\gamma_с - \gamma) \right] H^2. \quad (12)$$

Учитывая, что $g \approx c_p \gamma_с$, получим

$$A = Q \frac{\gamma_с H}{6T_0} = Q \frac{T_0 - T_с}{6T_0}, \quad (13)$$

где $T_с$ — температура на уровне верхней границы слоя при подъеме воздуха от его нижней границы по сухой адиабате.

Таким образом, величина

$$\eta = \frac{T_0 - T_с}{6T_0} \quad (14)$$

представляет собой коэффициент превращения тепловой энергии в кинетическую.

Чтобы развитие облака было возможно, должно выполняться условие

$$(\gamma - \bar{\gamma}_в) - \frac{S_в}{S_с} (\gamma_с - \gamma) \geqslant 0,$$

или

$$\frac{S_в}{S_с} \leqslant \frac{\gamma - \bar{\gamma}_в}{\gamma_с - \gamma}. \quad (15)$$

Это соотношение получено иным путем Я. Бьеркнесом [3].

2. Скорость вертикальных движений

Величина работы, совершенной при развитии конвективной облачности вертикальной мощностью H, может быть приравнена к кинетической энергии циркуляции, если снова не учитывать потерь энергии на турбулентное перемешивание, а также потерь на излучение,

$$E_{кин} = M_в \frac{V_в^2}{2} + M_с \frac{V_с^2}{2}. \quad (16)$$

Воспользуемся уравнением неразрывности

$$M_в V_в + M_с V_с = 0, \quad (17)$$

отсюда

$$V_с = -\frac{M_в}{M_с} V_в = -\frac{S_в}{S_с} V_в.$$

Вместо уравнения (16) можно написать, подставляя значения

$$M_в = \bar{\rho} S_в H \text{ и } M_с = \bar{\rho} S_с H$$

и производя простые преобразования,

$$E_{кин} = \bar{\rho} H \frac{S_в}{S_с} \frac{V_в^2}{2}. \quad (18)$$

При этом считаем, что

$$S_в + S_с = 1,$$

т. е. 10 баллов облачности принимаем за 1.

Приравнивая правые части уравнений (11) и (18), получаем для

кинетической энергии единицы массы облака при достижении облаком вертикальной мощности H

$$\frac{V^2}{2} = \frac{g}{6T_0}\left[(\gamma - \bar{\gamma}_в) - \frac{S_в}{S_с}(\gamma_с - \gamma)\right] H^2.$$

Если подставить вместо $S_с$ значение $(1 - S_в)$, то формула примет следующий вид:

$$\frac{V^2}{2} = \frac{g}{6T_0}\left[(\gamma - \bar{\gamma}_в) - S_в(\gamma_с - \bar{\gamma}_в)\right] H^2. \qquad (19)$$

Для практических вычислений удобно произвести замену:

$$(\gamma - \bar{\gamma}_в) H = T_в - T, \quad (\gamma_с - \bar{\gamma}_в) H = T_в - T_с,$$

где T — фактическая температура воздуха на верхней границе слоя толщиной H, а $T_в$ и $T_с$ — температура при подъеме воздуха от нижней до верхней границы слоя по влажной и сухой адиабате.

Для случая развития конвективной облачности в слое с вертикальным градиентом температуры γ получим

$$\frac{V^2}{2} = \frac{g}{6T_0}\left[(T_в - T) - S_в(T_в - T_с)\right] H,$$

или

$$\frac{V^2}{2} = c_p\left[(T_в - T) - S_в(T_в - T_с)\right]\frac{T_0 - T_с}{6T_0}.* \qquad (20)$$

При поднятии массы воздуха облака через задерживающие слои [1] происходит уменьшение кинетической энергии.

В общем случае, когда облачность пронизывает несколько атмосферных слоев с различными значениями γ, можно вычислять изменение кинетической энергии единицы массы воздуха облака при подъеме на высоту H по формуле

$$\Delta\left(\frac{V^2}{2}\right) = c_p\left[(T_в - T) - S_в(T_в - T_с)\right]\frac{T_0 - T_с}{6T_0}. \qquad (21)$$

Величина $c_p\left[(T_в - T) - S_в(T_в - T_с)\right] = \Delta q$ представляет собой количество тепла, высвобождаемого при подъеме единицы массы воздуха облака на высоту ΔH в слое с вертикальным градиентом температуры γ.

Можно, следовательно, записать выражение (21) в виде

$$\Delta\left(\frac{V^2}{2}\right) = \Delta q\,\frac{T_0 - T_с}{6T_0}. \qquad (22)$$

При подъеме через n слоев с различными значениями вертикального градиента температуры γ_k нужно просуммировать изменения тепловой энергии по слоям и умножить на коэффициент

$$\eta_n = \frac{T_0 - T_{с_n}}{6T_0},$$

---

* В работе [3] не был учтен коэффициент превращения тепловой энергии в кинетическую.

[1] При развитии облаков в количестве $S_в$ задерживающим является слой, в котором γ удовлетворяет условию

$$(\gamma - \bar{\gamma}_в) - S_в(\gamma_с - \bar{\gamma}_в) \leqslant 0.$$

тогда окончательно получаем

$$\Delta\left(\frac{V_в^2}{2}\right) = \frac{T_0 - T_{c_n}}{6T_0} \sum_{k=1}^{n} \Delta q_k, \tag{23}$$

где T_{c_n} — температура на верхней границе n-ного слоя при подъеме по сухой адиабате от основания облачности.

Это выражение приближенно, так как не вполне строго учитывает соотношение температур поднимающегося и опускающегося воздуха в турбулентной атмосфере. Однако им можно пользоваться при оценке скорости развития облачности.

Условия для развития облачности, пронизывающей несколько атмосферных слоев, являются наиболее благоприятными в том случае, когда обеспечивается максимум высвобождения кинетической энергии.

Чтобы найти соответствующее количество облаков $S_в = S_0$, которое можно назвать оптимальным, проварьируем по $S_в$ выражение (11) для работы, совершаемой при развитии конвективной облачности.

Приравнивая производную по $S_в$ к нулю, получаем:

для оптимального количества облаков

$$S_0 = 1 - \sqrt{\frac{T - T_c}{T_в - T_c}}, \tag{24}$$

при развитии конвективных облаков через ряд слоев

$$S_0 = 1 - \sqrt{\frac{\Sigma (T - T_c)_k}{\Sigma (T_в - T_c)_k}}. \tag{25}$$

Величины с индексом k относятся k-тому слою.

Подставляя в выражение вида (21) значение $S_в = S_0$, найдем скорость восходящих движений воздуха в конвективной облачности при оптимальных условиях ее развития.

Оптимальное количество облаков будет различным для облаков разной вертикальной мощности.

Если оно мало меняется с высотой, то условия благоприятны для устойчивого развития одних и тех же конвективных облаков. При изменении S_0 с высотой в 2 раза и более развитие одних облаков способствует распаду других, так как вокруг развивающихся облаков образуются нисходящие потоки воздуха.

Скорость нисходящих движений в разрушающихся конвективных облаках при неустойчивой стратификации атмосферы можно также вычислять по формуле (23). Однако необходимо учитывать, что за начальное значение T_0 нужно принимать температуру на верхней границе распадающихся облаков. Расчет скорости производят по слоям от вершины облака до его нижней границы.

Все рассуждения автора проведены при предположении, что весь объем облака охватывается в период его развития восходящим движением, скорость которого одинакова для всего горизонтального сечения, а в безоблачных промежутках развивается компенсирующее нисходящее движение, также одинаковое по всему горизонтальному сечению.

В действительности скорость развития облаков не одинакова на данном уровне в разных частях облака: в центральной части ско-

рость наибольшая, на периферии облака она меньше благодаря вязкому трению и может равняться даже нулю.

Если предположить, что распределение скоростей вертикальных движений в конвективных облаках и окружающей среде примерно такое же, как при упорядоченной конвекции, то максимальную скорость движения воздуха в центральной части облаков можно оценить из следующих соображений.

Средняя плотность потока тепла в конвективной ячейке равна $^1/_6$ плотности потока тепла в центре ячейки [2].

Таким образом, если бы восходящий поток по всему его сечению был такой же, как в центральной части, и соответственно увеличилась бы скорость нисходящего потока, то совершаемая работа была бы в 6 раз больше.

Следовательно, чтобы получить скорость вертикального движения для середины облака, нужно рассчитанную для всего облака скорость умножить на $\sqrt{6}$.

Формула для изменения кинетической энергии единицы массы воздуха облака, поднимающегося в центральной части последнего, принимает вид

$$\Delta\left(\frac{V^2}{2}\right)_{\max} = c_p\left[(T_в - T) - S_в(T_в - T_c)\right]\frac{T_0 - T_c}{T_0}. \qquad (26)$$

Приходим к выводу, что максимальный коэффициент превращения тепловой энергиии в кинетическую при конвекции равен

$$\eta_{\max} = \frac{T_0 - T_c}{T_0}. \qquad (27)$$

3. Условие возникновения конвективных облаков

Выясним условие, при котором может начаться развитие конвективной облачности.

Рассмотрим снова атмосферный слой с вертикальным градиентом температуры $\gamma\,(\gamma_в < \gamma < \gamma_c)$, в котором происходит развитие облаков в количестве $S_в$. В отличие от прежних рассуждений, теперь учтем подъем надоблачного воздуха.

Пусть в некоторый момент времени t облако достигло уровня h (рис. 2), а вытесненный вверх и в стороны надоблачный воздух достиг уровня H.

Величина подъемной силы, действующей на единицу массы воздуха на произвольном уровне z, равна для разных „порций“ воздуха:

$$f_в = g\frac{(\gamma - \gamma_в)\,z_1}{T_c - \gamma z_1}, \quad f_c = g\frac{(\gamma_c - \gamma)\,(h - z_1)\,\frac{S_в}{S_c}}{T_0 - \gamma z_1} \quad (0 \leqslant z_1 \leqslant h); \qquad (28)$$

$$f_c' = g\frac{(\gamma - \gamma_c)\,(H - z_2)}{T_0 - \gamma z_2}, \quad f_c'' = g\frac{(\gamma_c - \gamma)\,(H - z_2)\,\frac{S_в}{S_c}}{T_0 - \gamma z_2} \quad (h \leqslant z_2 \leqslant H). \qquad (29)$$

Интегральная сила плавучести для поднимающегося и опускающегося воздуха имеет соответственно вид:

$$F_п = \int_0^h g\frac{(\gamma - \gamma_в)\,z_1}{T_0 - \gamma z_1}\rho S_в dz_1 + \int_h^H g\frac{(\gamma - \gamma_c)\,(H - z_2)}{T_0 - \gamma z_2}\rho S_в dz_1,$$

$$F_o = \int_0^h g\frac{(\gamma_c - \gamma)\,(h - z_1)}{T_0 - \gamma z_1}\rho S_в dz_1 + \int_h^H g\frac{(\gamma_c - \gamma)\,(H - z_2)}{T_0 - \gamma z_2}\rho S_в dz_2.$$

Интегрирование дает после ряда упрощений:

$$F_{\text{п}} = \frac{\bar{\rho} g S_{\text{в}}}{2T_0}\left[(\gamma - \bar{\gamma}_{\text{в}})\,h^2 + (\gamma - \gamma_{\text{с}})\,(H-h)^2\right], \tag{30}$$

$$F_{\text{о}} = \frac{\bar{\rho} g S_{\text{в}}}{2T_0}(\gamma_{\text{с}} - \gamma)\left[h^2 + (H-h)^2\right]. \tag{31}$$

Если $(H-h) \ll h$, то формулы (30) и (31) переходят в (9) и (10). Условие роста облачности состоит в том, что $F_{\text{п}} \geqslant F_{\text{о}}$. Подставляя значения $F_{\text{п}}$ и $F_{\text{о}}$, приходим к выражению

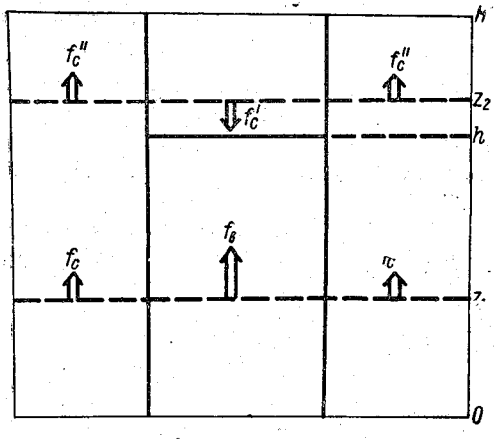


Рис. 2. Силы плавучести, возникающие в начальный период образования конвективного облака.

$$\gamma - \frac{\gamma_{\text{с}} + \gamma_{\text{в}}}{2} \geqslant \geqslant \left(\frac{H}{h} - 1\right)^2 (\gamma_{\text{с}} - \gamma). \tag{32}$$

Так как правая часть выражения (32) при $(\gamma_{\text{с}} - \gamma) > 0$ всегда положительна и при $h \to 0$ $\left(\text{при этом } \frac{H}{h} \to 1\right)$ стремится к нулю, то условие образования конвективных облаков можно записать в виде

$$\gamma \geqslant \frac{\gamma_{\text{с}} + \gamma_{\text{в}}}{2}. \tag{33}$$

Следовательно, возникновение конвективной облачности происходит в том случае, когда в некотором слое над уровнем конденсации величина вертикального градиента температуры превосходит полусумму значений сухоадиабатического и влажноадиабатического градиентов. Этот же вывод был получен автором ранее [3] другим путем.

Скорость роста конвективных облаков в начальной стадии развития, когда нельзя пренебречь работой на подъем и опускание надоблачного воздуха по сравнению с работой в слое, содержащем облака, определяется выражением [3]

$$\Delta\left(\frac{V^2}{2}\right) = c_p\left[\left(\frac{T_{\text{в}} + T_{\text{с}}}{2} - T\right) - S_{\text{в}}(T_{\text{в}} - T_{\text{с}})\right]\frac{T_0 - T_{\text{с}}}{T_0}, \tag{34}$$

которое получается аналогично формуле (21).

Формула (21) пригодна для того случая, когда вертикальная мощность облака велика по сравнению с толщиной слоя надоблачного воздуха, вовлекаемого в конвекцию.

4. Скорость роста конвективных облаков при их пульсационном развитии

В предыдущих параграфах рассматривалась начальная стадия развития конвективного облака — от его возникновения до прекращения вертикального роста. Наблюдения за развитием облаков показывают, что обычно процесс не ограничивается однократным возникновением восходящего потока. Рост конвективных облаков носит пульсационный характер: периоды развития чередуются с периодами покоя или

периодами разрушения облака. Длительность существования в облаке восходящего потока составляет обычно несколько минут. Период между двумя импульсами развития может колебаться от нескольких минут до нескольких часов.

Данные наблюдений за пульсациями вертикальных потоков в атмосфере, из которых наиболее детальными являются в настоящее время наблюдения Н. И. Вульфсона [5], еще не внесли достаточной ясности в представление о периодичности пульсаций, обусловливающих развитие конвективных облаков. Однако вопрос о скоростях вертикальных движений в разных стадиях существования облака может быть исследован теоретически так же, как и вопрос о длительности существования восходящих или нисходящих потоков в облаке при оптимальных условиях его развития или распада, если известно распределение температуры и влажности воздуха по высоте.

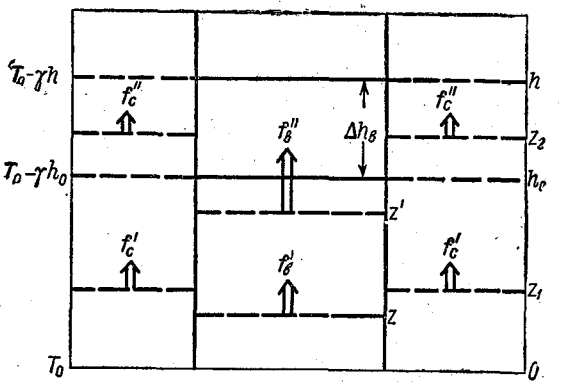


Рис. 3. Силы плавучести, действующие при пульсационном развитии облака.

Рассмотрим случай, когда в облаке, имевшем вертикальную мощность h_0, возник восходящий поток (рис. 3). Пусть вертикальный градиент температуры в атмосферном слое, содержащем конвективные облака, равен γ и удовлетворяет условию $\gamma_в < \gamma < \gamma_c$.

Условия подъема воздуха облака и условия опускания сухого воздуха будут различны в разных частях атмосферного слоя.

К некоторому моменту времени t, когда верхняя граница облака достигнет уровня h, любая частица облачного воздуха в слое $(h - h_0, h)$ пройдет путь $h - h_0$, тогда как в слое $(0, h - h_0)$ путь частицы равен высоте этой частицы над основанием облака.

Таким образом, подъемная сила, действующая на единицу массы облачного воздуха, будет равна:

$$f_в' = g\frac{(\gamma - \gamma_в)\,z}{T_0 - \gamma z} \quad (0 \leqslant z \leqslant h - h_0);$$
$$f_в'' = g\frac{(\gamma - \gamma_в)\,(h - h_0)}{T_0 - \gamma z'} \quad (h - h_0 \leqslant z' \leqslant h).$$

Компенсирующее опускание сухого воздуха в слое $(0, h_0)$ составит $(h - h_0)\frac{S_в}{S_c}$, а в слое (h_0, h) будет равно $(h - z')\frac{S_в}{S_c}$. Поэтому подъемная сила, действующая на единицу массы сухого воздуха, будет равна:

$$f_c' = g\frac{(\gamma_c - \gamma)\,(h - h_0)\frac{S_в}{S_c}}{T_0 - \gamma z} \quad (0 \leqslant z \leqslant h_0);$$
$$f_c'' = g\frac{(\gamma_c - \gamma)\,(h - z')\frac{S_в}{S_c}}{T_0 - \gamma z'} \quad (h_0 \leqslant z' \leqslant h). \qquad (35)$$

Аналогично результатам § 1 для интегральных сил плавучести получим:

$$F_в = \frac{g}{2T_0}\left(\gamma - \bar{\gamma}_в\right)\bar{\rho}S_в\left(h^2 - h_0^2\right),$$
$$F_с = \frac{g}{2T_0}\left(\gamma_с - \gamma\right)\bar{\rho}S_в\left(h^2 - h_0^2\right). \qquad (36)$$

Работа, затрачиваемая на рост вертикальной мощности облака от h_0 до H, составит

$$A = \frac{g}{2T_0}\bar{\rho}S_в\left[\left(\gamma - \bar{\gamma}_в\right) - \frac{S_в}{S_с}\left(\gamma_с - \gamma\right)\right](H + 2h_0)(H - h_0)^2. \qquad (37)$$

Если положим $h_0 = 0$, то формула (37) перейдет в формулу (11).

Приравнивая выражение для работы к значению кинетической энергии всей массы воздуха, участвующего в конвекции, определяемому, как и выше, уравнением (18), найдем для кинетической энергии единицы массы облачного воздуха после подъема на высоту $(H - h_0)$

$$\frac{V_в^2}{2} = \frac{g}{6T_0}\left[\left(\gamma - \bar{\gamma}_в\right) - S_в\left(\gamma_с - \bar{\gamma}_в\right)\right]\frac{H + 2h_0}{H}(H - h_0)^2. \qquad (38)$$

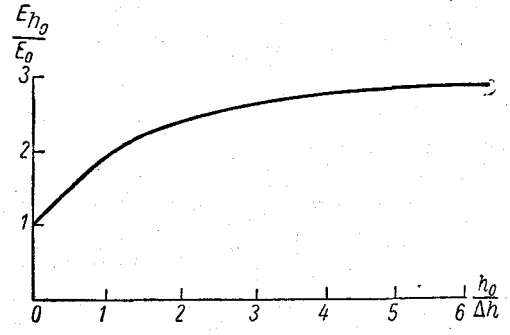


Рис. 4. Зависимость кинетической энергии единицы массы облака, приобретаемой при подъеме на Δh, от начальной мощности облака.

Сопоставим выражения (38) и (19). При одном и том же подъеме облачной массы на высоту Δh соотношение величин кинетической энергии единицы массы облачного воздуха будет равно

$$\frac{E_{h_0}}{E_0} = \frac{V_{h_0}^2}{V_0^2} = \frac{3h_0 + \Delta h}{h_0 + \Delta h}, \qquad (39)$$

где E_{h_0} — кинетическая энергия единицы массы облачного воздуха при его подъеме от начального уровня h_0 на Δh, а E_0 — та же величина для случая, когда начальная мощность облака равна нулю.

Если рост облака произошел на небольшую величину ($\Delta h \ll h_0$), то кинетическая энергия единицы массы облака будет в 3 раза больше, чем при начальном подъеме облачной массы на ту же высоту.

Отношение величин энергии при разных соотношениях Δh и h_0 приведено на рис. 4.

Таким образом, один и тот же подъем облачной массы может обусловливать различную скорость подъема в зависимости от мощности облака, В том случае, когда увеличение мощности мало по сравнению с начальной мощностью облака, скорость роста в $\sqrt{3}$ раз больше, чем при таком же начальном росте облака.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дюбюк А. Ф. К вопросу о разрешении влажной неустойчивости и конвекции. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 7. 1945.
2. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. ГИТТЛ. М. 1954.
3. Шишкин Н. С. О росте и распаде конвективных облаков при неустойчивой стратификации атмосферы. Труды ГГО, вып. 82. 1958.
4. Bjerknes J. Saturated-adiabatic ascent of air through dry adiabatically descending environment. Q. J. Roy. Met. Soc., vol. 64, No 275. 1938.
5. Вульфсон Н. И. Метод изучения конвективных движений в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5. 1956.

Ю. А. БАРУКОВА, И. И. КАМАЛДИНА
Т. С. УЧЕВАТКИНА, Н. С. ШИШКИН

О КОЛИЧЕСТВЕ И ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ ИЗ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Изложены результаты расчетов роста частиц осадков (капель дождя и сферического града) в конвективных облаках с учетом „вымывания" облаков осадками. Получено изменение размера частиц осадков и их интенсивности в процессе дождя (града) при различных скоростях восходящих потоков в облаках. Вычислено возможное количество осадков и их максимальная интенсивность в зависимости от условий развития облаков. При расчетах предполагалось, что распределение капель по размерам соответствует формуле Хргиана и Мазина.

1. Введение

Как известно, процесс образования осадков в конвективных облаках существенно зависит от скорости их вертикального развития. При малой скорости роста облака образование осадков требует длительного времени, а размеры частиц осадков малы. Быстро развивающиеся облака дают осадки через 30—40 минут после начала роста; размер частиц осадков тем больше, чем больше скорость развития облака.

Эта зависимость получена и в теоретических расчетах для конвективных облаков [3, 4]. Однако этими расчетами был охвачен лишь начальный период выпадения осадков.

В настоящей работе выполнены расчеты роста частиц осадков (капель дождя, сферического града) с учетом „вымывания" облака осадками. Это позволило вычислить изменения интенсивности дождя со временем и количество осадков, которое может выпадать из конвективных облаков при разных скоростях их развития.

2. Методика расчета

Рост капель в облаках под влиянием двух процессов — конденсации и коагуляции — можно рассчитывать с помощью формулы

$$\frac{dR}{dt} = \left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{конд}} + \left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}}. \tag{1}$$

Здесь

$$\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{конд}} = \frac{\varepsilon D}{R}, \tag{2}$$

$$\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}} = \int_{r_0}^{r_1} ESn\,\Delta v\,\Delta R\,dr, \tag{3}$$

где ε — пересыщение в безразмерных единицах [3], D — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе, R — радиус частиц осадков, r — радиус облачных капель, ΔR — увеличение радиуса дождевой капли

при слиянии с одной облачной каплей, Δv — разность их скоростей падения, E — коэффициент соударения капель радиусами R и r, n — число капель радиуса r в единице объема.

Интегрирование выражения (3) выполняется по всем радиусам облачных капель, коагулирующих с каплей радиуса R:

$$r_0 = \frac{R}{\sqrt{2}}\sqrt{1-\sqrt{1-\frac{R_0^3}{R^3}}}, \qquad r_1 = \frac{R}{\sqrt{2}}\sqrt{1+\sqrt{1-\frac{R_0^3}{R^3}}},$$

где R_0 — минимальный радиус капель ($R_0 \approx 14{,}5$ μ), участвующих в гравитационной коагуляции с более мелкими каплями.

Если считать, что капли распределены по размерам в соответствии с формулой Хргиана и Мазина [2]

$$n(r) = ar^2 e^{-br}, \tag{4}$$

где $a = \left(\frac{5}{2}\right)^5 \frac{q_w}{\pi\rho r_m^6}$, $b = \frac{5}{r_m}$, то скорость коагуляционного роста определяется выражением [4]

$$\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}} = \frac{1}{2^8}\left(\frac{5}{3}\right)^3 \frac{g}{\eta} q_w r_m^2 \left\{\left(\frac{2}{5}\right)^4 \left[\frac{R^2}{r_m^2}\gamma(6, y) + \right.\right.$$

$$+ \frac{2}{5}\frac{R}{r_m}\gamma(7,y) - \frac{2}{5^3}\frac{r_m}{R}\gamma(9, y) - \frac{1}{5^4}\frac{r_m^2}{R^2}\gamma(10, y) -$$

$$- \frac{2^3}{5^2}\frac{R}{r_m}\frac{R_0^3}{r_m^3}\left[\gamma(4, y) + \frac{2}{5}\frac{r_m}{R}\gamma(5, y) + \frac{1}{5^2}\frac{r_m^2}{R^2}\gamma(6, y)\right] -$$

$$\left.\left. - \frac{R_0^6}{r_m^6}\left[50\frac{R^2}{r_m^2}e^{\frac{5R}{r_m}}E_i\left(\frac{5R}{r_m} - y\right) - \left(10\frac{R}{r_m} + 1 + y\right)e^{-y}\right]\right\}_{\frac{5r_0}{r_m}}^{\frac{5r_1}{r_m}}, \tag{5}$$

где $y = \frac{5r}{r_m}$, $\gamma(p, y)$ — неполная гамма-функция, $E_i\left(\frac{5R}{r_m} - y\right)$ — интегральная показательная функция, g — ускорение силы тяжести, η — вязкость воздуха, ρ — плотность воды (или льда), q_w — водность облака, r_m — радиус капель, дающих максимум водности облака.

Облачную массу на различных высотах при заданном виде распределения капель по размерам можно характеризовать двумя параметрами: водностью q_w и радиусом капель r_m.

Если положить в формуле (5) $R = r_m$, то для скорости коагуляционного роста радиуса r_m получим

$$\left(\frac{dr_m}{dt}\right)_{\text{коаг}} = \frac{1}{2^8}\left(\frac{5}{3}\right)^3 \frac{g}{\eta} q_w r_m^2 \left\{\left(\frac{2}{5}\right)^4 \left[\gamma(6, y) + \frac{2}{5}\gamma(7, y) - \right.\right.$$

$$- \frac{2}{5^3}\gamma(9, y) - \frac{1}{5^4}\gamma(10, y)\left] - \frac{2^3}{5^2}\frac{R_0^3}{r_m^3}\left[\gamma(4, y) + \frac{2}{5}\gamma(5, y) + \right.\right.$$

$$\left.\left. + \frac{1}{5^2}\gamma(6, y)\right] - \frac{R_0^6}{r_m^6}\left[50e^{-5}E_i(5 - y) - (10 + 1 + y)e^{-y}\right]\right\}_{\frac{5r_0}{r_m}}^{\frac{5r_1}{r_m}}, \tag{6}$$

Изменение радиуса r_m с высотой можно рассчитать по формуле

$$\frac{dr_m}{dz} = \frac{\left(\frac{dr_m}{dt}\right)_{\text{конд}} + \left(\frac{dr_m}{dt}\right)_{\text{коаг}}}{u - v}, \qquad (7)$$

где v — скорость падения капли радиуса r_m относительно воздуха, u — скорость восходящего потока.

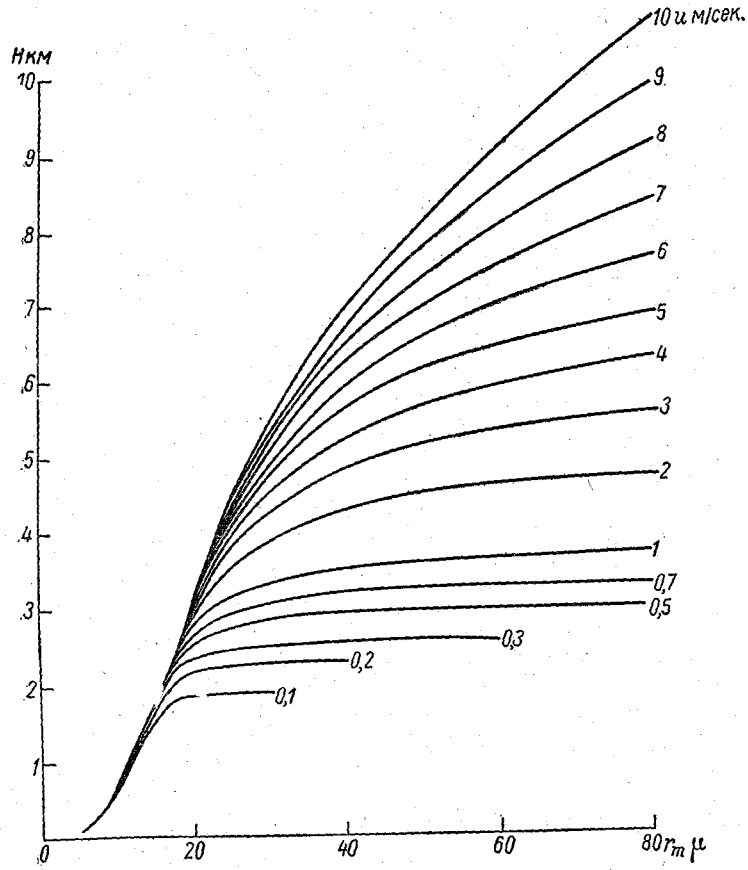


Рис. 1. Изменение с высотой радиуса облачных капель, дающих максимальную водность, при разных скоростях восходящего потока в облаках.

Данные расчета для различных скоростей восходящего потока приведены на рис. 1. Эти данные использованы при расчетах роста капель различных размеров.

Изменение водности облака со временем может быть определено следующим образом. С помощью формулы

$$\frac{dR}{dz} = \frac{\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{конд}} + \left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}}}{u - v} \qquad (8)$$

вычисляют изменение размера дождевых капель в некотором слое облака ΔH. Рост капель при их падении осуществляется за счет коагуляции с облачными каплями. Поэтому уменьшение водности

Δq в слое ΔH пропорционально числу выпадающих капель и увеличению массы отдельной капли в этом слое, т. е.

$$\Delta q = \frac{4}{3}\pi\rho \frac{R_2^3 - R_1^3}{\Delta H} N, \tag{9}$$

где R_1 — радиус капли на высоте верхней границы слоя ΔH, R_2 — радиус капли на нижней границе этого слоя, N — число частиц осадков в единице объема. Предполагая, что все частицы, достигшие верхней точки своей траектории, падают далее, не сталкиваясь друг с другом (имеют место лишь столкновения с облачными каплями), вычисление производят по формуле

$$N = \int_{R_{кр}}^{\infty} ar^2 e^{-br} dr = u \frac{5^2}{2^5 \pi \rho} \frac{q_w}{r_m^3} \times$$

$$\times \left\{ e^{-\frac{5r}{r_m}} \left[\left(\frac{5r}{r_m}\right)^2 + 2\left(\frac{5r}{r_m}\right) + 2 \right] \right\}_{\infty}^{R_{кр}}, \tag{10}$$

где $R_{кр}$ — радиус капли в верхней точке траектории, т. е. в той точке, где скорость ее падения относительно воздуха равна скорости восходящего потока.

Расчет роста частиц осадков с учетом изменения водности благодаря вымыванию облака осадками выполнялся при двух следующих предположениях о скорости восходящих потоков в облаках:

1) скорость постоянна как в начальный период развития облака, так и в период выпадения осадков;

2) скорость постоянна до начала дождя; после начала дождя восходящий поток прекращается. За начало дождя принимался момент времени, когда верхней точки своей траектории достигали частицы, дающие при выпадении из облака дождь интенсивностью 0,01 мм/мин. Ступенчатым способом можно произвести вычисления и при любом изменении скорости восходящих потоков по высоте и со временем.

Результаты расчетов, выполненных при первом предположении, дают представление о максимально возможных (при данной скорости развития облачности) интенсивности и количестве осадков. Очевидно, восходящий поток существует и после начала дождя при орографических осадках, когда воздушная масса, натекающая на горный хребет, испытывает непрерывный подъем (например, при муссонах, достигающих южных склонов Гималайского хребта). Иногда развитие облачности продолжается после начала дождя и в условиях прохождения фронтов над равнинной местностью.

Второе предположение, вероятно, осуществляется наиболее часто при развитии конвективной облачности над равнинной местностью или водоемами.

При расчетах предполагалось, что частицы, не достигающие при подъеме уровня изотермы — 10°, остаются жидкими в течение всего времени пребывания в облаке и выпадают в виде дождя.

Частицы, поднимающиеся с восходящими потоками выше уровня изотермы — 10°, замерзают и далее растут как частицы сферического града (учитывалось изменение плотности частиц осадков). Расчеты выполнены для облаков, основание которых находится на уровне изобарической поверхности 900 мб при температуре 6°.

БИБЛИОТЕКА Ленинградского Гидрометеорологического Института

3. Результаты расчетов и их обсуждение

Рост капель дождя (сферического града) и интенсивность осадков при непрерывном восходящем потоке

На рис. 2 показана зависимость радиуса частиц осадков (дождя или сферического града) от скорости развития облачности для начального периода выпадения осадков, когда интенсивность последних достигает 0,01 мм/мин.

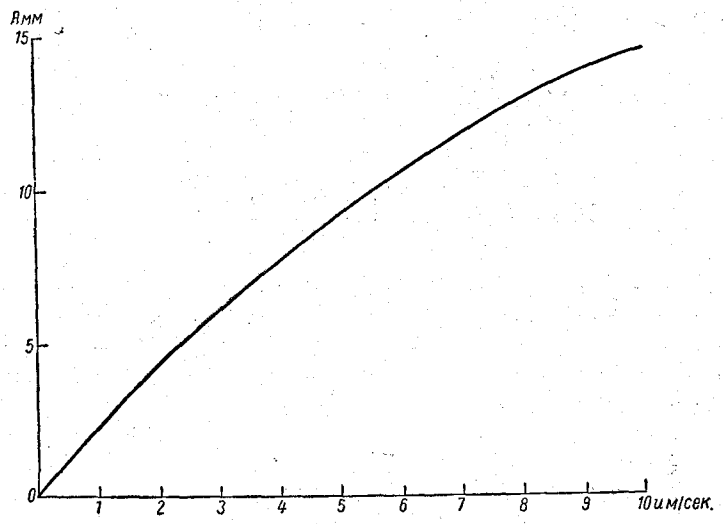


Рис. 2. Зависимость радиуса первых частиц осадков (капель дождя, сферического града) от скорости развития облачности.

Как видно на рис. 3, радиус капель (сферического града) в первые минуты выпадения осадков несколько растет со временем, а затем убывает благодаря вымыванию облака осадками. Чем больше скорость восходящего потока, тем быстрее идет уменьшение размера частиц осадков. В заключительной стадии дождя или града частицы осадков мелкие, даже при продолжающемся после начала выпадения осадков росте облачности.

Предельный размер выпадающих частиц осадков определяется скоростью восходящего потока u; мелкие частицы, скорость падения которых относительно воздуха меньше u, не могут выпадать.

На рис. 4 показано (пунктиром) изменение интенсивности осадков со временем для облака со скоростью восходящего потока $u = 1$ м/сек. Максимальная интенсивность осадков $I = 9{,}6$ мм/мин., согласно расчету, будет достигнута через 13 минут после начала дождя. Уменьшение интенсивности осадков после достижения ее максимального значения (несмотря на предположение о сохранении восходящего потока после начала выпадения осадков) связано с вымыванием облака осадками.

На рис. 5 показана (пунктиром) зависимость максимальной интенсивности осадков от скорости восходящего потока. При $u = 5$ м/сек. интенсивность осадков может достигать 18 мм/мин., или 1080 мм/час. Наибольшая измеренная интенсивность осадков составляет 1260 мм/час

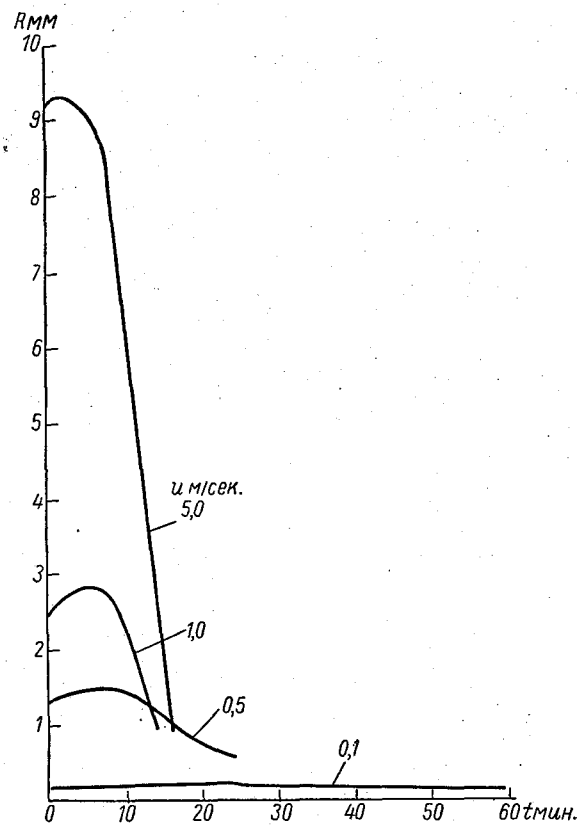


Рис. 3. Изменение радиуса частиц осадков со временем при разных скоростях восходящих потоков в конвективных облаках.

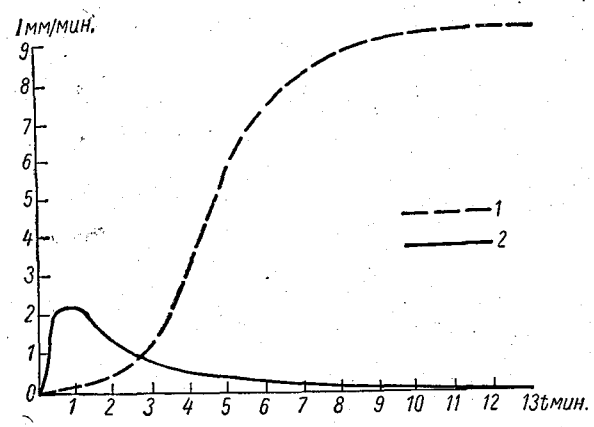


Рис. 4. Изменение интенсивности осадков со временем для облака со скоростью восходящего потока $u = 1$ м/сек.

1 — непрерывный восходящий поток, *2* — восходящий поток прекращается после начала дождя.

(29/XI 1911 г. во время ливневого дождя в Калифорнии выпало 63 мм осадков за 3 минуты).

Таким образом, полученные максимальные значения интенсивности осадков являются реально возможными. Кратковременные значения интенсивности осадков порядка 8 мм/мин. (что соответствует, по данным нашего расчета, скорости восходящего потока 1 м/сек.) отмечаются довольно часто.

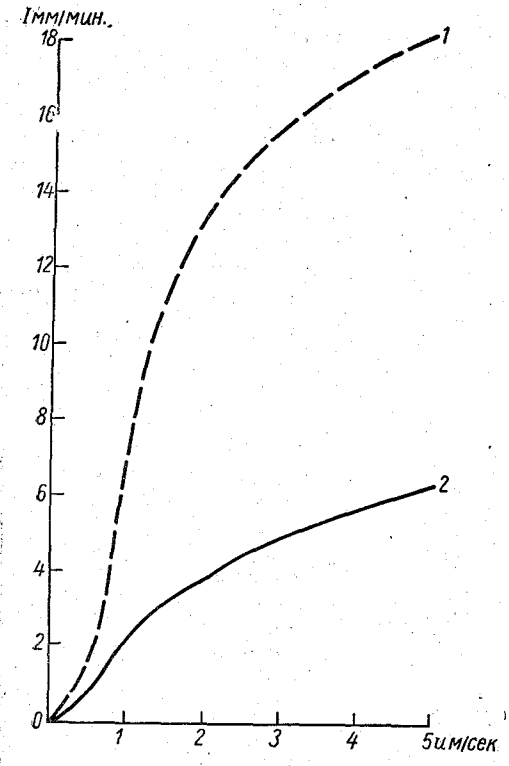


Рис. 5. Зависимость максимальной интенсивности осадков от скорости восходящего потока в облаках.

1 — непрерывный восходящий поток, *2* — восходящий поток прекращается после начала дождя.

Рост капель дождя (сферического града), интенсивность и количество осадков при прекращении восходящих потоков после начала выпадения осадков

Если восходящий поток в облаке прекращается после начала осадков (§ 2), то в дальнейшем частицы осадков начинают падение относительно земли, не достигнув критического размера, при котором скорость их падения равна скорости восходящего потока.

До выпадения из облака частицы осадков испытывают меньшее число соударений с облачными каплями, чем при продолжающемся подъеме облачного воздуха. Поэтому частицы осадков вырастают в облаке до меньших размеров, чем при непрерывном восходящем потоке. Сводные данные по характеристике процесса образования осадков при разных скоростях восходящего потока приведены в табл. 1.

Таблица 1

Характеристика процесса образования осадков при разных скоростях восходящего потока

	Скорость восходящего потока, м/сек.					
	0,1	0,5	0,75	1,0	2,0	5,0
Радиус частиц осадков, мм	0,13	1,0	1,6	2,0	2,8	5,3
Соответствующий начальный радиус облачных капель, μ	16	10	9	8	8	7
Время образования осадков, ч. м.	8 10	2 20	1 45	1 25	0 55	0 40
Максимальная интенсивность осадков, мм/мин.	0,007	0,80	1,60	2,20	3,80	6,40
Количество осадков, мм	0,37	2,2	3,1	3,7	6,1	11,3

Рост первых частиц осадков с высотой при различных скоростях восходящего потока в начальной стадии развития облака показан

на рис. 6. Если предположить, что вертикальный градиент температуры в облаке равен влажноадиабатическому значению, то при температуре на уровне основания облака 6° изотерма —10° находится на высоте около 3 км над основанием облака. Следовательно, образование града можно ожидать при скорости развития облачности 2 м/сек. и больше. При меньших скоростях восходящих движений в облаках осадки начинаются с выпадения дождя, образующегося либо благодаря процессам в жидкой фазе, либо при таянии снега. Если температура на уровне основания облака выше 6°, то град может образоваться при скорости восходящих потоков, превышающей рассчитанную. Изменение радиуса частиц осадков со временем в процессе выпадения дождя показано на рис. 7. Наиболее крупные частицы выпадают (в случае прекращения восходящих потоков) в начальный период дождя (града). Затем размер частиц уменьшается со временем. Через 15 минут после начала выпадения осадков радиус частиц, согласно расчету, не превышает 0,5 мм даже для облаков со скоростью развития 5 м/сек.

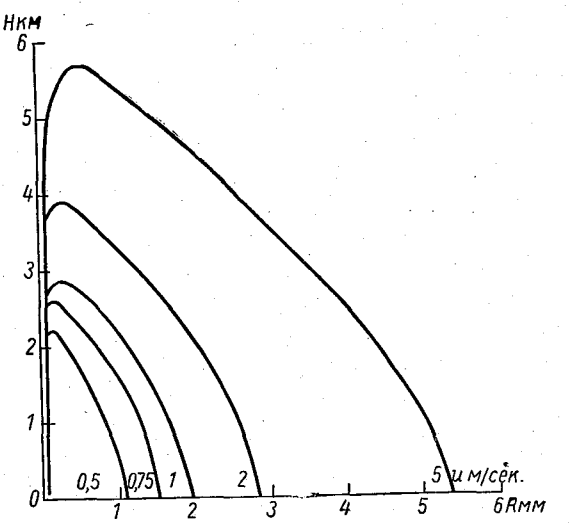


Рис. 6. Рост частиц осадков с высотой для начального периода их выпадения при различных скоростях развития конвективной облачности.

На рис. 8 представлена зависимость времени начала выпадения осадков (отсчитываемого от начала роста облака) от скорости восходящих потоков. Напомним, что за начало осадков принят момент выпадения дождя интенсивностью 0,01 мм/мин. На рисунке видим, что при возрастании скорости развития облака до 1 м/сек. время образования осадков быстро уменьшается, а при больших скоростях изменяется в пределах от 1 ч. до 30 м., незначительно уменьшаясь с ростом скорости вплоть до 9—10 м/сек. Расчеты при скоростях восходящего потока больше 10 м/сек. не производились. Но ранее выполненные расчеты [2] показали, что время образования осадков несколько увеличивается с ростом скорости.

На рис. 4 сплошной кривой дается изменение интенсивности дождя со временем при скорости восходящего потока 1 м/сек. (при других скоростях изменение интенсивности аналогично кривой на рис. 4). Общая площадь, заключенная между кривой и осью абсцисс, соответствует количеству осадков, которое может выпасть из облака (без учета перемещения облака).

Зависимость максимальной интенсивности осадков от скорости восходящего потока (при предположении о прекращении восходящего потока после начала их выпадения) изображена кривой *2* на рис. 5. При скорости восходящего потока 1 м/сек. интенсивность осадков может достигать 2 мм/мин., а при 5 м/сек. максимальная интенсивность составляет 6 мм/мин.

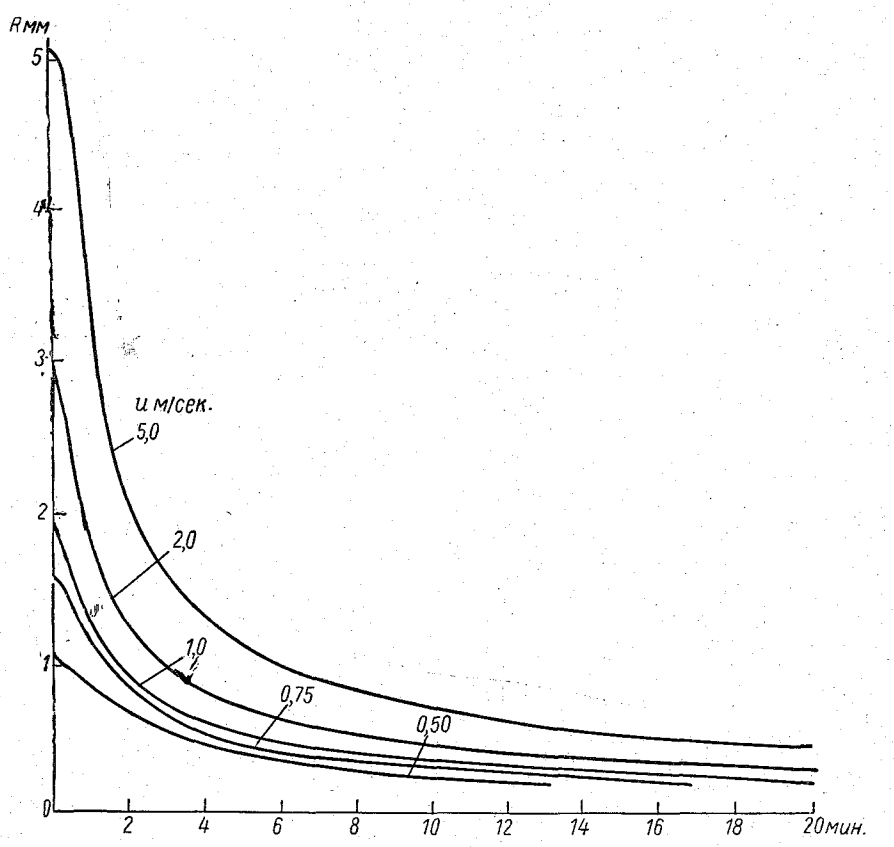


Рис. 7. Изменение радиуса частиц осадков со временем для облаков, в которых восходящий поток прекращается после начала дождя.

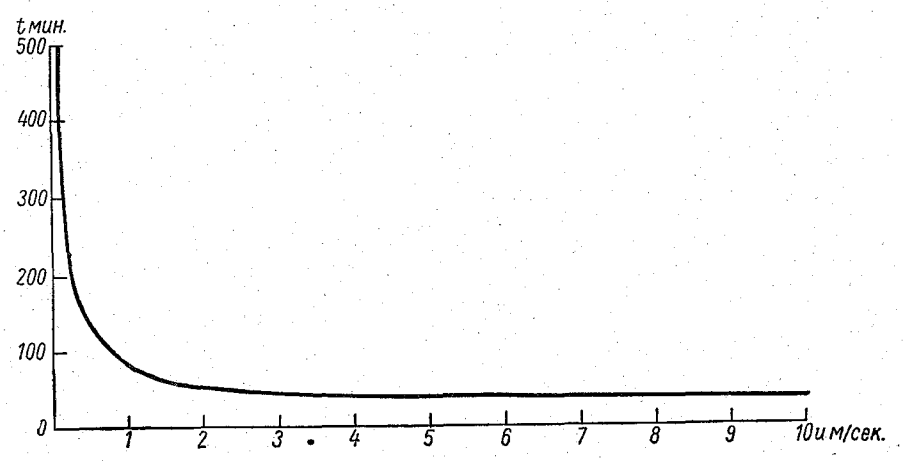


Рис. 8. Зависимость времени начала выпадения осадков от скорости развития конвективных облаков.

На рис. 9 показана зависимость количества осадков от скорости роста облачности в начальной стадии ее существования. Из облака при скорости роста 0,1 м/сек. может выпасть всего лишь 0,4 мм осадков, при 1 м/сек. количество осадков равняется 3,8 мм, при 5 м/сек. — 11,3 мм. Количество выпавших осадков можно сопоставить с общим количеством влаги в облаке (в пересчете на единицу площади). Соотношение этих величин дает долю сконденсированной влаги, выпадающую в виде осадков. Как показали расчеты, она колеблется от 0,70 для облака со скоростью восходящего потока $u = 0{,}5$ м/сек. до 0,60 для облака с $u = 5$ м/сек.

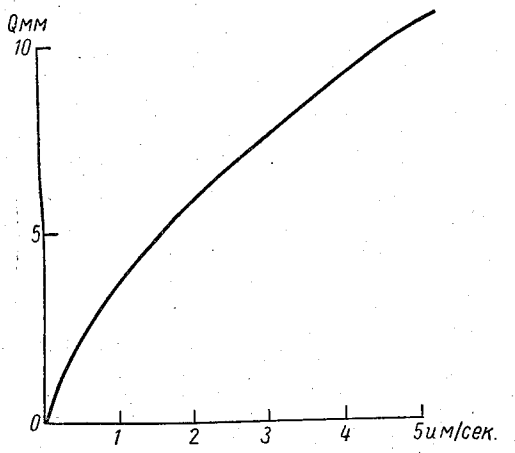


Рис. 9. Зависимость количества осадков из конвективных облаков от скорости их развития для случая, когда восходящие потоки в облаках прекращаются после начала осадков.

Е. Ф. Мамина и Е. К. Федоров [1] сопоставили среднее влагосодержание фронтальных облачных систем с количеством осадков. Они указали, что количество осадков может превышать влагосодержание в несколько раз (для 9 случаев теплых фронтов и фронтов окклюзии они получили среднее значение $\frac{Q}{W} = 6{,}9$). Их оценка является весьма грубой, но все же в некоторой степени характеризует роль фронтального подъема воздуха, продолжающегося и в период выпадения осадков. Этот подъем обусловливает регенерацию облака.

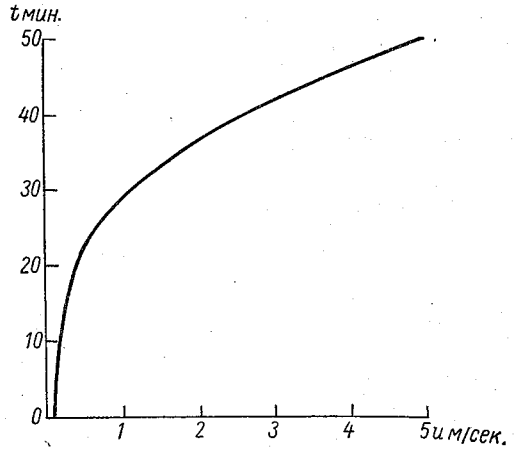


Рис. 10. Зависимость продолжительности осадков с интенсивностью более 0,01 мм/мин. от скорости восходящего потока в облаках.

Полученная при расчетах зависимость продолжительности осадков с интенсивностью более 0,01 мм/мин. от скорости развития облачности показана на рис. 10. Выпадение осадков, интенсивность которых может быть зарегистрирована плювиографом, происходит при скоростях развития конвективных облаков, превышающих 0,1 м/сек. (при $u = 0{,}1$ м/сек. максимальная интенсивность осадков составляет лишь 0,007 мм/мин.). Продолжительность дождя с интенсивностью более 0,01 мм/мин. увеличивается с ростом скорости и достигает 50 минут при $u = 5$ м/сек. Общая продолжительность дождя, выпадающего из облака, может значительно отличаться от приведенной на графике, особенно при малых скоростях развития облаков. Так, при $u = 0{,}1$ м/сек. дождь, согласно расчету, может продолжаться более 1 ч. 40 м.

Выводы

1. Учет вымывания облаков осадками позволил рассчитать изменение размеров частиц осадков (капель дождя, сферического града) и их интенсивности со временем, а также общее количество осадков, которое может выпасть из конвективной облачности.

2. Количество осадков, выпадающих из облаков, развивавшихся с постоянной скоростью, составляет 0,6—0,7 общего количества сконденсированной влаги, если восходящие потоки в облаках прекращаются после начала выпадения осадков.

Выполненные расчеты не охватывают случай роста кристаллических частиц осадков. Этот вопрос, имеющий важнейшее значение, требует дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мамина Е. Ф. и Федоров Е. К. О водном балансе облачной системы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5. 1957.
2. Хргиаи А. Х. и Мазин И. П. О распределении капель по размерам в облаках. Труды ЦАО, вып. 7. 1952.
3. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. ГИТТЛ. М. 1954.
4. Шишкин Н. С. Влияние вида распределения облачных капель по размерам на величину капель дождя. Труды ГГО, вып. 54. 1955.

М. А. ХИМАЧ и Н. С. ШИШКИН

ИЗМЕНЕНИЯ МИКРОСТРУКТУРЫ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ В ПЕРИОД ВЫПАДЕНИЯ ОСАДКОВ

Летом 1958 г. Главной геофизической обсерваторией были выполнены самолетные исследования микроструктуры Cb в северных районах Европейской территории СССР. В статье приведены данные об изменениях водности и размеров облачных капель в период выпадения ливневых осадков.

1. Введение

В 1958 г. сотрудниками Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова была проведена серия полетов с целью исследования изменений микроструктуры конвективных облаков в процессе выпадения осадков.

Полеты проводились на самолете в северных районах ЕТС — в Архангельской, Вологодской областях и Коми АССР. Методика проведения полетов сводилась к многократным заходам в дождящее облако и полосу осадков с исследованиями микроструктуры облаков на различных уровнях в течение всего времени выпадения осадков.

Измерение облачных капель производилось микрофотографированием, водность измерялась прибором В. А. Зайцева, размеры капель дождя определялись с помощью фильтровальной бумаги, покрытой красителем.

Так как полеты в мощных конвективных облаках всегда связаны с известными трудностями, которые усугублялись грозоопасностью, то не всегда удавалось проследить „вымывание" облака осадками с начала до конца. Однако в 14 случаях произведено весьма детальное исследование микроструктуры дождящих облаков. Наиболее характерные полеты описаны в § 3. Для всех случаев были построены распределения капель по массам.

В начальной стадии дождя изменения спектра облачных капель по сравнению с изменениями спектра в стадии роста облака еще малы. Спектр капель заметно изменяется после того, как произошло значительное изменение вертикальной мощности облака благодаря его вымыванию осадками. В облаках, находящихся в заключительной стадии дождя, встречаются обычно лишь мелкие облачные капли. В соответствии с этим исследовавшиеся дождящие конвективные облака разделены на три группы. К группе I отнесены облака мощностью от 2,3 до 4,6 км, к группе II — мощностью от 1,8 до 2,3 км, к группе III — мощностью от 1,1 до 1,8 км.

Как известно, ливневые осадки выпадают летом из облаков, которые достигают в период своего развития мощности, превышающей 2,2—2,3 км.

2. Микроструктура кучево-дождевых облаков

Сводные данные наблюдений за конвективными облаками в период выпадения осадков приведены в табл. 4, 5 и 6. Таблица 4 содержит сведения о максимальных значениях вертикальной мощности конвективных облаков, полученные при наблюдениях температуры на уровнях нижней и верхней границы, размеров зоны осадков, продолжительности их выпадения.

В табл. 5 приводятся результаты измерений облачных капель. Указаны время и высота взятия пробы, радиус капель r_m, соответствующий максимуму на кривой распределения по массам (в случае размытого распределения за r_m принималось среднее значение радиуса капель), максимальный радиус облачных капель.

В табл. 6 приведены данные измерений водности облаков.

Анализ данных об изменении размеров облачных капель в процессе выпадения осадков. Ввиду того что в каждом из Cb взято сравнительно немного проб облачных капель, авторы объединили данные нескольких измерений по соответствующим слоям для облаков того или иного типа.

На рис. 1 приведены суммарные результаты для распределения облачных капель по размерам в различных стадиях вымывания облаков осадками. Авторы ограничились данными для высот 1800—2000 м над основанием облаков, так как в более высоких слоях облака были, как правило, кристаллическими или смешанными. Сопоставление спектров облачных капель показывает, что в процессе выпадения осадков происходит общее уменьшение размеров капель, особенно хорошо заметное по уменьшению максимального радиуса капель (табл. 1).

Таблица 1

Максимальный радиус капель на различных уровнях над основанием облаков (μ)

Слой, в котором исследованы размеры капель, м	Группа облаков		
	I	II	III
300—500	—	53	20
600—700	—	51	30
900—1200	—	53	40
1400—1600	65	41	—
1800—2000	62	37	—

В отличие от растущих Cu cong., в дождящих облаках нарушается тенденция к увеличению характерных размеров капель с высотой. Так, в облаках группы II, для которой получено наибольшее количество данных, максимальный размер капель мало изменяется с высотой. Во всем слое от 300 до 2000 м над основанием облака встречаются капли радиусом 40—50 μ. Следует особо отметить, что капли такого размера встречаются и в нижней части облаков, вплоть до уровня 100 м над их основанием. Напомним, что в Cu cong. в слое 50—100 м над основанием не встречаются капли радиусом более 10—12 μ.

Данные об изменении водности конвективных облаков в процессе выпадения осадков. На рис. 2 приведены данные о водности облаков в различных стадиях выпадения осадков. Цифрами указаны группы облаков, для которых получены данные. Для сравнения

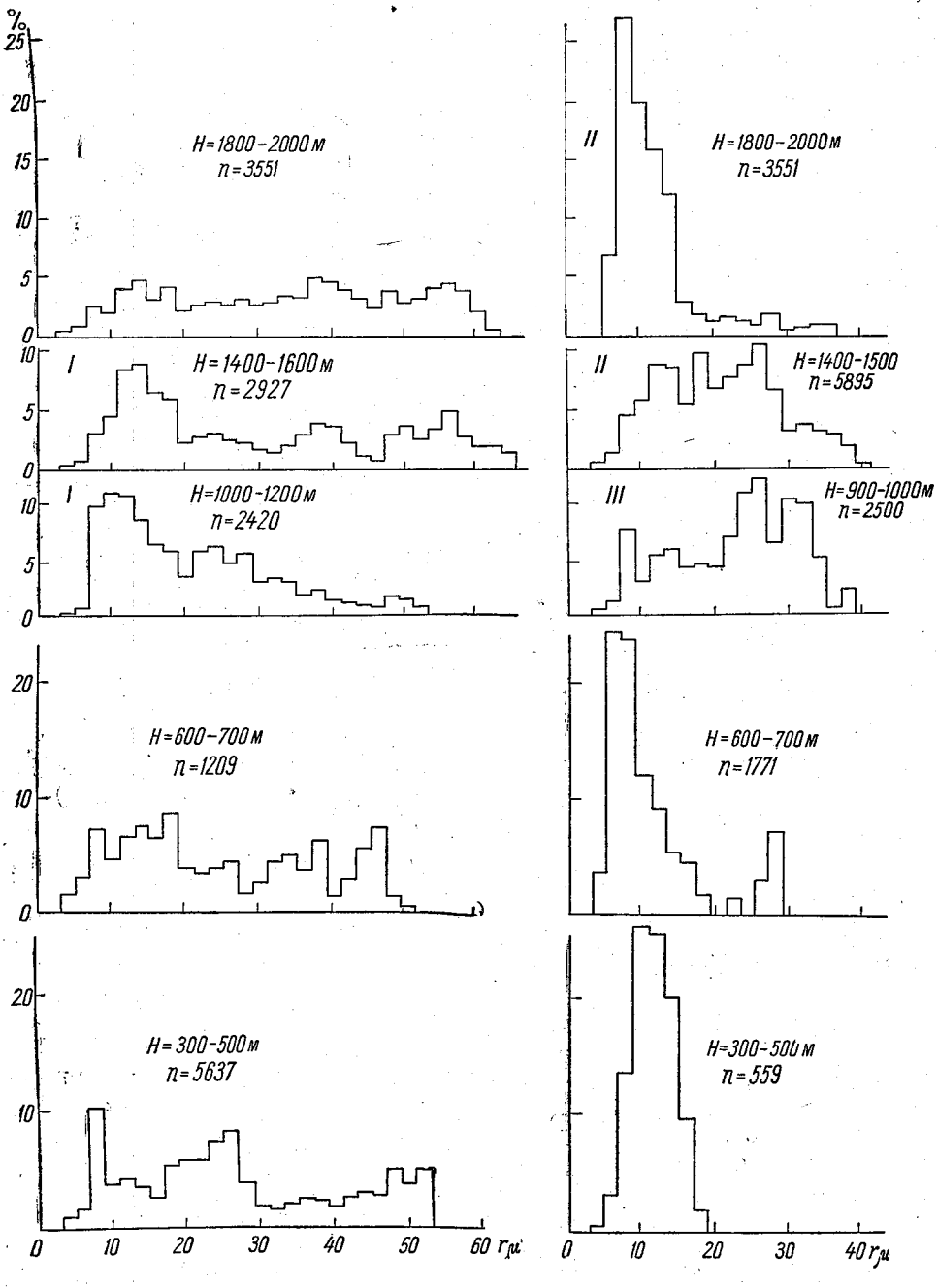


Рис. 1. Распределение облачных капель по размерам в различных стадиях вымывания облаков осадками.

приводится кривая средней водности Cu cong., полученная А. П. Чуваевым и Л. П. Никандровым. Можно сделать вывод, что при выпадении осадков происходит уменьшение водности облаков со временем. Рост водности с высотой в нижней части Cu cong., отмеченный многими исследователями (см., например, [1]), сохраняется и в Cb на всех стадиях выпадения осадков. В верхней части Cb имеет место уменьшение водности с высотой.

Сведения о механизме образования осадков. Все исследованные в 1958 г. ливневые облака в северной части Европейской территории СССР имели смешанное строение. Однако в ряде случаев на уровнях с отрицательной температурой воздуха были встречены внутри облаков капли дождя или дождя со снегом и крупой.

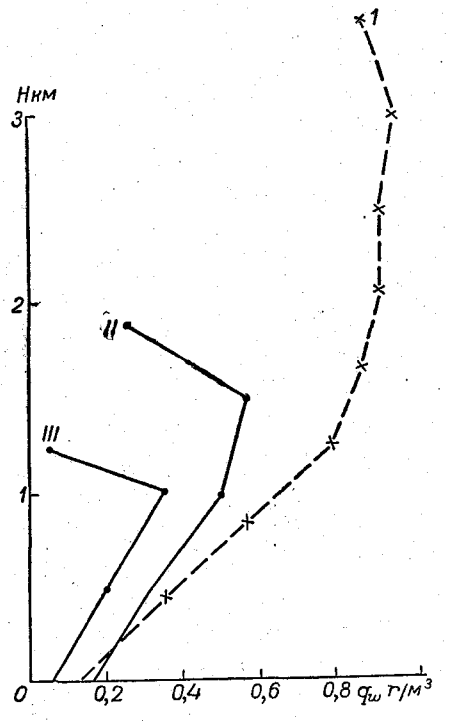


Рис. 2. Водность облаков в различных стадиях выпадения осадков.

I — водность Cu cong., *II* — мощность облаков от 1,8 до 2,3 км, *III* — мощность облаков от 1,1 до 1,8 км.

Так, 12/VII 1958 г. ливневый дождь со снегом отмечен в Cb на высоте 3,1 км при температуре —6,3°. Нулевая изотерма располагалась на высоте 2,24 км. Облако имело вертикальную мощность 2,2 км.

В полете 13/VII 1958 г. исследовано облако Cb, находившееся в заключительной стадии вымывания осадками. Его нижняя граница находилась на уровне 1,38 км, верхняя плоская граница — на уровне 3,48 км. Над ровной поверхностью облака возвышались на 0,8—1,0 км остатки узкой облачной башни, имеющей волокнистое строение. Сквозь эту часть облака были хорошо видны окружающие облака. При проходе через нее на высоте 3,74 км (температура —5,5°) было замечено поблескивание кристаллов в лучах солнца, гало и ярко окрашенная радуга. Это свидетельствует об одновременном присутствии в остатках облачной башни кристаллов и крупных капель дождя. Дождь отмечен и на высоте 3 км при температуре —1,6°.

16/VII 1958 г. ливневый дождь с крупой был отмечен внутри Cb на высоте 3,95 км при температуре —7,9°.

1/VIII 1958 г. в Cb с верхней границей 4,94 км отмечены осадки в виде снега с дождем на высоте 4,5 км при температуре —10,4° и в виде крупы с дождем на высоте 4,2 км при температуре —9,2°. На этих высотах наблюдалось интенсивное обледенение шаблона. Нулевая изотерма располагалась на высоте 2,94 км.

Таким образом, наблюдения показывают, что осадки в облаках смешанного строения возникали как благодаря появлению в верхней части облака ледяных кристаллов, так и вследствие конденсационного и коагуляционного роста капель.

3. Описание отдельных полетов

Полет 11/VII 1958 г. В течение дня над Баренцевым морем располагался центр циклона. В западной части Архангельской области выпадали слабые дожди ливневого характера, связанные с прохождением холодного фронта.

В полете выполнены исследования кучево-дождевых облаков в районе Лешуконска. Наблюдения велись за двумя Cb, находящимися на расстоянии 18 км друг от друга. Около 12 ч. 30 м. их верхняя граница достигала 3,9 км (температура —8,3°), нижняя граница облаков оказалась при спуске на уровне 1,7 км. Следовательно,

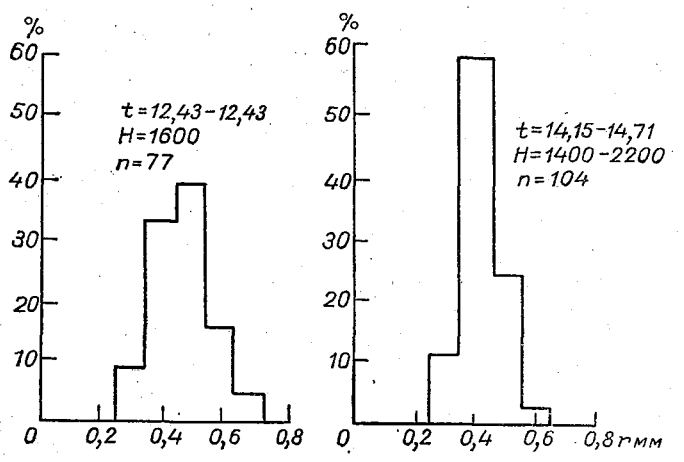


Рис. 3. Распределение дождевых капель по размерам. 11/VII 1958 г.

вертикальная мощность облаков равнялась 2,2 км. Дождь из облаков начался в 12 ч. 35 м. Исследования облаков продолжались свыше 2,5 часа. К 15 ч. их верхняя граница снизилась на 0,6 км, а нижняя граница поднялась благодаря вымыванию облаков на 0,3 км. Мощность облаков уменьшилась таким образом до 1,3 км. В 15 ч. 10 м. облако № 2 было уже полностью просвечивающим, выпадал слабый дождь. Общая продолжительность дождя превышала 2 ч. 35 м. В начальный период дождя ширина полосы осадков из облака № 1 составляла 13 км, а к 14 ч. 10 м. она уменьшилась до 10 км.

Данные о размерах дождевых капель из облака № 1, представленные на рис. 3, наглядно показывают уменьшение размеров капель дождя за 1,5 часа. Облако № 2 имело в 12 ч. 58 м. полосу осадков почти круглого сечения с диаметром 10 км. К 14 ч. 40 м. ширина полосы осадков увеличилась до 14 км.

Было выполнено три подъема через дождящее облако № 2 и исследована его микроструктура. Изменение водности облака при выпадении осадков хорошо заметно в слое, где водность максимальна. В 13 ч. 10 м. значение водности в слое 1,8—2,4 км равнялось 0,95 г/м^3, в 14 ч. 23 м. — 0,48 г/м^3, в 14 ч. 50 м. — 0,26 г/м^3, в 15 ч. 30 м. — 0,04 г/м^3.

В полете 16/VII 1958 г. (11 ч. 10 м.—16 ч. 55 м.) были проведены наблюдения за изменением микроструктуры фронтального Cb при выпадении осадков. В период исследования (13 ч. 55 м.—14 ч. 40 м.)

облако было хорошо развито (мощность 4,6 км). Протяжение полосы осадков составлядо 4 км.

Измерения дождевых капель в разные периоды времени показали уменьшение размеров капель дождя со временем (табл. 2).

Таблица 2

Радиус капель дождя, мм	14 ч. 00 м.	15 ч. 09 м.	15 ч. 29 м.
R_m	0,8—1,0	0,7—0,8	0,4—0,5
R_{max}	1,6	1,2	0,8

Примечание. R_m — радиус капель, соответствующий максимуму водности дождя, R_{max} — максимальный радиус дождевых капель.

Заходы в облако производились при подъеме и спуске. Нижняя граница Cb в 13 ч. 55 м. находилась на высоте 0,76 км (температура 11,0°), а верхняя граница в 14 ч. 40 м. — на высоте 5,06 км (температура —13,8°). Водность облака в период подъема не превышала 0,36 г/м³ (на высотах 3,77 до 4,48 км), а в период спуска равнялась 0,30 г/м³ на высоте 2,7 км и лишь 0,06 г/м³ на высоте 3,16 км (рис. 4).

В период подъема (14 ч. 25 м.) на высоте 3,95 км (температура —7,9°) отмечен ливневый дождь с крупой, при спуске в 14 ч. 59 м. на высоте 3,5 км — только снег. Верхняя часть облака уже полностью кристаллизовалась. За время наблюдений происходило резкое снижение уровня верхней границы облака. За 42 минуты она понизилась от 5,36 до 3,24 км. Средняя скорость снижения составила 0,7 м/сек. В то же время нижняя граница облаков благодаря вымыванию осадками повысилась за 1 ч. 18 м. с 0,76 до 2,22 км.

В 15 ч. 26 м. Cb был уже плоским облаком мощностью около 1 км. Осадки из него закончились около 15 ч. 40 м.

Полет 17/VII 1958 г. Произведено исследование внутримассовой конвективной облачности в районе Великого Устюга — Котласа. Полет продолжался с 10 ч. 21 м. до 16 ч. 31 м. С 12 ч. 30 м. до 13 ч. 50 м. исследовалось плоское облако № 1, дававшее слабый ливневый дождь, на юго-западе от г. Великого Устюга. Наше исследование относится к заключительной стадии выпадения осадков. Радиус дождевых капель не превышал 0,8—0,9 мм и мало менялся со временем. Нижняя граница Cb № 1 в 12 ч. 45 м. находилась на высоте 1,6 км (температура 1,5°), а верхняя граница в 13 ч. 0,5 м. — на высоте 3,33 км. Мощность облака быстро уменьшалась со временем: к 13 ч. 40 м. она составляла уже 1,0 км; происходило быстрое вымывание осадками нижней части облака и понижение уровня верхней границы облака. Особенно активно оно шло в центральной части вершины облака, так что к 13 ч. 16 м. верхняя поверхность приобрела вид чаши. На рис. 5 показано изменение водности облака со временем. Если в 12 ч. 53 м. максимальная водность облака была 0,46 г/м³ на высоте 2,46 км, то в 13 ч. 45 м. она равнялась 0,15 г/м³ на этой же высоте. В верхней части облако было кристаллическим. В 13 ч. 50 м. осадки стали уже очень слабыми и наблюдения были прекращены. С 14 ч. 17 м. до 15 ч. 40 м. исследовалось облако № 2, расположенное в начале наблюдений в 40 км к северу от г. Котласа. Размеры капель дождя были практически такими же, как из Cb № 1.

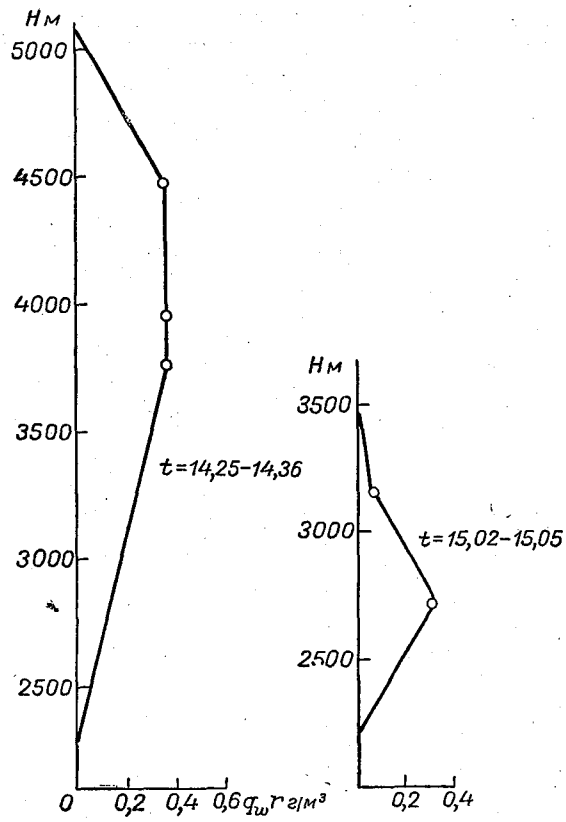


Рис. 4. Изменение водности кучево-дождевого облака № 2 со временем. 16/VII 1958 г.

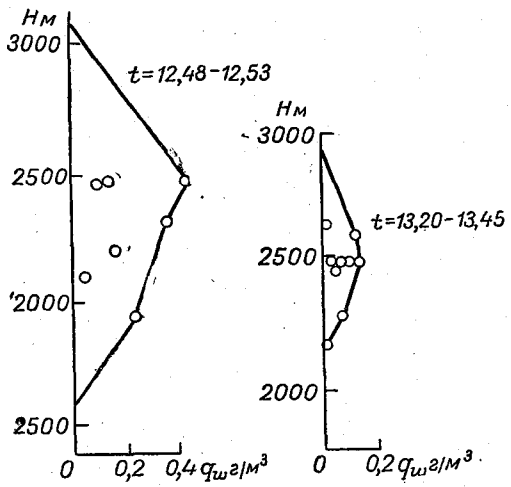


Рис. 5. Изменение водности кучево-дождевого облака со временем. 17/VII 1958 г.

Ширина полосы осадков составляла в начальный период исследований 15 км, к 15 ч. 30 м. она уменьшилась до 12 км. Около 15 ч. Cb № 2 имел вертикальную мощность примерно 3 км. Со временем мощность быстро уменьшалась. К 15 ч. 16 м. верхняя граница снизилась на 0,5 км со средней скоростью около 0,5 м/сек. Нижняя граница облака благодаря вымыванию осадками поднялась за 1 час на 0,3 км. На рис. 6 представлено распределение облачных капель в облаке № 2.

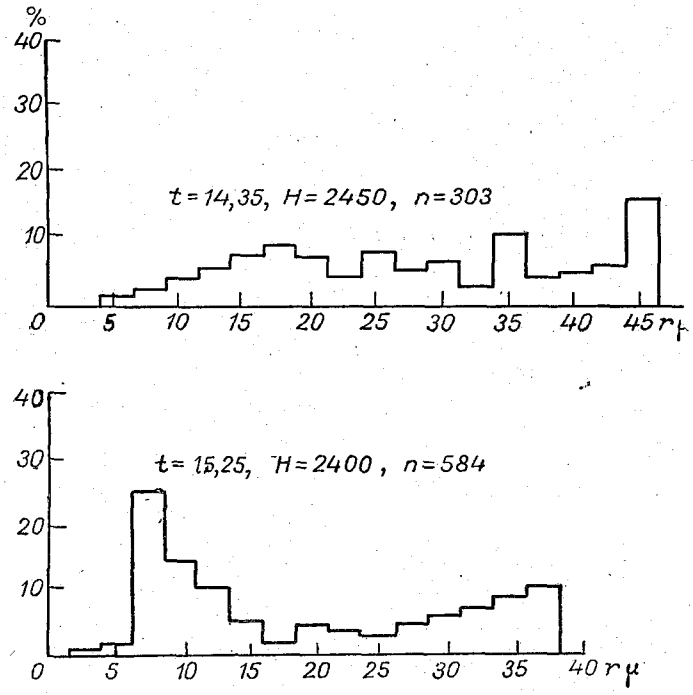


Рис. 6. Изменение спектра распределения облачных капель при выпадении осадков. 17/VII 1958 г.

Сопоставление этих данных показывает, что со временем происходило некоторое уменьшение размеров облачных капель на уровне 2,4—2,45 км. К концу исследования дождь начал заметно ослабевать. В 15 ч. 34 м. полоса осадков была уже прозрачной.

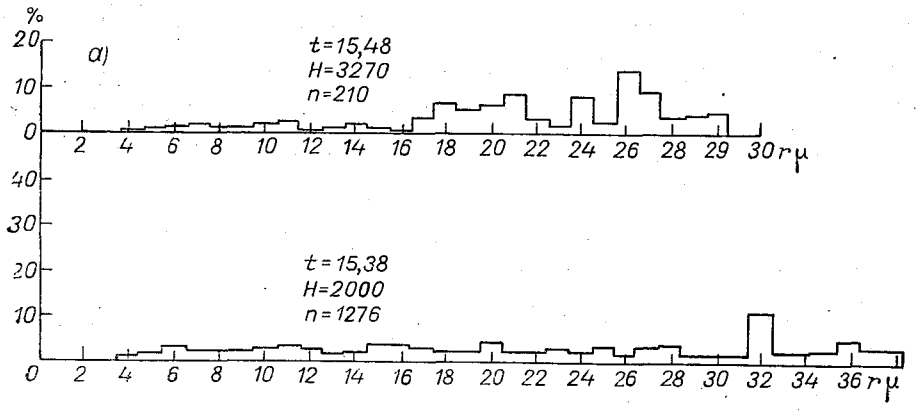
В полете 1/VIII 1958 г. удалось проследить процесс вымывания облака осадками с начала до конца. Исследование производилось в районе г. Вохмы (Костромская область) с 15 ч. 30. м. по 16 ч. 32 м. Дождь из облака начался в 15 ч. 29 м., а с 15 ч. 30 м. до 15 ч. 36 м. были произведены заходы в полосу осадков шириной 4 км. Данные о размерах дождевых капель представлены в табл. 3.

Таблица 3

Радиус капель дождя, мм	15 ч. 30 м.— 15 ч. 35 м.	16 ч. 16 м. — 16 ч. 23 м.
R_m	1,5—1,7	0,5
R_{max}	1,8	0,9—1,0

Радиусы дождевых капель, заключавшиеся в пределах от 0,3 до 1,8 мм в начале исследования, заметно уменьшились в заключительной стадии дождя.

Нижняя граница дождящего облака в 15 ч. 37 м. находилась на высоте 1,86 км (температура 6,2°), а верхняя граница в 15 ч. 55 м.— на высоте 4,14 км (температура —10,6°). Нулевая изотерма распола-



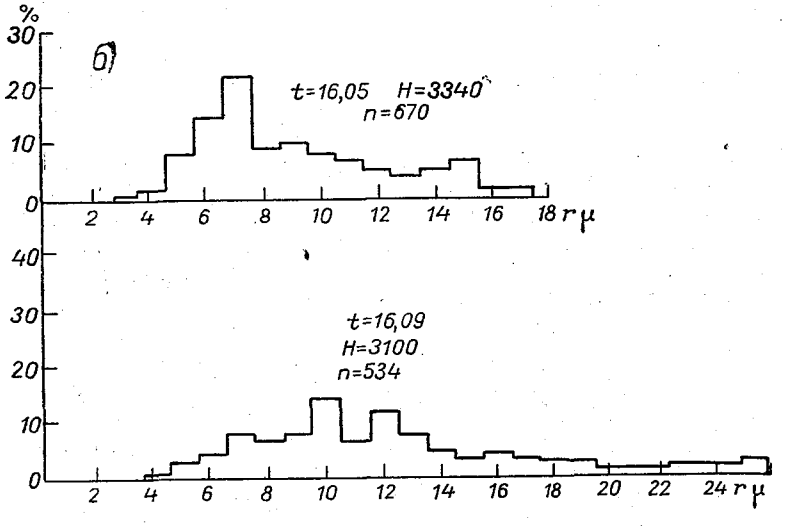


Рис. 7. Распределение облачных капель по размерам в разные периоды выпадения осадков. 1/VIII 1958 г.

галась на уровне 2,7 км. Мощность облака быстро уменьшалась со временем и к 16 ч. 13 м. составляла 1,06 км. Происходило быстрое вымывание осадками нижней части облака и понижение уровня верхней границы облака. На рис. 7 представлено распределение облачных капель по размерам в разные периоды выпадения осадков: *а* — с 15 ч. 38 м. до 15 ч. 48 м., *б* — с 16 ч. 05 м. до 16 ч. 09 м.

Размеры капель заметно уменьшались со временем. В 15 ч. 48 м. на высоте 3,3 км $r_{max} = 30$ μ, а в 16 ч. 05 м. на той же высоте радиусы капель не превышали 17 μ.

Сопоставление значений водности в различные периоды выпадения осадков показывает ее значительное уменьшение. Если в 15 ч. 48 м

на высоте 3,24 км максимальное значение водности было 0,46 г/м³, то в 16 ч. 05 м. на высоте 3,3 км оно равнялось 0,2 г/м³. Облако имело смешанное строение. На высоте 2,86 км в 16 ч. 14 м. отмечены осадки в виде снега с дождем (температура —1,0°).

Полет 5/VIII 1958 г. Погода в северных районах Европейской территории СССР обусловливалась тыловой частью циклона, центр которого находился над о. Колгуев. В полете (10 ч. 31 м.—18 ч. 25 м.) выполнено исследование конвективной облачности, дававшей осадки, в районе Усть-Цильмы — Печоры.

В начальный период исследования (11 ч. 00 м.—12 ч. 10 м.) в 100—150 км северо-восточнее Ухты облачность представляла довольно

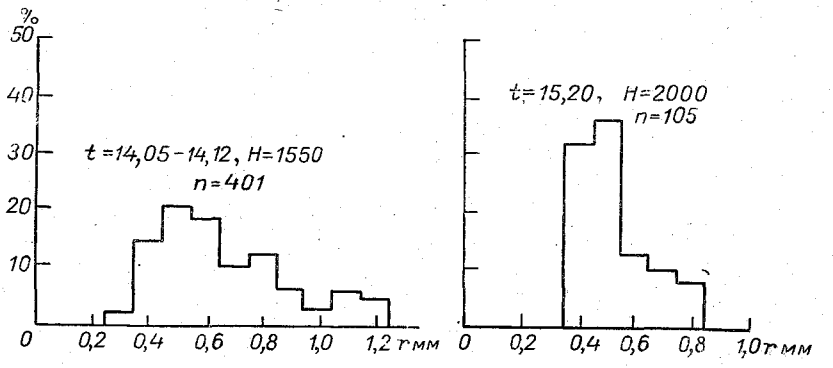


Рис. 8. Изменение спектра распределения капель дождя из Cb № 3. 5/VIII 1958 г.

ровный покров небольшой мощности (0,6—0,8 км) с отдельными выступающими вершинами. Мощность облачности несколько увеличивалась по мере удаления от Ухты. В 12 ч. 35 м. в 60 км к северу была замечена полоса осадков, выпадающих из отдельного Cb. Исследование этого облака (Cb № 1), проведенное с 12 ч. 57 м. до 13 ч. 53 м., относилось к заключительной стадии выпадения осадков. С 12 ч. 57 м. до 13 ч. 06 м. производились заходы в полосу осадков шириной 6,5 км. Радиусы капель заключались в пределах от 0,3 до 1,1 мм. Облако, как показало зондирование, с 13 ч. 08 м. по 13 ч. 26 м. имело мощность 2,4 км. Вершина облака была плоской и имела кристаллическое строение, над ней наблюдались нитевидные клочья. Заходы в облако на разной высоте позволили судить о его строении: облако было смешанным, в верхней кромке были отмечены кристаллы и обледенение (13 ч. 37 м.), у нижней границы — снег. Нулевая изотерма находилась на уровне 2,3 км. Облако очень быстро вымывалось осадками. Его нижняя граница за 35 минут поднялась на 1,06 км, верхняя часть облака опускалась со скоростью 1 м/сек. и в 13 ч. 43 м. Cb № 1 представлял собой тонкое, с водностью 0,02—0,08 г/м³ облако мощностью всего 0,52 км. В 13 ч. 48 м. дождь был настолько мелким, что спектр капель, полученный способом микрофотографирования, имел вид спектра крупных облачных капель (радиусом до 31 μ). В 13 ч. 50 м. от облака остались маленькие клочки. Cb № 2, расположенный рядом с Cb № 1, исследовался с 14 ч. 03 м. до 15 ч. 32 м. Облако быстро разрушалось в верхней части и оседало.

В 14 ч. 35 м. основная часть облака имела верхнюю границу на уровне 4,1 км, а от него тянулись вверх (приблизительно до высоты 4,9 км) остатки вершины кристаллического строения.

Таблица 4

Результаты исследования конвективной облачности, дающей ливневые осадки

	11/VII	12/VII	13/VII	15/VII	16/VII	17/VII	18/VII					1/VIII	2/VIII	5/VIII
	Лешуконск	Ухта	ст. Железнодорожная	ст. Харовск	оз. Белое	Великий Устюг	Сыктывкар					Вохма	Плесецк	Ухта
Уровень нижней границы облаков, км	1,5	1,7	2,1	1,4	0,76	1,6	1,4	1,41	1,4	1,5	1,6	1,8	1,9	1,2
Температура нижней границы облаков, град.	5,6	3,6	—2,4	7,4	11,0	1,5	2,9	2,9	2,9	1,4	1,0	6,3	8,6	6,5
Уровень верхней границы облаков, км	3,7	3,9	4,3	4,5	5,1	3,3	3,4	4,7	5,1	3,6	3,6	4,1	5,1	3,6
Температура верхней границы облаков, град.	—8,3	—9,2	—17,4	—8,8	—13,8	—5,8	—10,1	—19,0	—21,9	—10,9	—10,9	—10,6	—13,6	—7,6
Начало выпадения осадков, ч. м.	12 30	12 20	10 40	13 20	14 00	12 30	11 60	11 08	11 25	12 28	13 59	15 29	13 00	13 00
Период образования осадков, мин.	—	—	—	—	—	—	50	60	35	60	35	—	—	—
Размеры капель дождя, мм R_m	0,5 0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	0,6	—	—	—	0,6	0,6	1,1	0,8	0,6
Размеры капель дождя, мм R_{max}	0,7 0,9	0,8	0,9	1,2	1,5	0,9	—	—	—	1,1	1,1	1,8	1,5	1,1
Ширина полосы осадков, км	10 13	6 10	20	4	4	15	—	—	—	7	6	4	6,5	6,5
Продолжительность дождя, ч. м.	2 35	1 40	2 00	—	1 40	1 20	—	—	—	60	30	57	—	1 00

К 15 ч. 05 м. верхняя граница опустилась до уровня 3,5 км, в 15 ч. 10 м. она была на высоте 3 км, а к концу выпадения осадков, в 15 ч. 28 м.,— на высоте 2,76 км. Средняя скорость оседания вершины 0,7 м/сек.

Нижняя часть облака вымывалась осадками. Нижняя граница поднялась с 1,5 км (14 ч. 20 м.) до 2,2 км (15 ч. 15 м.).

Облако, как показали заходы на спуске (15 ч. 10 м.— 15 ч. 15 м.), имело смешанное строение. Было отмечено наличие кристаллов и слабое обледенение. Заходы в полосу осадков шириной в 4 км были произведены в период с 14 ч. 03 м. до 14 ч. 12 м. и в 15 ч. 20 м. Как видно на рис. 8, размеры капель заметно уменьшились (от $R_{max} = 1{,}2$ мм до $R_{max} = 0{,}8$ мм), а в 15 ч. 32 м. капли были настолько мелки, что, по существу, их можно было отнести к облачным каплям большого радиуса. Дождь прекратился совершенно в 15 ч. 36 м. Облако во время последних заходов было совсем тонким с большими просветами. Cb № 3 исследовался юго-восточнее Печоры с 16 ч. 10 м. до 17 ч. 00 м. Вымывание этого облака происходило снизу. Облако имело смешанное строение. Нижняя граница в 16 ч. 20 м. была на уровне 1,4 км (температура 6,0°), а в 16 ч. 55 м. — на высоте 2,1 км. Верхняя граница находилась на высоте 2,9 км (температура — 2,8°). Радиусы капель дождя значительно менялись со временем. При заходах в полосу осадков шириной 5,3 км в 16 ч. 10 м. $R_{max} = 1{,}0$ мм, $R_m = 0{,}5$ мм, а в 17 ч. 01 м. $R_{max} = 0{,}5$ мм, $R_m = 0{,}03$ мм.

Таблица 5

Характерные размеры капель в Cb. 1958 г.

Время, ч. м.	H	n	r_m μ	r_{max} μ
	11/VII			
13 06	1850	211	12,5	33
13 10	1960	398	17	33
13 33	2800	415	10	27
14 23	2360	124	13	17
14 37	2880	1871	8	38
	12/VII			
12 47	2200	5637	8	50
12 58	2860	919	25	50
13 06	3270	4070	13	40
13 17	3800	89	47	47
13 33	3070	1086	8	15
13 36	2700	693	15	45
13 38	2300	259	20—25	28
	13/VII			
11 01	2900	1154	8	40
11 09	3500	1162	8	35
11 25	4200	759	8	25
11 27	4000	3310	8	35
11 30	3700	229	8	38
11 40	3060	489	8	38
	15/VII			
14 33	2500	589	8	15
14 35	2760	545	10	18
14 36	2900	873	13	23
14 37	3000	245	13	20
	16/VII			
14 25	3840	1509		63
14 28	4200	1503	45	60
14 36	4600	265	25	43
15 04	2950	1017	13	38
	17/VII			
14 35	2450	306	45	45
14 50	3550	294	33	33
15 21	3360	138	35	35
15 23	2830	6380	5	40
15 25	2400	586	8	38
	18/VII			
13 29	2000	466	52	52
13 32	2470	636	10	55
13 37	3080	996	13	30
	1/VIII			
15 38	2000	1285	32	69
15 48	3270	213	26	43
16 05	3340	670	7	49
16 09	3100	433	10	57
	2/VIII			
13 52	5060	478	10	27
13 57	4000	315	36	83
14 07	3000	787	7	48
	5/VIII			
13 40	2350	1981	5	16
13 48	2240	2207	5	34

Таблица 6

Водность кучево-дождевых облаков. 1958 г.

№ пп.	Время, ч. м.	Высота, м	Водность, г/м³
	11/VII		
1	11 08	2250	0,42
2	11 12	2260	0,25
3	11 15	2240	0,18
4	11 18	2200	0,04
5	11 23	2060	0,10
6	11 52	2820	0,21
7	11 56	2670	0,04
8	12 02	2480	0,36
9	12 05	2560	0,29
10	13 06	1830	0,53
11	13 10	1990	0,05
12	13 11	2000	0,06
13	13 12	2050	0,32
14	13 13	2080	0,30
15	13 17	2120	0,19
16	13 18	2190	0,12
17	13 19	2280	0,19
18	13 23	2490	0,30
19	13 24	2500	0,02
20	13 34	2960	0,08
21	14 23	2340	0,49
22	14 25	2600	0,24
23	14 36	2470	0,05
24	14 37	2180	0,01
25	14 47	2300	0,02
26	14 49	2470	0,26
27	14 50	2560	0,00
28	15 03	2500	0,04
	12/VII		
29	12 43	2020	0,68
30	12 45	2080	0,06
31	12 46	2140	0,21
32	12 47	2200	0,92
33	12 58	2857	0,90
34	12 59	2920	0,64
35	13 06	3270	1,12
36	13 08	3340	1,29
37	13 16	3760	0,21
38	13 32	3170	0,67
	13/VII		
39	11 00	2800	0,88
40	11 02	3000	0,73
41	11 09	3500	0,12
42	11 10	3600	0,10
43	11 12	3740	0,00
44	11 25	3700	0,21
45	11 26	3730	0,10
46	11 37	3050	0,24
	15/VII		
48	14 30	2000	0,08
49	14 31	2200	0,64
50	14 33	2500	0,41
51	14 34	2650	1,18
52	14 35	2750	0,69
53	14 37	2850	0,34
54	14 39	3100	0,38
55	14 50	3730	0,76
	16/VII		
56	14 25	3770	0,36
57	14 27	3950	0,27
58	14 33	4480	0,35
59	15 02	3160	0,06
60	15 05	2710	0,19
61	15 18	2800	0,07
	17/VII		
62	12 48	1940	0,24
63	12 49	2100	0,05
64	12 50	2200	0,18
65	12 51	2300	0,37
66	12 53	2470	0,18
67	13 20	2500	0,07
68	13 31	2200	0,02
69	13 35	2600	0,14
70	13 45	2600	0,02
71	13 46	2500	0,15
72	13 47	2300	0,09
73	14 34	2230	0,17
74	14 48	3330	0,09
75	15 20	3600	0,16
76	15 21	3370	0,09
77	15 23	2840	0,04
78	15 24	2600	0,31
79	15 25	2400	0,43
80	15 26	2100	0,35
81	15 27	1900	0,04
	18/VII		
82	12 33	3470	0,12
83	12 49	3400	0,27
84	12 54	3430	0,14
85	13 27	1950	0,29
86	13 29	2050	0,09
87	13 31	2200	0,61
88	13 32	2220	0,77
89	13 33	2240	0,77
90	13 34	2260	1,03
91	13 35	2280	1,22
92	13 37	3100	1,78
93	13 39	3200	0,50
94	13 58	2640	0,49
95	14 03	2640	0,52
96	14 08	2620	0,04
	2/VIII		
97	13 51	5100	0,05
98	13 54	4770	0,10
99	13 56	4500	0,36
100	13 57	4200	0,80
101	13 59	3740	0,09
102	14 06	2960	0,13
	5/VIII		
103	12 05	2360	0,48
104	12 06	2230	0,54

Продолжение таблицы 6

№ пп.	Время, ч. м.	Высота, м	Водность, г/м³	№ пп.	Время, ч. м.	Высота, м	Водность, г/м³
	5/VIII			112	15 36	2240	0,04
105	13 43	2250	0,06	113	15 37	2200	0,43
106	15 40	2880	0,09	114	15 38	2150	0,22
107	15 13	2550	0,06	115	16 35	2880	0,04
108	15 14	2320	0,03	116	16 39	2800	0,13
109	15 15	2250	0,16	117	16 47	2440	0,16
110	15 32	2400	0,22	118	16 51	2380	0,98
111	15 33	2340	0,09	119	16 52	2350	0,24

ЛИТЕРАТУРА

1. Никандров Л. П. и Чуваев А. П. Водность летних мощно-кучевых облаков в северо-западных районах ЕТС. Труды ГГО. 1953.

А. П. ЧУВАЕВ

ДАННЫЕ О ТЕМПЕРАТУРЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВЕРШИН МОЩНЫХ КУЧЕВЫХ ОБЛАКОВ В РАЗЛИЧНЫХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ РАЙОНАХ

В статье приводятся материалы о температуре начальной кристаллизации Cu cong. и температуре на уровне верхней границы дождящих Cb в различных районах. Указывается, что условия начальной кристаллизации вершин Cu cong. определяются не только полем температуры.

Как уже указывалось [1], установление температурных границ начала оледенения переохлажденных вершин мощных кучевых облаков весьма важно как при исследовании механизма формирования осадков, так и при выявлении условий, благоприятных для искусственного вызывания последних. В этом случае для каждого интересующего нас физико-географического района наряду с оценкой вертикальной мощности облаков является весьма важным установить тот диапазон температур переохлаждения, при котором осадки, как правило, не получают естественного развития, но могут быть вызваны искусственно.

Следует заметить, что сама оценка возможной вертикальной мощности облаков (без знания которой нельзя определить содержащиеся в них нереализованные запасы воды, а следовательно, и возможную интенсивность осадков) требует знания условий начальной кристаллизации.

Исследование этого вопроса важно не только для климатологической оценки „водных ресурсов" облаков, но и для повседневной прогностической деятельности. Известно, например, что прогнозирование вертикальной мощности конвективных облаков является весьма затруднительным. Последнее связано с тем, что при этом необходимо учитывать не только величину и характер распределения по вертикали запасов энергии неустойчивости, характеристик турбулентного обмена и т. д., но также и возможность появления фазовой неоднородности в структуре облаков.

Можно по-прежнему утверждать [2], что установление физических условий зарождения ледяных частиц в переохлажденных облаках является одним из узловых и все еще не решенных вопросов физики облаков и осадков.

При решении этого вопроса возникает много трудностей. Они прежде всего связаны с отсутствием необходимых аэрологических наблюдений. С другой стороны, при проведении такого рода специальных аэрологических наблюдений имеются трудности методического характера.

В силу этих причин, насколько известно автору, если не считать

работ Пепплера [3], Финдайзена [4] и Швердтфегера [5], не было опубликовано статей по вопросу об условиях зарождения в облаках ледяных частиц, где были бы использованы значительные данные непосредственных аэрологических наблюдений.

В упомянутых работах Пепплера и Швердтфегера не имеется сведений о температуре начальной кристаллизации вершин облаков, а приводятся данные о температуре на уровне верхней границы облаков, уже дающих осадки. Но, как указывалось [1], температура, зафиксированная на верхней границе развитого Cb, из которого уже выпадали осадки, далеко не всегда может характеризовать начальные условия кристаллизации вершин Cu cong. Иногда после начала кристаллизации вершин Cu cong. в течение длительного времени продолжает еще энергично развиваться по вертикали, и образовавшийся Cb на этом уровне имеет значительно более высокую вершину и более низкую температуру, чем на уровне начальной кристаллизации.

Автором было предложено [1] определять начало кристаллизации переохлажденных вершин мощных кучевых облаков по температуре, замеренной у верхней границы наиболее развитых Cu cong., наблюдаемых в поле дождящих Cb. Но для этого необходимы длительные наблюдения за развитием одних и тех же участков облаков. Последнее, однако, не всегда возможно, особенно при проведении так называемых маршрутных полетов. При анализе материалов, полученных в такого рода полетах 1953—1955 гг. на участке Одесса — Киев — Харьков — Ростов — Краснодар, автор пытался обойти это затруднение [1], рассматривая только те материалы наблюдений, которые относились лишь к условиям хорошо выраженной конвекции (до развития гроз включительно).

Однако иногда при осуществлении более или менее длительных наблюдений за развитием одного и того же поля конвективных облаков представляется возможным непосредственно обнаруживать начальный момент кристаллизации вершин Cu cong. Поскольку в настоящее время еще не существует способов, позволяющих инструментально определять в облаке наличие и концентрацию частиц твердой фазы воды, то принято считать, что появление волокнистой структуры в вершине облака является указанием на начало процесса его кристаллизации. Пользуясь этим принципом, автор имел возможность при проведении в 1957—1958 гг. 59 специальных полетов в районе оз. Севан (Армянская ССР) установить уровень и температуру начальной кристаллизации облаков Cu cong. Сравнение полученных материалов с аналогичными данными по другим физико-географическим районам выявило [6] значительные различия температурных границ начала кристаллизации мощных кучевых облаков в этих областях. Это обстоятельство вынудило автора обратиться к анализу материалов, накопленных в исследовательских полетах, осуществленных в последние годы ГГО, и для более полного изучения поставленного вопроса привлечь к рассмотрению опубликованные материалы других авторов [3—5, 7—12].

Повторяемость температур на уровне начальной кристаллизации мощных кучевых облаков в различных районах Европейской части СССР и Закавказья по данным полетов ГГО представлена в табл. 1 [1].

[1] Таблица 1 составлена по материалам, полученным автором, Н. С. Шишкиным, М. А. Химач и Г. Т. Никандровой.

Таблица 1

Район, период наблюдений	Температура, град.									
	—6, —8	—9, —11	—12, —14	—15, —17	—18, —20	—21, —23	—24, —26	—27, —29	—30, —32	—33, —35
Север ЕТС, VII—VIII 1958 . . .	1	2	2	1	1	1	—	—	—	—
Украинская степь, VI 1956, V 1958, IV, VII, VIII 1959	—	—	2	3	5	6	2	—	1	—
Черноморское побережье Кавказа, V—VI 1956, III 1957	1	2	3	4	5	6	2	—	1	—
Армения (оз. Севан), V, IX 1957, V, IX, X 1958, VIII—IX 1959			4 4,7	12 14,1	15 17,7	26 30,6	17 20,0	7 8,2	3 3,5	1 1,2

Примечание. Для Армении в первой строке приводится число случаев, во второй — процент повторяемости.

Рассмотрим несколько подробнее данные табл. 1 и некоторые другие материалы по различным районам Европейской части СССР и Закавказья.

В летние месяцы 1958 г. при проведении специальных полетов в северных областях Европейской части СССР (район Нарьян-Мара) в течение 8 дней с развитием конвективной облачности были зафиксированы уровень и температура начальной кристаллизации вершин отдельных облаков. Все они укладываются в диапазон температур от —6 до —23°, однако, насколько позволяют судить эти материалы, наибольшее число случаев относится к интервалу температур от —9 до —14°.

Материалы полетов автора [14] и Н. С. Шишкина [13], проведенных соответственно в 1949—1952 и 1951—1953 гг. в летние месяцы в северо-западном районе Европейской части СССР (преимущественно над Ленинградской областью), показали, что по крайней мере при тыловом режиме погоды с выпадением шквалистых осадков температура верхней границы дождящих облаков лежит в диапазоне — 14, —16°. Это подтверждает справедливость сделанного в работе [1] вывода о том, что приведенные там данные о температуре верхней границы мощных кучевых облаков по северо-западному району являются характерными и для границ начала кристаллизации и что при тыловом режиме наибольшая повторяемость процесса перехода Cu cong. в Cb приходится на область температур —10, —12°.

Для центральных районов Европейской части СССР не имеется данных непосредственных наблюдений начального момента кристаллизации Cu cong. Некоторые косвенные указания по этому вопросу можно, однако, найти в работе Е. Г. Зак и А. А. Федоровой [7]. Согласно этим данным, в районе г. Долгопрудного (под Москвой) на верхней границе радиоэхо от осадков наиболее часто (46% случаев) встречались температуры в диапазоне от —5 до —15°. Однако на интервал температур от —15 до —40° приходится 30% всех рассмотренных случаев, а во внутримассовых очагах повторяемость

низких температур у верхней границы радарной зоны осадков достигает 39%. Не имея данных о повторяемости температур у верхней границы радиоэхо по более мелким градациям, все же можно согласиться с мнением авторов о том, что в рассматриваемом районе образование ледяных кристаллов наиболее часто начинается при температурах около —10°. Однако, вопреки утверждению авторов, нельзя принять этот вывод в качестве общей закономерности для любых районов.

В полетах, выполненных в летние месяцы 1958—1959 гг. над украинской степью в течение 19 дней с развитием конвективных облаков, были определены уровень и температура начала кристаллизации. Почти в половине всех случаев (9 из 19) температура находилась в пределах —21, —32°, а в остальных 10 случаях — в пределах —12, —20°. В течение периода наблюдений преобладала сухая погода. Характерно, что при этом не было отмечено ни одного случая, когда кристаллизация начиналась бы при температуре выше —12°. Однако приведенные в работе [1] данные о температурах на уровне верхней границы Cu cong. для южных районов СССР, по-видимому, не всегда являются характерными для условий начальной кристаллизации облаков этого типа над районами Северной Украины. Эти данные будут, вероятно, справедливы лишь для таких ливней и гроз, которые развиваются на Украине при адвекции относительно холодных воздушных масс.

В мае — июне 1956 г. и в июле 1957 г. группа сотрудников ГГО под руководством Н. С. Шишкина проводила специальные полеты в районе Черноморского побережья Кавказа. За это время (в течение 24 дней) удалось установить момент начальной кристаллизации Cu cong. В 3 случаях кристаллизация отмечалась при температурах от —8 до —11°, в 3 случаях — при температурах —12, —14°, в 9 случаях — при температурах от —21 до —32°. Характерно, что в случаях с относительно низкой температурой начала кристаллизации относительная влажность на высотах более 5000 м была менее 20%.

В Армянской ССР, кроме указанных выше 59 случаев, в летние месяцы (август — сентябрь) 1959 г. представилось возможным еще в течение 26 летных дней исследовать температуру начала кристаллизации Cu cong. Для всех этих 85 случаев вычислена повторяемость температур (табл. 1). Из этих данных следует, что в условиях сухого климата горных районов Армении в теплое полугодие около 64% случаев начала кристаллизации вершин мощных кучевых облаков приходится на диапазон температур от —21 до —35°. Характерно, что за время летних полетов здесь также не было отмечено ни одного случая кристаллизации облаков при температуре выше —12°. При этом следует иметь в виду, что не всегда процессы кристаллизации начинаются в самых мощных вершинах Cu cong. наблюдаемого поля облаков. Нередко случается, что более мощные вершины остаются в течение длительного времени не закристаллизованными, в то время как более низкие вершины приобретают четко выраженную волокнистую структуру. В горных районах Армении, как показывает опыт трехлетних полетов, предельное переохлаждение часто достигает температур значительно ниже —40°. Все это наводит на мысль о том, что появление ледяных зародышей в переохлажденных облаках (следовательно, и процесс формирования осадков) определяется не только полем температуры.

В известных автору работах иностранных ученых данных о не

посредственном определении начальной температуры кристаллизации нет.

Рейдат [8] просто указывал уровень, на котором обнаруживались кристаллы в облаках, и лишь иногда температуру на этом уровне (не исследуя условий зарождения кристаллов).

Пепплер [3] и Швердтфегер [5] исследовали температуру на верхней границе облаков, уже дающих осадки, которая, как говорилось выше, далеко не всегда может характеризовать начальные условия кристаллизации. При грозо-градовых положениях, например, по данным Ладлама [9], эти различия могут достигать 10—20°. У американских исследователей обсуждаются преимущественно данные о температурах на уровне верхней границы радиоэхо от осадков [10, 11]. Сравнение такого рода данных, полученных в различных физико-географических районах, представляет несомненный интерес.

Пепплер [3] изучал материал 223 самолетных зондирований, проведенных в Германии над сушей при конвективном режиме погоды. В 75 случаях во время зондирования выпадали осадки, но только в 32 случаях самолет смог подняться до уровня верхней границы. Во всех 32 случаях температура на этом уровне была ниже —12°, причем 56% из них приходилось на область температур ниже —20°, а средняя температура составляла —21° (на рис. 1 приводится повторяемость этих температур в процентах, по Мейсону [12]).

Финдайзен [4], проведя небольшое число наблюдений над Северной Атлантикой, пришел к выводу, что температура на уровне верхней границы оледенелых облаков конвективной природы над морем на 6—8° выше температуры верхней границы таковых над сушей (в сравнении с данными Пепплера). Данные Швердтфегера [5], по мнению автора, подтверждают этот вывод Финдайзена.

Швердтфегер проанализировал материалы 823 полетов, выполненных в 1942—1944 гг. над океаном в районе 62° с. ш. и 13° з. д. Из них в 250 случаях выпадения ливневого снега или дождя была определена температура на уровне верхней границы облаков. Оказалось, что за весь год в 45%, а в летнее время в 64% случаев температура на этом уровне была выше —12°. На рис. 1 приведена кривая повторяемости этих температур за год. Максимум повторяемости на ней при —13° обычно связывается с определяющей ролью ледяной фазы в формировании наблюденных осадков.

Сравнение приведенных данных Пепплера и Швердтфегера действительно указывает на то, что над континентальными районами Германии температура на уровне верхней границы дождящих облаков конвективной природы значительно ниже, чем над океаном. При этой оценке следует иметь в виду еще и то обстоятельство, что на континенте лишь в небольшой части случаев дождящих облаков оказалось возможным при самолетных зондированиях выйти на их верхнюю границу.

Аналогичные данные, связанные с географическими особенностями формирования осадков, можно найти и у американских исследователей. Так, по данным Баттана и Брахама [11], летом в центральных районах США, когда нулевая изотерма расположена на высоте 4500 м, а основание облаков — на высоте 1500 м, небольшая часть облаков, полностью расположенных ниже уровня нулевой изотермы, дает радиоэхо; облака, достигающие уровня с температурой —12°, дают радиоэхо в 30% случаев, а в тех случаях, когда верхняя граница облаков достигает уровня с температурой —20°, вероятность ливневых осадков составляет более 80%. В то же время, по данным

Брахама и др. [10], в Нью-Мексико с 14/VII по 15/VIII 1950 г. не было обнаружено ни одного случая радиоэхо от конвективных облаков с температурой верхней границы выше —12°. При температурах вершин облаков между —12 и —24° лишь пятая часть из них давала радиоэхо, а отдельные облака не давали отражения даже в тех случаях, когда температура на уровне их верхней границы была ниже —30°. Повторяемость температур у верхней границы радарного эха по данным Брахама также представлена на рис. 1.

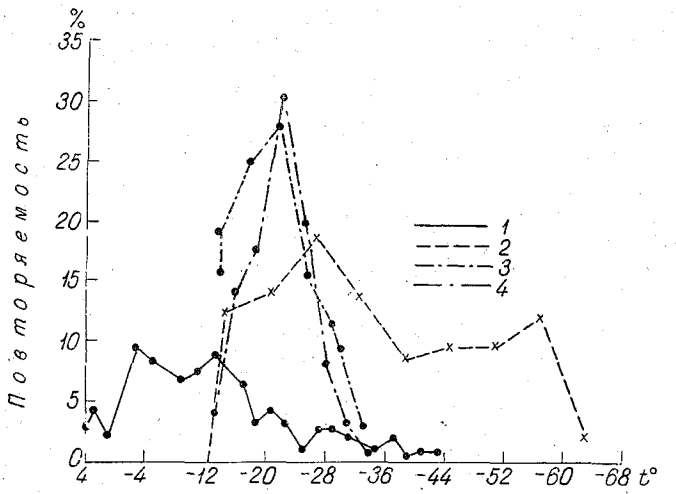


Рис. 1. Повторяемость температуры на уровне начальной кристаллизации (ГГО) и на уровне верхней границы облаков, дающих осадки.

1 — район 62° с. ш. и 13° з. д., Швердтфегер, 250; *2* — Нью-Мексико, Брахам, 127; *3* — Германия, Пепплер, 32; *4* — Армения, ГГО, 85.

На основании этих данных Мейсон [12] также приходит к выводу, что в увлажненных районах центральной части США условия для образования осадков оказываются более благоприятными в отношении более высоких температур формирования радиоэхо, чем в засушливых районах юго-запада (штат Нью-Мексико). В районе Нью-Мексико, указывает Мейсон, уровни оснований кучевых облаков расположены очень высоко (часто выше 3 км), так что даже летом температура на этих уровнях, как правило, не превышает 10° (заметим, что эти характеристики весьма близки к тем, которые получены автором [6] для района оз. Севан).

На основании анализа вышеприведенных данных Мейсон [12] также делает вывод о том, что и над Германией условия формирования осадков более благоприятны, чем в Нью-Мексико. Действительно, как видно на рис. 1, кривая распределения температур у верхней границы радиоэхо по Браханму значительно сдвинута в сторону более низких температур по сравнению с кривой Пепплера. Не возражая против этого вывода, автор считает необходимым еще раз подчеркнуть, что данные Пепплера справедливы не для всех условий погоды в Германии. На рис. 1 кривая по Пепплеру лучше всего согласуется с данными по Армении. Однако при этом следует иметь в виду, что последние дают температуру начала кристаллизации Cu cong., т. е. отражают условия перехода Cu cong. в Cb, в то время как данные Пепплера относятся к дождящим Cb. Есть осно-

вание утверждать, что над Арменией температура на уровне верхней границы развитых Cb в теплое полугодие в большинстве случаев будет значительно ниже, чем над Германией. По-видимому, температура на уровне верхней границы развитых Cb в районе Армении будет, во всяком случае, не выше, а, возможно, в большинстве случаев значительно ниже температуры, на которую падает область основного максимума повторяемости на кривой Брахама для района Нью-Мексико.

В заключение следует указать, что вопрос о причинах различий в значениях начальной температуры кристаллизации вершин конвективных облаков в разных физико-географических районах и при разных метеорологических процессах в одних и тех же районах [6] может быть решен только специально поставленными исследованиями содержания различных примесей облачных капель на уровне начальной кристаллизации облаков, а также природы и кристаллической структуры самих ледяных зародышей, уловленных в зоне их возникновения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чуваев А. П. Об условиях, благоприятных для искусственного вызывания осадков из мощных кучевых облаков. Метеорология и гидрология, № 11. 1956.
2. Тверской П. Н. Нерешенные вопросы физики облаков и осадков. Вестник Ленинградского университета, № 1. 1947.
3. Peppier W. Beiträge zum Kumulus und Kumulonimbus. Zeit. Angew. Met., 57 Nr 11, 1940.
4. Findeisen W. Ergebnisse von Wolken- und Niederschlags Beobachtungen bei Wetterkundigsflügen über See. Forsch. u. Erfar Reichsamf f. Wetterdienst, B. 8. 1942.
5. Schwerdtfeger W. Über die Bildung von Regenschauer über See. Meteor. Rundschau, H. 15 |16, Sept| Oct. 1946.
6. Чуваев А. П. Некоторые характеристики мощных кучевых облаков в бассейне оз. Севан. Результаты Комплексной севанской экспедиции 1956—1958 гг., т. 1. Гидрология и метеорология. Изд. АН Арм. ССР. 1959.
7. Зак Е. Г. и Федорова А. А. Некоторые результаты радиолокационных наблюдений над формированием и развитием осадков в ливневых облаках. Труды ЦАО, вып. 19, 1958.
8. Reidat R. Untersonnen- und Eisnadelbeobachtungen. Zeit. Angew. Met., 53, Nr 8. 1936.
9. Ludlam F. H. The hailproblem. Nubila Rivista di Fisica delee Nubi. Anno 1. № 1. 1958.
10. Braham R. R., Reynolds S. E. and Harrell I. H. Possibilities for cloud-seeding as determined by a study of cloud height versus precipitation. Journ. of Meteorol., 8. 1951.
11. Battan L. J. and Braham R. R. A study of convective precipitation on cloud and radar observation. Journ. of Meteorol., 13. 1956.
12. Mason B. J. The physics of clouds. London, 1957.
13. Шишкин Н. С. Некоторые результаты исследований грозовых и ливневых облаков. Труды ГГО, вып. 63 (125). 1956.
14. Чуваев А. П. Опыт регулирования развития облаков мощной конвекции в северо-западных районах Европейской территории Союза ССР. Труды ГГО, вып. 67 (129). 1957.

Ф. Я. КЛИНОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТВЕРДОЙ ФАЗЫ ВОДЫ В АТМОСФЕРЕ ПРИ НИЗКИХ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ ВОЗДУХА

В статье приводятся данные наблюдений автора за образованием и испарением ледяных частиц при температуре воздуха от —35 до —58°. Наблюдения выполнены в 1952—1954 гг. в Верхоянске.

Малоисследованные и недостаточно освещенные в литературе процессы конденсации и кристаллизации водяного пара в атмосфере при низких отрицательных температурах играют важную роль при образовании осадков. В условиях низких отрицательных температур зарождаются и существуют облака верхнего яруса, являющиеся по некоторым современным воззрениям средой зарождения осадочных форм.

С целью выяснения особенностей твердой (ледяной) фазы воды в атмосфере при низких отрицательных температурах автором в 1952—1954 гг. в Верхоянске в естественных условиях были проведены исследования в интервале температур от —35 до —58°, при этом были поставлены некоторые опыты, описанию которых и вытекающим из них выводам и посвящена настоящая статья.

Наблюдения за испарением и изменением структуры ледяных кристаллов, переохлажденных и замерзших капель воды в атмосфере велись при условиях, приведенных в табл. 1.

Таблица 1

№ опыта	Температура, град.	Относительная влажность, %	Упругость водяных паров, мб	Недостаток насыщения, мб
I	—15	84	0,5	0,3
II	—32	82	0,3	0,1
III	—46	79	0,08	0,02
IV	от —43 до —45	78—80	0,09—0,11	0,03—0,02
V	—51	77	0,05	0,01
VI	—46	78	0,07—0,09	0,02
VII	от —45 до —46	76—77	0,07	0,02
VIII	—56	76	0,02	0,01
IX	—55	76	0,03	0,01
X	от —53 до —51	75	0,03	0,01

В опытах I, II, III при выдыхании воздуха на предметном стекле, предварительно промытом 95-процентным спиртом, высушенном в помещении и охлажденном до температуры внешнего воздуха, конденсировалась влага в виде капелек размером 1—2 μ и в отдельных случаях размером 5—7 μ.

Наблюдение в микроскоп за капельками показало, что в условиях опыта I капельки испарялись в течение 2—3 минут, в условиях опыта II — в течение нескольких часов и в условиях опыта III — в течение более чем 8 часов.

Во всех приведенных опытах кристаллизация капель не имела места.

В опытах IV и V ледяные кристаллы и капельные формы выдерживались в естественных условиях в течение 8—9 часов; при этом заметных изменений их структуры не наблюдалось.

В опытах VI, VII и VIII два предметных стекла, предварительно обработанные одинаковым образом, т. е. промытые в помещении 95-процентным спиртом и просушенные, опрыскивались водой из пульверизатора. Распыление воды велось на высоте 1,5—2,0 м над горизонтально расположенными предметными стеклами, и капельки воды свободно оседали на них; при этом одно стекло опрыскивалось в помещении, а другое — снаружи, под открытым небом. Замерзшие на предметном стекле капли диаметром 130—160 μ (рис. *1*, *8*, *10*, *11*), выдержанные в естественных условиях в течение 8—24 часов, не приняли кристаллической формы. Рост кристаллов льда на них также не наблюдался.

Не приобрели кристаллической формы и мелкие капельки, возникшие на предметном стекле при дыхании на него, после длительной выдержки в условиях опыта IX.

Не наблюдалось ни образование граней, ни рост кристаллических форм на капельках воды, замерзших на предметном стекле, выдержанном под открытым небом в условиях опыта X в течение 9 час.

Приведенные выше данные показывают, что все формы твердой (ледяной) фазы воды в атмосфере при низких отрицательных температурах не испытывают структурных изменений при испарении и росте. Испарение ледяных кристаллов, переохлажденных и замерзших капель воды в атмосфере в указанных условиях идет крайне медленно, при этом наблюдается заметное уменьшение скорости испарения с понижением температуры в интервале от —35 до —58°.

Наиболее характерным примером крайней устойчивости ледяных кристаллов в атмосфере (снежинок) к испарению при низких отрицательных температурах является следующее: ледяные кристаллы (снежинки) в форме гексагональных пластинок выдерживались непрерывно в психрометрической будке с 13 ч. 00 м. 25/I до 21 ч. 00 м. 29/I 1953 г., т. е. в течение 104 часов.

Как видно на графическом изображении условий выдержки (рис. 2), температура не отклонялась больше чем на $\pm 6°$ от значения —50°. Относительная влажность имела постоянное значение 75% с отклонением ± 1. Кривая недостатка насыщения выделяется почти строгим постоянством, и это, по-видимому, главным образом обьясняет длительную устойчивость (неиспаряемость) подопытных снежинок. Изменение упругости водяного пара в промежутке времени от 01 ч. 00 м. 26/I до 01 ч. 00 м. 27/I 1953 г. связано с прохождением барического минимума, что подтверждается соответствующим графиком.

Структура выдержанных в течение столь длительного времени снежинок в основном сохранилась; исчезли лишь рельефные очертания на поверхности ледяного кристалла (снежинки).

Длительная сохранность ледяных кристаллов, переохлажденных и замерзших капель в атмосфере при низких отрицательных температурах (ниже —40°) без заметного их испарения и роста обуслов-

лена как прочностью пространственной решетки кристаллов льда, перегруппировка атомов в которых затруднена при низких отрицательных температурах [1], так и близостью упругости водяного пара в атмосфере к значению упругости над поверхностью льда (отклонения порядка 10—15%).

Представляют интерес опыты по определению интенсивности и скорости кристаллизации водяных паров при больших пересыщениях воздуха водяным паром при низких отрицательных температурах (ниже —40°). В этих опытах предметные стекла промывались в по-

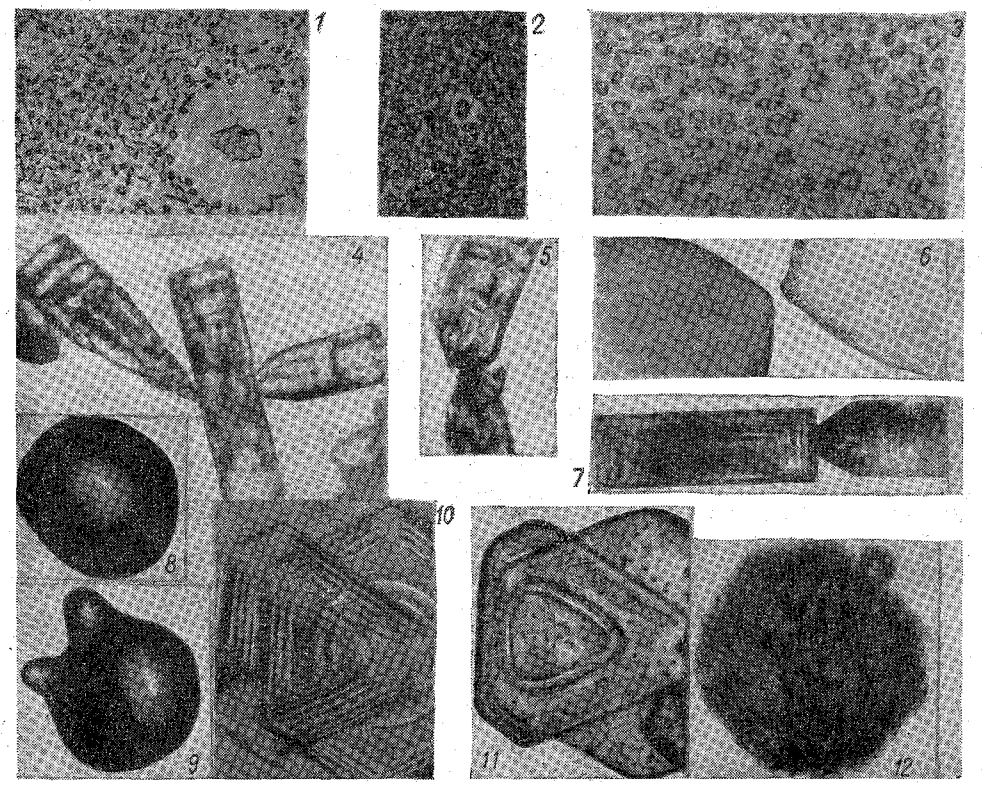


Рис. 1.

мещении 95-процентным спиртом, просушивались и в психрометрической будке охлаждались до температуры наружного воздуха. Под открытым небом кипятилась вода. В вертикальном шесте у кипятильной установки делались прорези на расстояниях: 0,25 м; 0,5, 0,75, 1,0, 1,25, 1,5, 2,0 и 2,5 м от места выхода пара. В эти прорези вставлялись предметные стекла в горизонтальном положении. Предметные стекла выдерживались в клубах пара от нескольких минут до 1 часа. Выдержанные таким образом предметные стекла с возникшими или осевшими на них капельками и кристаллами исследовались под микроскопом. Опыты велись при следующих условиях (табл. 2.).

Размеры капель и мелких кристаллов на предметных стеклах, определенные по сделанным с них микрофотографиям, заключены в пределах 3—15 μ.

Таблица 2

№ опыта	Температура, град.,	Относительная влажность, %	Упругость водяных паров, мб	Недостаток насыщения, мб
I	—31,0	81	0,40	0,09
II	—40,0	80	0,15	0,04
III	—41,5	77	0,15	0,03
IV	—43,6	74	0,10	0,03
V	—43,5	78	0,11	0,03
VI	—45,0	76	0,10	0,03
VII	—45,0	76	0,10	0,02
VIII	—45,0	78	0,10	0,02
IX	—47,0	76	0,09	0,02
X	—47,5	74	0,08	0,03
XI	—48,5	75	0,08	0,03
XII	—50,0	74	0,03	0,02
XIII	—50,0	78	0,05	0,01
XIV	—50,5	78	0,04	0,02
XV	—51,5	75	0,04	0,02
XVI	—52,5	76	0,04	0,01
XVII	—54,5	74	0,03	0,01
XVIII	—54,0	75	0,04	0,01
XIX	—55,0	65	0,03	0,01

В этих опытах кристаллизация водяного пара происходила в форме призм, пирамид и т. д. (рис. 1 и 3). Одиночные кристаллы наблюдались на высоте 0,5—0,6 м и выше от уровня кипятильника в интер-

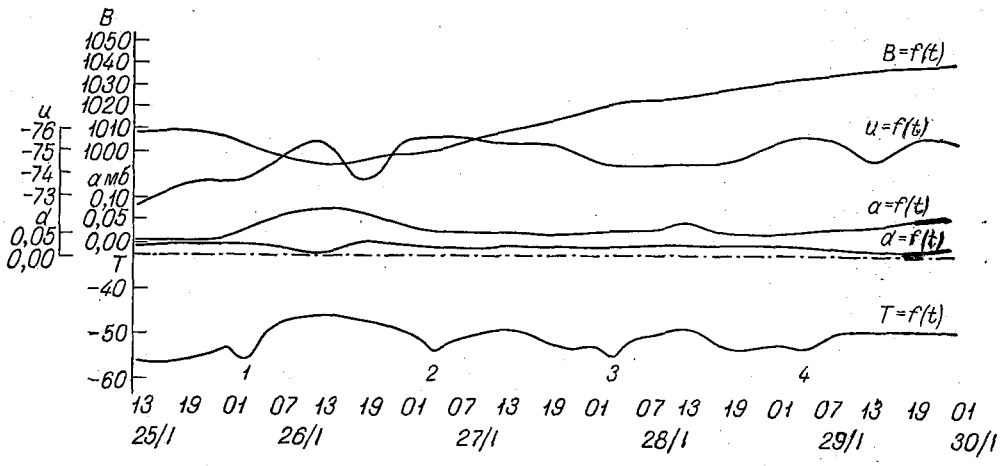


Рис. 2.

t — время, *T* — температура, *u*% — относительная влажность, *a* мб — упругость водяных паров, *d* мб — недостаток насыщения, *B* мб — давление; *1, 2, 3, 4* — ночные минимумы.

вале температур от —40 до —55°. Высота характеризует скорость кристаллизации водяного пара при указанных условиях (табл. 2). Наблюдалось, что скорость кристаллизации с понижением температуры возрастала (высота начала кристаллизации понижалась).

Некоторую ясность в вопрос о сложных (комплексных) формах ледяных кристаллов, являющихся преобладающими формами ледяных кристаллов в атмосфере при низких отрицательных температурах, вносят опыты, поставленные автором при следующих условиях (табл. 3).

Таблица 3

№ опыта	Температура, град. (от; до)	Относительная влажность, %	Упругость водяных паров, мб	Недостаток насыщения, мб
I	—49; —51,4	78	0,06—0,05	0,01
II	—38; —40,0	80	0,19	0,05
III	—37; —38,7	80	0,18	0,05—0,04
IV	—54,6; —55,8	75	до 0,02	0,01
V	—55,2; —52,9	75	0,03	0,01
VI	—42,2; —39,0	79—81	0,12—0,18	0,03—0,05
VII	—34,0; —32,0	82	0,30	0,10
VIII	—38,4	80	0,18	0,04—0,05

В опыте I два ледяных кристалла, выпавшие на предметное стекло, были сведены острием иглы так, что касались друг друга, и в таком положении были выдержаны в течение 13 часов.

В опыте II кристаллы, имеющие вид снарядиков, были сближены острием иглы в поле микроскопа до соприкосновения заостренными концами и выдерживались в течение 11 часов.

Два кристалла в виде снарядиков в опыте III были сближены в стык заостренными концами (см. рис. 1, *7*) и в таком состоянии выдерживались в течение 9 часов.

В опыте IV ледяные кристаллы были сближены так, что снарядик заостренным концом касался боковой грани стержня (см. рис. 1, *4*). В таком положении кристаллы выдерживались в течение 18 ч. 30 м.

В опыте V ледяные кристаллы сближались острием иглы в поле микроскопа так, что снарядик своим заострением касался торцовой грани призмы (см. рис. 1, *5*). В таком состоянии эти кристаллические формы были выдержаны в течение 21 часа.

В опыте VI пластинчатые формы и снарядик соприкасались боковыми сторонами. В таком состоянии эти кристаллические формы были выдержаны в течение 11 часов.

Во всех указанных случаях (опыты I—VI) срастание кристаллических форм не наблюдалось. Не наблюдалась также перекристаллизация с одного кристалла на другой, и в частности изменение структуры кристаллических форм в месте их соприкосновения.

В опытах VII, VIII в микроскоп наблюдались снежинки сложной (комплексной) формы, осевшие на предметное стекло.

При легком прикосновении острия иглы к месту присоединения кристаллов последние легко отделялись друг от друга, т. е. сложная (комплексная) кристаллическая форма легко распадалась на составляющие ее кристаллические формы.

Наблюдения в опытах I—VIII (табл. 3) показывают, что сложные (комплексные) формы ледяных кристаллов в атмосфере образуются не в результате срастания кристаллов, а вследствие вырастания последних из общего зародыша. Это может быть обосновано также следующими соображениями.

Если бы сложные (комплексные) формы возникали и росли вследствие срастания простых кристаллов, то наблюдалось бы крайнее разнообразие сложных кристаллических форм без какого-либо определенного расположения простых кристаллов в сложной (комплексной) кристаллической форме, так как соприкосновение простых кристаллов в атмосфере в разных положениях вполне вероятно. Однако наблюдения автора показывают, что однородные или разнородные

простые кристаллы в сложной кристаллической форме соединены друг с другом только определенным образом и исходят из общего зародышевого ядра. Например, кристаллы в виде снарядиков соединяются только остриями, и только в месте соприкосновения наблюдается вырастание пластинок, хотя соприкосновение этих кристаллов в атмосфере боковыми гранями вполне вероятно.

Представление о процессах конденсации и кристаллизации водяных паров в атмосфере при низких отрицательных температурах (от —40 до —58°) может быть дополнено наблюдениями, выполненными автором при следующих условиях (табл. 4).

Таблица 4

№ опыта	Температура, град.	Относительная влажность, %	Упругость водяных паров, мб	Недостаток насыщения, мб
I	—55	75	0,03	0,01
II	от —49 до —56	77	0,05—0,03	0,02—0,01
III	—47	78	0,08	0,02

В этих условиях (см. рис. 1, *1*, *2*, *3*) имел место очень медленный процесс переконденсации влаги с более мелких замерзших капель на более крупные, а также с более мелких кристаллов на более круп-

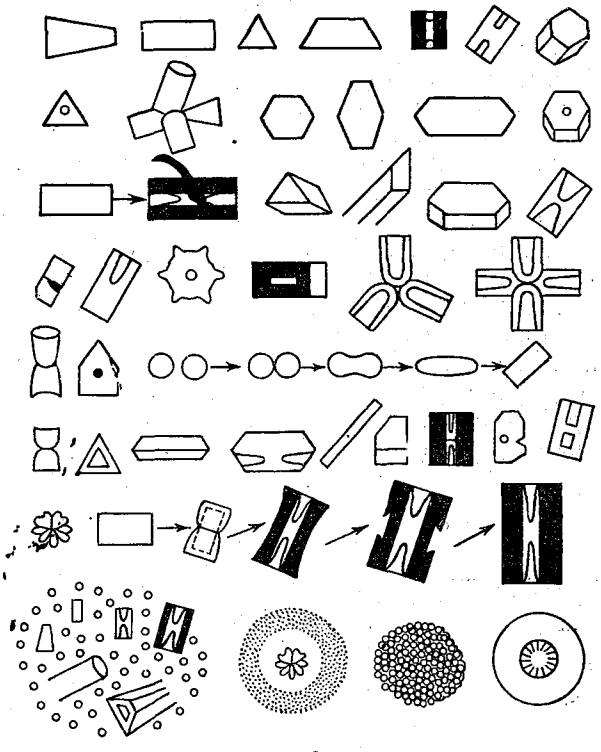


Рис. 3.

ные. Об этом свидетельствуют наблюдавшиеся в этих опытах „дворики" кристаллизации около больших замерзших капель и кристалликов.

Теория этих процессов для температур выше — 35° оказывается хорошо согласующейся с наблюдениями и при низких отрицательных температурах (ниже — 40°).

Многочисленные исследования кристаллизации водяных паров в атмосфере при температурах выше — 35° показывают крайнюю неустойчивость ледяных кристаллов в атмосфере (снежинок), их большую испаряемость и легкую разрушаемость.

Большая испаряемость снежинок теоретически обосновывается формулой Томсона, указывающей на неустойчивость мелких жидких и замерзших капелек и кристаллов в присутствии больших частиц соответствующего строения. Формула Томсона указывает также на неустойчивость ледяного кристалла, у которого упругость пара, насыщающего пространство над ребрами, остриями многогранных углов и другими остриями, превышает упругость насыщающего пара над плоской поверхностью кристалла. Острые края не могут длительно сохраняться у покоящейся снежинки, а должны закругляться.

Указывая на невозможность „консервирования" снежинки, Б. П. Вейнберг отмечал [2], что в природе острые края у нее могут быть только до тех пор, пока она растет, падая в атмосфере, насыщенной водяным паром и имеющей температуру более высокую, чем температура снежинки. В этих условиях, по мнению Вейнберга, рост снежинки будет идти именно у краев, так как вблизи них будет иметь место наибольшее адиабатическое расширение, а следовательно, и наибольшее охлаждение встречного потока воздуха. Прекращение же роста должно сопровождаться закруглением ребер и последующими изменениями формы снежинок.

Таким образом, опыты при низких отрицательных температурах показывают относительную устойчивость снежинок, возможность их длительного консервирования (часами, десятками часов и даже сутками, особенно в период устойчивого антициклонального состояния приземного слоя атмосферы).

Консервирование снежинок в опытах автора состояло в простом сбережении их на предметном стекле в психрометрической будке с целью предохранения от оседания на них других снежинок.

Структурные особенности снежинок определяются физико-метеорологическими условиями в атмосфере, и по этим особенностям можно с той или иной степенью достоверности судить о стратификации атмосферы до нижней границы облачности. Идея прогнозирования погоды по структуре выпадающих снежинок высказывалась рядом ученых (Броуновым, Вейнбергом, Тверским).

ЛИТЕРАТУРА

1. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд. АН СССР. 1955.
2. Вейнберг Б. П. Невозможность консервирования снежинок. ЖРФХО, ч. физ., т. VIII, № 5—6. 1926.

Г. М. ЗАБРОДСКИЙ, В. А. ЗАЙЦЕВ
А. А. ЛЕДОХОВИЧ, Н. А. ТИТОВ

ОПЫТ ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ НА САМОЛЕТЕ ТУ-104

Кратко рассмотрены особенности метеорологических приборов для измерения температуры воздуха и ее пульсаций, влажности воздуха и прозрачности облаков, установленных на самолете-лаборатории ТУ-104. Дается оценка погрешностей измерений.

Приведены данные о поле температуры в мощных кучевых облаках и в непосредственной близости от них, а также примеры, характеризующие изменчивость температуры, прозрачности, напряженности электрического поля и перегрузок самолета в мощных кучевых и перистых облаках.

Летом 1958 г. ГНИИ ГВФ проводил исследования условий полетов самолета ТУ-104 в грозовой обстановке и в струйных течениях.

Для получения объективных инструментальных данных о состоянии атмосферы на тех высотах, где происходили полеты, самолет ТУ-104 был оборудован как летающая метеорологическая лаборатория.

На самолете были установлены приборы, измеряющие и регистрирующие основные метеорологические элементы (температуру наружного воздуха и ее пульсации, влажность воздуха, прозрачность облаков, напряженность электрического поля в свободной атмосфере), а также прибор, регистрирующий перегрузки, испытываемые самолетом.

Для наблюдений за облаками использовался самолетный радиолокатор, фотографирование облачности осуществлялось авиационным киноаппаратом.

Авиационные метеорологические приборы, примененные при исследованиях, были установлены на самолете ТУ-104 впервые, и поэтому представляло интерес испытание этих приборов в полетах с целью выявления возможности их применения на скоростных самолетах-лабораториях.

Поскольку в полетах произведены синхронные измерения и регистрация целого комплекса величин, характеризующих физическое состояние исследованных слоев атмосферы, то представляет интерес рассмотрение некоторых особенностей изменения метеорологических элементов.

В предлагаемой статье дается краткое описание метеорологических приборов, применявшихся при исследованиях, приведены результаты их испытаний в полетах на ТУ-104, а также результаты синхронных измерений ряда метеорологических элементов.

1. Краткие сведения о метеорологических приборах, установленных на самолете, и о результатах их испытаний

Измерение температуры воздуха и ее пульсаций в полете производилось самолетным экранированным термометром СЭТ [1, 2]. Отличительная особенность этого термометра состоит в том, что он позволяет измерять температуру воздуха в облаках и вне облаков с достаточной точностью. Это достигается тем, что чувствительные элементы — термометры сопротивления — помещены в такую защиту или насадку обтекания (рис. 1), которая предотвращает смачивание и обледенение их при полете самолета в облаках и осадках. Действие защиты основано на механической инерционной очистке воздуха от облачных и дождевых капель в быстро движущемся потоке воздуха. Облачные и дождевые капли, находящиеся в набегающем на насадку потоке воздуха, пролетают по инерции мимо дренажных щелей, а очищенный от облачных элементов воздух втягивается через эти щели внутрь насадки и обдувает находящиеся там термометры сопротивления со скоростью, равной 16 % воздушной скорости самолета. Всасывание воздуха внутрь насадки обтекания осуществляется с помощью диффузора, в тыловой части которого во время полета образуется разряжение около 1 мб.

Следует отметить, что насадка обтекания не только ограждает чувствительные элементы от смачивания и обледенения, но и предохраняет их от механических повреждений при обдувании встречным потоком воздуха, а это дает возможность при изготовлении малоинерционных чувствительных элементов использовать тонкую проволоку.

Наряду с выполнением основной тематики в полетах на ТУ-104 были проведены исследования экранированного термометра с целью уточнения его коэффициента восстановления.

Методика исследования заключалась в том, что при безоблачной погоде на различных высотах от 1,8 до 10,15 км проводился полет с пребыванием на одной и той же высоте в течение 1,5 — 2 минут; при этом горизонтальный градиент температуры на участке горизонтального полета практически равнялся нулю. Скорость самолета на всех высотах изменялась от максимально возможной до минимальной. В результате были получены величины изменения температуры термометра вследствие динамического нагрева и вычислен коэффициент восстановления для всех исследуемых высот.

Оказалось, что коэффициент восстановления достаточно устойчив и не изменяется при изменении скорости и высоты полета; его значение равно $0{,}83 \pm 0{,}01$. Коэффициент термической инерции самолетного экранированного термометра определялся в лаборатории, и он оказался равным 1 сек. при скорости вентиляции не меньше 4 м/сек.

Чувствительность термометра при записи его показаний на ленту самописца равна 1 мм ординаты на 1°. Диапазон измерений составляет от 40 до — 40°. Необходимо несколько подробнее остановиться на работе измерителя температурных пульсаций (ИТП).

Как видно на рис. 2, малоинерционный и инерционный термометры ИТП включены в схему моста, поэтому при полете в атмосфере, где температура по горизонтали не изменяется, мост будет сбалансирован и в измерительной диагонали ток будет равен нулю. Однако с появлением в атмосфере неодинаково нагретых объемов воздуха температура последних будет восприниматься малоинерци-

онным термометром, вследствие чего баланс неравновесного моста нарушится, а на ленте самописца будет производиться запись величины температурных колебаний.

Малоинерционный термометр ИТП имеет термическую инерцию 0,1 сек., а инерционный термометр — 12 сек. при скорости вентиляции 4 м/сек. Чувствительность ИТП составляет 5 мм ординаты на 1°, диапазон измерений равен 8°. Запись показаний измерителя температурных пульсаций производится на ленту самописца, у которого время успокоения зеркала гальванометра равно 0,2 сек.

Таким образом, минимальная инерция всей системы датчик—самописец составляет 0,3 сек. Отсюда следует, что при полете со средней воздушной скоростью 800 км/час измеритель температурных

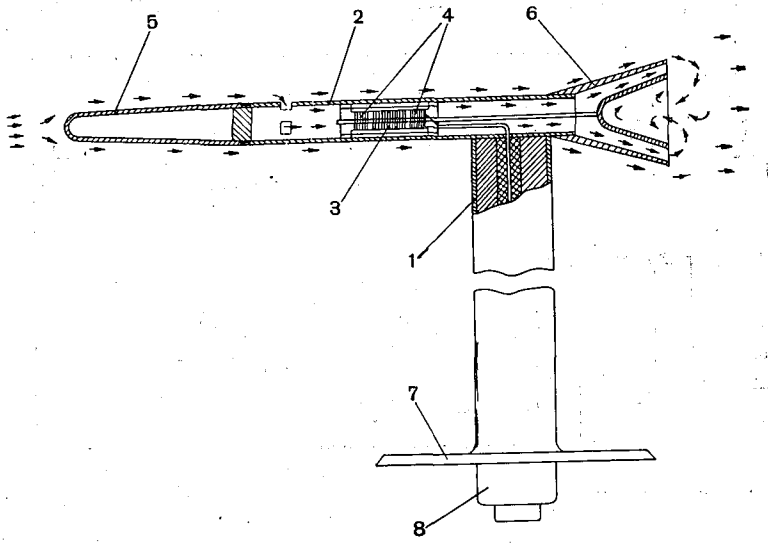


Рис. 1. Стойка экранированного термометра.

пульсаций может фиксировать минимальную термическую неоднородность в атмосфере протяженностью порядка 70 м. Максимальный размер фиксируемых неоднородностей порядка 3000 м. Это подтверждается результатами обработки осциллограмм.

Термометр и термопульсиметр выполнены в виде одного прибора, состоящего из блока датчиков и блока электрических мостов сопротивления. Как уже упоминалось, регистрация этих метеорологических элементов осуществлялась самописцем.

Блок датчиков (рис. 1) представляет собой стойку *1*, в верхней части которой расположена насадка обтекания *2*, внутри насадки помещен термометр воздуха *3* и чувствительный элемент *4*, воспринимающий температурные пульсации. Насадка *2* имеет обтекаемый наконечник *5* и диффузор *6*. В основании стойки имеется фланец *7* для крепления к борту самолета. На фланце *7* сделан прилив *8* для установки герметизированного штепсельного разъема, с помощью которого датчики температуры и пульсаций подключаются к блоку мостов.

Электрическая схема блока мостов представлена на рис. 2. Она состоит из двух неравновесных электрических мостов, питаемых от одного источника тока. Мост для измерения температуры состоит из трех манганиновых сопротивлений R_4, R_5 и R_6 и термометра сопро-

тивления R_1 (из никелевого провода), включенного в схему по 3-проводной системе. Мост температурных пульсаций состоит из двух постоянных сопротивлений R_7 и R_8 и двух никелевых термометров сопротивления R_2 и R_3. В измерительные диагонали мостов включаются зеркальные гальванометры оптического самописца СД-51. Регулировка напряжения на мостах, питаемых от сухих элементов типа 3-СЛ-30, производится реостатами R_9 и R_{10}. Контроль напряжения на мостах осуществляется вольтметром $П_1$, который переключателем B присоединяется к тому или другому мосту.

Кроме СЭТ, на борту самолета был установлен дистанционный самолетный термогигрометр ДСТГ [2] для визуального отсчета температуры воздуха и температуры точки росы. ДСТГ надежно работал в период полетов, но измерения влажности удалось произвести

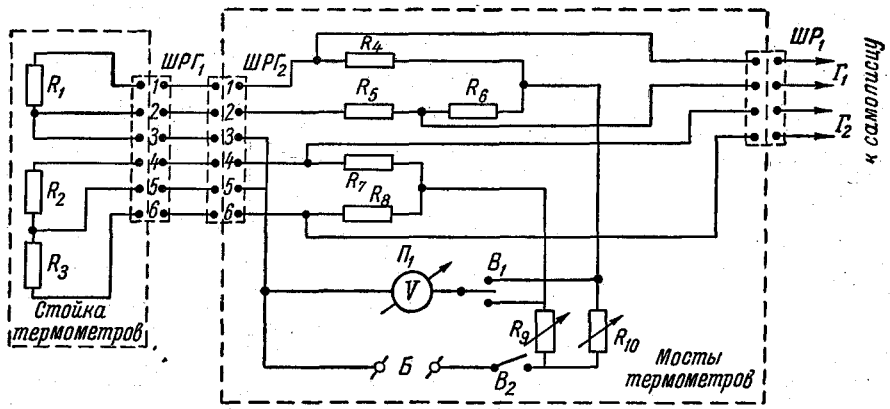


Рис. 2. Электрическая схема экранированного термометра с измерителем температурных пульсаций.

только в нижних слоях атмосферы. Дело в том, что в этом приборе охлаждение зеркальца гигрометра осуществляется полупроводниковым холодильником, радиатор которого обдувается воздушным потоком. При воздушной скорости самолета порядка 500—550 км/час динамический нагрев радиатора настолько уменьшает глубину охлаждения, что не удается охладить зеркало до температуры точки росы. Вследствие этого измерения влажности воздуха производились только в нижних слоях атмосферы.

Измерения напряженности электрического поля производились самолетным прибором для измерения напряженности поля [3], регистрация показаний прибора — оптическим самописцем. Периодически в полетах прибор градуировался.

Измерения оптической плотности облаков производились самолетным измерителем прозрачности (ИП) — фотоэлектрическим прибором, определяющим ослабление облаком светового пучка, излучаемого самим прибором. Принципиальная оптическая схема прибора следующая (рис. 3). Световой пучок, излучаемый лампой накаливания *7*, установленной на расстоянии, близком к двойному фокусному, от конденсора *6*, собирается в плоскости диафрагмы *4*. Изображение нити лампы в плоскости диафрагмы получается в виде однородного по яркости пятна.

Пучок, выходящий из отверстия диафрагмы, модулируется обтюратором *5* и объективом *1* направляется на отражатель *13*, распо-

ложенный на самолете ТУ-104 на расстоянии 19,6 м от объектива. Между диафрагмой и объективом установлена коллективная линза *3* для уменьшения фокусного расстояния объектива *1*.

Отраженный пучок возвращается назад в объектив *1* и посредством призмы *2* и зеркала *8* направляется на фотоэлемент *10* (измерительный).

В промежутке между объективом и отражателем происходит ослабление светового пучка средой, прозрачность которой и измеряется. Для компенсации изменений светового потока, излучаемого

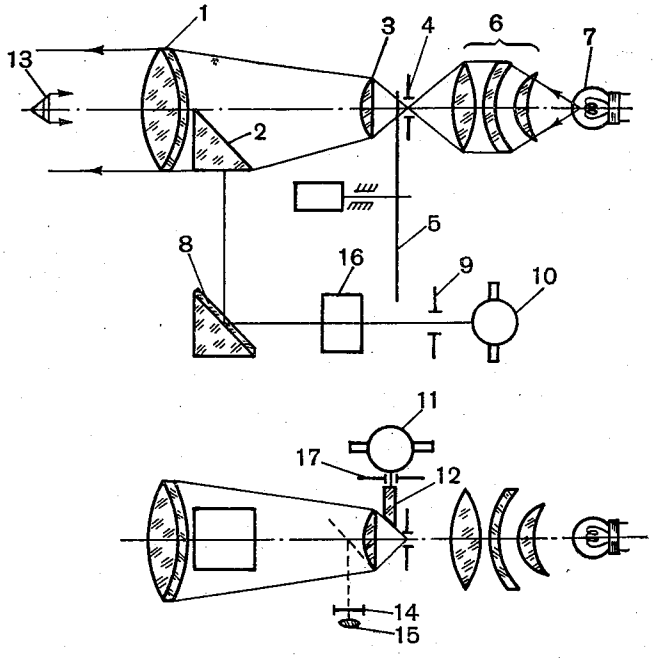


Рис. 3. Принципиальная оптическая схема ИП.

лампой, и исключения влияния этих изменений на показания прибора в оптической схеме предусмотрена призма *12*, на которую попадает часть модулированного света. Призма отбрасывает световой пучок на фотоэлемент *11* (компенсационный). Причем количество света, приходящего на этот фотоэлемент, регулируется ирисовой диафрагмой *17*.

Усиление фототоков обоих фотоэлементов осуществляется дифференциальным усилителем низкой частоты, имеющим два независимых канала. Сигнал измерительного фотоэлемента поступает на вход одного канала усилителя, сигнал другого фотоэлемента — на вход другого канала. Чтобы исключить влияние постороннего света, попадающего на измерительный фотоэлемент, в обоих каналах усилителя предусмотрены *RC* — фильтры, ограничивающие полосу усиливаемых частот. К выходу усилителя подключается самолетный оптический самописец, один гальванометр которого регистрирует ток

компенсационного фотоэлемента, другой — ток измерительного фотоэлемента. Коэффициент прозрачности τ исследуемого облака равен

$$\tau = a\frac{I_и}{I_к},$$

где a — постоянный коэффициент, $I_и$ — ток в измерительном канале, $I_к$ — ток в компенсационном канале.

Если заменить отношение токов отношением синхронных ординат, снятых с осциллограммы, то выражение для коэффициента прозрачности примет вид

$$\tau = a\frac{n_и}{n_к}, \qquad (1)$$

где $n_и$ и $n_к$ — соответственно ординаты кривых измерительного и компенсационного фототоков.

По формуле (1) можно рассчитать градуировочную кривую прибора. Практически удобнее строить градуировочный график по экспериментальным данным, получаемым при градуировке прибора непосредственно в полете с помощью нейтральных светофильтров. Для этой цели в приборе предусмотрен набор светофильтров различной оптической плотности в виде обоймы, которая установлена перед измерительным фотоэлементом. При градуировке, выполняемой обычно в полете над облаками, перед измерительным фотоэлементом поочередно устанавливаются светофильтры и производится регистрация обоих фототоков.

Результаты многократных градуировок прибора используются для оценки случайных погрешностей измерения прозрачности облаков, а также для определения пределов измерения метеорологической дальности видимости (показателя ослабления) прибором.

На самолете ТУ-104 при расстоянии между объективом прибора и отражателем 19,6 м измерителем прозрачности облаков можно измерять метеорологическую дальность видимости в пределах от 65 до 2200 м. При этом случайные ошибки измерителя, как показали многократные исследования, не превышают 15% измеряемой величины.

При непрерывной регистрации показаний прибора, кроме средних значений метеорологической дальности видимости (показателя ослабления), получаем ее изменчивость, характеризующую оптическую неоднородность облаков, которая обусловлена флюктуациями водности и спектров облачных капель.

Фотоэлемент, являющийся чувствительным элементом ИП, представляет собой безынерционное устройство; усилитель фототоков также практически безынерционен, поэтому измеритель прозрачности может фиксировать оптические неоднородности любого масштаба.

Инерционным элементом прибора является оптический самописец, постоянная времени гальванометров которого (по паспортным данным) равна 0,20 сек.

В связи с этим флюктуации фототока, записанные на осциллограмме, не будут полностью соответствовать изменениям оптической плотности облаков, в которых пролетает самолет. Так, при воздушной скорости самолета 800 км/час неоднородности размером порядка 50—60 м могут не фиксироваться прибором. Погрешности в определении горизонтальных размеров возмущений, вызывающих изменение оптической плотности облаков, при воздушной скорости до 800—900 км/час не превышают 50—60 м.

При установке перечисленных приборов на самолете ТУ-104 не потребовалось внесения каких-либо существенных изменений в конструкцию самолета.

Стойки термогигрометра и экранированного термометра были укреплены в ложном окне фюзеляжа, изготовленном из многослойной авиационной фанеры (на левом борту самолета). Головка измерителя прозрачности облаков крепилась к аналогичному ложному окну на специальном кронштейне (на правом борту). Установка этих узлов на самолете не ухудшила герметичности кабины.

Отражатель ИП был установлен на конце правого крыла на площадке, прикрепленной к обшивке крыла. Датчики измерителя напряженности электрического поля были установлены на мотогондоле правого двигателя. Измерительные блоки приборов и регистрирующая аппаратура были размещены в пассажирской кабине (в первом салоне).

В полетах выяснилось, что установка авиационных метеорологических приборов, элементы которых находились вне кабины самолета, не вызвала какого-либо заметного ухудшения его летных качеств. Вместе с этим установлено, что конструктивное оформление испытанных приборов в основном обеспечивает безотказную их работу на современном скоростном самолете и удобство эксплуатации.

2. Некоторые особенности изменчивости метеорологических элементов, обнаруженные в полетах

При исследованиях условий полета самолета ТУ-104 в верхней тропосфере не ставилась задача обязательного вертикального зондирования атмосферы. Осуществлялись полеты на различных высотах вблизи мощных кучевых и грозовых облаков, часто с заходом в облака.

При встрече с облаками среднего и верхнего яруса самолет зондировал их в вертикальном направлении. Производились также полеты на различных высотах в зонах струйных течений и в слое тропопаузы.

В большинстве полетов одновременно измерялась и регистрировалась на лентах самописцев высота и воздушная скорость, температура воздуха и ее пульсации, прозрачность облаков, напряженность поля, перегрузки самолета. Кроме того, термогигрометром измерялась температура и влажность в отдельных точках.

На лентах самописцев делались отметки времени, поэтому записи разных самописцев легко согласуются.

Полученный экспериментальный материал весьма обширен. К настоящему времени закончена лишь первичная его обработка и проанализированы отдельные интересные, на наш взгляд, случаи. Приводим лишь некоторые примеры изменчивости метеорологических элементов, представляющих интерес для физики атмосферы.

1. При непрерывной регистрации температуры и ее пульсаций, прозрачности облаков, перегрузок, высоты полета и воздушной скорости представляется возможность детального изучения поля температуры и вертикальных движений вблизи облаков и в самих облаках вертикального развития.

Измеритель прозрачности облаков вполне надежно фиксирует на ленте самописца границы облака. Поэтому легко проследить, какие изменения, обусловленные турбулентными движениями, пре-

терпевает температура воздуха, каковы перегрузки самолета при приближении к облаку и при входе и выходе из него.

В наших полетах представилась возможность осуществить несколько „горизонтальных разрезов" мощных кучевых облаков, верхняя граница которых достигала 4,5—5 км, а нижняя граница располагалась на высоте около 2 км.

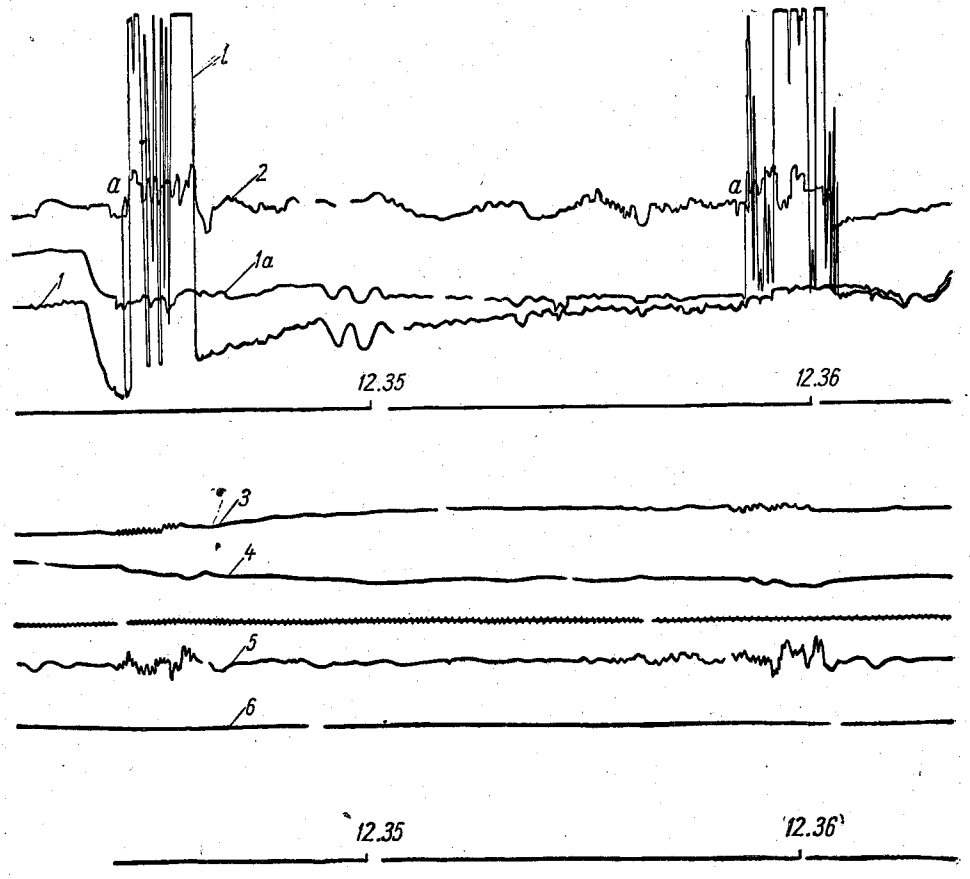


Рис. 4. Осциллограмма горизонтальных разрезов. Высота полета 2740 м.
1 — фототок измерительного канала ИП, *1а* — фототок компенсационного канала ИП, *2* — пульсации температуры, *3* — воздушная скорость, *4* — температура по экранированному термометру, *5* — вертикальные перегрузки, *6* — барометрическая высота.

На рис. 4 и 5 представлены фотокопии лент самописцев, соответствующих некоторым из этих горизонтальных разрезов. На одну пленку были сфотографированы ленты двух самописцев, работавших синхронно; один самописец регистрировал пульсации температуры и прозрачность облаков, другой — воздушную скорость, температуру воздуха, вертикальные перегрузки и высоту полета. Судя по ходу кривой высоты, во всех приведенных на рисунках примерах, как и в других аналогичных случаях, осуществлялся строго горизонтальный полет. Участки ленты, соответствующие полету в облаках, четко выделяются кривой изменения фототока в измерительном канале ИП (кривая *1*).

При уменьшении прозрачности ординаты кривых фототока, отсчитанные от нижней базисной линии, увеличиваются. При внима-

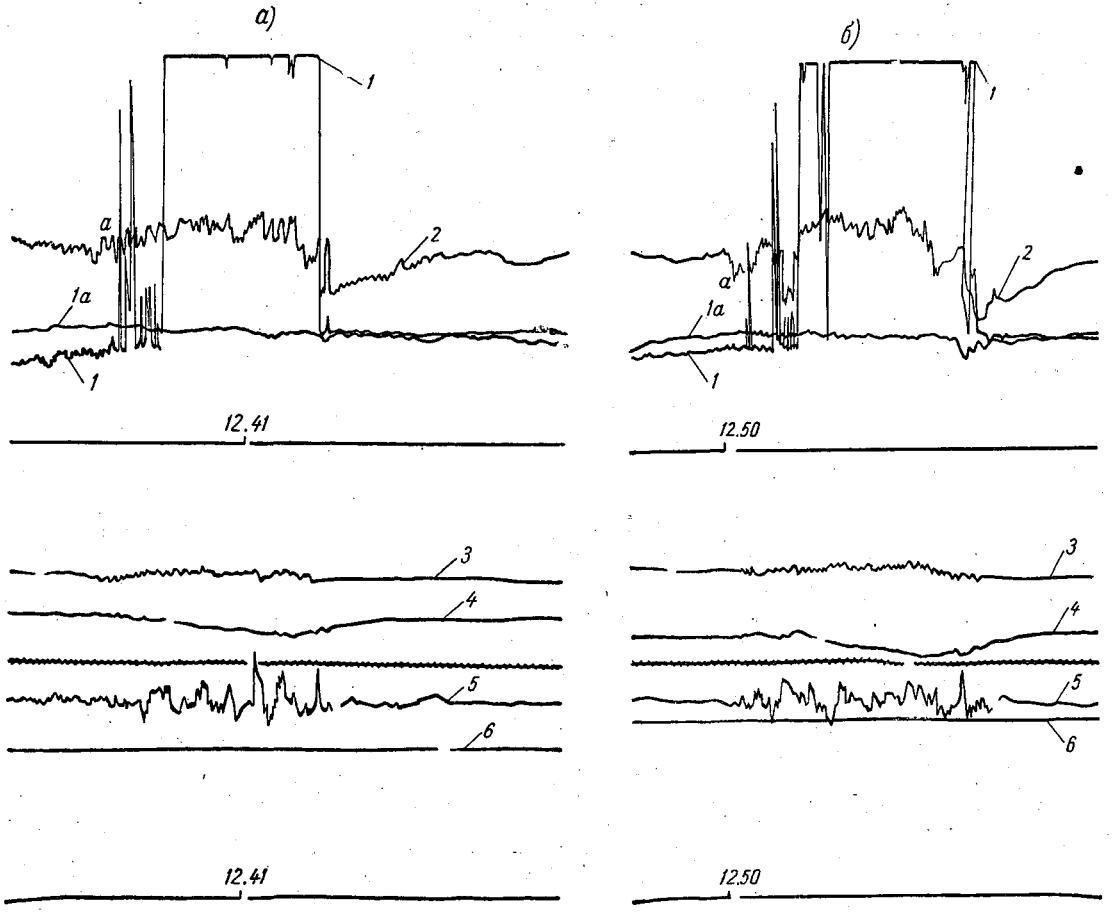


Рис. 5. Осциллограммы горизонтальных разрезов. Высота полета 2740 м.

1 — фототок измерительного канала ИП, *1а* — фототок компенсационного канала ИП, *2* — пульсации температуры *3* — воздушная скорость, *4* — температура по экранированному термометру, *5* — вертикальные перегрузки, *6* — барометрическая высота.

тельном рассмотрении кривой пульсаций температуры (кривая *2*) можно заметить, что при подходе к облаку (точка *а* на рис. 4 и 5) зафиксировано повышение температуры (увеличение ординаты кривой соответствует понижению температуры).

При входе в облако имеет место резкое понижение температуры, измеренной термометром. Внутри облака температура не остается постоянной на одном уровне полета. Ее пульсации отличаются от температурных пульсаций в безоблачном воздухе как по частоте, так и по амплитуде. При выходе из облака термометр (пульсиметр) фиксирует резкое повышение температуры, достигающее в некоторых случаях 4°. Такое же изменение температуры прослеживается и по кривой, фиксирующей показания более инерционного термометра СЭТ. Увеличение ординат этой кривой соответствует повышению температуры. Таким образом, мощное кучевое облако как бы окружено теплой по отношению к окружающему безоблачному воздуху оболочкой, толщина которой в горизонтальном направлении достигает 100—300 м.

Внутри облака, судя по показаниям обоих термометров, в большинстве случаев средняя температура несколько ниже, чем в безоблачном воздухе вдали от облаков. Однако при рассмотрении температурного поля облака следует иметь в виду особенности экранированного термометра. При обтекании экранированного термометра воздушным потоком происходит повышение температуры некоторого объема воздуха вследствие торможения потока у носика и трения.

В нагретом облачном воздухе относительная влажность уменьшается и некоторая часть облачных капель испаряется. За счет испарения капель динамический и кинетический нагрев воздуха, поступающего впоследствии через дренажные отверстия внутрь экрана и обдувающего чувствительный элемент, уменьшается. Иначе говоря, коэффициент восстановления экранированного термометра, как и любого другого термометра (с коэффициентом восстановления, отличным от нуля), при измерении температуры в облаках меньше коэффициента восстановления этого термометра в безоблачном воздухе.

Попытки теоретической оценки влияния облака на показания перемещаемого в нем термометра делались рядом авторов (в СССР Н. А. Петровым, Н. З. Пинусом, И. А. Славиным).

Поправки, полученные теоретически, могут применяться для корректирования результатов измерений температуры в облаках термометром торможения, если известна водность и спектр капель исследуемых облаков, а также если термометр не обледеневает.

Строгий теоретический расчет коэффициента восстановления как экранированного термометра, так и термометра торможения при измерениях в облаках в настоящее время вряд ли возможен. Поэтому была сделана попытка экспериментальной оценки влияния испарения капель в пограничном слое экранированного термометра в условиях лаборатории. Носик экрана термометра обвязывался влажным батистом, термометр помещался в аэродинамическую трубу, обеспечивающую скорость вентиляции 20 м/сек. (максимальная скорость для имевшейся в нашем распоряжении трубы). Затем влажный батист быстро убирался. При этом температура термометра, судя по записи на ленте самописца, скачком повышалась на 0,2° при неизменной температуре воздуха 20° и относительной влажности 40%.

Вполне очевидно, что с увеличением скорости вентиляции при достаточном увлажнении поверхности трубки экранированного термометра понижение температуры самого термометра будет бо́льшим.

Все сказанное позволяет сделать предположение, что понижение температуры в облаке, зафиксированное экранированным термометром, кажущееся. Справедливость этого предположения была проверена следующим образом. Полагая, что температура внутри облака не отличается от температуры вблизи него, и взяв в качестве исходных данных эту температуру, а также статическое давление на уровне полета и воздушную скорость, по эмаграмме определяем температуру термометра в облаке.

Сущность этого определения состоит в том, что берется точка A (рис. 6), соответствующая на эмаграмме температуре $t_{ст}$ и статическому давлению $P_{ст}$ вблизи облака.

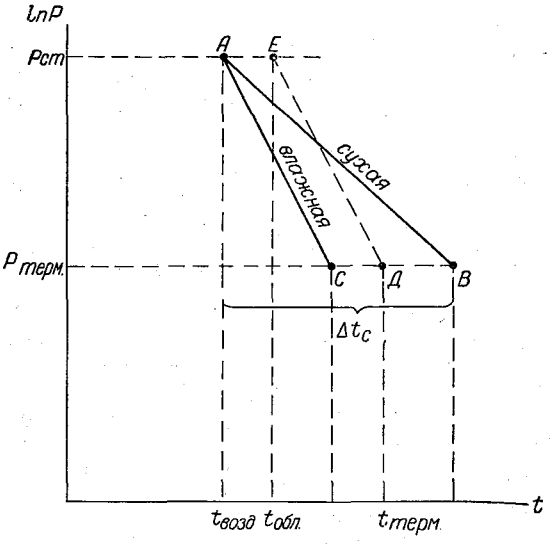


Рис. 6. Графический способ определения температуры термометра в облаках.

Рассчитывается динамический добавок температуры в случае безоблачного воздуха $\Delta t_c = 0{,}386 \cdot 10^{-4} r v^2$, где r — коэффициент восстановления данного термометра, v — воздушная скорость (км/час).

Затем определяется давление у термометра, которое на эмаграмме отображается точкой B, которая является точкой пересечения изотермы $t_{ст} + \Delta t_c$ с линией сухой адиабаты, проходящей через точку A.

Температура данного термометра в облаке отображается на эмаграмме точкой пересечения влажной адиабаты, проходящей через точку A, с изобарой, проходящей через точку B.

Если бы температура воздуха внутри облака равнялась температуре вблизи него, а также выполнялось исходное условие, на котором основан примененный способ определения температуры термометра в облаке, — полное смачивание поверхности термометра облачными каплями, — то в таком случае подсчитанная температура термометра равнялась бы измеренной. В наших измерениях температура термометра всегда была выше расчетной.

Если отложить на изобаре BC точку D, соответствующую фактической температуре термометра, и подняться по влажной адиабате до исходного уровня, можно определить фактическую температуру воздуха в облаке.

Температура облака, определенная таким способом, во всех наших случаях была выше температуры окружающего воздуха на 3—4°. Так, в случае, относящемся к рис. 4, когда полет происходил на высоте (стандартной) $H_{ст} = 2740$ м при воздушной скорости 530 км/час, температура вне облака (исправленная) $t_m = 4{,}6°$, температура термометра вне облака $t_{ст} = 13{,}6°$, $\Delta t_c = 0{,}386 \cdot 10^{-4} r v^2 = 9{,}0°$.

Фактическая температура термометра в облаках равнялась 12,6°. Температура термометра, рассчитанная с помощью эмаграммы, равна

8,8°. Таким образом, температура в облаке должна быть выше, чем в безоблачном воздухе, на 3,8°, т. е. должна равняться 8,4°.

Достоверность этих цифр следует проверить, так как не вполне очевидно, сохранялось ли насыщение воздуха, находящегося в пограничном слое в течение всего промежутка времени, когда термометр находился в облаке.

Однако как повышение температуры вблизи облака, так и результаты приведенных расчетов указывают на то обстоятельство, что средняя температура внутри облака выше, чем температура в безоблачном воздухе. Величина этого превышения в исследованных облаках не менее 1° и не более 3—4°.

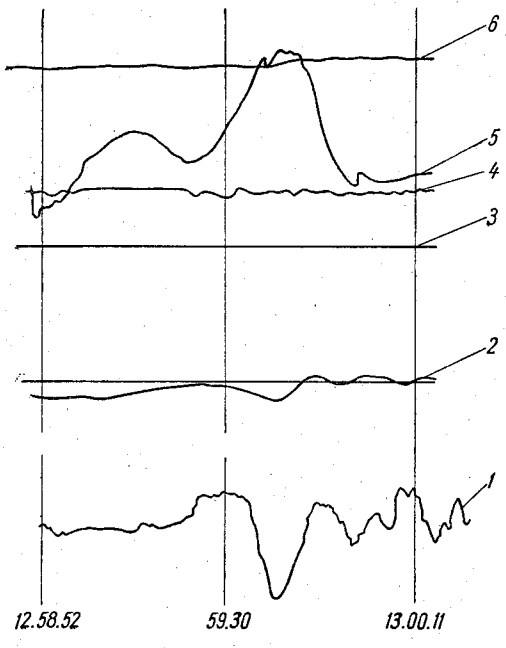


Рис. 7. Пульсации температуры и напряженности поля над Cb. Высота полета 11 000 м.

Пульсации температуры вблизи мощного кучевого облака хорошо согласуются с пульсациями вертикальных перегрузок, причем повышениям температуры соответствуют ускорения, направленные вниз.

Это легко видеть на всех приведенных иллюстрациях. Соответствие между пульсациями температуры и изменениями вертикальных ускорений показывает, во-первых, что изменчивость температуры в облаках, фиксируемая экранированным термометром, соответствует действительности и, во-вторых, что в нисходящих струях воздух теплее, чем в восходящих.

2. Значительные пульсации температуры воздуха наблюдались над мощными кучевыми облаками, вершины которых пронизывали перистые облака и верхняя граница находилась на высоте около 11 км. На рис. 7 скопированы кривые изменения: *1* — температуры (по пульсиметру), *2* — средней температуры, *3* — высоты полетов, *4* — перегрузок, *5* — напряженности поля, *6* — воздушной скорости. Эти данные зарегистрированы при полете над мощным кучевым облаком с наковальней.

Самолет находился приблизительно на 500 м выше облака. Над куполом мощного кучевого облака самолет пересекал теплую струю, поперечное сечение которой равнялось 3200 м, температура в центре струи была выше температуры окружающей среды на 4,4°. Рядом располагалась холодная струя протяженностью по горизонтали 3300 м, в центре которой температура была ниже по сравнению с теплой струей на 3,8°. Затем были зарегистрированы пульсации температуры меньшего масштаба и с меньшей амплитудой.

Характерно, что большим изменениям температуры соответствуют значительные колебания напряженности электрического поля. Максимум температуры совпадает с максимальной напряженностью электрического поля.

Приведенный пример не является исключением. При прохождении

самолета над вершинами мощных кучевых и грозовых облаков неоднократно отмечалось повышение температуры, достигающее нескольких градусов. Замечено, что над вытянутой частью наковальни температура ниже, чем над куполом облака.

Таким образом, над вершинами мощных кучевых и грозовых облаков находится неоднородный по температуре слой, вертикальная мощность которого значительна.

3. Представляет интерес сравнение синхронных записей напряженности электрического поля и прозрачности.

Дело в том, что при измерениях прозрачности облаков нижнего и среднего яруса часто наблюдались весьма значительные изменения их оптической плотности при незначительных перемещениях в горизонтальном направлении. Случаи, когда оптическая плотность достаточно протяженного участка облака (примерно 1000 м и более) постоянна, встречаются очень редко.

Отмечалось [4], что напряженность электрического поля в облаках также весьма изменчива.

Очевидно, изменчивость этих физических характеристик облаков обусловлена изменчивостью спектров облачных капель и водности, обнаруживаемой при учащенном микрофотографировании облачных капель [5].

В полетах на ТУ-104 представилась возможность на одной ленте произвести регистрацию напряженности поля и прозрачности облаков и, таким образом, рассмотреть, насколько связаны изменения прозрачности облаков с изменениями напряженности электрического поля. Такой эксперимент интересен прежде всего потому, что дает возможность проверить, не связана ли изменчивость показаний ИП либо с методическими погрешностями, например с колебаниями крыла, на конце которого установлен отражатель, либо с попаданием на поверхность триппельпризм облачных капель и т. п.

При таких недостатках измерения прозрачности облаков вряд ли возможна какая-либо взаимная связь между показаниями ИП и прибора для измерения напряженности поля.

Если же показания этих приборов согласуются, то это значит, что изменчивость обоих элементов обусловлена реально существующими неоднородностями облака, возникающими вследствие развитой в них турбулентности.

При рассмотрении осциллограмм, полученных в полетах, установлена весьма тесная связь между показаниями самолетного электростатического флюксметра и измерителя прозрачности облаков. Один из характерных примеров показан на рис. 8, на котором воспроизведен участок осциллограммы, относящейся к полету в перистых облаках, образовавшихся при растекании мощного кучевого облака.

В исследованном облаке метеорологическая дальность видимости[1] $S_м$ изменялась от предельного значения, фиксируемого прибором (2200 м), до 730 м, напряженность поля E достигала $+15{,}2$ в/см. На кривой индексом a отмечен кратковременный вход самолета в облако, когда минимальное значение метеорологической дальности видимости составляло 1020 м, а наибольшая напряженность электрического поля, соответствующая максимальной оптической плотности, равнялась $+11{,}6$ в/см. Затем самолет снова вошел в облако в момент, соответствующий точке b на осциллограмме. Вначале облако было

[1] При расчетах метеорологической дальности видимости по показателю ослабления порог контрастной чувствительности глаза принимался равным 0,02.

очень разреженным и ноле в нем едва ощущалось прибором (при установленной чувствительности). По мере уплотнения облака увеличивалась напряженность поля, причем в наиболее плотной части облака (точке *d*), где метеорологическая дальность видимости равнялась 730 м, напряженность поля достигала максимума и была равна 15,2 в/см.

Таким образом, колебания прозрачности облаков находятся в противофазе с изменениями напряженности поля.

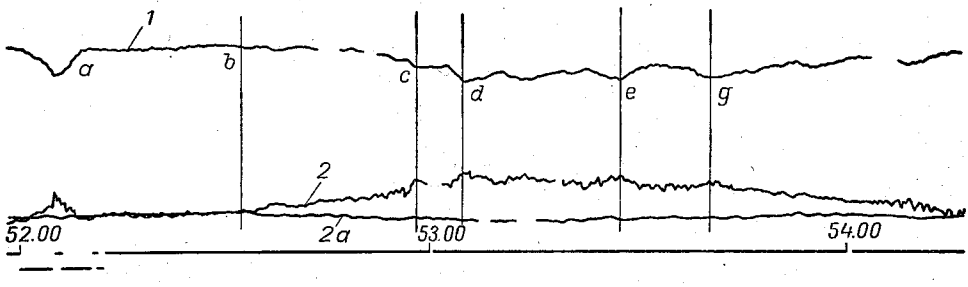


Рис. 8. Пульсации прозрачности и напряженности электрического поля в перистом облаке. Высота полета около 11 000 м.

1 — напряженность поля, *2* — фототок измерительного канала ИП, *2а* — фототок компенсационного канала ИП.

Этот пример не единичен. Хорошее соответствие флюктуаций напряженности электрического поля и прозрачности облака наблюдалось во всех случаях, когда осуществлялась одновременная регистрация этих двух величин.

Следовательно, для изучения характеристик турбулентного состояния облаков вместе с перегрузками, испытываемыми самолетом, и пульсациями температуры воздуха вполне могут использоваться данные, получаемые при непрерывной регистрации напряженности электрического поля и прозрачности облаков.

Представляется, что сведения о спектрах турбулентных вихрей в облаках будут наиболее достоверными, если они получены при обработке кривых изменчивости оптической плотности облаков, полученных с помощью соответствующим образом установленного измерителя прозрачности облаков. При этом влияние самолета на результаты измерений будет значительно меньше, чем, например, при использовании акселерографа. Инерция этой установки будет зависеть только от инерционности гальванометра самописца.

Выводы

1. Авиационные метеорологические приборы (самолетный экранированный термометр с измерителем температурных пульсаций, самолетный термогигрометр, измеритель прозрачности облаков, измеритель напряженности электрического поля), как показал опыт их применения на самолете ТУ-104, могут использоваться на современных самолетах-лабораториях для измерения основных метеорологических элементов в тропосфере и нижней стратосфере.

2. При применении комплекса метеорологических приборов, обеспечивающих непрерывную регистрацию ряда метеорологических элементов и их пульсаций, представляется возможность получить наиболее достоверные экспериментальные данные, характеризующие турбулентность в свободной атмосфере.

3. На основании полученных данных можно утверждать, что средняя температура в мощном кучевом облаке и прилегающем к нему слое воздуха выше, чем в окружающем безоблачном воздухе.

Для получения надежных количественных характеристик необходимы специальные исследования.

4. Турбулентные пульсации температуры и вертикальных скоростей воздуха в облаках отличаются как по частоте, так и по амплитуде от аналогичных пульсаций в безоблачном воздухе.

5. Колебания прозрачности облаков для видимой части спектра находятся в хорошем соответствии с изменениями напряженности электрического поля в них. Изменчивость этих физических характеристик облаков отражает изменчивость спектра облачных частиц и водности.

Большинство сделанных выводов основано на ограниченном экспериментальном материале, поэтому носит предварительный характер и требует дальнейшей проверки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайцев В. А. и Ледохович А. А. Измерение температуры и влажности воздуха в облаках с самолета. Исследование облаков, осадков и грозового электричества. Гидрометеоиздат, Л. 1957.
2. Ледохович А. А. и Зайцев В. А. Дистанционное измерение температуры и влажности воздуха с самолета. Труды ГГО, вып. 63 (125). 1956.
3. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. ГИТТЛ. М., 1957.
4. Имянитов И. М. Об инерционности аппаратуры, применяемой при изучении конвективной облачности. Метеорология и гидрология, № 4. 1954.
5. Левин Л. М. Флюктуации микроструктурных характеристик облаков. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12. 1958.

А. П. ЧУВАЕВ

К ИССЛЕДОВАНИЮ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ ОБЛАКОВ ТЕПЛОГО ПОЛУГОДИЯ В БАССЕЙНЕ ОЗЕРА СЕВАН

В статье рассматриваются данные о высоте и температуре верхней и нижней границ мощных кучевых облаков, а также данные о вертикальной мощности и водности этих облаков.

Исследование возможностей искусственного увеличения осадков в зоне отдельных гидроэнергетических сооружений с целью увеличения загрузки или мощности силовых установок становится все более актуальным.

Работы по искусственному вызыванию осадков с этой целью могут производиться в любые сезоны, в отличие от воздействий с целью осадкообразования для нужд сельского хозяйства.

В этой связи интересно отметить, что за границей, как указывают некоторые авторы, при осуществлении экспериментов по искусственному увеличению осадков в зоне гидросиловых сооружений был провозглашен принцип: „Осаждать больше воды искусственно, если даже много воды естественной".

Так, например, Уэттерер [1] указывает, что в восточных областях Канады, где естественной воды так много, что район отличается обилием озер и болот, была проведена большая работа по искусственному вызыванию дождя. Эти озера, оказывается, питают крупнейшую гидроэнергетическую систему, и полученная здесь искусственно вода, пишет автор, „...быстро реализуется в виде очищенного алюминия".

Самым дождливым штатом США является Луизиана, но и здесь, указывает Уэттерер, крупные корпорации обратились к искусственному вызыванию осадков в целях обеспечения промышленности водой. Ирвинг Крик [2] также указывал на возможность и рентабельность работы по искусственному вызыванию осадков для бумажной и целлюлозной промышленности, для борьбы с лесными пожарами и для увеличения загрузки гидросиловых сооружений.

По мнению некоторых авторов, искусственное вызывание осадков часто оказывается более рентабельным не там, где ощущается недостаток естественных осадков, а там, где оно приводит к созданию больших ценностей. Уэттерер [1] указывает, что даже в районах тропического климата с годовым количеством осадков около 1500 мм в широких масштабах применялось искусственное вызывание осадков на плантациях сахарного тростника, продуктивность которого зависит от количества осадков.

В бассейне оз. Севан с этой точки зрения наибольший интерес представляет исследование облаков, развивающихся в периоды наиболее интенсивной ливневой деятельности.

Как известно [3], такого рода осадки играют значительную роль в приходной части водного баланса изучаемого водоема.

В 1957—1958 гг. в этом районе были предприняты исследования характеристик мощных кучевых облаков [4]. Как уже указывалось, конечной целью этих исследований является определение того запаса воды в облаках, который обычно не реализуется или реализуется лишь частично при естественном образовании осадков. Исследования 1957—1958 гг. хотя и не охватывали периодов с процессами бурного высвобождения запасов энергии неустойчивости, но были приурочены к периодам основного (май — июнь) и вторичного (сентябрь — октябрь) максимума в годовом ходе осадков. В эти периоды наблюдения проводились в течение 111 дней, причем в течение 73 дней наблюдалось относительно интенсивное развитие облаков конвективной природы.

Исследования в относительно сухие летние месяцы были предприняты в 1959 г. Общая продолжительность периода наблюдений составила 38 дней. Из них в течение 27 дней отмечалось развитие мощной кучевой и кучево-дождевой облачности, сплошная облачность со слабыми обложными осадками наблюдалась в течение одного дня, а в остальные дни имело место лишь слабое развитие кучевых облаков. Все полеты производились с 12 до 16 часов, т. е. в часы максимального развития конвекции.

Перейдем к рассмотрению отдельных характеристик мощных кучевых облаков за исследуемый период. Для сравнения иногда будем приводить характеристики, полученные в 1957—1958 гг. для мая — июня.

Данные о высоте нижней границы этих облаков (над уровнем моря) и температуре окружающей среды на этих высотах представлены в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Повторяемость (число случаев) высот нижней границы мощных кучевых облаков в бассейне оз. Севан

Период наблюдений	Общее число случаев	Высота над уровнем моря (м)					
		2500—2700	2800—3000	3100—3300	3400—3600	3700—4000	4100—4400
V—VI 1957—1958	48	8	17	7	9	6	1
VIII—IX 1959	27	1	2	9	7	7	1

Таблица 2

Повторяемость (число случаев) температур на уровне нижней границы мощных кучевых облаков в бассейне оз. Севан

Период наблюдений	Общее число случаев	Температура (от, до)				
		14, 10	9, 5	4, 0	—1, —5	—6, —10
V—VI 1957—1958	48	1	20	16	10	1
VIII—IX 1959	27	6	14	6	1	—

Из приведенных в табл. 1 и 2 данных следует, что в летний период в бассейне оз. Севан облака значительно реже, чем в мае — июне, оказываются переохлажденными по всей толще. В мае—июне нижняя граница облаков располагается в поле отрицательных температур в 23% случаев, а в летний период — менее чем в 4% случаев. Наоборот, случаев с более высокой температурой основания облаков оказывается больше в летние месяцы.

Так, на диапазон температур от 5 до 14° в этот период приходится 74% всех случаев, а в мае — июне — менее 44%. Хотя значения водности должны быть тем больше, чем выше температура основания облака, приведенные данные еще не могут служить поводом для заключения о том, что в изучаемом районе водность облаков в августе в среднем больше, чем в мае—июне. В этой связи заслуживает внимания данный в работе Г. И. Орлова [6] вывод о том, что в центральной части бассейна оз. Севан (Нор-Баязет) наиболее интенсивные осадки выпадают именно в летние месяцы (VI—VIII). Но несмотря на это, есть основание утверждать, что при большом числе лет наблюдений в этом районе различия в температурах на уровне нижней границы облаков в рассмотренные периоды в среднем будут не велики. Учитывая же относительно большую сухость воздуха в летние месяцы, следует полагать, что в среднем водность мощных кучевых облаков в это время не будет превышать средней водности этих облаков в относительно дождливые месяцы (май — июнь). Характерно, что как в тот, так и в другой период в тех случаях, когда нижняя граница облаков располагается в области положительных температур, вертикальная мощность их теплой части оказывается незначительной. Таким образом, подтверждается вывод [4] о том, что в бассейне оз. Севан даже в теплое полугодие мощные кучевые облака имеют значительную переохлажденную толщу и, следовательно, являются объектом, пригодным для искусственных воздействий известными в настоящее время методами.

Как и следовало ожидать, более существенны различия в повторяемости высот нижней границы этих облаков между месяцами наиболее интенсивных осадков и относительно сухим периодом летнего времени. В то время как в мае — июне на интервал высот 2500—3000 м приходится более 52% всех случаев, в летний период на этот интервал приходится лишь около 11% случаев. При более высоких уровнях нижней границы эти соотношения меняются на обратные. Так, на интервал высот 3700—4000 м в мае — июне приходилось лишь 12% всех случаев, а в августе — сентябре — 25%.

Если учесть, что август 1959 г. в районе Армении был несколько более увлажненным по сравнению с нормой, то есть основание полагать, что при увеличении числа лет наблюдений эти различия будут усиливаться.

Величина вертикальной мощности облаков, их водность и степень увлажнения слоя атмосферы от земли до их нижней границы могут быть использованы для оценки интенсивности возможных осадков.

Как и прежде [4], эти характеристики даны отдельно для преобладающего поля облаков и для наиболее развитых облаков (табл. 3 и 4).

Из данных табл. 3 и 4 следует, что в бассейне оз. Севан преобладающее поле конвективных облаков часто имеет значительную вертикальную мощность. Даже в летние месяцы мощность в 74% случаев превосходит 2000 м и почти в 18% случаев превосходит 3000 м. Заметим, что опыты по воздействию на облака, проведенные ГГО

Таблица 3

Повторяемость (число случаев) значений вертикальной мощности преобладающего поля Cu cong. в бассейне оз. Севан

Период наблюдений	Число случаев	Толщина слоя (м)					
		1500—2000	2000—2500	2500—3000	3000—3500	3500—4000	4000—4500
V—VI 1957—1958	48	13	10	12	8	4	1
VIII—IX 1959	27	7	10	5	3	2	0

Таблица 4

Повторяемость (число случаев) значений вертикальной мощности наиболее развитых Cu cong. в бассейне оз. Севан

Период наблюдений	Число случаев	Толщина слоя (м)							
		2000—2500	2500—3000	3000—3500	3500—4000	4000—4500	4500—5000	5000—5500	>5500
V—VI 1957—1958	48	0	1	5	9	10	12	7	4
VIII—IX 1959	26	5	8	6	5	1	1	0	0

совместно с ГНИИ ГВФ в этом районе в сентябре 1958 г., показали, что осадки, искусственно вызванные из облаков мощностью более 3000 м, даже при относительно сухом режиме погоды, как правило, достигали поверхности водоема.

Вертикальная мощность наиболее развитых Cu cong. в этот период более чем в 27% случаев превосходит 3500 м, а иногда достигает 5000 м.

В мае — июне наиболее развитые Cu cong. имеют вертикальную мощность более 3500 м почти в 88% случаев, а в 23% случаев их мощность превосходит 5000 м.

Заметим, что при бурном высвобождении запасов энергии неустойчивости в летние месяцы вершины наиболее развитых Cu cong. иногда достигают уровня тропопаузы.

Данные о температуре верхней границы преобладающего поля облаков Cu cong. и наиболее развитых их куполов представлены в табл. 5 и 6.

Таблица 5

Повторяемость (число случаев) температур на уровне верхней границы преобладающего поля Cu cong. в бассейне оз. Севан

Период наблюдений	Число случаев	Температура (от, до)					
		—1, —5	—6, —10	—11, —15	—16, —20	—21, —25	—26, —30
V—VI 1957—1958	48	3	8	18	11	5	3
VIII—IX 1959	27	4	13	7	3	—	—

Анализ данных табл. 5 и 6 позволяет установить тот диапазон переохлаждения, при котором в изучаемом районе осадки, как пра-

Таблица 6

Повторяемость (число случаев) температур на уровне верхней границы наиболее развитых Cu cong. в бассейне оз. Севан

Период наблюдений	Общее число случаев	Температура (от, до)										
		—6, —8	—9, —11	—12, —14	—15, —17	—18, —20	—21, —23	—24, —26	—27, —29	—30, —32	—33, —35	—36, —38
V—VI 1957—1958	48	0	1	2	6	5	5	9	8	4	4	4
VIII—IX 1959	24	4	5	7	3	4	1	—	—	—	—	—

вило, не выпадают естественным путем, но могут быть вызваны искусственно.

Оказывается, что вершины основного поля облаков, в которых первичное зарождение фазовых преобразований почти никогда не наблюдалось, часто достигали уровня весьма низких температур. Так, в летние месяцы 1959 г. на диапазон температур вершин облаков от —11 до —20° приходилось 37% всех случаев. В мае — июне на этот диапазон приходилось более 60% случаев и около 17% падало на интервал от —21 до —30°. Укажем, что при этом не отмечалось кристаллизации одновременно всего поля облаков.

В летний период 1959 г. здесь не было отмечено ни одного случая начала кристаллизации вершин облаков при температуре выше — 15°. Однако, в отличие от данных, полученных в 1957—1958 гг. [4], все 19 случаев начальной кристаллизации в районе оз. Севан и вблизи расположенных горных районах распределились почти равномерно в интервале от —15 до —23°.

Более подробно вопрос о температурных границах начальной кристаллизации вершин Cu cong. рассматривается отдельно [7]. В данной статье лишь подчеркнем, что в связи с наличием достаточно мощных задерживающих слоев в период исследований 1959 г. наиболее развитые вершины облаков не достигали таких больших высот, а следовательно, и низких температур, наблюдавшихся в период исследований 1957—1958 гг. Небезынтересно отметить, что при низкой относительной влажности воздуха наличие задерживающих слоев (зон аккумуляции влаги) даже в средней тропосфере является условием, благоприятствующим разрешению (вызыванию) осадков.

Однако весьма важным является тот факт, что даже в летние месяцы в изучаемом районе мощные кучевые облака всегда достигают уровня отрицательных температур и имеют значительную переохлажденную толщину. Так, в летний период 1959 г. температура на уровне верхней границы наиболее развитых куполов более чем в 30% случаев падала на диапазон от —15 до —23°. В мае — июне на эту область температур приходится 94% случаев, а 71% — на диапазон от —21 до —38°. Такие облака, безусловно, являются объектами, пригодными для искусственного вызывания из них осадков.

Рассмотренные характеристики температуры позволяют также сделать необычный и весьма важный вывод о том, что в изучаемом районе для воздействий на облака с целью искусственного вызывания осадков может оказаться целесообразным использовать реагенты, активные в области температур ниже —15°.

При изучении возможностей искусственного увеличения осадков в том или ином районе весьма важным является непосредственное измерение запасов воды в облаках. Эти измерения были начаты в СССР в 1948 г. [8]. Однако, насколько известно, до сих пор еще не было получено достаточных данных для характеристики водности мощных кучевых облаков в различных физико-географических районах. Последнее связано прежде всего с тем, что такого рода измерения на самолетах не являются вполне безопасными. В 1950—1951 гг. в северо-западных районах Европейской территории СССР

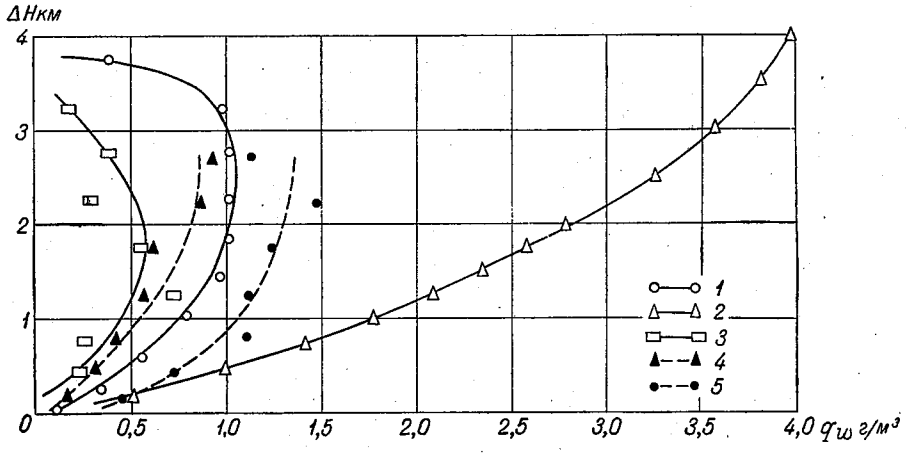


Рис. 1. Распределение водности по вертикали в облаках Cu cong.
1 — северо-западные районы ЕТС; *2* — расчетное значение при температуре основания облака 6°; оз. Севан: *3* — 1958 г., *4* — 1959 г., *5* — максимальная водность.

автору удалось произвести замеры водности в конвективных облаках значительной вертикальной мощности (минимальная толщина их составляла 2400 м). В 28 полетах было произведено 311 замеров [9].

В 1958 г. автору также удалось осуществить небольшое число заходов в облака конвективной природы в районе оз. Севан, при этом в облаках Cu simpl. и Cu cong. было взято 83 пробы водности [4].

Всего в полетах 1959 г. в районе оз. Севан было осуществлено более 500 замеров водности.

Измеренные значения водности были осреднены по отдельным слоям. Полученные значения приведены в табл. 7.

Таблица 7

Распределение водности в облаках Cu cong. и Cu simpl. (район оз. Севан, 1959 г.)

Толщина слоя над основанием облака, м	Среднее значение водности, г/м³	Число осредненных проб	Максимальное значение водности, г/м³
0—300	0,16	69	0,46
300—600	0,32	68	0,74
600—1000	0,42	45	1,09
1000—1500	0,56	50	1,10
1500—2000	0,56	26	1,23
2000—2500	0,86	15	1,48
2500—3000	0,92	5	1,13

На рис. 1 дается построенная по этим данным кривая распределения средних значений водности по вертикали, а также кривые, построенные по данным, полученным в районе оз. Севан в 1958 г. и в северо-западных районах Европейской территории СССР в 1951—1952 гг., кривая распределения максимальных значений водности по вертикали в облаках в районе оз. Севан (по данным замеров 1959 г.) и, наконец, расчетные значения водности, по Н. С. Шишкину [10], для случая, когда температура у основания облака равна 6°.

Из рис. 1 следует, что не только осредненные, но даже и максимальные значения водности облаков в районе оз. Севан оказываются значительно меньше расчетных.

Не вызывает сомнения тот факт, что бурно развивающиеся облака Cu cong., даже расположенные вблизи дождящих Cb, являются весьма выгодными объектами для осуществления искусственного воздействия, поскольку они обладают значительными запасами нереализованной водности, а вызванные из них осадки всегда будут выпадать на площади водосбора оз. Севан. Обычно выдвигаемое при обсуждении возможностей искусственного увеличения осадков возражение, что в таких ситуациях интенсивно развитые Cu cong. дали бы осадки естественным путем, должно быть отвергнуто, поскольку здесь любое мощное кучевое облако, пройдя зону водораздельных гребней, как правило, начинает претерпевать нисходящее движение и не дает естественных осадков (если, конечно, оно не успело оледенеть, т. е. перейти в стадию Cb).

Определение водных ресурсов облаков теплого полугодия в бассейне оз. Севан требует сведений о вертикальной мощности и других пространственных характеристиках облаков Cu cong., а также сведений о временном интервале (длительности) их существования при указанных ситуациях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Wetterer Ch. Pulp and Paper Mag., Canada, 55, No 7 1954.
2. Krick I. The value of weather modification operation to the pulp and paper industries. Pulp and Paper Mag., Canada, 56, No 3. 1955.
3. Давыдов В. К. Водный баланс оз. Севан. Гидрометеоиздат, М. 1938.
4. Чуваев А. П. Некоторые характеристики мощных кучевых облаков в районе оз. Севан. Результаты Комплексной севанской экспедиции 1956—1958 гг., т. 1. Гидрология и метеорология. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
5. Шишкин Н. С., Будилова Е. П. Расчеты количества сконденсированной влаги в конвективных облаках. Труды ГГО, вып. 47 (109). 1954.
6. Орлов Г. И. Осадки в бассейне оз. Севан и в прилегающих районах. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна. ч. III, вып. 2. 1954.
7. Чуваев А. П. Данные о температурах кристаллизации вершин мощных кучевых облаков в различных физико-географических районах. Настоящий сборник.
8. Зайцев В. А. Водность и распределение капель в кучевых облаках. Труды ГГО, вып. 19 (81). 1950.
9. Чуваев А. П. и Крюкова Г. Т. Некоторые результаты исследований мощных кучевых облаков. Труды ГГО, вып. 47 (109). 1954.
10. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. ГИТТЛ. М. 1954.

П. Н. КРАСИКОВ

О ПРИМЕНЕНИИ КОЛЛОИДНЫХ РАСТВОРОВ ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ ОБЛАКА И ТУМАНЫ

В статье приводятся результаты лабораторных опытов по изучению влияния коллоидных растворов йодистого серебра на образование ледяных частиц в переохлажденном тумане.

Коллоидные растворы получались путем смешения водных растворов азотнокислого серебра и растворимой соли, содержащей йод (например, NH_4J, KJ, NaJ); концентрации растворов изменялись от 0,02 до 0,2% AgJ. Опыты проводились в камере емкостью 250 л. Коллоидные растворы распылялись в туман при температуре от —20 до —2° посредством пульверизатора в количестве 0,5—1,0 г.

Наблюдениями установлено, что при температуре от —20 до —7° происходила полная кристаллизация тумана, при более высоких температурах — частичное образование ледяных кристаллов.

В последние годы в СССР и за рубежом проводятся широкие научно-исследовательские работы по искусственному воздействию на переохлажденные туманы и облака с целью их рассеивания и вызывания осадков. Принцип воздействия основан на превращении капельножидкой фазы облаков в кристаллическую. В результате кристаллизации воды ускоряется процесс разрушения облаков.

Для воздействия используется твердая углекислота, йодистое серебро и другие реагенты. В этой статье автор главным образом рассматривает вопросы эффективности йодистого серебра и методы распыления этого вещества.

Йодистое серебро вводится в облако в виде мельчайших частиц (размером порядка $10^{-5} - 10^{-6}$ см). Для получения таких частиц и введения их в облако или туман обычно пользуются методами испарения йодистого серебра путем нагревания его до 900—1000°, применяя различного типа генераторы дыма [1, 2]. Как показали опыты, при введении в переохлажденный туман или облако йодистого серебра ледяные частицы образуются при температуре —4, —5°.

Однако методы возгонки йодистого серебра при помощи тепловых источников имеют ряд недостатков: во-первых, воздействие на облако с самолета опасно в пожарном отношении; во-вторых, при нагревании йодистое серебро частично разлагается и образующийся дым может состоять не только из кристаллов AgJ, но и из других веществ (Ag_2O и Ag). Поэтому возникает необходимость разработки более эффективных способов диспергирования AgJ.

Из литературы по вопросам зарождения и роста кристаллов в пересыщенных жидких растворах и в переохлажденных жидкостях известно, что процессы возникновения новой фазы протекают более интенсивно, если в гомогенную систему вносятся какие-либо зародыши [3]. При наличии зародышей для образования кристаллов требуется меньшее пересыщение или переохлаждение.

Роль зародышей могут выполнять для переохлажденной жидкости ее кристаллы (например, лед для переохлажденной воды) или твердые частицы другого вещества; больший эффект дают частицы вещества, имеющего кристаллическую структуру, сходную со структурой переохлажденной жидкости.

Учитывая это, автор поставил опыты по изучению влияния коллоидных растворов AgJ на переохлажденные туманы. Причем имелось в виду, что если такие растворы будут так же эффективно вызывать кристаллизацию тумана, как и дым AgJ, то метод коллоидных растворов целесообразно применять для воздействия на переохлажденные облака и туманы в естественных условиях.

Как известно, йодистое серебро ничтожно мало растворимо в воде ($3 \cdot 10^{-7}$ г AgJ в 100 г H_2O). Для приготовления коллоидных растворов AgJ применялся конденсационный метод, заключающийся в получении молекулярно дисперсного пересыщенного раствора вещества, из которого должны быть получены золи AgJ.

В нашем случае коллоидный раствор получался путем смешения водных растворов азотнокислого серебра и растворимой соли, содержащей йод (например, NH_4J, KJ, NaJ).

Устойчивый золь AgJ можно приготовить смешением очень разбавленных водных растворов. Растворы смешиваются из расчета стехиометрических соотношений по реакции

$$AgNO_3 + NH_4J = AgJ + NH_4NO_3.$$

Однако, согласно [4] более устойчивые золи образуются при небольшом избытке ионов серебра или йода, поэтому автор в дальнейшем придерживался этого правила.

Автром были приготовлены коллоидные растворы с содержанием 0,2, 0,1, 0,05 и 0,025 г AgJ в 100 г воды. Такие растворы отличались большой устойчивостью. Например, в коллоидном растворе с содержанием 0,1 г AgJ в 100 г воды через 60 дней после его получения наблюдался небольшой осадок, а в верхней части сосуда — прозрачный слой толщиной примерно 5 см; растворы с меньшим содержанием AgJ были еще более устойчивы.

По данным А. В. Думанского [5], металлические частицы с удельным весом 10 г/см³ оседают в воде на глубину 1 см в зависимости от их размеров за следующие сроки:

Радиус частиц, см	Время оседания на глубину 1 см
10^{-3}	5,86 сек.
10^{-4}	9,8 мин.
10^{-5}	16 час.
10^{-6}	68 дней

Учитывая, что плотность частиц, для которых приведены эти данные, несколько больше, чем плотность частиц йодистого серебра (5,67), можно полагать, что размеры последних находятся в интервале $10^{-6} - 10^{-5}$ см. Согласно электронномикроскопическим измерениям коллоидного йодида серебра, размеры его частиц найдены равными $10^{-6} - 8 \cdot 10^{-6}$ см [4].

Опыты проводились в холодильной камере емкостью 250 л при температуре от — 20 до —2°. Туман в камере образовывался посред-

ством пуска горячего пара в течение 10 сек.; водность туманов в разных случаях изменялась от 0,5 до 1,5 г/м³. В переохлажденный туман коллоидный раствор вводился путем распыления его пульверизатором. Обычно использовались растворы, содержащие 0,01—0,1 г AgJ в 100 г воды. В камеру распылялось одновременно 0,5 — 1,0 г раствора, т. е. вводилось от $5 \cdot 10^{-5}$ до 10^{-3} г йодистого серебра.

Было проведено несколько десятков опытов. Наблюдения показали, что при температуре от — 20 до — 7° после распыления коллоидного раствора AgJ происходила быстрая и полная кристаллизация тумана и вследствие этого процесс рассеяния его значительно ускорялся. При более высокой температуре кристаллов наблюдалось меньше, а при — 3, — 4° обнаруживались лишь единичные ледяные частицы.

Следует отметить, что при введении в туман 0,5—1,0 г коллоидного раствора при температуре от —18 до —8° и ниже после кристаллизации и рассеяния тумана происходит кристаллизация во вновь образованном тумане. Такой факт дает некоторые косвенные данные о процессе кристаллизации тумана под влиянием капелек коллоидного раствора.

Можно представить себе, что при распылении коллоидного раствора в переохлажденный туман капельки, содержащие AgJ, мгновенно замерзают и образующиеся ледяные частицы при контакте с каплями тумана вызывают их замерзание. Но этим нельзя объяснить явления полной кристаллизации тумана в камере объемом 250 л при введении сравнительно небольшого количества реагента. При распылении 0,5 — 1,0 г коллоидного раствора в камеру объемом 250 л может образоваться несколько капель диаметром 50—100 μ в 1 см³. Водность переохлажденного тумана в камере заключалась в пределах 0,5 — 1,5 г/м³, а диаметр капелек — в пределах 3 — 12 μ с преобладанием 4—6 μ. Ориентировочный подсчет показывает, что в 1 см³ содержалось $10^3 — 10^4$ капель, т. е. в тысячи раз больше, чем число капель распыляемого коллоида. Несомненно, что простой контакт частиц реагента не обеспечит полного превращения водного тумана в ледяной.

Экспериментальными исследованиями механизма замерзания капель занимались А. Д. Малкина и Е. Г. Зак [6]. Они определили, что процесс замерзания водных капель зависит от скорости их охлаждения. При медленном охлаждении (0,004 — 0,006 град/сек.) капля замерзает извнутри и лишь после длительного времени промерзает до поверхности; при быстром же охлаждении (0,01 — 0,08 град/сек.) капля замерзает с поверхности, где образуется ледяная корка. В последнем случае капля в процессе замерзания меняет форму (вытягивается, делается угловатой), затем на ее поверхности появляется выступ в виде рога и, наконец, капля взрывается как снаряд. Процесс замерзания капли коллоидного раствора йодистого серебра[1] изучала Г. А. Бузмакова, выполнявшая дипломную работу под руководством Б. В. Кирюхина. Она также наблюдала, что нередко такие капли замерзали со взрывом. При этом верхняя граница температуры замерзания капель коллоида была около — 1,5, — 3°.

Приведенные данные позволяют уточнить механизм образования ледяной фазы в переохлажденном тумане под действием капель коллоидного раствора.

---

[1] Тот же раствор AgJ, который испытывался автором в холодильной камере туманов.

При распылении коллоида AgJ в переохлажденный туман скорость охлаждения капель зависит от величины его переохлаждения: чем ниже температура в тумане, тем, очевидно, больше будет скорость охлаждения. Во всяком случае, уже при температуре — 6° последняя значительно больше скоростей охлаждения, которые указаны в работе [6].

Таким образом, в нашем случае замерзание капель коллоидного раствора AgJ, введенных в переохлажденный туман, по-видимому, происходило со взрывом. В результате этого каждая такая капля образовывала большое количество ледяных кристаллов, которые в дальнейшем способствовали быстрой кристаллизации тумана во всем объеме камеры.

Такое представление о процессе льдообразования под влиянием капель коллоидного раствора полностью объясняет результаты указанных выше опытов по воздействию на переохлажденные туманы в камере.

Новый метод имеет ряд преимуществ. Он не требует тепловых источников, и поэтому значительно упрощается аппаратура для введения йодистого серебра в облако. Так как в коллоидном растворе все дисперсные частицы имеют форму правильных кристаллов йодистого серебра, то коэффициент полезного использования реагента должен быть значительно больше, чем при методе возгонки AgJ. По-видимому, целесообразно продолжить работу по исследованию эффективности коллоидных растворов других веществ, в особенности таких, которые являются активными реагентами, но не применяются для искусственных воздействий вследствие их высокой температуры возгонки.

Автору представляется, что предлагаемый метод может найти практическое применение для воздействия на облака и туманы с самолета и с земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Vonnegut B. Techniques for generating silver iodide smoke. Journ. of Colloid Sci., vol. 5, No 1, 1950.
2. Asada T., Saito H., Sawai T. and Matsumoto S. Some experiments of artificial rain-making. Rep. of rain-making in Japan, vol. 1, 1954.
3. Фукс Н. О зарождении кристаллов. Успехи физических наук, т. XV, вып. 4. 1935.
4. Кройт Г. Р. Наука о коллоидах, т. 1, ИЛ. 1955.
5. Думанский А. В. Учение о коллоидах. Госхимиздат. М. 1948.
6. Малкина А. Д. и Зак Е. Г. Механизмы замерзания капель жидкости. Труды ЦАО, вып. 9. 1952.

П. Н. КРАСИКОВ и *А. С. НЕФЕДОВ*

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ОПЫТОВ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ЛЬДООБРАЗУЮЩЕЙ АКТИВНОСТИ НЕКОТОРЫХ ВЕЩЕСТВ В ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫХ ТУМАНАХ

Приводятся данные лабораторных опытов, поставленных с целью оценки эффективности ряда веществ как реагентов кристаллизации в переохлажденном тумане. Испытывалось азотнокислое серебро, йодистая медь и металлическое серебро. Распыление реагентов в камеру, в которой получали переохлажденный туман, производилось путем нагревания испытываемых веществ на платиновой спирали посредством электрической дуги и другими способами. В статье приводятся также результаты опытов по изучению влияния капель растворов йодистого свинца на образование ледяных частиц в переохлажденном тумане.

Для искусственного воздействия на переохлажденные облака и туманы в настоящее время наиболее широко используются способы, основанные на введении в туман и облака твердой углекислоты или йодистого серебра. Однако одновременно ведутся изыскания других реагентов, которые бы обладали высокой льдообразующей способностью, были бы удобны в обращении и недефицитны.

В некоторых иностранных работах приводятся данные об эффективности ряда веществ. Так, например, в [1, 2] даются списки больше 100 испытанных веществ, из которых многие оказались активными реагентами кристаллизации переохлажденных водяных капель. Поскольку пока еще нет ясных представлений о механизме образования ледяных частиц под влиянием ядер кристаллизации, то испытанию подвергались различные вещества независимо от их физико-химических свойств. Согласно более ранним предположениям, принималось, что активными льдообразующими ядрами являются твердые частицы нерастворимых или малорастворимых в воде веществ, имеющих сходную со льдом, т. е. гексагональную кристаллическую, форму. Однако наряду с активными веществами в работах [1, 2, 3] приводятся такие вещества, которые не отвечают указанным требованиям. Так, например, по данным [3], азотнокислое серебро вызывает появление ледяных частиц в переохлажденном тумане при — 3, — 4°, а йодистая медь, по данным [1], — при —4°, по [2], — при —7°, а по [3], — при — 9°.

Первое из указанных веществ ($AgNO_3$) хорошо растворяется в воде и имеет ромбическую форму кристаллов. Йодистая медь мало растворима в воде, кристаллизуется в кубической форме. Целью работы являлось изыскание новых реагентов и способов их распыления для воздействия на переохлажденные облака.

В качестве основной характеристики эффективности вещества (как и в ряде других работ) принимался верхний предел температуры,

азотнокислое серебро разлагается и образовавшиеся частицы серебра и его окиси действуют в качестве ядер кристаллизации.

Более детальные исследования не производились, так как $AgNO_3$ и Ag оказались менее эффективными реагентами по сравнению с AgJ.

Опыты с йодистой медью

Йодистая медь (Cu_2J_2) — белый кристаллический порошок с кубической формой кристаллов; плотность при нормальных условиях 5,63; температура плавления 605°; температура кипения 1290°; растворимость при 18° составляет 0,0008 г в 100 г воды.

Распыление порошка йодистой меди производилось двумя способами: с помощью электрической дуги и путем испарения с накаленной платиновой электроспирали. Эффективность реагента при обоих этих способах оказалась одинаковой.

Опыты проводились при температуре тумана от —20 до —7° и водности 0,95—1,2 г/м³.

В опытах найден верхний температурный предел образования единичных кристаллов —9° и полной кристаллизации —12, —13°.

Из опытов следует, что данные об эффективности йодистой меди опубликованные в [1, 2], не подтверждаются, однако результаты наших опытов хорошо согласуются с данными работы [3].

Опыты с растворами PbJ_2

В работах последних лет установлено, что наиболее эффект ными реагентами кристаллизации воды являются йодистое сере и йодистый свинец. Для введения этих веществ в облако или ту обычно пользуются методами их испарения, применяя генерат различного типа или приспособления, которые включают в нагревательные элементы. В большинстве случаев более удобно изводить распыление реагентов с самолета. Однако применен самолете тепловых источников, которые должны испарять веш при температуре 900—1000°, весьма сложно, так как для этог буются специальные технические противопожарные приспособ

В связи с этим возник вопрос о разработке других сп введения реагентов в облака. Ранее авторами испытывался ратории способ, заключающийся в распылении водных колл растворов йодистого серебра. Результаты опытов оказали жительными (см. статью П. И. Красикова в настоящем сбор

В настоящей работе изложены также результаты испыт створов йодистого свинца для воздействия на переохлажде лака.

Сначала авторы пробовали получить коллоидные раств однако обычными способами это сделать не удалось. З обращено внимание на тот факт, что растворимость йодист в воде сильно меняется с изменением температуры; так, в 100 г воды при 0° растворяется 0,044 г, а при 100° — 0 т. е. растворимость увеличивается почти в 10 раз. Эти изменения растворимости PbJ_2 было решено воспольз получения мелких зародышей ледяных кристаллов. С были поставлены лабораторные опыты. Для опытов бра растворы следующих концентраций: 0,18, 0,12 и 0,06 г воды. Первые два раствора применялись подогретым а третий раствор — без подогрева (насыщенный при 1

Опыты проводились при температуре тумана от —20 до—4°; водность тумана составляла 0,6—1,4 г/м³. Раствор распылялся в камеру с помощью пульверизатора.

В результате опытов было обнаружено, что при температуре не выше —15° через 20—40 сек. после распыления реагента происходит полная кристаллизация тумана; при температурах от —14 до —9° полная кристаллизация наблюдается лишь через 1—1,5 мин.

После рассеяния тумана и повторного впуска пара в камеру вновь наблюдались ледяные кристаллы без дополнительного введения реагента, но интенсивность кристаллизации была несколько меньше, чем в первом тумане.

Проведенные опыты показали, что при воздействии на переохлажденный туман растворами PbJ_2 происходит полная кристаллизация при температуре —9° и ниже; при —6, —8° отмечается образование значительного числа кристаллов, а при —4, —5° образуются отдельные кристаллы.

Для того чтобы оценить влияние растворенного в воде йодистого свинца на кристаллизацию тумана, были проведены опыты по распылению в камеру дистиллированной воды. В этих случаях оказалось, что при температуре —22° и выше капли чистой воды не вызывали образования ледяных кристаллов. Таким образом была доказана активность растворенного PbJ_2. Даже слабый раствор этого вещества в воде (0,06 г PbJ_2 на 100 г воды) вызывал кристаллизацию тумана при распылении в камеру объемом 250 л 0,5—1,0 см³ такого раствора.

Проведенные опыты не позволяют сделать определенные выводы о механизме кристаллизации при воздействии растворами йодистого свинца. Для этого необходимы более детальные специальные исследования, которые намечено провести в дальнейшем. Пока же можно высказать лишь некоторые предположения по этому вопросу.

При распылении в камеру нагретых до 40—50° ненасыщенных, но близких к насыщению растворов йодистого свинца капельки их попадают в среду, температура которой на 45—70° ниже, чем температура капель. При охлаждении капель раствор становится насыщенным, а затем пересыщенным. В результате этого в каплях происходит выделение кристаллов PbJ_2, которые способствуют замерзанию капель.

В случае распыления раствора, насыщенного при температуре 15° (0,06 г PbJ_2 на 100 г H_2O), происходит аналогичный процесс, но вследствие меньшего перепада температуры, по-видимому, образуются более мелкие кристаллы PbJ_2, которые являются менее эффективными ядрами замерзания; точнее, замерзание капель раствора при этом возможно при более низкой температуре.

Если бы процесс ограничивался только замерзанием распыляемых в камеру капель раствора PbJ_2 и не было бы их размножения, то, вероятно, не происходило бы полной кристаллизации тумана. В своих опытах авторы вводили в камеру в тысячи раз меньшее число капель раствора, чем капель тумана.

Предполагается, что замерзание распыляемых капель раствора вследствие их быстрого охлаждения в камере начиналось с поверхности, затем происходили дальнейшее промерзание капель и взрывы их с образованием большого числа осколков. Такие ледяные осколки, содержащие кристаллы PbJ_2, при столкновении с каплями тумана способствовали их замерзанию или кристаллизации.

Выводы

Проведенные лабораторные опыты в холодильной камере позволяют сделать следующие выводы:

1. Эффективность испытанных веществ — азотнокислого серебра металлического серебра и йодистой меди — как реагентов кристаллизации переохлажденного водного тумана значительно меньше, чем эффективность йодистого серебра и йодистого свинца.

2. Как видно из табл. 2, полученные авторами данные о верхней температурной границе кристаллизации при воздействии на туман указанными веществами в некоторых случаях отличаются от данных других авторов.

Таблица 2

Автор	Температура (град.), при которой наблюдается появление кристаллов в переохлажденном тумане после введения реагентов		
	азотнокислое серебро	металлическое серебро	йодистая медь
Пруппашер и Зенгер [1]	—7		—4, —5
Хослер [3]	—3, —4		—9, —12
Красиков и Нефедов	—6	—8	—9
Серполе [5] . . .	—	—7	

Если принять во внимание полученные значения температур, при которых происходит полная кристаллизация тумана, то следует считать все эти три вещества малоэффективными реагентами.

3. Испытанный авторами в лаборатории метод воздействия на переохлажденный туман посредством распыления водного раствора йодистого свинца дал хорошие результаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Pruppacher H. R., Sänger R. Mechanismus der vereisung unberkühlter Wasser-tropfen disperse Keimsubstanzen. II. Zur Denbung der Eiskeimfaligkeit der Stoffe. Z. angew. Math. und Phys., 6, Nr 6. 1955.
2. Fukuta N. Experimental investigations on the iceforming ability of various chemical substances. Journ. of Meteorol., vol. 15, No 1. 1958.
3. Hosler C. L. On the crystallization of supercooled clouds. Journ. of Meteorol., vol. 8, No 5. 1951.
4. Башкирова Г. М., Красиков П. Н. и Никандров В. Я. Исследование влияния хладореагентов и веществ, изоморфных льду, на переохлажденные водные туманы. Труды ГГО. 1953.
5. Serpolay R. Proprietes glacogenes des aerosols products par la Volatilisation des metaux. Bull. de 'observatoire du Puy de Dôme, ser. 2, n° 3. 1956.

Н. П. ТВЕРСКОЙ

ВЛИЯНИЕ ЧАСТОТЫ И ИНТЕНСИВНОСТИ АКУСТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ НА СКОРОСТЬ РАССЕИВАНИЯ ВОДНОГО ТУМАНА

В данной статье излагаются результаты экспериментальной работы по выяснению влияния частоты и интенсивности акустических колебаний на скорость рассеивания водного тумана. Опыты ставились в камере объемом около 0,05 м³. Источником акустических колебаний служил конструктивно измененный излучатель типа Гальтона. Наблюдения за изменением видимости велись оптическим методом.

Еще на первых этапах работ по активному воздействию на облака и туманы была высказана мысль о возможности коагуляции капель тумана в акустическом поле. Однако уже первые опыты, проведенные в 30-х годах, по воздействию на туман акустическими колебаниями показали, что для слияния капель нужны очень мощные источники звука. Ввиду отсутствия таких источников (имевшиеся генераторы обладали акустической мощностью, не превышавшей нескольких сотен ватт) интерес к активному воздействию на капли значительно снизился. Проводимые опыты носили чисто качественный характер и в основном ставились для выяснения механизма слияния отдельных капель в акустическом поле.

В последующие годы благодаря бурному развитию техники были созданы источники акустических колебаний мощностью 20—40 квт [1].

Естественно, что результаты прежних опытов по воздействию на капли тумана были пересмотрены, после чего появилась реальная возможность использования звука для этой цели.

В настоящее время нет сомнения в том, что мощные акустические колебания воздействуют на капельки тумана, вызывая их быструю коагуляцию [2]. Однако вопрос о механизме воздействия еще не вполне выяснен, так же как и вопрос о том, какие частоты колебаний наиболее пригодны для скорейшего рассеивания тумана и какие для этого нужны мощности [3].

Данная статья посвящена выяснению влияния частоты и мощности акустических колебаний на скорость рассеивания капельного тумана.

Первоочередной задачей при постановке этих опытов было создание мощного излучателя звука. При выборе источника колебаний автор остановился на конструктивно измененном статическом генераторе типа Гальтона [4].

Излучатель звука состоял из блока, в котором были объединены 5 отдельных генераторов акустических колебаний. Применение общего для них отражателя позволило во много раз повысить

мощность излучения. Схема такого генератора и общий блок излучателя показаны на рис. 1.

Воздушный поток через сопло подводился к кольцеобразной щели *2*, на выходе из которой он падал на острое цилиндрическое лезвие *3* резонатора *4*. При этом на лезвии возникали периодические завихрения, возбуждающие колебания воздушного объема резонатора. В зависимости от величины объема резонатора *4* и ширины зазора

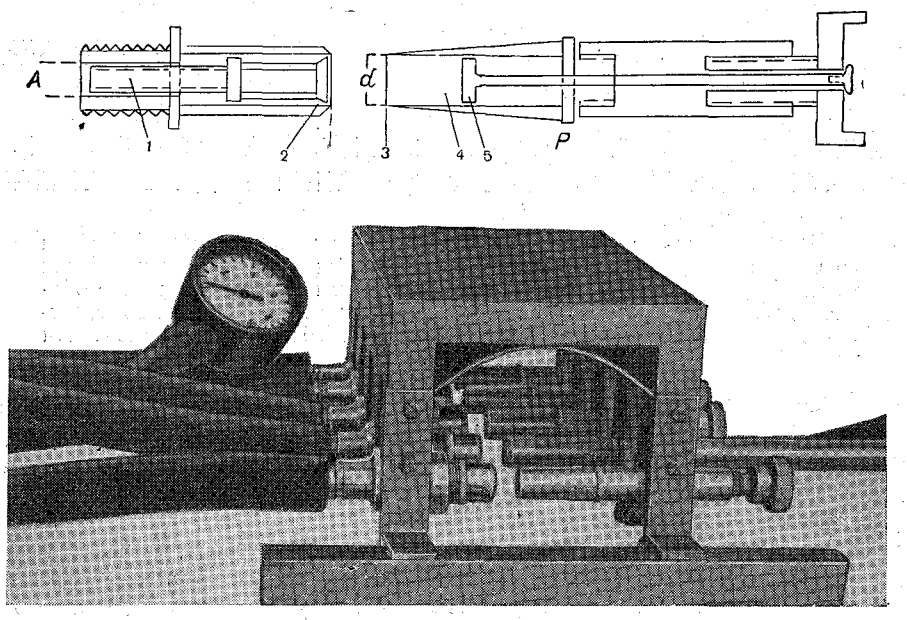


Рис. 1. Схема газоструйного генератора и общий вид блока генераторов.

между щелью *2* и лезвием *3* можно было получать различные частоты акустических колебаний. В каждом нашем генераторе диаметр *d* резонатора и сопла равнялся 12 мм, а ширина кольцеобразной щели *2* составляла 0,2 мм. Резонаторы у данных генераторов были разработаны таким образом, что глубина их при помощи поршня *5* могла изменяться от 0 до 30 мм; кроме того, были изготовлены аналогичные сменные резонаторы, в которых можно было доводить глубину до 130 мм. Применение таких резонаторов позволило охватить диапазон частот от 400 гц до 20 тыс. гц.

Перед началом опытов каждый генератор последовательно настраивался на определенную, заранее выбранную частоту. Изменение интенсивности акустических колебаний достигалось использованием разного числа генераторов при одновременном изменении скорости истечения воздуха из кольцеобразной щели *2*. Блок излучателей позволял получать интенсивности колебаний (измеренные на расстоянии 80 см от него) в пределах от $0{,}5 \cdot 10^5$ до $9 \cdot 10^5$ эрг/сек. см^2.

Все опыты по воздействию на капельный туман акустическими колебаниями проводились в специально сконструированной цилиндрической камере. Общий объем камеры был около 0,05 м^3, диаметр 28 см, высота 80 см. Фотография камеры представлена на рис. 2. Боковые ее стенки были изготовлены из прозрачного целлулоида. Блок излучателей помещался вне камеры на площадке, находящейся

в верхней ее части. Возбужденные генератором колебания проникали в камеру через отверстие, затянутое калькой, чем достигалось изолирование внутреннего объема от внешней среды.

Туман в камере создавался путем разбрызгивания воды форсункой, установленной на электрическом пульверизаторе. Форсунка была прокалибрована таким образом, что давала возможность получать капли довольно постоянного спектра при строго фиксированном времени работы. Этим достигалось то, что во всех опытах водность тумана была одинакова.

Для наблюдения за воздействием акустических колебаний на туман был применен оптический метод определения его прозрачности. Для этого с наружной стороны камеры была укреплена труба, в которой помещалась система линз, позволяющая получать от одной лампы накаливания два пучка света, совершенно одинаковых по интенсивности и размерам. Эти два параллельных пучка света пронизывали камеру с туманом на высотах 20 и 50 см от ее основания и падали на два фотоэлектронных умножителя типа ФЭУ-2. При проведении первых опытов стенки камеры временами запотевали, что вносило искажения в наблюдения, так как источник света и ФЭУ-2 располагались вне камеры. Поэтому в дальнейшем для предохранения от запотевания места прохождения света покрывались специальными незапотевающими пленками типа НП, покрытыми гидрофобным веществом.

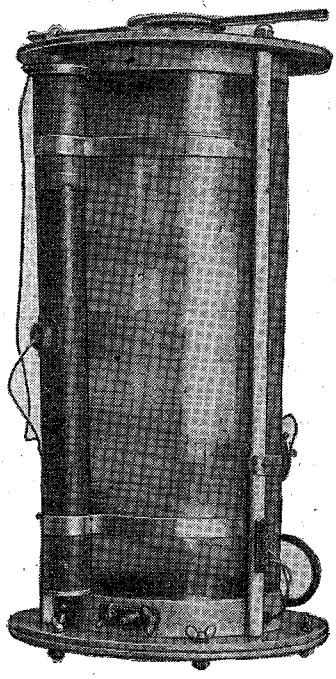


Рис. 2. Камера туманов.

При проведении опытов в камере через определенные отрезки времени измерялась водность с помощью прибора В. А. Зайцева и производилось микрофотографирование капель. Это позволило сравнить данные по изменению водности с показаниями фотоэлементов.

Для точного измерения частоты и мощности акустических колебаний был использован акустический зонд с усилителем, вольтметр типа МВЛ-2, осциллограф ЭО-7 и звуковой генератор ЗГ-2А.

Измерения мощности акустических колебаний производились зондом при выходе из камеры озвучивания и регистрировались в точке, в которой наблюдался максимум. Затем, если форма акустических колебаний была синусоидальной (что наблюдалось на осциллографе), полученные данные пересчитывались на интенсивности в ваттах на 1 $см^2$.

Измерения частоты акустических колебаний производились обычным способом с использованием фигур Лиссажу [5]. Настройка генераторов акустических колебаний производилась последовательно на заданные частоты, установленные на ЗГ-2А; для этого выбиралась такая глубина резонатора, при которой на экране осциллографа появлялось неподвижное изображение (круг).

Все опыты проводились при следующих пяти частотах (f): 400, 2170, 5000, 7600 и 11 150 гц. Эти частоты были выбраны для того,

чтобы избежать нежелательных технических наводок и охватить по возможности больший диапазон частот.

Как было указано выше, для наблюдения за воздействием акустических колебаний на капли тумана использовался оптический метод с применением фотоумножителей. Изменения фототоков, пропорциональные изменениям освещенности фотоумножителей, в процессе рассеивания тумана записывались с помощью электронного потенциометра типа ЭПП-09. Таким образом получены графики с записями изменения фототока J с течением времени. Начальное значение фототока J_{min} при каждом опыте соответствовало большой водности тумана, которая имела значения порядка 20 г/м^3; такие большие водности были необходимы для того, чтобы обеспечить при небольшом расстоянии между источником света и фотоэлементом достаточное отклонение стрелки ЭПП-09.

Максимальное значение фототока J_{max} соответствовало тому случаю, когда туман в камере озвучивания отсутствовал.

С полученных лент с записями изменения фототоков снимались значения через интервал 0,25 мин., которые и служили материалом для дальнейшей обработки,

Значения фототоков J, снятые с записей, осреднялись по 10—12 опытам, проведенным для каждой указанной выше частоты при определенных интенсивностях колебаний. Затем интенсивности изменялись при той же частоте, и по найденным значениям фототока также находились средние значения J.

Такое (для каждой частоты отдельно) осреднение производилось для всех примененных частот при соответствующих интенсивностях колебаний.

Таким образом были найдены средние значения фототока J без воздействия и при воздействии разными частотами f при разных интенсивностях I. В общей сложности было проведено более 650 отдельных наблюдений.

Полагая, что значения фототоков J, снятые с ленты, прямо пропорциональны освещенности фотоэлемента, можно записать

$$\bar{J} = J_{max} \cdot e^{-\sigma l}, \tag{1}$$

где J_{max} — среднее максимальное значение фототока при отсутствии тумана, σ — коэффициент ослабления (в дальнейших рассуждениях будем понимать под J его среднее значение).

На основании полученных данных производилось вычисление

$$\frac{J}{J_{max}} = e^{-\sigma l}$$

и величины σ, необходимой для расчета коэффициента ослабления,

$$\sigma = \frac{2.3}{l} \lg \left(\frac{J_{max}}{J} \right). \tag{2}$$

Из большого числа опытов по измерению водности было установлено, что изменения водности тумана в камере хорошо согласуются с данными по росту фототока. Следовательно, по изменению фототока можно судить об изменении водности тумана. Другими словами, оказалось правомочным выражение

$$\sigma = AW, \tag{3}$$

где A — объемный коэффициент ослабления, W — водность тумана.

Построение кривых зависимости $\frac{J}{J_{max}}$ от времени для каждой из указанных частот при различных значениях интенсивностей I показало, что наблюдается различный спад кривых.

Для иллюстрации на рис. 3 приведены кривые изменения отношения $\frac{J}{J_{max}}$ с течением времени для одной из указанных выше частот $f=7600$ гц и шести значений интенсивности звука. Верхняя кривая относится к рассеиванию тумана без воздействия акустическими колебаниями $I=0$, а следующие кривые последовательно относятся к рассеиванию тумана при интенсивностях звука, указанных в подписи к рис. 3 (каждая кривая является средней из 10—12 опытов).

На основании сравнения полученных кривых можно прийти к выводу, что акустические колебания ускоряют рассеивание тумана, причем скорость рассеивания возрастает с увеличением интенсивности и зависит от частоты колебаний. Наглядное представление об этом дает табл. 1, в которой указано для различных частот и двух интенсивностей время t, в течение которого отношение $\frac{J}{J_{max}}$ уменьшается вдвое по сравнению с начальным значением.

Таблица 1

Скорости рассеивания тумана наполовину по сравнению с начальным значением (t указано в сек.)

f гц	I вт/см^2	
	$2\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$
400	34,8	18,0
2 170	28,8	13,2
5 000	21,0	10,8
7 600	24,0	12,6
11 150	26,4	13,2

Как видно из данных табл. 1, время t при одной и той же интенсивности достигает при некоторой частоте минимального значения, а затем снова возрастает.

Как следует из формулы (2), величина $\lg\frac{J_{max}}{J}$ связана в полулогарифмическом масштабе линейной зависимостью с коэффициентом ослабления. Такая обработка данных была произведена, она показала, что в полулогарифмической системе координат подсчитанные величины $\frac{J_{max}}{J}$ хорошо укладываются на прямые линии в зависимости от времени рассеивания тумана. Это позволило, с одной стороны, при дальнейшей обработке корректировать менее надежные показания (которые получаются при конечном рассеивании тумана) и, с другой стороны, записать экспериментально полученную зависимость в виде выражения

$$\lg\frac{J_{max}}{J}=at, \qquad (4)$$

где a — некоторая величина, постоянная для данной серии опытов.

Отсюда видно, что величина $\lg\frac{J_{max}}{J}$ также характеризует скорость

рассеивания тумана со временем. Для иллюстрации на рис. 4 приведена эта зависимость для частоты $f=7600$ гц и тех же интенсивностей, которые приведены на рис. 3 (нижняя прямая для $I=0$).

Экспериментальные данные хорошо укладываются на прямые линии, проходящие через начало координат. Отсюда видно, что наиболее удобной характеристикой скорости рассеивания тумана с течением времени является величина a, численно равная тангенсу угла наклона данной прямой к оси абсцисс.

Если величина a известна, то можно всегда рассчитать для данной серии опытов величину $\frac{J}{J_{max}}$.

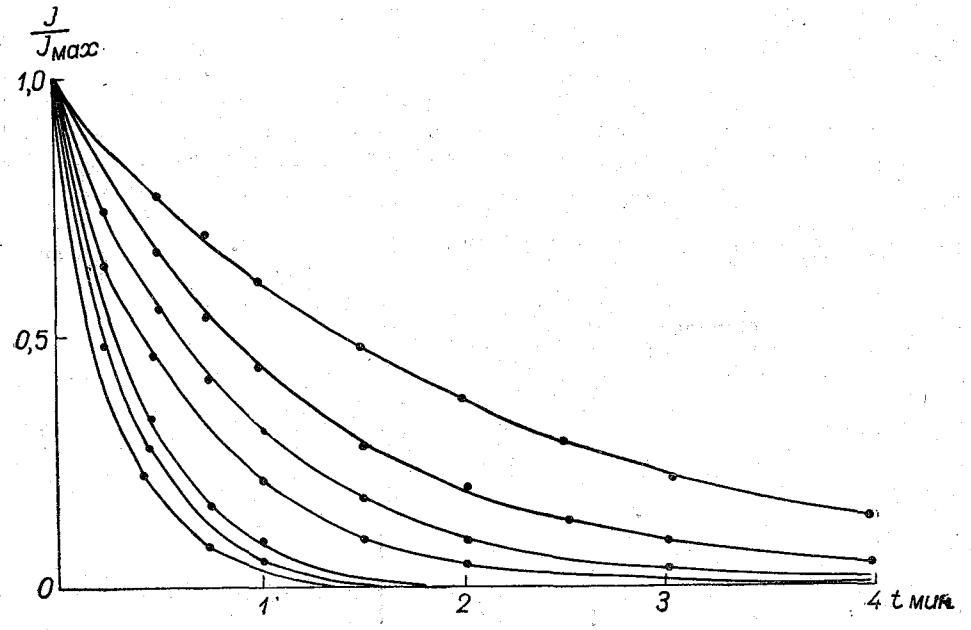


Рис. 3. Изменение $\frac{J}{J_{max}}$ с течением времени.

f — 7600 гц; 0 — без звука; 1 — $I = 0{,}12 \cdot 10^{-2}$ вт/см²; 2 — $I = 0{,}7 \cdot 10^{-2}$ вт/см²; 3 — $I = 1{,}62 \cdot 10^{-2}$ вт/см²; 4 — $I = 4{,}18 \cdot 10^{-2}$ вт/см²; 5 — $I = 6{,}13 \cdot 10^{-2}$ вт/см²; 6 — $I = 7{,}80 \cdot 10^{-2}$ вт/см².

На основании графиков, аналогичных приведенному на рис. 4, были построены таблицы, связывающие величину a с интенсивностью и частотой акустических колебаний.

В табл. 2 приведены данные для a и $\frac{a-a_0}{a_0}$ при трех различных интенсивностях для каждой указанной выше частоты. Величина a_0 относится к рассеиванию тумана без воздействия акустическими колебаниями. Значение a_0 находилось на основании рис. 4 и в наших опытах оказалось равным 0,22 мин.$^{-1}$. Из этой таблицы видно, что a зависит как от f, так и от I.

Если построить график зависимости $\lg \frac{a-a_0}{a_0}$ от $\lg I$, то опытные данные для разных частот достаточно хорошо укладываются на параллельные прямые, которые пересекают ось абсцисс в различных точках (в зависимости от значения частоты колебаний). Это

Таблица 2

f гц	a	$\frac{a-a_0}{a_0}$	$I\cdot10^{-2}$ вт/см²
400	0,49	1,22	1,8
	0,75	2,43	4,5
	1,02	3,62	8,3
2 170	0,51	1,33	1,1
	0,94	3,28	4,3
	1,24	4,62	8,1
5 000	0,69	2,13	1,3
	1,13	4,15	4,0
	1,72	6,82	8,1
7 600	0,69	2,14	1,62
	1,12	4,09	4,18
	1,50	5,82	7,80
11 150	0,67	2,05	1,50
	1,02	3,65	4,2
	1,43	5,50	8,0

позволяет установить следующую зависимость:

$$\frac{a-a_0}{a_0}=(CI)^k \tag{5}$$

или в общем виде

$$\lg\frac{J_{\max}}{J}=a_0\left[1+(CI)^k\right]t, \tag{6}$$

где $C=C(f)$ является функцией только частоты и имеет размерность, обратную размерности интенсивности звука I, т. е. выражается в см²/вт. k — постоянная, равная по абсолютному значению тангенсу угла наклона кривой к оси абсцисс (он имеет значение, равное 0,615).

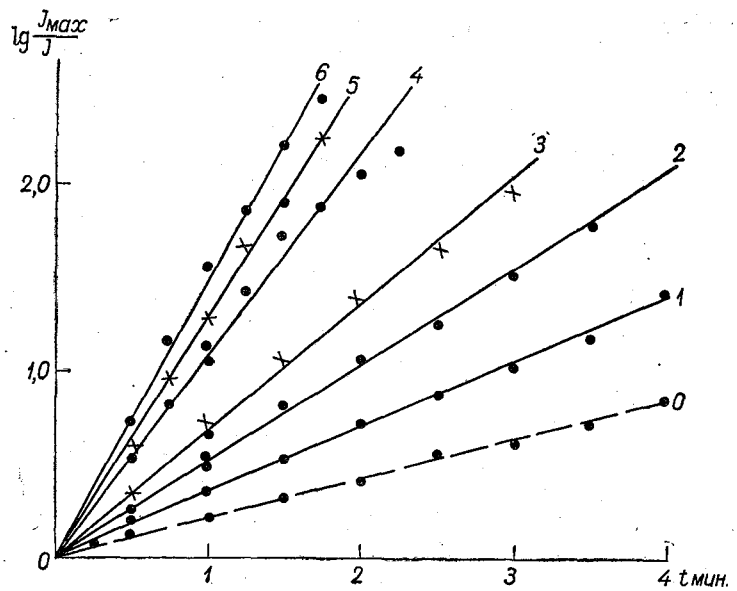


Рис. 4. Изменение $\lg\frac{J_{\max}}{J}$ с течением времени.

Усл. обозначения см. рис. 3.

Разность $a - a_0$ характеризует собой ту добавочную скорость рассеивания, которая связана только с акустическими колебаниями среды. Если интенсивность звука $I = 0$, то разность $a - a_0$ также равна 0, при этом скорость рассеивания тумана равна скорости естественного рассеивания тумана без воздействия звуком. Для расчетов по формуле (5) необходимо знать величину a_0, которая в опытах, как указывалось выше, равнялась 0,22 мин$^{-1}$. Отметим, что вообще она зависит, по-видимому, от формы кривой спектра капель и их характерного размера.

Зависимость коэффициента C от частоты акустических колебаний можно представить графически (рис. 5). Кривая построена по пяти экс-

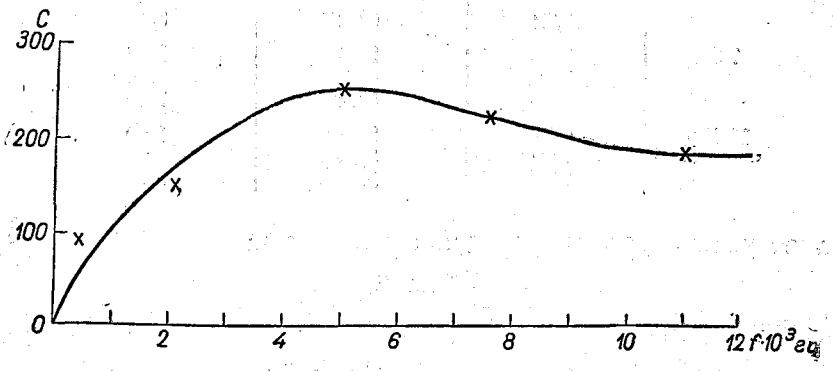


Рис. 5. Зависимость C от частоты звука f.

периментально найденным точкам. Эти точки имели значения, приведенные в табл. 3.

Таблица 3

f гц	400	2 170	5 000	7 600	11 150
C см²/вт	92	152	254,7	228	197,7

На рис. 5 видно, что наиболее благоприятной частотой является частота 5000 гц. Основываясь на полученной выше формуле (5) и принимая во внимание рис. 5, можно рассчитать значения a для любой частоты акустических колебаний и любой интенсивности, а на основании формулы (6) вычислить время, необходимое (при данной частоте и интенсивности) для того, чтобы прозрачность тумана увеличилась вдвое. Таким образом можно рассчитать зависимость величины $\frac{a - a_0}{a_0}$ от интенсивности акустических колебаний.

На рис. 6 проведены кривые, рассчитанные по формуле (5), и для сравнения нанесены экспериментально полученные данные для частот 400, 2170, 5000, 7600, 11 150 гц. Как видно на рисунке, рассчитанные кривые хорошо совпадают с экспериментально полученными данными.

На рис. 6, в частности, можно видеть, что добавочная скорость рассеивания тумана под влиянием акустических колебаний для интенсивности $I = 8{,}0 \cdot 10^{-2}$ вт/см² и при частоте 5000 гц в 6,4 раза больше скорости рассеивания тумана без воздействия колебаниями.

Таким образом, основываясь на формуле (5) и рис. 5, можно по-

строить график зависимости $\frac{a-a_0}{a_0}$ от частоты звука при различных интенсивностях. На таком графике отчетливо выступает то, что при частоте порядка 5000 гц скорость рассеивания тумана наибольшая независимо от интенсивности акустических колебаний (при наших интенсивностях), причем с увеличением частоты от 400 до 5000 гц скорость рассеивания возрастает довольно резко, а при дальнейшем увеличении частоты уменьшение скорости рассеивания происходит медленно.

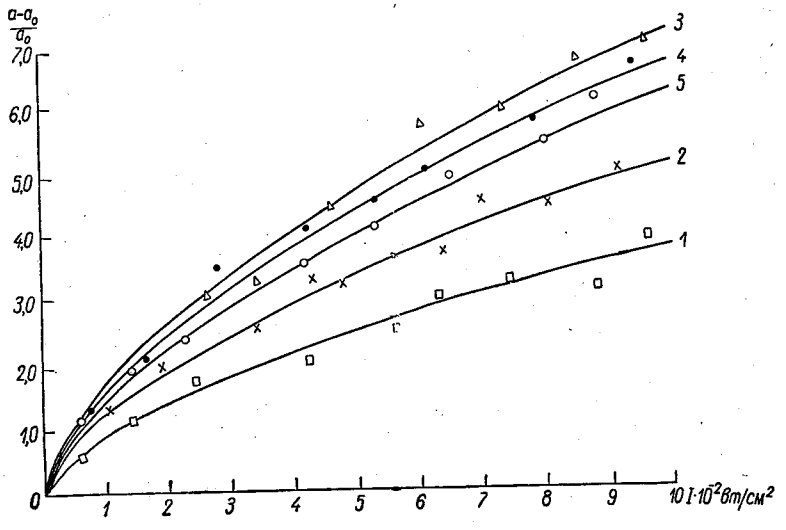


Рис. 6. Зависимость $\frac{a-a_0}{a_0}$ от интенсивности звука I.

1 — f = 400 гц; *2* — f = 2170 гц; *3* — f = 5000 гц; *4* — f = 7600 гц; *5* — f = 11 150 гц.

Расчеты по формуле (5) показывают, например, что при частоте 5000 гц и интенсивности звука $I = 1$ вт/см² скорость рассеивания тумана будет в 30,2 раза больше скорости рассеивания без воздействия звуком, а при интенсивности 10 вт/см² — в 124,5 раза.

На основании проведенной работы можно сделать следующие выводы:

1. Наибольший эффект рассеивания тумана в условиях опытов наблюдается при частоте $f = 5000$ гц. Эффект воздействия резко возрастает с увеличением частоты при $f < 5000$ гц и медленно спадает при $f > 5000$ гц.

2. Интенсивность акустических колебаний $5 \cdot 10^{-2}$ вт/см² достаточна для увеличения скорости рассеивания тумана в нашем объеме приблизительно в 4 раза.

Кроме того, получены формулы, на основании которых можно рассчитать скорость рассеивания тумана при любой частоте и заранее выбранной мощности источника колебаний.

Данная работа была поставлена по инициативе проф. В. В. Базилевича и выполнялась под его руководством. В работе принимали участие Н. Э. Алдабаева и Г. Б. Егорова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Porter R. W. High intensity sound waves now harnessed for industry. Chem. Eng., 55, 100, 115. 1948.
2. Boucher Brun. Research on the multiwhistle acoustic air-jet generator. Engrs' Digest, 17, No 12, 1956.
3. Бергман Л. Ультразвук. ИЛ. 1957.
4. Edeimann M. Studien über die Erzeugung sehr hoher Töne vermittels der Galtonpfefe. Ann. d. Phys. (4) 2, 469, 1900.
5. Беранак. Акустические измерения. ИЛ. 1952.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Н. С. Шишкин. К расчету скорости вертикального развития конвективных облаков 3

Ю. А. Барукова, И. И. Камалдина, Т. С. Учеваткина, Н. С. Шишкин. О количестве и интенсивности осадков из конвективных облаков . . . 14

М. А. Химач и Н. С. Шишкин. Изменения микроструктуры конвективных облаков в период выпадения осадков 25

А. П. Чуваев. Данные о температуре кристаллизации вершин мощных кучевых облаков в различных физико-географических районах 39

Ф. Я. Клинов. Некоторые особенности твердой фазы воды в атмосфере при низких отрицательных температурах воздуха 46

Г. М. Забродский, В. А. Зайцев, А. А. Ледохович, Н. А. Титов. Опыт зондирования атмосферы на самолете ТУ-104 53

А. П. Чуваев. К исследованию водных ресурсов облаков теплого полугодия в бассейне озера Севан 68

П. Н. Красиков. О применении коллоидных растворов для воздействия на переохлажденные облака и туманы 75

П. Н. Красиков и А. С. Нефедов. Результаты лабораторных опытов по исследованию льдообразующей активности некоторых веществ в переохлажденных туманах 79

Н. П. Тверской. Влияние частоты и интенсивности акустических колебаний на скорость рассеивания водного тумана 85

Редактор *Л. П. Жданова*
Техн. редактор *А. Н. Сергеев*
Корректор *Р. В. Гросман*

Сдано в набор 7/IV 1960 г. Подписано к печати 7/VII 1960 г. Бумага 70 × 108¹/₁₆. Бум. л. 3. Печ. л. 8,22. Уч.-изд. л. 7,86. Тираж 1000 экз. М-46564 Индекс МЛ-293. Заказ № 567. Цена 5 р. 50 к.

С первого января 1961 г. цена 55 коп.

Гидрометеорологическое издательство.
Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

Типография им. Володарского Лениздата,
Ленинград, Фонтанка, 57