

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ
ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

06
778

ТРУДЫ

ВЫПУСК 224

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И
АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

224656

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук В. Я. НИКАНДРОВА
и
д-ра физ.-мат. наук Н. С. ШИШКИНА

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1968

В сборнике изложены результаты исследований по физике облаков и активных воздействий, выполнявшихся в ГГО в 1965—1966 гг.

Основное внимание уделено разработке методов и теории активных воздействий на облака и туманы с целью их рассеивания и вызывания осадков. Несколько статей посвящены вопросам усовершенствования методики радиолокационных наблюдений за облаками и осадками. Описаны результаты исследования термиком с помощью планеров и легких самолетов и результаты испытания метода прогноза парения планеров. В одной из статей излагаются данные теоретического исследования заряжения капель облаков и туманов за счет захвата ими ионов воздуха.

Б. Ш. БЕРИТАШВИЛИ, Ю. А. ДОВГАЛЮК

К ТЕОРИИ ВЛАЖНОАДИАБАТИЧЕСКОГО ПОДЪЕМА ВОЗДУХА В КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ

Введение

Количество сконденсировавшейся влаги в адиабатически поднимающемся объеме облачного воздуха определяется двумя путями: при макрофизическом рассмотрении полагают, что конденсация начинается с момента достижения насыщения над плоской поверхностью воды; при микрофизическом же рассмотрении необходимо учесть существование некоторого пересыщения, обуславливающего конденсационный рост капель. При этом приравнивание изменения удельной влажности к конденсационному приросту массы совокупности облачных капель дает возможность учесть влияние микроструктурных параметров на протекание процессов, определяющих дальнейший рост капель и движение объема, содержащего их [2].

Такой подход позволяет также получить значения величин, характеризующих релаксационное протекание процессов в данной совокупности капель. Последний вопрос рассматривался, в частности, в работах [1, 5], в которых использовались упрощенные уравнения конденсационного роста отдельной капли.

Релаксационные процессы в совокупности облачных капель

Рассмотрим некоторый объем облачного воздуха, содержащий совокупность капель, находящихся в состоянии равновесия. Предполагается, что распределение капель по размерам описывается формулой Хргиана — Мазина [2]. Если пренебречь наличием гигроскопических примесей, то пересыщение над поверхностью отдельной капли можно выразить, как известно, через

$$S = \frac{2\sigma\mu}{\rho RT_0} \frac{1}{r}, \quad (1)$$

где σ , μ и ρ — поверхностное напряжение, молекулярный вес и плотность воды соответственно; R — универсальная газовая постоянная; T_0 — температура капли, принимаемая равной температуре облачного воздуха; r — радиус капли.

Пересыщение во всем объеме воздуха, осредненное для совокупности капель, будет равно

$$S_0 = \int_0^{\infty} S \eta(r) dr = \frac{2\sigma\mu}{\rho RT_0} I_0, \quad (2)$$

где $\eta(r)$ — относительное число капель радиусом r , содержащееся в 1 г облачного воздуха,

$$\eta(r) = \frac{n(r)}{n} = \frac{1}{n\pi'} ar^2 e^{-br}, \quad (3)$$

$$I_0 = \frac{b}{2}.$$

Здесь n — общее число капель в 1 г воздуха; ρ' — плотность облачного воздуха; a и b — постоянные в формуле распределения Хргиана — Мазина.

Переместим адиабатически рассматриваемый объем на уровень z_1 и рассмотрим происходящие при этом явления в двух стадиях: адиабатического охлаждения за счет расширения объема и конденсации образовавшегося излишка влаги на каплях.

Разумеется, такое разделение процессов является схематизацией естественного протекания явления, однако на достаточно малых отрезках пути подъема такой подход может быть применен вследствие аддитивности этих двух процессов.

На первой стадии произойдет падение температуры воздуха до значения $T_1 = T_0 - \gamma_a dz$, где γ_a — сухоадиабатический градиент температуры; dz — отрезок вертикального перемещения объема. Ввиду того, что согласно принятой схеме, на первой стадии конденсация не происходит, изменение упругости водяного пара можно рассчитать из условия сохранения удельной влажности $q_0 = 0,622 \frac{e_0}{p_0} = \text{const}$. Взяв производную от этой величины по вертикали и используя уравнения статики, получим

$$\frac{de_0}{e_0} = \frac{dp_0}{p_0} \approx - \frac{g}{R_1 T} dz, \quad (4)$$

где e_0 — парциальная упругость пара на уровне z_0 ; p_0 — атмосферное давление; g — ускорение силы тяжести; R_1 — удельная газовая постоянная сухого воздуха; T — средняя температура объема облачного воздуха. Учитывая, что $de_0 = e_1 - e_0$, получим

$$e_1 = e_0 \left(1 - \frac{g}{R_1 T} dz \right). \quad (5)$$

Согласно уравнению Клаузиуса — Клапейрона, насыщающая упругость пара относительно плоской поверхности воды при охлаждении объема уменьшится на величину

$$dE_{\infty} = - \frac{L_{\nu} E_{\infty}}{A R T^2} \gamma_a dz, \quad (6)$$

где E_∞ — насыщающая упругость при температуре T . Взяв из [6] аналогично [4] значение $E_{\infty 1}$ для пересыщения, образовавшегося в первой стадии процесса, получим

$$S_1 = \frac{e_1}{E_{\infty 1}} - 1 = \frac{e_0 \left(1 - \frac{g}{R_1 T} dz\right)}{E_{\infty 0} \left(1 - \frac{L_\mu}{ART^2} \gamma_a dz\right)} - 1. \quad (7)$$

В этом выражении $\frac{e_0}{E_{\infty 1}} = 1 + S_0 = 1$, так как в условиях, наблюдаемых в облаках, $S_0 = 10^{-2} \div 10^{-4}$. Таким образом, для S_1 получим

$$S_1 = \frac{\frac{L_\mu}{ART^2} \gamma_a dz - \frac{g}{R_1 T} dz}{1 - \frac{L_\mu}{ART^2} \gamma_a dz}. \quad (7')$$

Образование пересыщения, превосходящего равновесное его значение, должно вызвать конденсацию излишка влаги на совокупности облачных капель. Поскольку этот процесс не может происходить мгновенно, рассмотрим изменение удельной влажности объема во времени. Допустим, что эта вторая стадия процесса происходит изобарически и общее число капель в 1 г облачного воздуха остается постоянным. Тогда, приравняв уменьшение удельной влажности к конденсационному приросту массы облачных капель, получим

$$-\frac{0,622}{p_1} \cdot \frac{de_1}{dt} = n \int_0^\infty \frac{dm}{dt} \eta(r) dr, \quad (8)$$

где m — масса отдельной капли.

Приближенно записывая известное уравнение конденсационного роста мелкой капли в виде

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi D \frac{\mu \varepsilon}{RT} (e_1 - E_{\infty 1}), \quad (9)$$

получим для изменения парциальной упругости пара в объеме следующее соотношение

$$\frac{de_1}{dt} + a_1 e_1 = b_1, \quad (10)$$

где

$$\left. \begin{aligned} a_1 &= \frac{4\pi D \mu n}{RT} \frac{p}{0,622} I_2; \\ \varepsilon &= \frac{B}{B + \frac{D}{r}}; \\ B &= a \sqrt{\frac{RT}{2\pi\mu}}; \\ b_1 &= a_1 E_{\infty 1}. \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

Здесь D — коэффициент молекулярной диффузии пара в воздухе; α — коэффициент конденсации, принимаемый в расчетах равным 0,036;

$$I_2 = \int_0^{\infty} r \varepsilon \eta(r) dr = \bar{r} \left[1 - \frac{1}{3} b \xi + \frac{1}{6} b^2 \xi^2 - \frac{1}{6} b^3 \xi^3 - \frac{1}{6} b^4 \xi^4 e^{b \xi} E_i(-b \xi) \right]; \quad (12)$$

\bar{r} — средний арифметический радиус капель; $\xi = \frac{D}{B}$ [2].

В уравнении (9) точнее было использовать разность $e_r - e_1$ вместо $(e_1 - E_{\infty 1})$, однако, учитывая, что в формуле для

$$e_r = e_1 \left(1 + \frac{2\sigma\mu}{\rho RT} \frac{1}{r} \right)$$

и

$$e_1 = E_{\infty 1} (1 + S_1),$$

члены, стоящие в скобках, малы по сравнению с единицей, с точностью до 1% можно принять указанное приближение.

Для монодисперсного облака формула для коэффициента a_1 имеет более простой вид

$$a_1 = \frac{4\pi D \mu n}{RT} \frac{p}{0,622} r \varepsilon. \quad (11')$$

Решая (10), получим изменяющееся во времени значение $e_1(t)$

$$e_1(t) = e^{-a_1 t} [E_{\infty 1} (e^{-a_1 t} - 1) + e_1], \quad (12')$$

где начальное значение e_1 дается по (5).

В результате конденсации пересыщение в объеме также уменьшится со временем. Из (12') легко найти время релаксации τ , в течение которого данное пересыщение уменьшится в e раз

$$e^{-a_1 t} = \frac{e_1(t) - E_{\infty 1}}{e_1 - E_{\infty 1}},$$

откуда

$$t = -\frac{1}{a_1} \ln \frac{\frac{e_1(t) - E_{\infty 1}}{E_{\infty 1}}}{\frac{e_1 - E_{\infty 1}}{E_{\infty 1}}} = -\frac{1}{a_1} \ln \frac{S_1(t)}{S_1}. \quad (13)$$

Из (13) следует, что время релаксации равно

$$\tau = \frac{1}{a_1}. \quad (14)$$

Таким образом, эта величина оказывается зависящей от температуры и давления в рассматриваемом объеме и характеристик микроструктуры коллектива капель. При решении уравнения (10) аналогично работе [4] полагаем, что в процессе роста капель размер их существенно не меняется и коэффициенты a_1 и b_1 остаются постоянными. Если рассматривать отрезки подъема воздушной массы порядка 100 м, то p , T и r приближенно можно считать постоянными и вести расчет для слоя, характе-

ризующегося некоторыми средними значениями этих параметров. Значения τ для монодисперсного (r) и полидисперсного (\bar{r}) облаков при $p=800$ мб, $T=5^\circ\text{C}$, $n=3 \cdot 10^5 \text{ г}^{-1}$ и различных размерах капель и водности облаков приведены в табл. 1.

Таблица 1
Время релаксации для монодисперсного и полидисперсного облаков в зависимости от размеров капель и водности облака при $n = 800$ мб, $T = 5^\circ\text{C}$ и $n = 3 \cdot 10^5 \text{ г}^{-1}$

r мк	W г/м ³	τ сек.	\bar{r}	W г/м ³	τ сек.
2	0,01	17,1	4	0,2	4,6
4	0,1	5,6	6	0,6	2,6
6	0,3	3,0	8	1,4	1,8
8	0,6	2,0			

Эти значения τ близки к величине времени релаксации, полученной в работе [4].

Следует отметить, однако, что величина τ сама по себе еще мало характеризует процессы, происходящие в реальных облаках. Процесс конденсации сопровождается выделением тепла фазового превращения, что приводит к изменению во времени температуры и плавучести воздуха.

Начальная температура облачного воздуха во второй стадии процесса T_1 будет изменяться в соответствии с протеканием процесса конденсации во времени

$$T_1(t) = T_1 + \frac{L}{c_p} \frac{0,622}{p} [e_1 - e_1^*(t)]. \quad (15)$$

Подставив в (15) выражение (12), найдем вертикальный градиент температуры в облаке

$$\gamma(t) = \frac{T_1(t) - T_0}{dz} = \gamma_a \cdot \frac{Lq}{c_p \left(1 - \frac{g}{R_1 T} dz\right)} \left(\frac{L\mu}{ART^2} \cdot \gamma_a - \frac{g}{R_1 T} \right) (1 - e^{-a_1 t}). \quad (16)$$

Это выражение, так же как и известное выражение для $\gamma_{ва}$, может быть сведено к форме

$$\gamma \approx \gamma_a \left(1 - \frac{L^2 q \mu}{c_p A R T^2} \right)$$

при допущениях:

$$t \rightarrow \infty, \quad \frac{g}{R_1 T} dz \ll 1,$$

$$\frac{g}{R_1 T} \ll \frac{L\mu}{ART^2} \gamma_a.$$

Из (16) легко получить время, необходимое для уменьшения пере-
 сьщения до значения, соответствующего величине $\gamma_{ва}$. Обозначив это время через τ^* , получим

$$\tau^* = - \frac{1}{a_2} \ln(1 - \omega), \quad (17)$$

где

$$\omega = \frac{\gamma_a - \gamma_{ва}}{\frac{Lq}{c_p} \left(\frac{L\mu}{ART^2} \gamma_a - \frac{g}{R_1 T} \right)} \quad (18)$$

При этом допускается, что $dz \leq 100$ м и поэтому $\frac{g}{R_1 T} \ll 1$. Поскольку величина $-\ln(1 - \omega)$ всегда положительна, перепишем (17) в виде

$$\tau^* = \tau f,$$

где $f = -\ln(1 - \omega)$.

Из (18) следует, что коэффициент f зависит только от температуры и давления. Значения f для различных условий приведены в табл. 2.

Таблица 2

p мб	900	900	800	800
T °C	10	5	5	0
f	0,54	0,70	0,63	0,80

Так как кривизна поверхности капель требует дополнительной затраты энергии при конденсации, то процесс конденсации на совокупности капель должен протекать таким образом, чтобы их суммарная поверхность была эквивалентна плоской поверхности воды при наличии соответствующего пересыщения. Вследствие этого в облаках энергетически наиболее целесообразным следует считать существование $\gamma_{ва}$ и соответствующего ему пересыщения. Для нахождения этой величины, которую мы обозначим через S^* и назовем равновесным пересыщением, воспользуемся выражением для влажноадиабатического градиента, выведенным путем замены сконденсировавшейся удельной влажности приростом водности совокупности капель

$$\gamma_{ва} = \gamma_a - \frac{4\pi D\mu E_\infty L n}{RT\omega} \left[S(I_2 - I_4) - \frac{2\sigma\mu}{\rho RT} (I_1 - I_3) \right], \quad (19)$$

где ω — скорость подъема воздушной массы; I_1, I_3 и I_4 — функции температуры, давления и \bar{r} , аналогичные интегралу I_2 . Из (19) находим

$$S^* = \frac{2\sigma\mu}{\rho RT} \frac{I_1 - I_3}{I_2 - I_4} + \frac{RT\omega}{4\pi D\mu E_\infty L n} \frac{\gamma_a - \gamma_{ва}}{I_2 - I_4}, \quad (20)$$

что при $\omega = 0$ хорошо совпадает с результатами, полученными в [2]. Значения S^* при $p = 800$ мб, $T = 5^\circ$, $n = 3 \cdot 10^5 \text{ г}^{-1}$ для различных \bar{r} и ω приведены в табл. 3.

Таблица 3
Значения равновесного пересыщения S^* при $p = 800$ мб, $T = 5^\circ$, $n = 3 \cdot 10^5 \text{ г}^{-1}$ и различных скоростях подъема воздуха в кучевых облаках

\bar{r} мк	W г/м ³	S^* %	
		$\omega = 1$ м/сек.	$\omega = 10$ м/сек.
4	0,2	0,24	2,17
6	0,6	0,15	1,31
8	1,4	0,11	0,91

Из этой таблицы видно, что значения S^* согласуются с данными Н. С. Шишкина [6], полученными в результате анализа экспериментального материала по распределению капель в кучевых облаках небольшой мощности.

Заключение

Таким образом, схематическое разделение влажноадиабатического процесса позволило рассмотреть процесс конденсации и изменение пересыщения во времени и найти их зависимости от характеристик совокупности капель и параметров окружающей среды. Показано, что при пульсационном изменении вертикальной скорости или температуры происходит уменьшение пересыщения до значения S^* в течение времени от нескольких секунд до нескольких десятков секунд (табл. 1, 2).

В условиях сильно турбулизованной среды такая микроструктурная характеристика совокупности капель, как время релаксации τ^* , может обусловить частотную фильтрацию влияния пульсаций ω и T различной продолжительности на скорость роста облачных капель. При пульсациях вертикальной скорости или температуры, характерный период колебания которых меньше времени релаксаций в данной совокупности капель, изменение пересыщения будет отставать от изменений параметров окружающей среды, и пульсации с такими частотами не будут заметно действовать на изменение размеров капель. На это обстоятельство, влияющее на изменение спектра облачных частиц и периода, необходимого для образования осадков, указывалось в работах [1, 3, 5].

При более последовательном и детальном рассмотрении процессов конденсации в облаках и при учете турбулентных пульсаций параметров окружающей среды можно в значительной мере уточнить современные расчеты образования осадков в капельных облаках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев В. И. О распределении капель в облаке, находящемся на конденсационной стадии развития. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1961.
2. Беритащвили Б. Ш., Довгалак Ю. А. О зависимости влажноадиабатического градиента температуры от микроструктуры облака. Тр. ЗапНИГМИ, вып. 21, 1967.
3. Мазин И. П. К теории формирования спектра размеров частиц в облаках и осадках. Тр. ЦАО, вып. 64, 1965.
4. Мазин И. П. О связи пульсаций пересыщения с пульсациями температуры и вертикальных потоков в облаках. Инф. бюлл. ГУГМС, № 2, 1966.
5. Седунов Ю. С. Тонкая структура облаков и ее роль в формировании спектра облачных частиц. Физ. атм. и океана, т. 1, № 7, 1965.
6. Шипкин Н. С. О влажности воздуха в кучевых облаках. Тр. ГГО, вып. 31, 1951.

К ВОПРОСУ ОБ ОПТИМАЛЬНЫХ РАСХОДАХ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ РЕАГЕНТОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ НА ОБЛАКА С ЦЕЛЬЮ ВЫЗЫВАНИЯ ИЗ НИХ ОСАДКОВ

В настоящее время в СССР проводятся работы по изысканию новых, кристаллизующих реагентов для воздействия на переохлажденные облака. Для того чтобы испытать эти реагенты в естественных условиях, необходимо знать нормы их затрат и зависимость этих норм от характеристик облаков, которые подвергаются воздействию.

В работе [3] рассматривалась задача об оптимальном расходе кристаллизующего реагента при введении его на различные уровни облака заданной мощности. Настоящая статья содержит результаты расчетов, выполненных применительно к случаю введения реагента в верхнюю часть облаков различной мощности.

При решении задачи предполагалось следующее:

1. Воздействие производится на конвективное облако капельно-жидкой структуры, мощностью 2,00, 2,34 и 2,66 км с температурами на верхней границе -6 , -8 , -10° соответственно.

2. Водность q_w в облаке имеет максимум на высоте $2/3$ от его основания, на верхней границе облака $q_w=0$. Распределение водности по высоте представлено на рис. 1.

3. Воздействие производится реагентом, 1 г которого дает 10^{12} активных льдообразующих частиц (эффективность $N_0=10^{12}$ частиц на 1 г реагента).

4. Реагент вводится в облако на 100 м ниже его верхней границы.

5. При воздействии используется 2 способа введения реагента:

а) по типу мгновенного точечного источника (выстрелы пиропатронами, содержащими реагент, сброс пакетов с реагентами и др.);

б) по типу мгновенного линейного источника (высыпание реагента с помощью специальной установки и т. п.).

6. Частицы реагента, введенные в облако, распространяются благодаря турбулентному перемешиванию изотропно. Все частицы реагента, которые вышли за пределы верхней границы облака, уносятся потоками воздуха и обратно в облако не попадают.

При этих предположениях задача решалась с помощью расчетной схемы, подробно изложенной в работе [3]. Распределение концентрации частиц реагента в облаке принималось в соответствии с решениями уравнения турбулентной диффузии примеси, полученными Сеттоном [4]:

для точечного источника

$$q(x, y, z, t) = \frac{Ne}{\pi^{3/2} c^3 (\omega t)^{3/2} m} e^{-\frac{x^2+y^2+z^2}{c^2 (\omega t)^2}}, \quad (1)$$

для линейного источника

$$q(y, z, t) = \frac{Ne}{\pi c^2 (\omega t)^2} e^{-\frac{y^2+z^2}{c^2 (\omega t)^2}}, \quad (2)$$

где q — конденсация диффундирующего вещества, ω — средняя скорость ветра на данном уровне, c — обобщенный коэффициент турбулентности

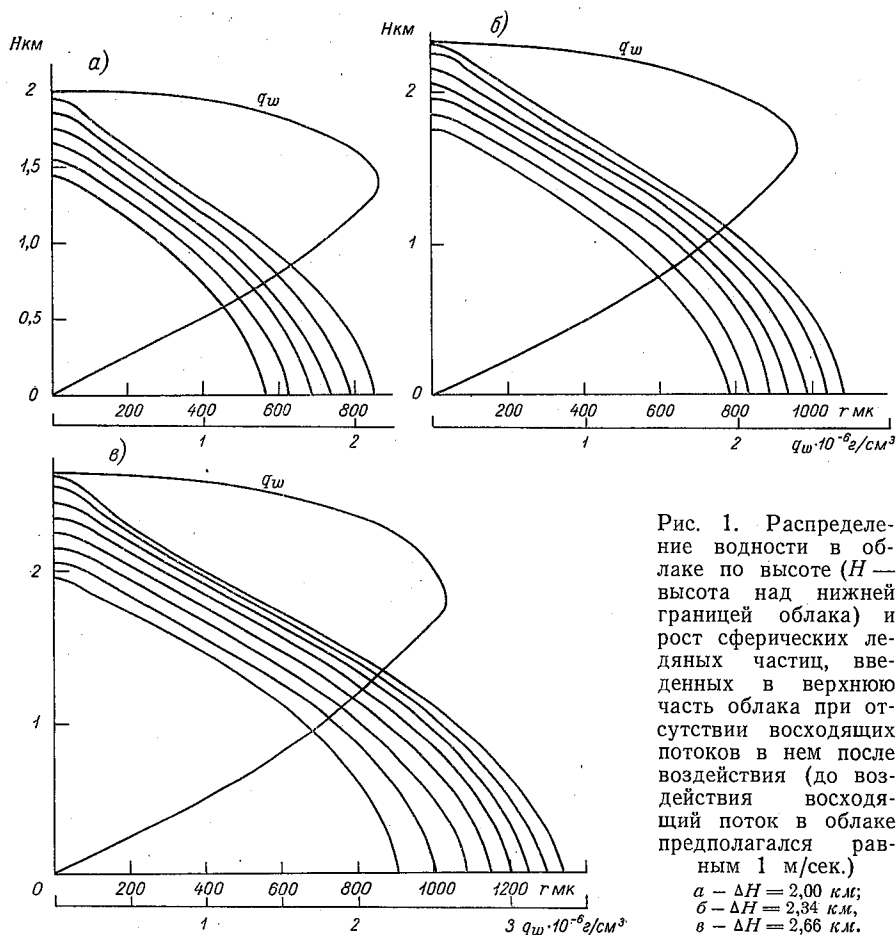


Рис. 1. Распределение водности в облаке по высоте (H — высота над нижней границей облака) и рост сферических ледяных частиц, введенных в верхнюю часть облака при отсутствии восходящих потоков в нем после воздействия восходящий поток в облаке предполагался равным 1 м/сек.)
 а — $\Delta H = 2,00$ км;
 б — $\Delta H = 2,34$ км,
 в — $\Delta H = 2,66$ км.

Сеттона, $m=2-n$, n — параметр, характеризующий стратификацию; $n=0,33$ при умеренной инверсии, $n=0,25$ при нулевом или небольшом вертикальном градиенте температуры, $n=0,2$ при неустойчивой стратификации.

В ходе решения общей задачи были получены следующие результаты.

1. Вычислен рост частиц реагента, введенного в верхнюю часть облака, в слое с малыми значениями водности (рис. 1). При этом размеры частиц к моменту выпадения из облака меньше, чем в случае, который рассмотрен в работе [3], где расчет производился при предположении о непрерывном увеличении водности с высотой.

2. На ЭВМ «Урал-4» рассчитана концентрация частиц реагента в зависимости от его расхода и температуры на уровне введения реагента. Расчет сделан для случаев введения реагента по способам точечного и линейного источников. На рис. 2 для примера приведено распределение концентрации частиц реагента эффективностью $N_0 = 10^{12}$ частиц на 1 г при расходе его 10 г/км для линейного источника и 10 г для точечного. Распределение относится к моменту времени, когда частицы, растущие за счет перегонки водяного пара с капель, достигают размера $r = 100$ мк, т. е. к моменту, начиная с которого последующим расширением зоны

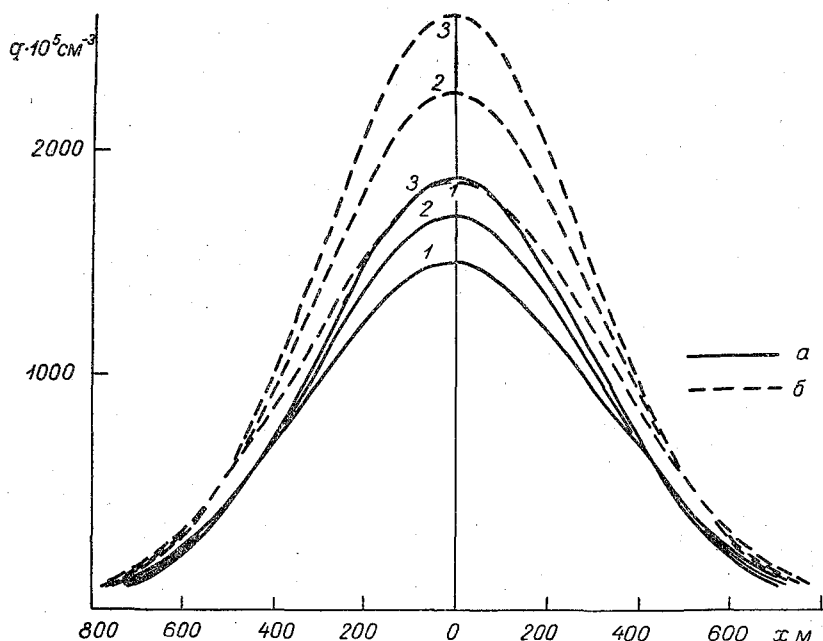


Рис. 2. Распределение концентрации частиц реагента q в зоне воздействия в зависимости от мощности облака и от расстояния от источника воздействия.

a — линейный источник, b — точечный источник; мощность облака: 1 — $\Delta H = 2,00$ км, 2 — $\Delta H = 2,34$ км, 3 — $\Delta H = 2,66$ км.

воздействия можно пренебречь. В случае линейного источника распределение более однородно и имеет меньший максимум (непосредственно под линией воздействия). Это связано с первоначальным рассредоточением частиц при воздействии по линии.

3. По распределению концентрации частиц реагента на разных расстояниях x от источника воздействия можно судить о ширине зоны воздействия d . Она зависит от расхода реагента, от мощности облака и от способа введения реагента в облако. За границу зоны воздействия была принята концентрация реагента, равная 10^{-3} см $^{-3}$ [2]. На рис. 3 приведена зависимость ширины зоны воздействия от количества введенных частиц N . Некоторая доля частиц не попадала в рассмотрение, и поэтому приведенная ширина зоны является несколько заниженной. Можно отметить, что при одних и тех же расходах реагента ширина зоны воздействия несколько больше, когда он вводится по способу точечного источника. В этом случае первоначальная концентрация частиц реагента больше, чем в случае линейного источника при заданной мощ-

ности и граница зоны кристаллизации за одно и то же время удаляется на большее расстояние от места введения реагента.

4. Получены графики зависимости количества осадков Q , выпадающих из облаков различной мощности, непосредственно под линией (или центром) воздействия от расхода реагента (рис. 4). По этим данным еще нельзя судить о преимуществе одного метода введения реагента перед другим, так как они дают только максимальные количества осадков в зоне воздействия. Для решения этого вопроса необходимо сделать расчеты по распределению количества осадков во всей зоне осадков.

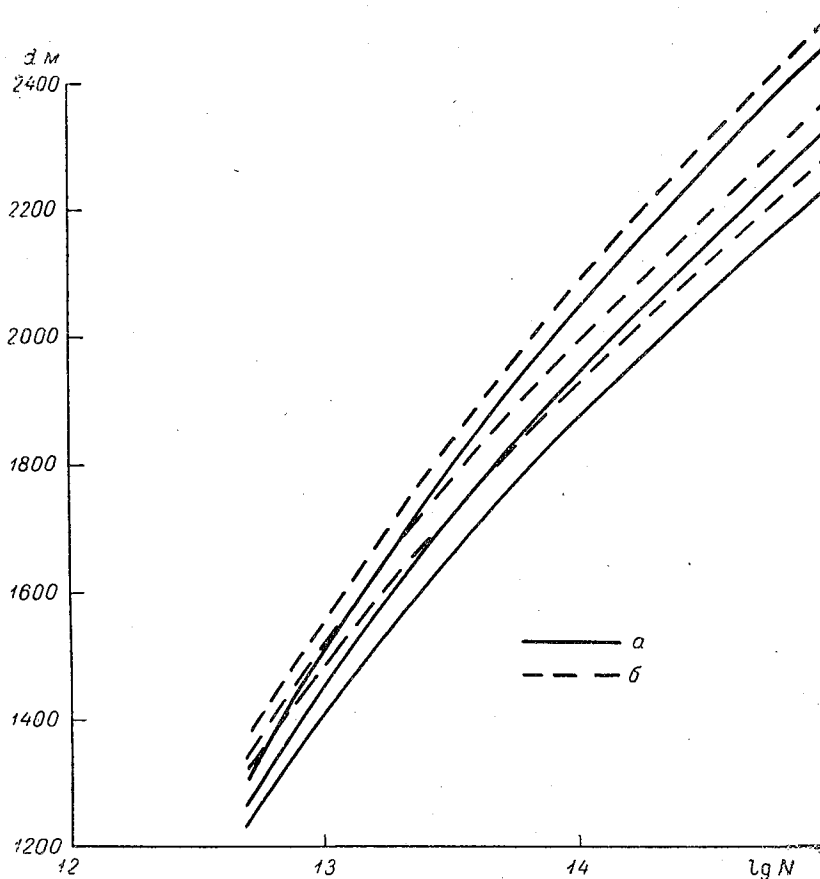


Рис. 3. Зависимость ширины зоны воздействия от расхода реагента и высоты его введения в облако.

Усл. обозначения см. рис. 2.

Зависимости, представленные на рис. 4, позволяют установить оптимальные расходы реагента при воздействии. Для этого проанализируем полученные данные с точки зрения использования как облачной влаги, так и реагента.

Если максимальное количество осадков Q_{\max} , которое может быть получено при воздействии, принять за 100%, то отношение $\frac{Q}{Q_{\max}} = \nu$ будет характеризовать эффективность использования облачной влаги. Как видно из рис. 5, с увеличением расхода реагента ν быстро возрастает до

0,7—0,8, затем темп его роста заметно замедляется и при значениях $\nu > 0,9$ становится очень малым. Значения $\nu = 0,9 - 0,95$ являются наиболее выгодными с точки зрения использования облачной влаги при выборе расходов реагентов. Следует отметить, что расходы реагентов с большой эффективностью, близкой к рассмотренной ($10^{12} - 10^{13}$ частиц на 1 г реагента), необходимые для вызывания осадков, незначительны, порядка десятков граммов для точечного источника и десятков г/км для линейного источника. В этом случае в качестве критерия оптимальности целесообразно взять $\nu = 0,95$, так как увеличение осадков на 5% может

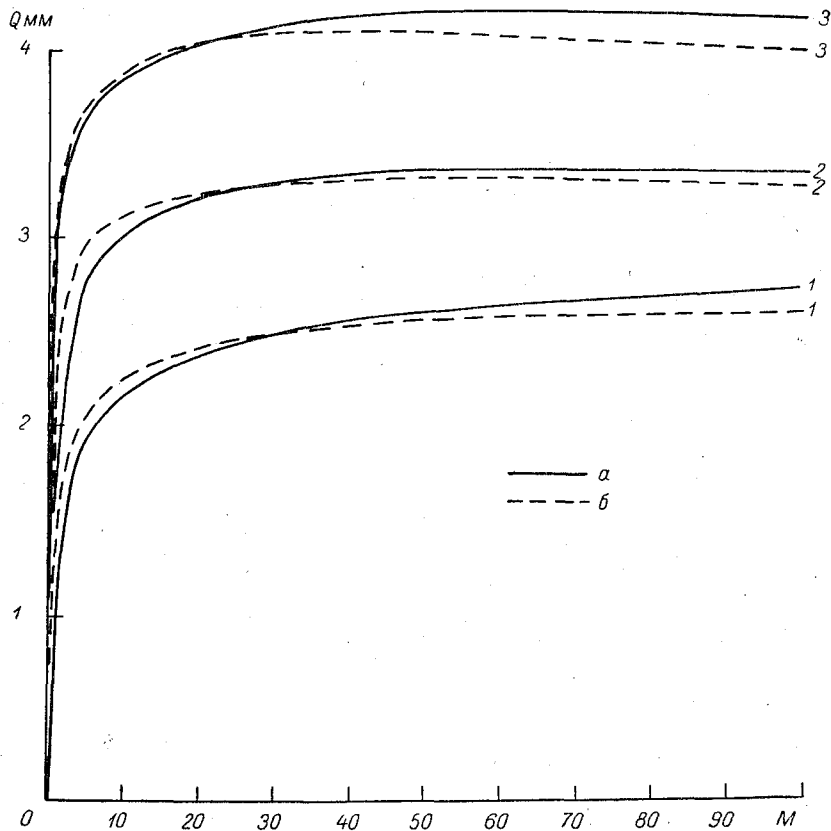


Рис. 4. Зависимость количества осадков Q от расхода реагента M в граммах для точечного источника и в г/км для линейного источника.

Усл. обозначения см. рис. 2.

быть получено за счет небольшого увеличения расхода реагента. Но в этом случае, когда эффективность реагентов мала ($10^{10} - 10^{11}$ частиц на 1 г реагента), их расходы возрастают до десятков килограммов, поэтому увеличение количества осадков на 5% потребует слишком больших расходов реагента, что является нецелесообразным. В этом случае правильнее ограничиться значением $\nu = 0,9$.

Таким образом, оптимальные расходы реагентов с различной эффективностью могут быть установлены с помощью разных значений критерия оптимальности. На рис. 6 представлены оптимальные расходы реагентов, 1 г которых дает 10^{12} частиц. Кривая 1 показывает оптимальный расход реагентов с большой эффективностью ($\nu = 0,95$), кривая 2 — оптимальный расход реагентов с малой эффективностью ($\nu = 0,90$). Для того

чтобы определить оптимальный расход конкретного реагента, необходимо учесть способ введения реагента и его эффективность при температуре на верхней границе облака. Это можно сделать, исходя из следующих соображений. Общее число частиц реагента N , введенных в облако,

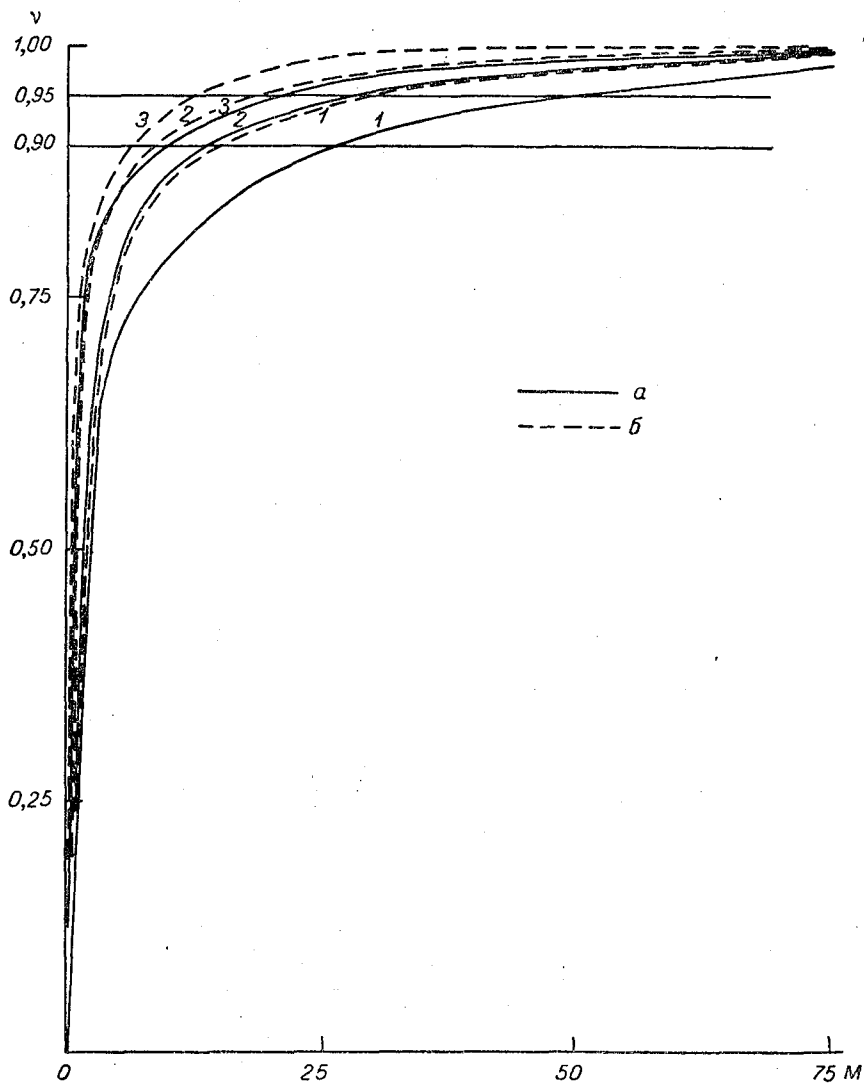


Рис. 5. Зависимость коэффициента использования облачной влаги от расхода реагента.

Уел. обозначения см. рис. 2.

определяется его расходом M и его эффективностью N_0 . В рассмотренном нами общем случае было принято, что $N_0 = 10^{12}$ частиц на 1 г реагента, и для него были определены оптимальные расходы $M_{\text{опт}}$ при различных способах введения реагента. Если же конкретный реагент при определенной температуре обладает эффективностью, не равной 10^{12} частиц на 1 г, то для того чтобы общее количество частиц реагента было бы тем же, что и в установленном нами оптимальном случае, необходимо соответствующим образом изменить его расход. Оптимальный

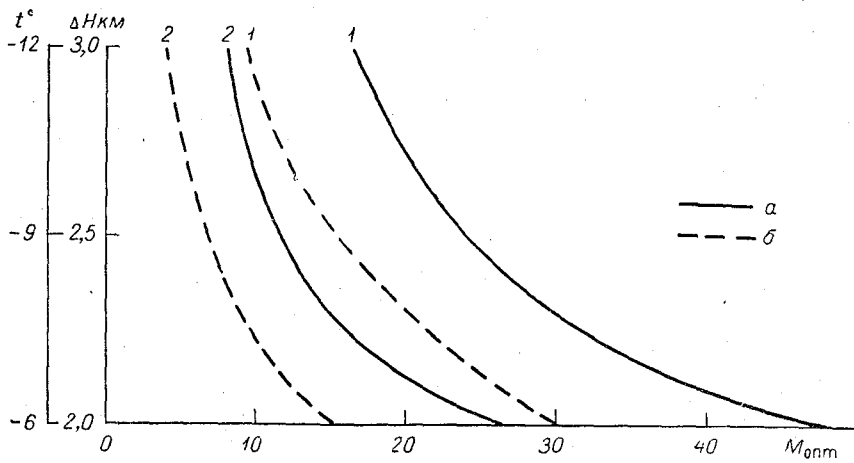


Рис. 6. Зависимость оптимальных расходов реагента с эффективностью $N_0 = 10^{12} \text{ г}^{-1}$ от мощности облака.
 а — линейный источник, б — точечный источник; 1 — $\gamma = 0,95$, 2 — $\gamma = 0,90$.

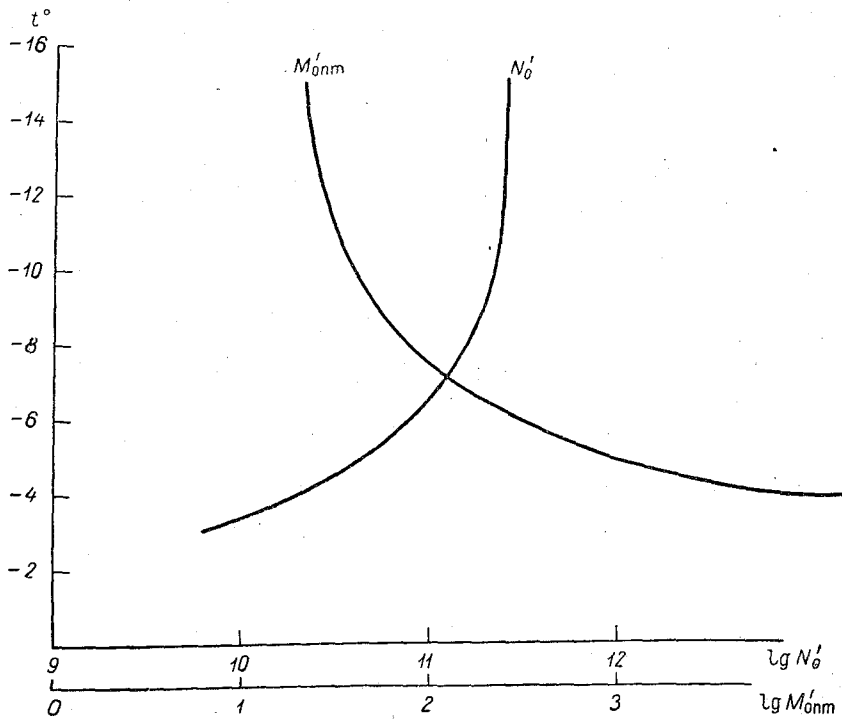


Рис. 7. Эффективность и оптимальный расход CuS в зависимости от уровня его введения.

расход конкретного реагента можно определить из следующего отношения:

$$M'_{\text{опт}} = \frac{N_0 M_{\text{опт}}}{N'_0} = \frac{10^{12} M_{\text{опт}}}{N'_0}, \quad (3)$$

где $M'_{\text{опт}}$ — оптимальный расход конкретного реагента, N'_0 — эффективность конкретного реагента.

Оптимальный расход $M_{\text{опт}}$ определяется из графика (рис. 6) в соответствии со способом введения конкретного реагента и мощностью облака, на которое производится воздействие.

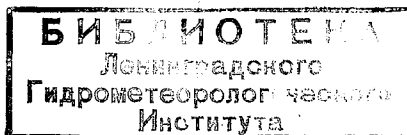
Рассмотрим на примере сернистой меди (CuS) возможность использования результатов настоящей работы. Предположим, что воздействие производится порошкообразным реагентом CuS на верхнюю часть мощного кучевого облака по способу линейного источника (непрерывное высыпание порошка с помощью установки на самолете). Эффективность этого реагента приводится в работе Т. Н. Громовой и Ю. П. Сумина [1]. Данные N'_0 нанесены на рис. 7. Пользуясь кривой 2 для линейного источника на рис. 6, по температуре на уровне введения реагента получаем значение $M_{\text{опт}}$. Зная N'_0 и $M_{\text{опт}}$, по формуле (3) рассчитываем значение $M'_{\text{опт}}$. Результаты расчета $M'_{\text{опт}}$ для различных температур на уровне введения реагента представлены на рис. 7. Они являются рекомендациями по дозировкам CuS при данной эффективности реагента.

Таким образом, используя результаты вычислений, изложенных в настоящей работе, можно определять оптимальные расходы любых льдообразующих реагентов, если известна зависимость их эффективности от температуры на верхней границе облака и способа введения их в мощное кучевое облако.

Нужно отметить, что расчет не учитывает всех факторов, связанных с особенностями различных способов введения льдообразующих реагентов и самих объектов воздействия. Поэтому следует вносить определенные поправки, в той или иной степени учитывающие особенности. Окончательные уточнения оптимальных расходов различных реагентов могут быть получены в результате достаточного количества полевых экспериментов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействий на переохлажденные конвективные облака. См. наст. сб.
2. Красновская Л. И. Физические основы искусственных воздействий на переохлажденные облака с помощью хладореагентов. Тр. ЦАО, вып. 58, 1964.
3. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 202, 1967.
4. Sutton O. G. Micrometeorology. New York, 1953.



ОБ УЧЕТЕ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ ВОДЫ В ЗАДАЧАХ ФИЗИКИ АТМОСФЕРЫ

Непосредственный учет фазовых переходов воды в задачах физики атмосферы в общем случае осуществляется с помощью уравнения

$$\frac{\partial a}{\partial \tau} + \operatorname{div}(va) = -\operatorname{div} Q_a + \sum q_i, \quad i = 1, 2, \quad (1)$$

где a — абсолютная влажность воздуха, Q_a — турбулентный поток пара, q_1 — приток пара, обусловленный конденсационным ростом или испарением капель, а q_2 — приток пара, обусловленный ледяными кристаллами. Уравнение (1) рассматривается в системе с остальными уравнениями гидротермодинамики атмосферы. Определение выражений для Q_a является предметом специальных исследований.

В настоящей работе мы рассмотрим вопрос о выводе выражений для q_i . Этот вопрос в проблеме описания фазовых переходов воды в атмосфере является одним из наиболее сложных. Если в задачах динамики атмосферы используются уравнения, так или иначе заимствованные из гидродинамики, и основную сложность представляет разработка методов их решения, то в задачах кинетики фазовых переходов как раз вывод самих уравнений является наиболее трудным.

Как известно, в задачах динамики атмосферы фазовые переходы воды или вовсе не учитываются, или учитываются довольно упрощенно. Вопрос о выводе выражений для q_1 и q_2 является как бы мостом, связывающим две области физики атмосферы — микрофизику облаков и динамику атмосферных процессов.

Рассмотрим вывод выражения для q_i на примере одномерной задачи, когда частицы новой фазы возникают на некоторой плоскости. Такой плоскостью может быть область контакта двух воздушных масс с разной температурой, охлажденная поверхность суши или моря, уровень конденсации в атмосфере, плоскость засева переохлажденного облака хладореагентами и т. д. Задача в указанной постановке легко обобщается для случая, когда частицы новой фазы могут возникать во всем пространстве.

Будем считать, что поток пара к растущей или испаряющейся частице задан в виде известной функции

$$I_i = g_i(r_i, a, t), \quad (2)$$

где t — температура воздуха.

Выражение для q_i будет иметь вид

$$q_i = \int_G g_i dF_i, \quad (3)$$

где $F_i = F_i(r_i, x, \tau; x_i^0, \tau^0)$ — функция плотности распределения частиц по размерам, G — область значений аргументов этой функции, в которой ее значения отличны от нуля, x_i^0 — координата плоскости возникновения частиц в момент τ^0 . Вводя функцию плотности распределения частиц по размерам, будем учитывать ее зависимость только от r_i, x, τ , т. е. будем предполагать в соответствии со сказанным выше, что все частицы возникли в один и тот же момент времени на одной плоскости $x_i^0 = 0$. Вместо (3) будем рассматривать (индекс i опускаем)

$$q = \int_0^{r_{\max}} g f dr. \quad (4)$$

Основная задача состоит в определении функции $f(r, x, \tau)$. Формально для нее может быть написано уравнение в эйлеровой форме

$$\frac{\partial f}{\partial \kappa} + \frac{\partial f}{\partial x} \frac{\partial r}{\partial \kappa} + f \frac{d}{dr} \left(\frac{\partial r}{\partial \tau} \right) + \operatorname{div} v f = - \operatorname{div} Q_f, \quad (5)$$

где Q_f — поток частиц, обусловленный турбулентной диффузией. При такой постановке задачи не учитывается одна из существующих причин, влияющих на вид функции f . Дело в том, что изменение размеров частиц и турбулентная диффузия — процессы разных масштабов. Уравнение (5) определяет баланс числа частиц размером r в физически бесконечно малом элементе пространства. Для учета турбулентной диффузии размеры этого элемента должны быть достаточно велики — много больше характерных масштабов турбулентных вихрей, обуславливающих диффузию. В соответствии с этим и величина бесконечно малого промежутка времени в задаче турбулентной диффузии также оказывается значительной. При хаотическом перемещении частиц от одного элемента пространства к другому изменение их размеров зависит от значений температуры и влажности вдоль траекторий движения. Поскольку траектории частиц различны, то это порождает дополнительную дисперсию размера частиц. Этот эффект при наличии градиента влажности и температуры может быть значительным, однако он никак не учитывается в уравнении (5).

Задача турбулентной атмосферной диффузии дает возможность определять концентрацию частиц, а не спектр их размеров. Концентрация частиц n определится уравнением

$$\frac{\partial n}{\partial \tau} + \operatorname{div} (vn) = - \operatorname{div} Q_n - \beta n, \quad (6)$$

где β — коэффициент, определяющий исчезновение частиц под влиянием пульсаций пересыщения [1, 2].

Функцию распределения частиц по размерам f можно найти следующим образом. Рассмотрим частицы, находящиеся в точке x в момент времени τ . Их концентрация определяется уравнением (6). По условию задачи частицы в момент $\tau' = \tau^0$ находились в плоскости $x = 0$, а в промежутке времени $\tau^0 \leq \tau' \leq \tau$, согласно диффузионной схеме, они могли находиться где угодно в пространстве $-\infty < x < \infty$. В качестве примера возьмем выражение для $g(r, a, t)$ согласно Максвеллу — Срезневскому. Рост частицы тогда опишется уравнением

$$r \frac{dr}{d\tau} = \frac{\gamma D}{\rho} (a - a_1) = \frac{\gamma D}{\rho} s, \quad (7)$$

где ρ — плотность вещества частицы, D — коэффициент молекулярной диффузии пара, $a_1 = a_1(r, t)$ — равновесная концентрация пара над частицей. Будем рассматривать достаточно крупные частицы, чтобы не учитывать зависимость a_1 от r . Начальные размеры частиц будем считать малыми и положим их равными нулю. Дисперсия размеров частиц возникает вследствие того, что пересыщение пара является случайной функцией. Из уравнения (7) следует

$$r = \left(\frac{\gamma D}{\rho} \int_0^{\tau} s(\tau') d\tau' \right)^{1/2}. \quad (8)$$

Это соотношение позволяет в принципе найти функцию $f(r, \tau)$, если известен закон распределения величины s [3]. Представим последнюю в виде суммы двух составляющих

$$s = s_1[x(\tau'), \tau'] + s_2(\tau'), \quad (9)$$

где s_1 — осредненное значение пересыщения, а s_2 — пульсационное.

Закон распределения составляющей s_2 может быть найден на основе данных о турбулентном режиме атмосферы. Пример решения такой задачи приводится в работе [2].

По отношению к частице величина $s_1(x, \tau)$ также является случайной, поскольку случайна координата частицы x . В настоящей статье мы рассмотрим способ определения функции плотности распределения вероятностей величины $s_1(x, \tau)$. Прежде всего для этого нужно знать распределение вероятностей координат тех частиц, которые в момент τ наблюдаются в точке x . Координаты этих частиц, очевидно, можно выразить следующим образом:

$$x' = \int_0^{\tau'} v' d\tau'', \quad (10)$$

где $0 \leq x' \leq x$, $0 \leq \tau' \leq \tau$, а v' — пульсационная компонента скорости ветра в облаке. (Для простоты положим среднюю скорость ветра v равной нулю.)

В первом приближении можно предположить, что распределение вероятностей v' подчинено нормальному закону. В таком случае величина x' , связанная с v' соотношением (10), также будет распределена по нормальному закону и параметры ее распределения можно найти, зная среднее значение и дисперсию v' .

Среднее значение скорости частиц, наблюдаемых в точке x в момент времени τ , очевидно, равно $\frac{x}{\tau}$. Следовательно, среднее значение координаты этих частиц в момент $\tau' < \tau$, согласно (10), равно $\frac{x}{\tau} \tau'$.

Рассмотрим теперь вопрос о среднем квадратическом значении скорости частиц, наблюдаемых в момент τ в точке x . Как известно, среднее квадратическое значение координаты всех частиц, вышедших в момент $\tau = 0$ из точки $x = 0$, в момент τ определяется из уравнения Тейлора

$$\overline{X^2} = 2\overline{V^2} \int_0^{\tau} (\tau - \tau') R_h(\tau') d\tau'. \quad (11)$$

Средние значения V и X этих частиц равны нулю.

Для группы частиц, наблюдаемых в момент τ в точках $+x$ и $-x$, средние значения x и v' также равны нулю. Если рассуждения, прово-

димые при выводе (11), применить к рассматриваемой группе частиц, то получим следующее соотношение:

$$\overline{x^2} = x^2 = 2\overline{v'^2} \int_0^{\tau} (\tau - \tau') R_h(\tau') d\tau'. \quad (12)$$

При этом выборку частиц считаем достаточно большой, чтобы функция R_h была одной и той же в (11) и в (12).

При известной лагранжевой корреляционной функции R_h из соотношения (12) можно найти среднее квадратическое значение скорости $\overline{v'^2}$

$$\overline{v'^2} = \frac{x^2}{2 \int_0^{\tau} (\tau - \tau') R_h(\tau') d\tau'}. \quad (13)$$

Из соотношения (13) следует очевидный вывод: бóльшим значениям $|x|$ соответствуют бóльшие значения $\overline{v'^2}$ для частиц, наблюдаемых в этих точках.

Среднее квадратическое значение координаты рассматриваемой группы частиц в моменты $\tau' < \tau$ определится соотношением

$$\overline{x'^2} = 2\overline{v''^2} \int_0^{\tau'} (\tau' - \tau'') R_h(\tau'') d\tau''. \quad (14)$$

Поскольку процесс распространения частиц симметричен относительно начала координат, то и половина рассматриваемой группы частиц, наблюдаемая в момент τ в точке x (либо в точке $-x$), будет иметь среднее квадратическое значение координаты, определяемое соотношением (14).

Так как в момент $\tau' < \tau$ среднее значение координаты частиц, наблюдаемых в момент τ в точке x , равно

$$\alpha_x = \frac{x}{\tau} \tau', \quad (15)$$

то дисперсия координат этих частиц с учетом (13) и (14) определится выражением:

$$\sigma_x^2 = \frac{x^2}{\int_0^{\tau} (\tau - \tau') R_h(\tau') d\tau'} \int_0^{\tau} (\tau' - \tau'') R_h(\tau'') d\tau'' - \left(\frac{x}{\tau} \tau'\right)^2. \quad (16)$$

Таким образом, как и следовало ожидать, дисперсия координат частиц зависит от времени τ' . Из соотношения (16) следует, что $\sigma_x = 0$ при $\tau' = 0$ и при $\tau = 0$. Это соответствует тому факту, что, согласно условию задачи, частицы в начальный момент находятся в точке $x' = 0$, а в момент $\tau' = \tau$ мы их всех наблюдаем в точке x .

Зная R_h , т. е. считая заданной турбулентность в облаке, мы знаем вероятность распределения в пространстве в любой момент времени $\tau' < \tau$ тех частиц, которые в момент времени τ оказались в точке x . Другими словами, мы знаем распределение вероятностей величины x' для любого момента времени $\tau' < \tau$. (Очевидно, величина x' может принимать любые значения, так как среди частиц, находящихся в момент τ в точке x , могут быть и такие, которые уже прошли точку x , а к моменту τ в нее вернулись за счет обратных турбулентных движений.)

Для нахождения закона распределения вероятностей s_1 необходимо знать аналитическое выражение этой функции (или ее табличные значения при численном решении задачи). Но эта величина определяется в результате решения уравнения (1) совместно с остальными уравнениями гидротермодинамики атмосферы. Поэтому в общем случае уравнения, описывающие законы распределения r , необходимо решать совместно как одну систему уравнений. Для решения задачи может быть использован метод последовательных приближений. Например, задача сначала может быть решена, исходя из монодисперсного облака, в результате чего находится первое приближение для $s_1(x, \tau)$, по которому можно найти функции распределения для r и т. д. Таким образом, на каждом шаге мы знаем функцию $s_1(x, \tau)$. Как правило, свойства функции $s_2(x, \tau)$ позволяют найти обратную функцию

$$x = \bar{x}(s_1, \tau). \quad (17)$$

Функция плотности распределения x описывается нормальным законом

$$\Phi_x = \Phi(x, \alpha_x, \sigma_x), \quad (18)$$

где Φ — нормальный закон, а α_x и σ_x определяются соотношениями (15) и (16).

Функция плотности распределения s_1 с учетом (17) определится выражением

$$\Phi_{s_1} = \Phi(\bar{x}(s_1, \tau), \alpha_x, \sigma_x) \frac{d\bar{x}}{ds_1}. \quad (19)$$

В атмосферных процессах, сопровождающихся фазовыми переходами воды, сложным образом взаимодействуют процессы разных пространственно-временных масштабов. Изложенный метод подхода к расчету этих процессов дает возможность в принципе учитывать это взаимодействие. Разумеется, большая степень детализации развитых здесь соображений целесообразна при решении конкретных задач, когда могут быть сделаны те или иные упрощения, исходя из конкретных условий.

Во многих задачах может оказаться неизвестной корреляционная функция R_h . Однако при этом можно использовать, например, выражение Сеттона [4] сразу для среднего квадратического значения координаты частицы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев В. И. О распределении по размерам капель в облаке, находящемся на конденсационной стадии развития. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1961.
2. Беляев В. И. Об эволюции конденсационного спектра капель в облаках. Изв. АН СССР, сер. физики атмосферы и океана, т. 3, № 3, 1967.
3. Свешников А. А. Прикладные методы теории случайных функций. Судпромгиз, 1961.
4. Сеттон О. Г. Микроклиматология. Гидрометеиздат, Л., 1958.

Е. П. БУДИЛОВА, Е. Е. КОРНИЕНКО, В. Т. ЛЕНШИН, Д. Д. СТАЛЕВИЧ

НАТУРНЫЕ ИСПЫТАНИЯ СМЕСИ NaCl С ЦЕМЕНТОМ В КАЧЕСТВЕ РЕАГЕНТА ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА МОЩНЫЕ КУЧЕВЫЕ ОБЛАКА

Введение

В 1960—1965 гг. в отделе физики облаков и активных воздействий Главной Геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова выполнялись теоретические и экспериментальные исследования вопроса о применении гигроскопических веществ в качестве реагента для воздействий на мощные кучевые облака с целью вызывания искусственных осадков.

Теоретическая оценка оптимальных расходов реагента и размеров его частиц в зависимости от параметров конвективных облаков, являющихся объектами воздействия, была уточнена опытным путем. Хотя полевые опыты по воздействию гигроскопическим реагентом носили эпизодический характер, а полученные результаты оценки эффективности этого метода воздействия могли рассматриваться лишь в качестве предварительных, было установлено, что при определенных условиях может быть достигнут положительный результат.

По решению руководства ГУГМС в мае—июне 1966 г. были выполнены натурные испытания смеси NaCl с цементом в качестве реагента для воздействия на конвективные облака в степных районах Украины. Работы выполнялись сотрудниками ГГО и УкрНИГМИ (с 20 мая по 13 июня) с использованием летающей лаборатории ИЛ-14, оборудованной комплексом аэрологической аппаратуры [5] и пакетно-дозировочной установкой (ПДУ). Большая часть опытов была проведена в районе экспериментального метеорологического полигона (ЭМП) УкрНИГМИ.

Целью опытов являлось:

а) получение дополнительных экспериментальных данных по оптимальным условиям воздействия на конвективные облака при положительных и небольших отрицательных температурах с использованием в качестве реагента смеси NaCl с цементом;

б) испытание разработанной в ГГО пакетно-дозировочной установки для введения реагента в облака;

в) отработка методики проведения воздействий и контроля за результатами таких воздействий с использованием данных учащенной осадкомерно-плювиографической сети и радиолокационных станций.

Подготовка реагента и порядок проведения опытов

В качестве исходного сырья для приготовления реагента использовалась обычная поваренная соль (NaCl) и цемент (М-400 или М-500) в пропорции 4 : 1. Технология приготовления реагента сводилась к следующим операциям:

а) к сушке поваренной соли в тигельной печи (в течение 1,5—2 час. при температуре 150—200°) с целью ее обезвоживания;

б) к размолу поваренной соли в шаровой мельнице с целью получения частиц с преобладающим радиусом 5—7 мк. Как показали теоретические расчеты, этот размер является оптимальным;

в) к добавлению цемента с целью предотвращения слипания частиц соли при последующем хранении реагента. Для этого за 0,5—1 час. до окончания помола соли в барабаны шаровой мельницы засыпался цемент; при этом обеспечивалось необходимое перемешивание компонентов.

Для хранения приготовленного реагента использовались металлические (или полиэтиленовые) бункеры емкостью 20—40 л, в которых реагент (при условии герметизации) сохраняется без изменения исходного спектра частиц в течение нескольких лет.

За 2—3 часа перед вылетом самолета-лаборатории на воздействия реагент засыпался в пакеты, изготовленные заранее из фильтровальной бумаги в форме цилиндров различного размера, вмещающих от 0,1 до 0,5 кг [3]. Завязанные шпагатом с двух концов пакеты с реагентом укладывались в картонные ящики и хранились на борту самолета, а непосредственно перед воздействием размещались (по одному или попарно) в каждый из 10 пакетников ПДУ.

По данным радиозондирования за 3 часа перед принятием решения на вылет самолета производились расчеты ожидаемой интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя [1] и картирование результатов расчета по территории УССР.

После установления двусторонней радиосвязи между самолетом и наземными радиолокационными средствами ЭМП, самолет следовал в район предполагаемых воздействий, где оценивалось общее состояние поля облаков, их форма и количество, тенденция к развитию или распаду, высота оснований конвективных облаков, верхняя граница основного поля облаков и высота наиболее развитых по вертикали вершин; устанавливалось наличие облаков с признаками кристаллизации (или их отсутствие), зон естественных осадков, а также их местоположение к началу воздействий.

В качестве объекта воздействия выбирались мощные кучевые облака капельно-жидкой структуры. Их фазовое состояние определялось по внешнему виду и по оптическим явлениям на вершинах облаков. Для засева выбирались изолированные мощные кучевые облака в стадии их развития или группы из нескольких облаков, располагающиеся обычно в грядах.

Дозировка реагента назначалась после определения геометрических размеров и некоторых динамических характеристик облаков. При этом использовались рекомендации по расходу реагента, разработанные в ГГО на основе теоретических исследований, применительно к случаю введения гигроскопического реагента в облако по способу точечного источника (рис. 1). В связи с тем что рассчитанные значения дозровок были получены в предположении монодисперсности реагента (фактически же реагент имел сравнительно широкий спектр размеров ча-

стиц — от 2 до 40 мк), дозировка реагента иногда варьировалась с некоторыми отклонениями от рассчитанных значений.

Сброс гигроскопического реагента производился с помощью пакетно-дозировочной установки, обеспечивающей интервалы сброса

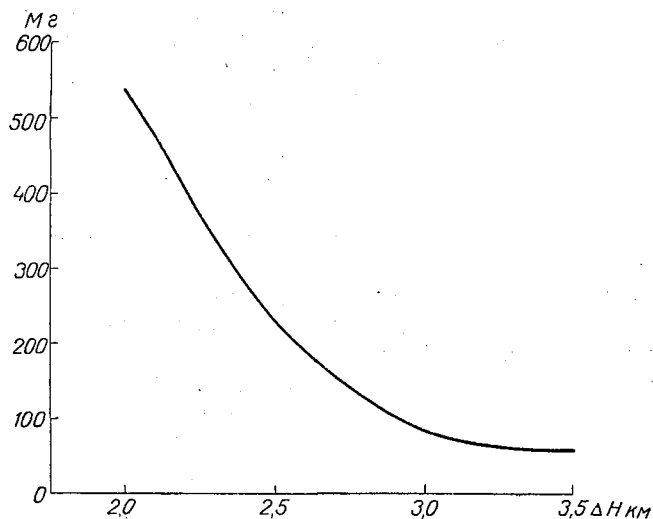


Рис. 1. Зависимость дозировок гигроскопического реагента в пакете от вертикальной мощности конвективных облаков ΔH при воздействии по типу точечного источника через каждые 100 м пути.

пакетов в 1,0; 1,5 и 2,0 сек. при пролете самолета над верхней частью облака. Данные о расходе реагента приведены в табл. 3 и 4, с учетом того, что скорость самолета обычно составляла 230—250 км/час.

Контроль за результатами воздействий

Наблюдения за результатами воздействий производились с борта самолета, а также при помощи наземных РЛС и учащенной осадкомерно-плювиографической сети ЭМП.

При наблюдении с самолета осуществлялся полет на уровне воздействия вокруг облаков, подвергнутых воздействию. После завершения наблюдений за эволюцией вершин облаков выполнялось снижение к нижней границе облаков, где производились наблюдения за эволюцией оснований облаков, появлением осадков и особенностями формирования зон осадков. При этом отмечалось время начала выпадения осадков и (визуально) их интенсивность; кроме того, производились многократные замеры протяженности зон осадков в двух взаимно перпендикулярных направлениях, по курсу засева и перпендикулярно ему (или вдоль направления ветра и перпендикулярно ему на уровне 700 мб). При пересечении зон дождя на участках наибольшей его интенсивности производился забор проб капель. В отдельных случаях удавалось провести наблюдения за зонами осадков до полной их деградации и проследить за направлением и скоростью смещения зон.

В одной трети опытов удалось осуществить радиолокационные наблюдения. С помощью РЛС фиксировались координаты места засева,

наличие или отсутствие радиоэхо в момент воздействия, продолжительность существования и размеры радиоэхо на ИКО, а также траектории очагов осадков над опытной площадкой ЭМП и в ее ближайшем окружении.

В ряде случаев оказалось возможным произвести оценку количества искусственных осадков на опытной площадке ЭМП по данным плювиометрических постов. Однако основными данными о результатах воздействия на конвективные облака (особенно за пределами опытной площадки полигона) явились наблюдения с борта самолета.

Анализ результатов опытов

За период полевых исследований в 1966 г. было проведено 63 опыта по воздействию на конвективные облака указанным гигроскопическим реагентом. В 47 опытах производились наблюдения за эффектом воздействия. В табл. 1 и 2 приводятся основные характеристики облаков, выбранных в качестве объектов воздействия.

Вертикальные мощности конвективных облаков находились в диапазоне от 1,1 до 4,1 км. Повторяемость вертикальных мощностей ΔH приведена в табл. 1 для всей совокупности опытов (а) и для опытов, когда велись наблюдения за эффектом воздействия (б).

Таблица 1

σ	ΔH км							Всего
	1,0—1,5	1,51— —2,0	2,01— —2,5	2,51— —3,0	3,01— —3,5	3,51— —4,0	4,01— —4,5	
а) n	6	11	17	11	11	4	3	63
$P\%$	9,5	17,5	27,0	17,5	17,5	6,3	4,7	100
б) n	3	8	16	8	8	1	3	47
$P\%$	6,4	17,0	34,0	17,0	17,0	2,2	6,4	100

Из табл. 1(б) видно, что в 76,6% случаев мощность облаков превосходила 2 км.

Значение температур $t_{в.г}$ на уровне верхней границы облаков представлено в табл. 2.

Таблица 2

	$t_{в.г}$				Всего
	от 6,0 до 0,0	от —0,1 до —6,0	от —6,1 до —12,0	от —12,1 до —18,0	
а) n	2	16	31	14	63
$P\%$	3,2	25,4	49,2	22,2	100
б) n	2	14	22	9	47
$P\%$	4,3	29,8	46,8	19,1	100

В одной трети случаев температура на уровне верхней границы конвективных облаков была выше -6° .

В табл. 3 приведены значения расходов M гигроскопического реагента на отдельные конвективные облака для тех случаев, когда проводились наблюдения за эффектом воздействия.

Таблица 3

	M кг							Всего
	1,0	1,01— —2,0	2,01— —3,0	3,01— —4,0	4,01— —5,0	5,01— —6,0	6,0	
n	10	16	6	11	2	0	2	47
$P\%$	21,2	34,0	12,8	23,4	4,3	0,0	4,3	100

Общий расход реагента на отдельное конвективное облако обычно не превышает 4 кг, если не имело место двухкратное воздействие на одно и то же облако. Расход гигроскопического реагента изменялся в зависимости от горизонтальной протяженности конвективных облаков, поэтому целесообразно рассмотреть расход реагента M в расчете на 1 км пути при полете над опытным облаком. Такие данные приведены в табл. 4.

Таблица 4

	M кг/км						Всего
	1,0	1,01— —2,0	2,01— —3,0	3,01— —4,0	4,01— —5,0	5,01— —6,0	
n	4	15	12	13	1	2	47
P	8,5	32,0	25,5	27,5	2,0	4,2	100

Преобладающий расход реагента на 1 км пути составлял от 1,0 до 4 кг. При этом расход реагента, составляющий 1 кг/км, соответствовал сбросу пакетов весом 0,1 кг через 1,5 сек., а 4,0 кг/км — сбросу пакетов весом 0,4 кг через 1,5 сек.

Анализ материалов проведенных опытов при использованном нами методе воздействия и контроля позволяет произвести оценку знака воздействий и высказать некоторые соображения относительно возможного увеличения количества осадков за счет воздействия.

Оценка эффекта воздействия по знаку. Предварительные результаты воздействий гигроскопическим реагентом представлены в табл. 5.

Таблица 5

Результаты опытов	Число случаев	%
Вез осадков	16	34
С осадками	31	66
В том числе:		
1) от отдельных капель до очень слабого дождя	7	22,5
2) дождь от слабого до умеренного	24	77,5
Число случаев, когда велись наблюдения за эффектом воздействия	47	—
Всего засеяно облаков	63	—

Из 47 облаков, для которых эффект воздействия прослеживался, осадки выпали в 31 случае, что составляет 66%.

Наблюдаемые осадки, отнесенные к искусственным, по интенсивности могут быть подразделены на два вида:

1) от отдельных капель до очень слабого дождя. Такие осадки наблюдались в 7 случаях, что составляет 15% числа случаев конвективных облаков, за эффектом воздействия на которые велись наблюдения и 22,5% общего числа случаев облаков, из которых в результате воздействия выпадали искусственные осадки;

2) дождь от слабого до умеренного. Такие осадки отмечались в 24 случаях, т. е. в 51% числа случаев облаков, за эффектом воздействия на которые велись наблюдения, и в 77,5% числа случаев облаков с искусственными осадками.

В 16 случаях осадков не было, что составляет 34% общего числа случаев, когда проводились наблюдения после воздействия.

Отметим, что в табл. 5 в число засеянных облаков, за эффектом воздействия на которое велись наблюдения, вошли облака с вертикальной мощностью менее 1,8 км. Из таких облаков, если вся толща их не переохлаждена, осадки после воздействия не выпадают. Очевидно, производить воздействия на них нецелесообразно. При их исключении (в наших опытах таких облаков было 5) результаты воздействий смесью NaCl с цементом можно представить в виде табл. 6, являющейся более показательной, чем табл. 5.

Таблица 6

Результаты опытов	Число случаев	%
Без осадков	11	26
С осадками	31	74
В том числе:		
1) от отдельных капель до очень слабого дождя	7	22,5
2) дождь от слабого до умеренного	24	77,5
Число случаев, когда велись наблюдения за эффектом воздействия	42	—
Всего засеяно облаков	58	—

Таким образом, осадки отмечались в 74% общего числа рассматриваемых случаев. Из них в 17% случаев наблюдались осадки первого вида, а в 57% — осадки второго вида. Сильные осадки не отмечались ни в одном из опытов.

Следует отметить, что некоторые облака могли дать естественные осадки, особенно при больших вертикальных мощностях и низких отрицательных температурах на верхней кромке. Поэтому выпавшие после засева осадки (74%) нельзя полностью отнести к искусственным. Кроме того, осадки первого вида (22,5% случаев дождящих облаков) могут не иметь практического значения.

Из рис. 2 видно, что воздействия на облака, вертикальная мощность которых превышала 2,4 км, были, как правило, эффективными. В отдельных случаях отрицательный эффект воздействия отмечался даже при значениях вертикальных мощностей, превышающих 3,0 км. Такие явления отмечаются и при воздействиях на облака кристаллизующими реагентами [2, 4]. Это свидетельствует о том, что результат воздействия зависит не только от вертикальной мощности облака, температуры

на верхней границе и дозирок реагента, но также и от других неучтенных факторов, оказывающих заметное влияние на процесс осадкообразования в облаках. В качестве таких факторов могут выступать некоторые структурные и динамические особенности облаков, неблагоприятно сложившиеся к моменту воздействия или же сразу после воздействия.

Анализ данных о расходе реагента на единицу пути в зависимости от вертикальной мощности конвективных облаков, показывает, что с увеличением мощности от 2,1 до 4,0 км положительный эффект воздействия следует ожидать при соответствующем уменьшении расхода

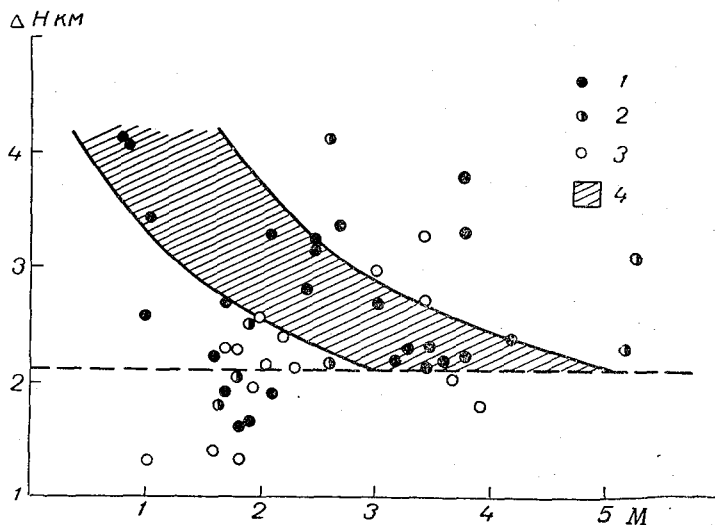


Рис. 2. Эффект воздействия смесью NaCl с цементом в зависимости от вертикальной мощности конвективных облаков и расхода реагента на 1 км пути.

1 — дождь от слабого до умеренного; 2 — осадки, не выходящие за пределы очень слабых; 3 — без осадков; 4 — зона наибольшего эффекта воздействия.

реагента от 4 до 1 кг/км. Таким образом, при сбросе реагента (с самолета типа ИЛ-14) через 1,5 сек. следует применять пакеты с реагентом весом соответственно от 0,4 до 0,1 кг. Этот вывод согласуется с результатами теоретических расчетов (рис. 1).

Появление осадков обычно наблюдается через 12—18 мин. после воздействия. Продолжительность осадков в большинстве случаев составляла 15—30 мин., а в отдельных случаях 1 час. и даже более.

Протяженность зон осадков от отдельного облака (перпендикулярно курсу воздействия) составляла 1—5 км, но чаще всего 2—3 км.

Оценка возможного количества искусственных осадков. Полная оценка истинного количества искусственных осадков по данным опытов не может быть выполнена, так как измерять осадки удавалось не во всех случаях. Однако имеющиеся материалы дают возможность произвести оценку верхнего предела искусственных осадков при воздействиях гигроскопическим реагентом. Для этого можно использовать случаи с наибольшим количеством выпавших искусственных осадков, достаточно надежно измеренных, а также среднюю месячную повторяемость конвективных облаков над опытной

площадкой ЭМП, учитывая отношение числа конвективных облаков, из которых выпадали искусственные осадки после воздействия гигроскопическим реагентом, к общему числу облаков, за эффектом воздействия на которые велись наблюдения.

Наибольшее количество искусственных осадков (на опытной площадке ЭМП) выпало 22 мая 1966 г. Этот случай положен в основу выполненного ниже расчета. Общая продолжительность осадков из облака составила 50 мин., а площадь очага осадков у земли (ограниченная изогией 0,1 мм), по данным осадкомерной сети, достигала 160 км². Карта осадков строилась по данным измерений 19 плювиографов, из которых 11 располагались в зоне выпадения осадков из засеянного облака. Количество осадков устанавливалось планиметрическим методом. Общее количество выпавших осадков составило 71 тыс. тонн; средняя толщина слоя осадков 0,45 мм.

Как показывают материалы многолетних работ по вызыванию осадков, на опытной площадке ЭМП летом наблюдается в среднем по 120 случаев в месяц, пригодных для воздействия. По нашим данным, число случаев с практически значимыми осадками составляет 57% общего количества опытных облаков.

В пересчете на количество облаков, сопровождающихся искусственными осадками при воздействии гигроскопическим реагентом, это составит $n = 120 \times 0,57 = 69$ облаков.

Учитывая отношение площади зоны осадков из одного облака ($s = 160$ км²) к опытной площадке полигона ($S = 3750$ км²), можно определить суммарный слой дополнительных осадков: $0,45 \times 3 = 1,35$ мм/мес., т. е. 3,8% средней месячной суммы осадков на опытной площадке ЭМП. Следует отметить, что количество осадков с учетом зон, где их количество составляло менее 0,1 мм, несколько больше принятого нами в расчете (по данным РЛС общая площадь засветки под облаком от начала до конца осадков составляла не менее 220 км²), поэтому можно считать, что средняя месячная сумма дополнительных осадков может составить 4—5%.

Таким образом, возможный верхний предел дополнительных осадков на опытной площадке ЭМП (при воздействии смесью NaCl с цементом) составляет около 1,5 мм/мес. В районах с достаточным увлажнением это количество, естественно, может быть больше.

Сводная таблица результатов воздействий приведена в приложении.

Выводы

1. В опытах 1966 г. мощные кучевые облака, засеянные смесью NaCl с цементом (в весовом отношении 4:1), сопровождались искусственными осадками от слабых до умеренных в 57% случаев. Продолжительность осадков составляла обычно 15—30 мин., достигая в отдельных случаях 1 часа и более.

2. По приближенной оценке возможный верхний предел количества искусственных осадков на опытной площадке ЭМП УкрНИГМИ при воздействиях на мощные кучевые облака гигроскопическим реагентом может составить не более 5% средней месячной суммы естественных осадков. В районах с повышенной повторяемостью мощных кучевых облаков этот процент может быть больше.

3. Натурные испытания гигроскопического реагента показали, что оптимальные нормы расхода его на 1 км при воздействиях на мощ-

ные кучевые облака составляют от 4 кг (при $\Delta H=2,1$ км) до 1 кг (при $\Delta H=4,0$ км). Этот вывод согласуется с результатами ранее выполненных в ГГО работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя. Труды ГГО, вып. 202, 1967.
2. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействий на переохлажденные конвективные облака. См. наст. сб.
3. Зыков Н. А. [и др.]. О радиолокационных наблюдениях за результатами воздействий на мощные конвективные облака. Труды ГГО, вып. 186, 1966.
4. Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Воздействия водными растворами йодистого свинца на переохлажденные конвективные облака в районе Валдайского ливнемерного куста. Труды ГГО, вып. 202, 1967.
5. Литвинов Г. И., Сварчевский В. Н. Летающая лаборатория. Геофизическое приборостроение, вып. 11, 1962.

Сводная таблица результатов воздействий

Дата	Время начала воздействия, час, мин.	$H_{в.г.м}$	$H_{г.м}$	$\Delta H_{м}$	$t_{в.г.т}$	Расход реагента	M кг/км	Интервал сбора паков, еск.	Эффект воздействия	Примечания
20 V	16 19	2210	4610	2400	-9,7	1,6 (8 пакетов по 0,2 кг)	2,17	1,0	Осадков нет	Воздействие CO_2 на соседнее облако такой же мощности осадков также не вызвало
21 V	18 44	840	2950	2110	-2,7	1,2 (6 пакетов по 0,2 кг и 2 пакета по 0,4 кг)	2,29	1,0	Вершина быстро оседает, облако распадается. Осадков нет	
22 V	13 32	550	3930	3430	-5,3	2,4 (6 пакетов по 0,4 кг)	2,80	1,0	Вершина оседает. Слабые осадки (по данным РЛС)	
24 V	15 13	850	3930	3080	-7,0	2,8 (7 пакетов по 0,4 кг)	5,25	1,0	Облако прекратило свое развитие. Под облаком отмечено выпадение отдельных капель на пути около 1 км	
	17 00	1580	3860	2280	-7,2	3,2 (8 пакетов по 0,4 кг)	5,20	1,0	Под облаком отмечено выпадение отдельных капель	Продолжительность выпадения 20 мин.
26 V	13 24	1410	4660	3250	-10,4	2 (10 пакетов по 0,2 кг)	2,53	1,0	Вершина сильно разрушается, слабые осадки, протяженность зоны осадков 2 км	Продолжительность выпадения осадков более 16 мин.*
	13 33	1410	4580	3170	-9,8	3,6 (18 пакетов по 0,2 кг)	2,51	1,0	Слабый дождь, протяженность зоны осадков 2 км	Продолжительность выпадения осадков более 11 мин.*
	15 32	1310	3620	2310	-3,9	0,8 (4 пакета по 0,2 кг)	1,73	1,5	Осадков нет	
	15 33	1310	3620	2310	-3,9	0,6 (3 пакета по 0,2 кг)	1,82	1,5	Осадков нет	
	15 35	1310	3260	1950	-1,7	0,4	1,91	1,5	Осадков нет	

27 V	14 01	1460	4700	3300	-10,1	(2 пакета по 0,2 кг) 1	2,10	1,5	Вершина быстро оседает. Слабый дождь	В момент воздействия РЛС в этом районе дала засветку
28 V	13 50	1380	5140	3760	-12,3	(5 пакетов по 0,2 кг) 3,6	3,80	1,0	Вершина быстро оседает. Через 15 мин. после воздействия отмечен слабый дождь. Зона осадков 4—5 км	
29 V	17 13	2320	5240	2920	-13,1	(9 пар пакетов по 0,2 кг и 2 пакета по 0,4 кг) 1,2	3,03	1,5	Облако интенсивно разрушается, распадается на две испаряющиеся части. Осадков нет	
30 V	13 56	2890	4250	1360	-6,0	(6 пакетов по 0,2 кг) 2,4	1,57	1,5	Вершина оседает, облако заметно разрушается. Осадков нет	
	14 45	2440	4220	1780	-12,8	(12 пакетов по 0,2 кг) 0,2 кг	1,65	1,5	Под облаком очень слабые осадки	
	15 22	2440	4020	1580	-11,3	(14 пакетов по 0,2 кг) 1,6	1,81	1,5	Вершина сильно оседает. Под облаком слабые осадки	
	15 23	2440	4070	1630	-11,9	(8 пакетов по 0,2 кг) 3,2	1,86	1,5	Вершины сильно разрушаются. Под облаком слабые осадки	
31 V	13 44	1380	3750	2370	-10,2	(5 пар пакетов по 0,2 кг и 3 пакета по 0,4 кг) 3,6	4,16	1,5	Осадки от слабых до умеренных	Продолжительность выпадения осадков 1 час 08 мин.
		1380	3780	2400	-9,8	(9 пакетов по 0,4 кг) 1,6			Зона осадков достигает 8 км	
1 VI	13 31	1530	3840	2310	-7,6	(4 пары пакетов по 0,2 кг) 1,6	3,50	1,5	Слабые осадки	В момент воздействия РЛС дала засветку
	13 32	1530	3770	2240	-7,7	(4 пары пакетов по 0,2 кг) 3,6	3,79	1,5	Вершина заметно оседает. Слабые осадки	В момент воздействия РЛС дала засветку
	13 34	1560	3770	2240	-7,7	(9 пар пакетов по 0,2 кг)	3,61	1,5	Вершина оседает. Слабые осадки	

Дата	Время начала воздействия, час., мин.	$H_{н.к.м}$	$H_{в.т.м}$	ΔH_m	$t_{в.т}$	Расход реагента	M кг/км	Интервал сброса пакетов, сек.	Эффект воздействия	Примечания
1 VI	13 37	1530	3820	2290	-8,7	3,6 (9 пар пакетов по 0,2 кг)	3,33	1,5	Вершина оседает. Слабые осадки	
	13 54	1530	3690	2160	-5,2	1,2 (3 пары пакетов по 0,2 кг)	3,47	1,5	Через 16 мин. отмечен слабый дождь. Зона дождя 4—6 км	Продолжительность выпадения осадков более 25 мин.*
	15 42	1400	4150	2750	-8,9	3,2 (8 пакетов по 0,4 кг)	2,98	1,5	Слабый дождь. Зона дождя 2 км	Продолжительность выпадения осадков более 1 часа*
	15 51	1400	3510	2110	-5,2	1,2 (3 пакета по 0,4 кг)	3,21	1,5	Слабый дождь. Зона дождя 4—5 км	
	15 57 16 00	1110	3950	2840	-7,0	3,2 (6 пакетов по 0,4 кг и 4 пакета по 0,2 кг)	2,78	1,5	Через 12 мин. отмечен слабый дождь. Зона дождя 4—5 км	В момент воздействия РЛС дала в этом районе засветку
2 VI	13 31	970	3600	2630	-5,2	3,6 (9 пакетов по 0,4 кг)	3,51	1,5		
	14 24	1110	3150	2040	-0,7	3,6 (9 пар пакетов по 0,2 кг)	3,64	1,5		
	14 27	1110	3230	2120	-0,3	0,8 (4 пакета по 0,2 кг)	2,02	1,5	Облака заметно оседают, сильно разрушаясь. Осадков нет	Верхняя часть облака являлась ноем Ас. Использовался следующий реагент, приготовленный 4 года назад
5 VI	14 34	1110	2760	1650	+1,2	2 (10 пакетов по 0,2 кг)	2,09	1,0		
	15 39	1110	3280	2170	-1,5	4,4 (11 пар пакетов по 0,2 кг)	2,59	2,0	Вершина разрушается. Отмечается выпадение отдельных капель	
	15 50	2960	5670	2710	-16,1	3 (15 пакетов по 0,2 кг)	1,60	1,5	Через 13 мин. под облаком отмечены слабые осадки	

6 VI	15 29	1970	4020	2050	-6,3	0,2 кг) 2,4 (12 пакетов по 0,2 кг)	1,88	1,5	Через 15 мин. под облаком отмечено выпадение отдельных капель, перешедших в слабый дождь На вершине яровалы, облако медленно оседает, разрушаясь. Осадков не было	Продолжительность выпадения осадков 14 мин.
8 VI	17 09	1280	3090	1810	+1,3	3,2 (4 пакета по 0,4 кг)	3,94	1,5	Облако прекратило свой рост и начало оседать. Под облаком отмечены отдельные капли	
	18 10	1450	5540	4090	-16,7	0,2 (8 пакетов по 0,25 кг)	2,65	1,5	Облако сильно разрушается. Осадков нет	Облако свечеобразное
	14 46	1670	4990	3320	-12,5	6,4 (16 пакетов по 0,4 кг)	3,53	1,5	Облако разрушается. Под облаком слабые осадки	Контрольное облако осадков не дало
	15 33	1720	5810	4090	-17,5	1,2 (12 пакетов по 0,1 кг)	0,87	1,5	Очень слабые осадки перешли в слабые. Зона осадков 3 км	Продолжительность выпадения осадков 40 мин.
	15 34	1720	5840	4120	-17,7	1,5 (15 пакетов по 0,1 кг)	0,87	1,5	Через 13 мин. отмечен слабый дождь. Зона осадков 2 км	Продолжительность выпадения осадков почти полностью вымылось
9 VI	18 59	3110	5000	1890	-12,7	0,6 (3 пары пакетов по 0,1 кг)	2,08	1,5	Вершина оседает, облако сильно разрушается. Осадков нет	Наблюдения были прекращены через 20 мин.
	15 07	2000	4580	2580	-8,2	1,0 (5 пакетов по 0,2 кг)	1,96	1,5	Через 18 мин. отмечен слабый дождь, который усилился до умеренного. Зона осадков 3-4 км	Контрольное облако должно расти
10 VI	13 21	1470	4890	3420	-10,6	1,1 (11 пакетов по 0,1 кг)	1,04	1,5	Вершина сильно осела, через 17 мин. отмечен слабый дождь, перешедший в умеренный. Зона осадков 4 км	
	14 28	1700	4910	3310	-11,0	4,0 (10 пар пакетов по 0,2 кг)	3,75	1,5	Осадков нет	
11 V	13 53	1650	2960	1310	-1,6	0,4 (4 пакета по 0,1 кг)	0,97	1,5	Осадков нет	
	14 26	1770	3030	1260	-2,9	1,4 (7 пар пакетов по 0,1 кг)	0,75	1,5	Осадков нет	

Дата	Время начала воздействия, час., мин.	$H_{в.т.м}$	$H_{в.т.м}$	ΔH	$t_{в.т.}$	Расход реагента	M кг/км	Интервал сброса пакетов, сек.	Эффект воздействия	Примечания
13 VI	14 54	2140	4680	2540	-11,6	0,6 (3 пары пакетов по 0,1 кг)	1,88	1,5	Вершина сильно осела облако разрушается, под облаком отмечено выпадение отдельных капель	Продолжительность выпадения осадков более 15 мин.*
	14 57	2140	4080	1940	-9,7	2,0 (10 пар пакетов по 0,1 кг)	1,69	1,5	Облако заметно разрушилось, через 18 мин. отмечены отдельные капли, которые перешли в слабый дождь. Зона осадков 6 км	
	16 13	2140	4750	2600	-11,7	0,8 (8 пакетов по 0,1 кг)	0,95	1,5	Вершина оседает, через 15 мин. отмечены отдельные капли, которые перешли в слабый дождь. Облако сильно разрушалось	

Примечание. Звездочка (*) означает, что наблюдение за выпадением осадков произошло не до конца.

МЕТОДИКА РАССЕЙНИЯ ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫХ ТУМАНОВ ПИРОТЕХНИЧЕСКИМИ СОСТАВАМИ С ИОДИДАМИ СЕРЕБРА И СВИНЦА

Введение

В настоящее время как в СССР, так и за рубежом широкое распространение получил метод воздействия на переохлажденные туманы с помощью твердой углекислоты. Этот метод воздействия используется преимущественно для рассеивания их над аэродромами [2, 5, 6]. Наряду с этим для воздействий на переохлажденные туманы возможно применение иодидов серебра и свинца, получаемых пиротехническим способом их возгонки [1, 4]. Преимущества этого способа генерации эффективных льдообразующих частиц заключаются в простоте возгонки и доставки реагентов в облака и туманы, в его высокой производительности и оперативности, а также в отсутствии необходимости сложного оборудования.

В лабораторных условиях путем подбора сочетаний пирокомпонентов (перхлорат аммония, идитол, черный ружейный порох, графит, сера, нитрат калия и др.) регулируется температура возгонки реагента, добавляемого в состав в количестве от 25 до 60% по весу. При этом может быть подобран такой режим генерации, который обеспечивает большой выход льдообразующих частиц в расчете на 1 г реагента. К достоинствам этого метода следует отнести и то, что AgJ или PbJ_2 возгоняются непосредственно в заданном объеме облака или тумана. Этим обеспечивается чистота поверхности льдообразующих частиц-подложек и облегчается начальный рост кристаллов (частицы не успевают адсорбировать окислы металлов).

Нами испытывались [4] пиропатроны, условно названные С-55 и 5-36. В первом из них содержится 15 г PbJ_2 (35% состава), во втором 12 г AgJ (25% состава). По лабораторным данным, выход эффективных льдообразующих частиц составляет при -10° от $5 \cdot 10^{11}$ до 10^{12} частиц на 1 г реагента. Указанные составы были спрессованы в шашки и помещены в гильзу 26-мм патрона. Выстрелы производились из обычной сигнальной ракетницы с самолета. При стрельбе вверх шашка за 4 сек. достигает высоты 100 м и затем падает вниз. Основные баллистические данные пиропатрона при стрельбе под различными углами к горизонту приведены на рис. 1. Естественно, что при наличии ветра дальность полета будет иной, чем на рисунке; снос будет особенно велик на нисходящей ветви траектории полета шашки. Воспламенение

состава происходит в момент выстрела и обычно он полностью сгорает в воздухе. Лишь в редких случаях пиросостав догорает на земле.

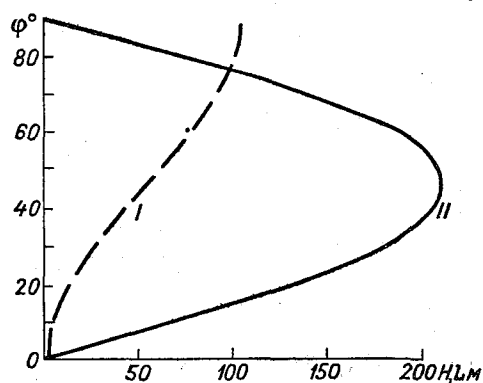


Рис. 1. Высота H (I) и дальность полета L (II) шашки пиропатрона при различных углах стрельбы φ .

Таким образом, при выстреле образуется полоса дыма, содержащая мельчайшие частицы AgJ или PbJ_2 . Размеры ее сравнительно невелики, поэтому можно считать источник точечным. Действительно, наблюдения за результатами воздействий при помощи пиропатронов на переохлажденные слоистообразные облака показали, что образующиеся в зоне воздействия закристаллизованные участки близки к круговым.

Основные сведения о температурных порогах льдообразующего действия образцов С-55 и 5-36, о закономерностях появления

и расширения зоны кристаллизации в облаках, о времени начала образования просвета в слое приведены в статье [4]. В данной работе на основании полученных закономерностей предлагается методика воздействия при помощи пиропатронов на переохлажденный туман с земли.

Расширение зоны кристаллизации от точечного источника

Главной задачей при воздействии на туман, образующийся при отрицательных температурах, является стимуляция фазовой перестройки определенного его объема с последующим улучшением видимости в зоне кристаллизации. Известно, что при тумане обычно наблюдаются слабые ветры. С усилением ветра начинается более интенсивный турбулентный обмен с вышележащими слоями, сопровождающийся разрушением инверсии (обычно существующей при тумане) и выравниванием влажности по высоте, что приводит к естественному рассеянию тумана. Однако наличие даже слабого ветра в тумане является достаточным для того, чтобы к моменту достижения максимального размера просвета (или зоны улучшенной видимости) зона кристаллизации находилась на значительном удалении от места воздействия. Поэтому для раскрытия объекта от тумана, кроме направления и скорости ветра, необходимо знать время τ_m , за которое зона кристаллизации достигает максимального размера r_m . (Здесь под r_m понимается максимальный радиус закристаллизованной зоны.)

Эти величины могут быть получены при анализе результатов воздействий на слоистообразные облака пиропатронами С-55 и 5-36 в 10 опытах, проводившихся в 1962—1966 гг. (см. таблицу).

№ опыта	Дата	Температура на уровне воздействия, град.	Скорость переноса слоя, м/сек.	τ_m мин.	r_m км
1	5 III 1963	-9,1	14	15	0,4
2	11 XII 1962	-9,6	15	31	1,4
3		-9,8	15	28	1,4

№ опыта	Дата	Температура на уровне воздействия, град.	Скорость переноса слоя, м/сек.	τ_m мин.	r_m км
4	17 XII 1966	-9,8	5	32	1,0
5		-9,9	5	34	0,6
6	27 II 1963	-10,2	11	49	1,8
7	27 I 1964	-11,6	12	61	2,6
8	14 XII 1962	-11,8	21	43	2,2
9	16 I 1964	-12,2	6	60	1,6
10	20 II 1963	-12,5	8	65	1,3

Приведенные опыты характерны тем, что процесс эволюции зоны кристаллизации в них был прослежен полностью — от момента возникновения до полного исчезновения признаков кристаллизации. Основным фактором, определяющим интенсивность распространения кристаллов из зоны воздействия в окружающую ее облачность, является скорость ветра. Ранее [3, 4] было показано, что с усилением ветра скорость перемещения фронта кристаллизации увеличивается (за счет более интенсивного турбулентного обмена). В частности, для точечного источника из экспериментальных данных автором было получено выражение

$$v = 0,131u^{0,646}, \quad (1)$$

где v и u — скорость распространения фронта кристаллизации и скорость ветра (в м/сек.).

Из таблицы видно, что по мере понижения температуры в облаках на уровне воздействия r_m в основном увеличивается. Это объясняется главным образом увеличением выхода льдообразующих частиц на 1 г реагента с понижением температуры среды, так что критическое значение концентрации льдообразующих частиц в зоне, соответствующее максимальному размеру зоны, будет, при прочих равных условиях, достигнуто позднее при более низких температурах. Нами был построен график зависимости между величинами τ_m и t (рис. 2). На рисунке видно, что связь между ними практически линейна. Она может быть выражена уравнением

$$\tau_m = -13,5(t + t_0). \quad (2)$$

Прямая на рис. 2, соответствующая этому уравнению, пересекает ось ординат в точке $t_0 = -7,5^\circ$. Это означает, что, если полученная зависимость справедлива и за пределами значений t и τ_m , имевших место в проведенных экспериментах, то при температуре в облаках, выше или равной $-7,5^\circ$, указанное уравнение теряет смысл, так как заметной кристаллизации при использовании данных реагентов не происходит. Коэффициент корреляции величин τ_m и t в данных опытах составляет $0,89 \pm 0,04$.

Полученная из экспериментальных данных зависимость (2) применима лишь в диапазоне температур $-9, -13^\circ$ и требует дальнейшей проверки как в этом диапазоне, так и за его пределами. Тем не менее для получения ориентировочных значений τ_m при воздействиях она может быть использована.

Зная τ_m и v можно вычислить другие важные характеристики, определяющие методику воздействий с целью рассеяния тумана над определенным объектом. К ним относится величина зоны кристаллизации r_m

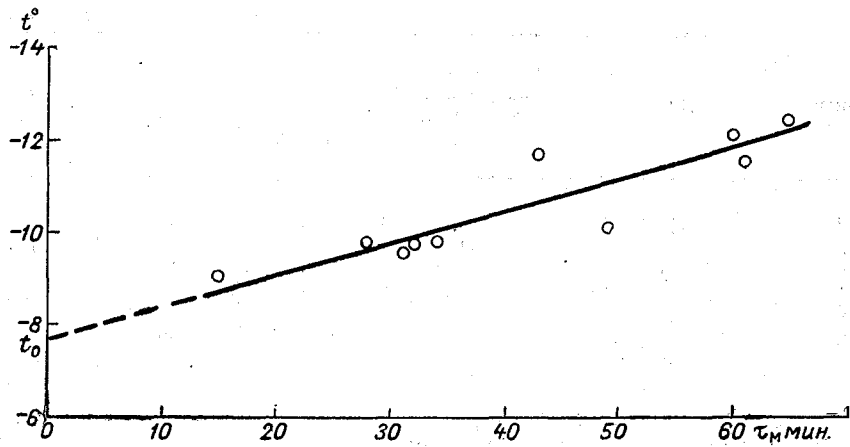


Рис. 2. Зависимость времени τ_M , за которое зона кристаллизации достигнет максимального размера r_M , от температуры на верхней границе.

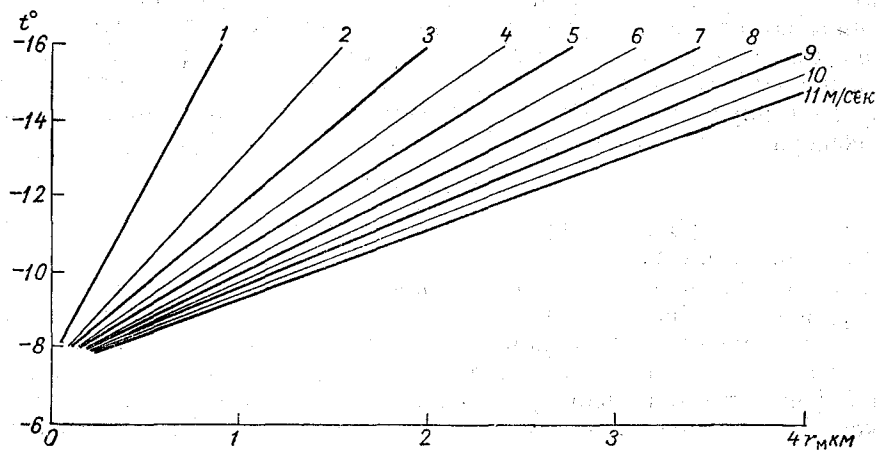


Рис. 3. Зависимость максимального радиуса r_M зоны кристаллизации от температуры и скорости переноса тумана.

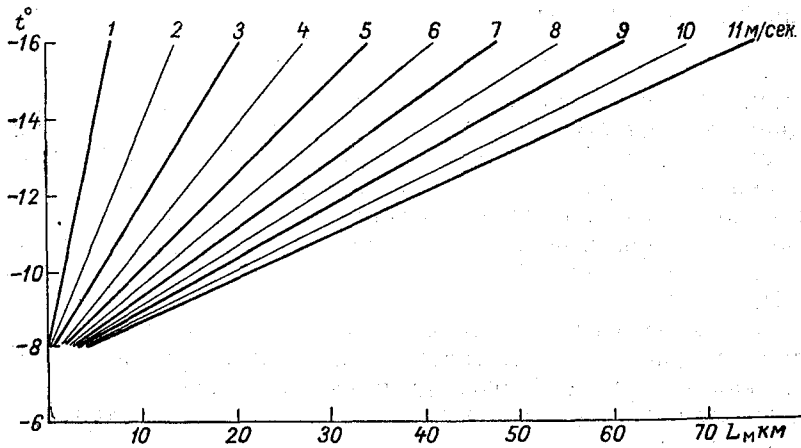


Рис. 4. Зависимость расстояния, на котором зона кристаллизации достигает максимального размера r_M , от температуры и скорости переноса тумана.

максимального радиуса и расстояние L_M от места воздействия, на котором будет достигнуто значение r_M . Из выражений (1) и (2) имеем:

$$r_M = -106u^{0,646}(t + t_0), \quad (3)$$

$$L_M = -810u(t + t_0). \quad (4)$$

Здесь r_M и L_M выражены в метрах. Для удобства вычислений r_M и L_M по заданным значениям u и t были построены (рис. 3 и 4) графики выражений (3) и (4).

Рекомендации по методике воздействия

С учетом изложенного может быть предложена следующая методика воздействий на переохлажденный туман.

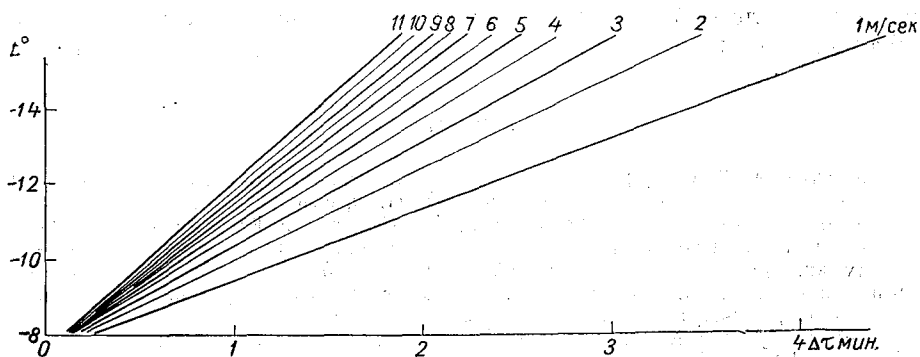


Рис. 5. Зависимость интервала времени между выстрелами от температуры и скорости переноса тумана.

После уточнения направления и скорости ветра, а также температуры тумана, по графикам (рис. 3 и 4) определяются величины L_M и r_M . Пункт воздействия перемещается на расстояние L_M с наветренной стороны от раскрываемого объекта.

В зависимости от размера раскрываемого объекта и ориентации его относительно направления ветра уточняется количество точечных источников, которые необходимо расположить равномерно вдоль линии, перпендикулярной направлению ветра. Расстояние между источниками выбирается таким образом, чтобы зона кристаллизации захватывала расположенные рядом с объектом районы (для устойчивого сохранения кристаллизации над ним) и изменение направления ветра в пределах $5-10^\circ$ не повлияло на эффективность воздействия. Число огневых точек на линии воздействия зависит от величины r_M ; для достижения наибольшего эффекта расстояния между ними берутся на $20-30\%$ меньше $2r_M$.

Интервалы между выстрелами также определяются величиной r_M и скоростью переноса. По графику (рис. 5) можно определить интервал времени между выстрелами. Поскольку частота выстрелов должна быть такой, чтобы обеспечивалось частичное наложение зон кристаллизации друг на друга, при построении графика было предусмотрено перекрытие радиусов предыдущей и последующей зон на 30% .

Мощность тумана по вертикали ΔH определяет угол стрельбы. При ΔH , превышающей 100 м, выстрелы производятся вертикально вверх; при малых мощностях (например, в некоторых случаях туманов парения) пиропатроны выстреливаются под меньшими углами с таким расчетом, чтобы аэрозоль PbJ_2 или AgJ полностью оставался в тумане. Для определения угла стрельбы пиропатронами в зависимости от вертикальной мощности тумана следует пользоваться рис. 1.

При штиле интенсивность турбулентной диффузии невелика и указанные соотношения неприменимы для расчетов. При таких условиях воздействие производится непосредственно на раскрываемом объекте с интервалом между огневыми точками от 200 до 500 м (в зависимости от температуры тумана).

При воздействии должны вестись непрерывные наблюдения за перемещением и температурой тумана, а также за эффектом воздействия. При необходимости основные параметры, определяющие методику воздействия, должны быть уточнены и изменены. В частности, при небольших отрицательных температурах, когда туманы особенно плотные, по видимому, целесообразно увеличить дозировку реагента, стреляя в каждой точке не один, а два или более раз.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенов М. Я. [и др.]. Получение льдообразующего аэрозоля йодистого свинца с помощью пиротехнических составов. Тр. ЦАО, вып. 44, 1962.
2. Гайворонский И. И., Лесков Б. Н., Серегин Ю. А. Опыт регулярного применения методов искусственного рассеяния переохлажденных облаков и туманов над аэродромами. Тр. ЦАО, вып. 65, 1965.
3. Красновская Л. И. Горизонтальное распространение зародышей ледяных кристаллов, образующихся в переохлажденных облаках при воздействии на них твердой углекислотой. Метеорология и гидрология, № 7, 1961.
4. Сумин Ю. П. Экспериментальные исследования кристаллизации переохлажденной слоистой облачности пиротехническими составами с AgJ и PbJ_2 . Тр. ГГО, вып. 186, 1966.
5. Beckwith W., Boynton. Supercooled fog dispersal for airport operations. BAMS, 46, No. 6, 1965.
6. Serpolay R. Choix d'une méthode d'ensemencement des brouillards surfondus sur les aérodromes. Compt. rend. 88^e congr. nat. Soc. Savant. Clermont-Ferrand, 1963. Sec. Sci. T. 1. Paris, 1964.

О ПРИМЕНЕНИИ СЕРНИСТОЙ МЕДИ ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА

Введение

Льдообразующая активность сернистой меди (CuS) была обнаружена впервые Пруппахером и Зенгером в 1956 г. [8]. Определенная ими пороговая температура для CuS равнялась -5° . В работе Каца, опубликованной в 1960 г. [7], были приведены данные измерений льдообразующей активности сернистой меди. Для проведения опытов сернистая медь получалась по методу сплавления меди и серы в вакууме в стехиометрическом соотношении. Измеренный Кацем выход ядер кристаллизации при температуре тумана -10° составлял менее 10^{10} частиц на 1 г CuS , а пороговая температура также оказалась равной -5° . До настоящего времени в литературе отсутствовали данные, которые свидетельствовали бы об использовании чистой сернистой меди для воздействий на облака и туманы в естественных условиях.

В 1963 г. во Всесоюзном научно-исследовательском институте чистых химических реактивов и особо чистых химических веществ (ИРЕА) был получен порошкообразный реагент $x\text{-CuS}$ (путем осаждения сернистой меди на цеолите NaX) [1]. В 1964—1965 гг. были проведены опыты по воздействию на конвективные облака препаратом $x\text{-CuS}$ с целью выявления его эффективности при различных физических и морфологических характеристиках облаков. Методика проведения опытов и основные их результаты изложены в статье Н. В. Бычкова и др. [1]. В ней показано, что при введении с самолета порошкообразного реагента $x\text{-CuS}$ в конвективные облака, начиная с температуры -10° и ниже, в облаках происходит процесс кристаллизации. В ряде опытов он завершался образованием и выпадением осадков. В этих случаях вертикальная мощность облаков превышала 1,5 км, а расход реагента составлял около 100 г на облако. При проведении серии экспериментов (32 опыта) была установлена целесообразность специальных полевых опытов полупроизводственного характера по воздействию реагентом $x\text{-CuS}$ на конвективные облака с целью регулирования их развития.

В 1965—1966 гг. сотрудниками ИРЕА был получен химически чистый, достаточно высокодисперсный порошок сернистой меди, пороговое значение льдообразующего действия которого (-3 , -4° , по лабораторным данным) было выше, чем у препарата $x\text{-CuS}$. На рис. 1 приведена полученная Н. В. Бычковым зависимость выхода ледяных кристаллов (при расчете на 1 г реагента) от температуры для обоих препаратов сернистой меди. Из него следует, что вплоть до

температуры -9° вновь синтезированный образец CuS характеризуется бóльшим выходом эффективных льдообразующих частиц, чем препарат $x\text{-CuS}$. В области низких температур преимущество имеет уже $x\text{-CuS}$, однако, учитывая, что оптимальные дозировки реагента при значительных переохлаждениях облака или тумана невелики, этот факт не следует считать решающим. При этом, как известно [1], в препарате $x\text{-CuS}$ присутствует 94% неактивной примеси (цеолит). Таким образом, сочетание сравнительно высокого порога льдообразующего действия CuS с большим выходом частиц от одного грамма реагента в области

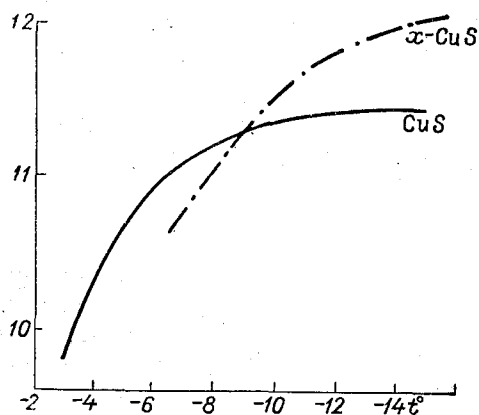


Рис. 1. Зависимость выхода ледяных кристаллов (IgN) от температуры для двух препаратов сернистой меди.

малых переохлаждений и отсутствие пассивной примеси обусловили рекомендацию о предпочтительном испытании в естественных условиях вновь синтезированного препарата CuS .

Основными задачами полевых исследований были следующие: определение температурного порога кристаллизующего действия сернистой меди в естественных условиях; определение оптимальных норм введения в облака исследуемого реагента при различных условиях; оценка эффективности воздействий на летние облака с целью выявления преимуществ препарата CuS или $x\text{-CuS}$ и уточнение методики воздействия порошкообразными реагентами с самолета.

Опыты были выполнены в летний период 1966 г. над Молдавией и Украиной с использованием самолетной лаборатории ИЛ-14М. Помимо авторов в исследованиях принимали участие бортаэрологи Н. Э. Алдабаева и Г. П. Зернов.

Методика проведения опытов

Методика проведения опытов по испытанию кристаллизующего действия порошкообразных реагентов подробно изложена в статье [1]. Поэтому в данной работе мы остановимся лишь на отдельных особенностях методики проведения опытов 1966 г.

Для воздействия сернистой медью выбирались отдельные мощные кучевые облака капельно-жидкой структуры с вертикальной мощностью 2 км и более, не имеющие признаков кристаллизации и не дающие естественных осадков. Перед началом воздействия определялись основные характеристики облака: высота верхней и нижней границы, стадия развития, фазовое состояние вершины. Выбиралось также одно (реже два) контрольное облако, находящееся в той же стадии развития, что и опытное облако. Непосредственно перед началом воздействия, а затем и в процессе наблюдения за результатом воздействия производилось фотографирование опытного и контрольного облаков.

Воздействия проводились в июле — августе в основном на фронтальные облака, так как в это время в Молдавии и на Украине обычно происходит снижение активности облакообразования (преимущественно за счет иссушения подстилающей поверхности). В дальнейшем для

проведения такого рода работ в этих районах целесообразно выбирать вторую половину мая и июнь, когда почти регулярно наблюдается развитие внутримассовых конвективных облаков над большими территориями. Как известно, именно такие условия наиболее благоприятны для проведения опытов, что объясняется следующими причинами:

а) меньшей (по сравнению с фронтальными условиями) повторяемостью опасных для полетов гроз;

б) на фронтальных грядках наряду с *Cu cong.* зачастую наблюдаются *Sb*, а следовательно, и *Si inc.*, из которых выпадают кристаллы, вызывающие естественную кристаллизацию облаков и ставящие под сомнение корректность опыта;

в) обычно внутримассовые облака изолированы друг от друга, что позволяет вести непрерывные наблюдения за эффектом воздействия, производя снижение на виражах вокруг облака.

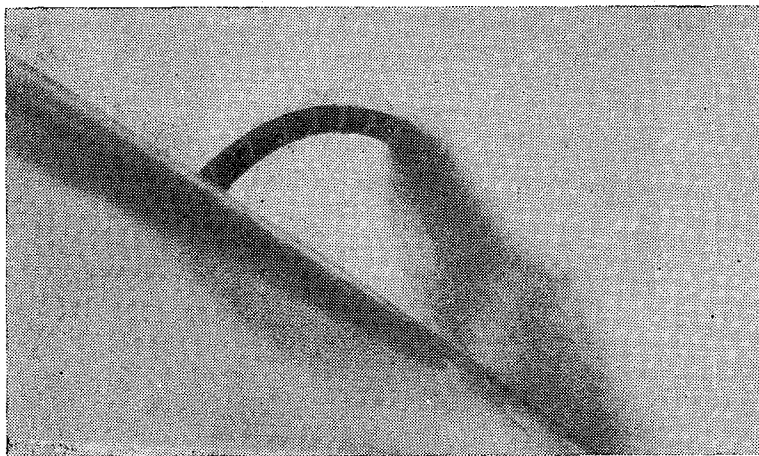


Рис. 2. Воздействия сернистой медью с помощью вытяжной трубы.

При фронтальных условиях велика повторяемость слоев *As sig.*, препятствующих снижению под основание облака, поэтому в таких случаях наблюдения велись лишь за изменениями верхней части облака, выступающей над полем *As sig.* Так, из 42 опытов с сернистой медью, проведенных за указанный период, лишь в 18 случаях удалось произвести снижение под нижнюю границу облака для наблюдений за осадками.

Помимо обычного комплекса измерений и наблюдений при испытаниях реагентов в данной серии опытов производились замеры горизонтального размера облака по курсу воздействия (в основном в средней части облака). В дальнейшем при расчете объема облака оно принималось за цилиндр с известным диаметром и высотой. Знание объема, характеризующего запасы влаги, позволяет определить возможный эффект воздействия (осаждение определенной доли запасов влаги в облаке) и рассчитать оптимальные нормы расхода реагента.

Для введения реагента в облако с самолета использовались:

1) распыление порошка с помощью вытяжной трубы, выставленной через шахту прибора водности, при непосредственном заходе в верхнюю часть облака (рис. 2);

2) сброс пакетов из фильтровальной бумаги, содержащих реагент, при проходе по верхней границе облака (рис. 3);

3) выстрел в боковую часть облака 26-мм патроном, содержащим порошок CuS .

Первый способ воздействия применялся в тех случаях, когда горизонтальные размеры и скорость увеличения высоты верхней границы облака были незначительными и при этом был обеспечен безопасный заход самолета в облако. В тех случаях, когда в момент подхода самолета к облаку его верхняя граница была близка к уровню полета, применялся второй способ воздействия. Во многих случаях, особенно при



Рис. 3. Сброс пакетов с сернистой медью в верхнюю часть облака.

интенсивном развитии облака, оба эти способа не могли быть применены. В этих случаях производился выстрел патроном в боковую часть облака. При этом обязательно несколькими наблюдателями визуально оценивалась высота верхней границы облака. Средняя высота верхней границы для таких опытов приведена в табл. 1 (графа 7), наряду с фактически измеренными в ряде опытов высотами верхней границы.

Поскольку последний способ введения порошкообразного реагента применялся практически впервые, остановимся на нем несколько подробнее. Конструкция 26-мм патрона дистанционного действия с порошкообразным реагентом разработана в 1966 г. инженером А. П. Цаплевым. При разработке конструкции патрона, условно названного

СМ-1, варьировались количество вышибного заряда (черный порох, ДРП, от 0,7 до 4 г), расположение его в патроне (по центру и в торце патрона), толщина стенок контейнера, количество активного реагента (от 6 до 8 г). По результатам, полученным в мае 1966 г. при подрыве патронов в бронеканере (объем $13,5 \text{ м}^3$) и при исследовании льдообразующей активности аэрозоля CuS в холодильной камере ГГО (объем $0,3 \text{ м}^3$), признана наиболее удачной конструкция патрона, схема которого приведена на рис. 4а.

Патрон состоит из двух основных частей — бумажной гильзы 3 и снаряженного цилиндрического контейнера 10. Последний выстреливается из обычного пистолета-ракетницы калибром 26-мм под действием вышибного заряда 2 весом 3,5 г; одновременно с этим пороховые газы вышибного заряда зажигают порох бикфордова шнура 13. Когда порох в бикфордовом шнуре выгорит (что произойдет на расстоянии 80—100 м от места выстрела), луч огня проникает внутрь контейнера и воспламеняет второй вышибной заряд (ДРП, вес 2,5 г). Под действием пороховых газов через диафрагму 11 порошкообразный реагент CuS с большой силой выталкивается и распыляется в облаке.

Предварительные испытания показали, что замедлительная система работает надежно, а перегрузки, испытываемые реагентом при выстреле, не приводят к слипанию частиц (рис. 4б). Существенная потеря активности по сравнению с лабораторными условиями также не наблюдалась, так как удачное расположение диафрагмы 11 препятствует доступу пороховых газов к реагенту и обеспечивает его надежное выталкивание. В контейнере патрона СМ-1, приготовленного для полевых испытаний, помещалось 7 г сернистой меди. Дальность его полета 100—150 м. Патрон СМ-2 отличается удлиненным контейнером, выступающим за пределы гильзы. При этом внутренний объем его увеличивается вдвое

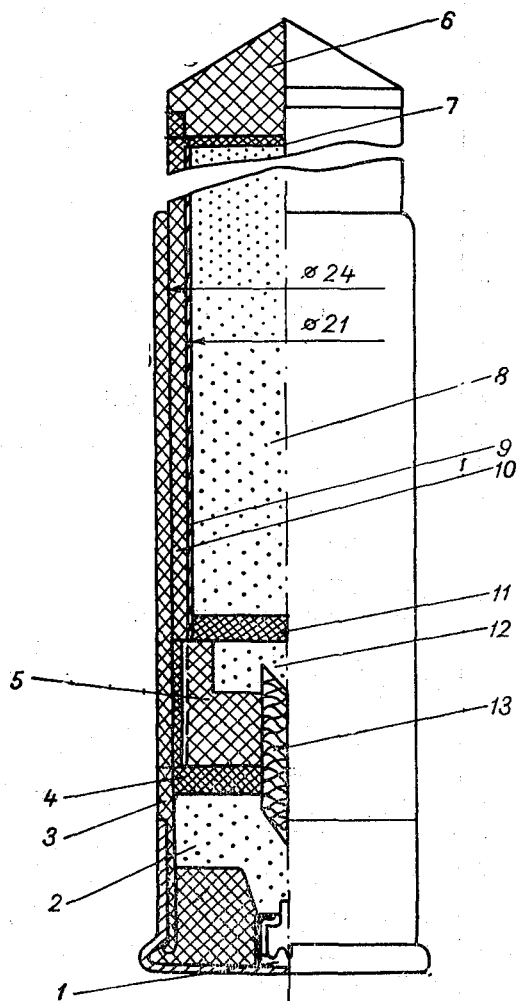


Рис. 4а. 26-мм патрон дистанционного действия для доставки порошкообразных реагентов в облака с самолета.

1 — капсюль-воспламенитель; 2 — вышибной заряд из черного ружейного пороха (3,5 г); 3 — 26-мм гильза; 4 — картонный пыж; 5 — дно контейнера; 6 — головка патрона; 7 — картонный пыж; 8 — реагент; 9 — бумажная оболочка; 10 — контейнер для реагента; 11 — диафрагма; 12 — вышибной заряд контейнера; 13 — бикфордов шнур.

Таблица 1
 Результаты воздействия порошкообразным реагентом CuS на мощные кучевые облака летом 1966 г.

№ опыта	Дата	Время воздействия, час. мин.	Нижняя граница облака		Высота нулевой изотермы, км	Верхняя граница облака		Мощность облака, км	Мощность переохлажденной части облака, км	Уровень возлействия		Объем облака, км ³	Способ введения реагента	Количество введенного реагента	Результаты визуальных наблюдений	
			Высота, км	температура, град. С		Высота, км	температура, град. С			Высота, км	температура, град. С					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	2 VIII	16 15	1,9	12,7	3,7	4,2	-0,8	2,2	0,4	4,2	-0,8	2,1	7,7	Сброс одного пакета	1000	Полное разрушение облака через 5 мин.
2		17 12	1,9	12,7	3,7	4,4	-0,8	2,5	0,7	4,4	-0,8	3,4	22,2	Сброс шести пакетов	150	Оседание вершины и интенсивное разрушение облака
3		16 43	1,9	12,7	3,7	4,3	-1,1	2,4	0,6	4,3	-1,1	1,9	6,7	Сброс одного пакета	400	Оседание вершины, расслоение облака
4		15 19	1,9	12,7	3,7	4,4	-1,6	2,5	0,7	4,4	-1,6	1,4	3,9	То же	100	Быстрое разрушение облака. Через 15 мин. оно полностью исчезло
5		17 41	1,9	12,7	3,7	4,4	-2,0	2,6	0,8	4,5	-2,0	1,4	3,9	"	100	Существенных изменений не обнаружено
6		15 18	1,9	12,7	3,7	4,4	-2,9	2,5	0,7	4,4	-2,9	2,2	9,0	"	50	Оседание вершины, выпадение осадков из облака. Через 16 мин. длина зоны осадков $l=2,2$ км
7	3 VIII	14 16	1,8	13,2	3,9	4,8	-4,6	3,0	0,9	4,8	-4,6	2,4	13,7	Выстрел патроном СМ-1	7	Быстрое разрушение облака. Через 5 мин. оно полностью исчезло
8	30 VII	14 19	1,8	12,5	3,8	4,8	-5,2	3,0	1,0	4,8	-5,2			Сброс одного пакета	400	Оседание вершины облака и распад его на части. Под воздействием осадков не обнаружено
9	17 VIII	19 43	4,4	-2,2	4,2	5,2	-5,5	0,8	0,8	5,2	-5,5	0,7	0,2	То же	800	Оседание вершины и разрушение облака. Через 10 мин. облако полностью исчезло
10	18 VIII	17 50	3,3	5,6	4,5	5,6	-5,8	2,3	1,1	5,6	-5,8	3,5	21,8	Выстрел патроном СМ-2	14	Оседание вершины. Распад облака не произошел

11	26 VII	15 07	1,2	16,5	3,8	5,0	-6,1	3,8	1,2	5,0	-6,1	400	Оседание вершины и распад облака на части. Через 22 мин. — осадки под основанием, $l = 0,6$ км; через 24 мин. $l = 1,0$ км; и через 30 мин. $l = 2,3$ км
12	9 VIII	18 11	1,7	13,2	4,0	5,2	-6,2	3,4	1,1	5,2	-6,2	7	Быстрое уменьшение высоты верхней границы, распад облака на верхнюю и нижнюю части через 3 мин. Осадков под основанием облака не обнаружено
13	6 VIII	14 42	1,6	18,1	4,6	5,8	-6,3	4,2	1,2	5,8	-6,2	14	Резкое уменьшение высоты верхней границы, разрушение облака в средней части. Кристаллизации и осадков нет
14	12 VIII	17 31	2,6	9,4	4,4	5,7	-6,9	3,1	1,3	5,7	-6,9	100	Кристаллизация вершины. Через 6 мин. — радуга под основанием. Через 8 мин. $l = 0,9$ км, через 11 мин. $l = 1,2$ км, через 16 мин. $l = 2,4$ км
15	18 VIII	17 08	3,3	5,6	4,5	5,6	-7,1	2,4	1,2	5,6	-7,1	25	Медленное оседание вершины. Других существенных изменений не обнаружено
16	18 VIII	17 17	3,3	5,6	4,5	5,6	-7,3	2,3	1,2	5,6	-7,3	14	Быстрое оседание вершины, распад облака на верхнюю и нижнюю части. Осадков при наблюдениях сверху не обнаружено
17	12 VIII	16 07	2,6	9,4	4,4	5,5	-7,4	2,9	1,2	5,0	-4,9	14	Через 4 мин. под облаком появилась радуга, максимальный размер зоны осадков под облаком составлял 4,0 км (через 7 мин. после выстрела)
18	23 VII	14 11	1,6	17,8	4,3	5,4	-7,7	3,8	1,1	5,4	-7,7	100	Быстрое оседание вершины. Через 12 мин. облако полностью разрушилось
19	21 VII	14 23	1,9	15,0	3,9	5,8	-8,1	3,8	1,9	5,8	-8,1	100	Оседание вершины и расслоение облака. Через 11 мин. отмечены слабые осадки ($l = 1,2$ км) под восточной частью облака
20	30 VII	12 07	1,1	15,5	3,8	5,4	-8,2	4,3	1,6	5,4	-8,2	400	Незначительное оседание вершины после воздействия
21	18 VIII	18 05	3,3	5,6	4,5	5,8	-8,2	2,6	1,4	5,5	-6,0	7	Оседание вершины, распад облака на части

№ опыта	Дата	Время возлей- ствия, час., мин.	Нижняя граница облака		Высота нулевой изотермы, км	Верхняя граница облака		Мощность облака, км	Мощность пере- охлажденной частн облака, км	Уровень возлей- ствия		Горизонтальные размеры облака, км	Объем облака, км ³	Способ введения реагента	Количество введен- ного реагента	Результаты визуальных наблюдений	
			Высота, км	температу- ра, град. С		Высота, км	температу- ра, град. С			Высота, км	температу- ра, град. С						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
22	3 VIII	15 28	1,8	13,2	3,9	5,3	-8,6	3,5	1,4	5,2	-7,3			Выстрел патроном СМ-2	14	Распад облака на части	
23		15 45	1,8	13,2	3,9	5,4	-8,7	3,6	1,5	5,2	-7,1	1,0	3,0	Выстрел патроном СМ-1	7	Быстрый распад облака в течение 9 мин.	
24	9 VIII	16 22	1,7	13,2	4,0	5,8	-8,7	4,1	1,8	5,7	-8,6	1,2	5,0	То же	7	Оседание вершины, осадки под осно- ванием через 10 мин. ($l=1,1$ км). Через 13 мин. $d=0,6$ км, а через 16 мин. $l=3,5$ км	
25	5 VIII	14 17	2,0	13,4	4,1	5,8	-8,8	3,8	1,7	5,8	-8,8	1,2	4,6	Сброс ол- ного пакета	400	Резкое уменьшение высоты верхней границы, растекание вершины на уровне слоя Ас сиф.	
26	6 VIII	13 13	1,6	18,1	4,6	6,2	-8,9	4,6	1,6	5,5	-4,5	3,9	55,0	Выстрел патроном СМ-1	7	Быстрое оседание вершины облака и частичное разрушение верхней его части в течение 10 мин.	
27	3 VIII	14 23	1,8	13,2	3,9	5,4	-9,2	3,6	1,5	4,9	-5,7			То же	7	Частичное разрушение облака, осад- ков под основанием не обнару- жено	
28	6 VIII	13 43	1,6	18,1	4,6	6,3	-9,5	4,7	1,7	5,7	-5,3	2,5	23,1	Выстрел патроном СМ-2	14	Признаки кристаллизации вершины через 1 мин. Оседание и распад верхней части облака	
29	23 VII	14 25	1,6	17,8	4,3	5,9	-9,8	4,3	1,6	5,8	-9,1			Распыление с заходом	100	Оседание вершины и распад облака на части. Через 14 мин. отмечен	

30	16 VII	14 47	2,8	7,9	3,9	5,8	-10,2	3,0	1,8	5,8	-10,2	1,4	4,3	25	в вершину То же	снег, а через 26 мин. $l = 3,6$ км. Через 34 мин. $d = 1,7$ км
31	9 VIII	15 51	1,7	13,2	4,0	6,2	-10,7	4,5	2,2	5,5	-7,8	2,1	15,3	14	Выстрел патроном СМ-2	Частичное разрушение облака, осадков под основанием не обнаружено
32	30 VII	12 21	1,1	15,5	3,8	5,9	-11,1	4,8	2,0	5,9	-11,1			400	Сброс од-ного пакета	Оседание вершины. Признаки кристаллизации отмечены через 4 мин.
33	20 VII	17 16	2,7	10,7	4,2	6,1	-11,2	3,4	2,3	6,1	-11,2			100	Распыление с заходом в вершину	Через 5 мин. вершина облака значительно осела и закристаллизовалась
34	5 VIII	16 50	2,0	13,4	4,1	6,3	-11,5	4,3	2,2	5,7	-4,9			14	Выстрел патроном СМ-2	Быстрое уменьшение высоты верхней границы и полное разрушение облака через 10 мин.
35	12 VIII	14 32	1,0	18,7	4,4	6,2	-12,0	5,2	1,8	5,3	-6,0	2,8	31,6	14	То же	Быстрое уменьшение высоты верхней границы, распад облака на верхнюю и нижнюю части. Через 10 мин. — осадки от слабых до умеренных, Через 14 мин. $l = 9,6$ км
36	16 VII	14 21	2,8	7,9	3,9	5,9	-12,1	3,1	1,9	5,9	-12,1			200	Распыление с заходом в вершину	Через 17 мин. осадки под основанием из той част облака, на которую воздействовали (но курсу $l = 0,7$ км). Из других частей облака осадки не выпадали
37	30 VII	12 42	3,2	3,1	3,8	5,9	-12,1	2,6	2,1	5,9	-12,1			100	Сброс од-ного пакета	Резкое оседание вершины и распад облака на части
38	21 VII	15 44	1,2	11,4	3,9	6,2	-13,1	5,0	2,3	5,9	-7,9	1,5	9,1	125	Распыление с заходом в вершину	Понижение верхней границы и распад облака на части. Через 14 мин. отмечены слабые осадки. Размеры зон осадков незначительны

№ опыта	Дата	Время воздействия, час., мин.	Нижняя граница облака		Высота нулевой изотермы, км	Верхняя граница облака		Мощность облака, км	Мощность перемешивания облака, км	Уровень воздействия		Горизонтальные размеры облака, км	Объем облака, км ³	Способ введения реагента	Количество введенного реагента	Результаты визуальных наблюдений
			Высота, км	температура, град. С		Высота, км	температура, град. С			Высота, км	температура, град. С					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
39	3 VIII	16 01	1,8	13,2	3,9	6,0	-13,2	4,2	2,1	5,4	-8,7	2,4	18,5	Выстрел патроном СМ-2	14	Через 6 мин. — кристаллизация вершины, через 23 мин. отмечены осадки под основанием ($l=3,1$ км). Через 31 мин. l уменьшилось до 2,7 км
40	16 VII	14 37	2,8	7,9	3,9	6,2	-13,4	3,4	2,3	6,0	-11,0			Распыление с заходом в вершину	75	Через 4 мин. отмечено резкое снижение верхней границы; через 6 мин. произошел отрыв вершины от основной части облака
41	19 VII	16 40	2,6	9,2	4,4	6,2	-13,4	3,6	1,8	5,7	-11,5			То же	200	Понижение верхней границы облака сразу же после воздействия. Через 16 мин. — кристаллизация верхней части облака

(вмещается 14 г CuS), но дальность полета контейнера от места выстрела сокращается до 50—70 м. Так как средний радиус Cu conp. значительно превышает 100 м, можно считать, что в обоих случаях реагент начинает распространяться в боковой части облака.

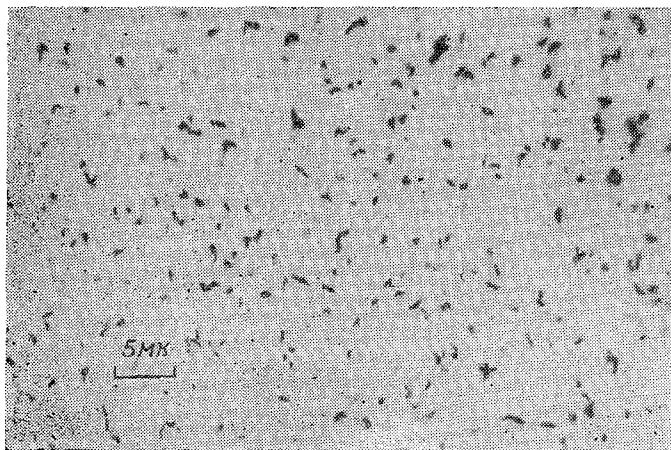


Рис. 46. Частицы CuS после подрыва патрона СМ-1 в бронеканере.

Результаты полевых опытов

Всего в июле—августе 1966 г. был проведен 41 опыт по воздействию сернистой медью на мощные кучевые облака. Сводные данные о результатах опытов приведены в табл. 1 и на рис. 5. Из таблицы и

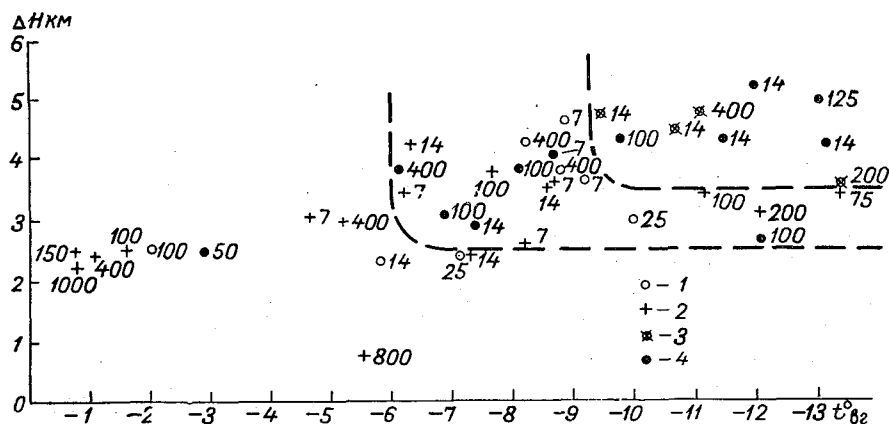


Рис. 5. Результаты опытов по воздействию сернистой медью на конвективные облака в 1966 г. (ΔH — мощность облака, $t_{вг}$ — температура на уровне его верхней границы).

1 — частичное разрушение облака; 2 — значительное разрушение облака; 3 — кристаллизация вершины; 4 — осадки под основанием. Цифры на рисунке — количество введенного реагента в граммах.

рисунка видно, что воздействия производились на Cu conp. мощностью от 2,2 до 5,2 км (лишь в опыте № 52 воздействовали на вершину облака Ac cast. мощностью 0,8 км) в широком диапазоне переохлажде-

ний верхних частей облаков (от $-0,8$ до $-13,4^\circ$). Расход реагента изменялся также в значительных пределах — от 7 до 1000 г на облако. К сожалению, не во всех опытах удалось измерить горизонтальные размеры облака, а следовательно, и оценить его примерный объем. Кроме этого, существенным недостатком полученного материала является его некоторая неоднородность, что связано с невозможностью снижения под основание облака для наблюдений за осадками во всех случаях. Поэтому особо выделены те опыты с CuS (рис. 6), во время которых производились длительные наблюдения за результатами воздействий.

Все наблюдаемые эффекты воздействия можно разделить на четыре группы:

- 1) частичное разрушение облака (8 опытов);
- 2) значительное разрушение облака (17 опытов);
- 3) кристаллизация вершины (4 опыта);
- 4) осадки под основанием облака (12 опытов).

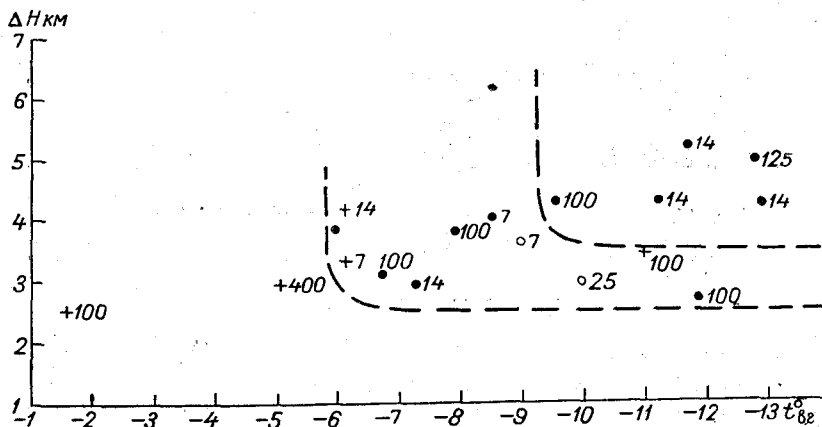


Рис. 6. Результаты опытов, во время которых производились длительные наблюдения за результатами воздействий.

Уел. обозначения см. рис. 5.

При этом подразумевается, что ни одна из них не является обособленной. Например, не вызывает сомнений тот факт, что третья и четвертая группы почти равноценны, так как кристаллизация вершины в большинстве случаев сопровождается выпадением осадков. Разделение на первую и вторую группы также условно. К первой группе отнесены те опыты, во время которых изменения в облаках после воздействия были незначительными. Обычно в этих случаях прекращался рост вершины, а затем происходило быстрое ее опускание и испарение части облака. Однако существенного разрушения облака не наблюдалось. В опытах, отнесенных ко второй группе, после воздействия наблюдался либо распад облака на части (обычно верхнюю и нижнюю), либо полное исчезновение его.

Лишь в одном случае (опыт № 5) после воздействия в облаке существенных изменений не наблюдалось. Во всех остальных случаях введение в облако испытываемого реагента приводило к получению заметного эффекта. Если рассматривать опыты с точки зрения вызывания искусственных осадков, то на рис. 5 можно ориентировочно наметить три основные зоны.

Первая зона характеризуется малым переохлаждением (температура на уровне верхней границы от 0 до -6°) и сравнительно неболь-

шой мощностью $Cu\ song.$ (до 3,0 км). В этой зоне из 12 опытов лишь в одном были отмечены полосы падения осадков (при наблюдениях сверху). В остальных случаях происходило или оседание вершины, или распад облака на части, или, наконец, полное разрушение облака.

Вторая зона, в которую попало большинство опытов (20), характеризуется умеренной мощностью облаков (от 2,5 до 4,6 км) и переохлаждением вершин от -6 до $-13,4^\circ$. Здесь наблюдались эффекты второй и четвертой групп, т. е. в большинстве случаев либо выпадали осадки, либо происходил распад облаков на части.

В третьей зоне, которая характеризуется мощностью облаков более 3,5 км и температурой на уровне верхней границы ниже $-9,4^\circ$, отмечались эффекты лишь двух последних групп. Из 9 опытов, входящих в эту зону на графике, в 4 наблюдалась кристаллизация вершины или части ее, а в 5 случаях под основанием облака были отмечены осадки.

Более четкое разделение на зоны можно увидеть на рис. 6, где выделены лишь те 18 опытов, во время которых производилось снижение под основание облака и, следовательно, наблюдения были более полноценными. Проанализируем подробнее эти опыты.

Наибольший интерес представляет вторая зона, где сосредоточены эффекты трех групп, но явно преобладают осадки. Из опытов, в которых эффект воздействия был иной, представляет интерес опыт № 33, проведенный вечером 20 июля 1966 г. В отличие от большинства опытов, в этом случае воздействие производилось на облако, прекратившее свое развитие. После воздействия было произведено снижение по спирали вокруг облака. При этом было обнаружено, что во всей своей толще облако было неплотным, рыхлым, с большим количеством полостей, которые П. Скуайрс [4] определил как области с нулевым содержанием водности. Одновременно со снижением верхней границы наблюдалось разрушение облака на различных уровнях — от основания до вершины. Через 10 мин. от облака остались отдельные клочья. Интересно, что за период от подъема до снижения (1 час 20 мин.) во всем слое от нижней границы до верхней относительная влажность уменьшилась на 3—17%. Аналогичный случай имел место и в опытах № 30 и 27 с той лишь разницей, что разрушение было более медленным и происходило, как и обычно, в верхней части.

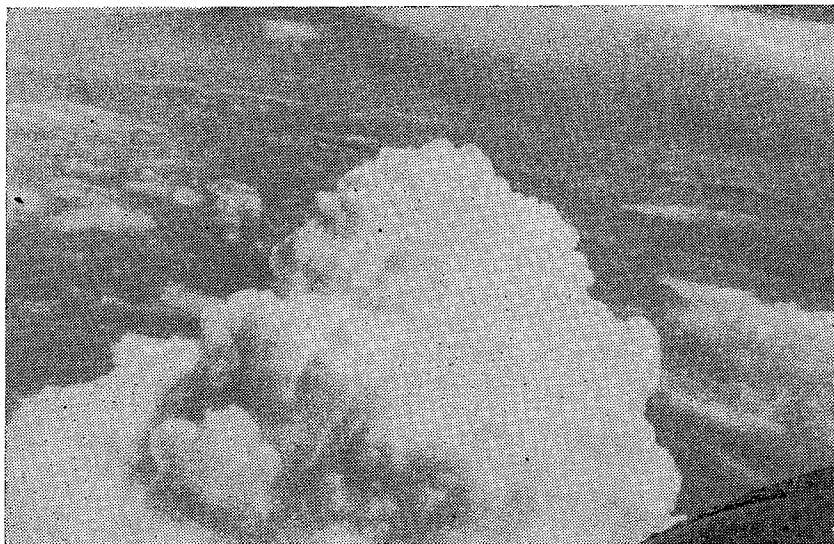
Эти опыты показали, что помимо основных параметров, характеризующих облако (его мощность и степень переохлаждения), при рассмотрении эффективности воздействия следует, очевидно, учитывать некоторые дополнительные факторы, определяющие состояние облака и окружающей среды. Это тем более необходимо, что в настоящее время практически единственным показателем успешности воздействия исследуемым кристаллизующим реагентом является выпадение осадков из опытного облака при отсутствии их под контрольными. Кристаллизацию же вершины удается отметить не во всех случаях (в конвективных облаках она менее отчетлива).

В двух других опытах (№ 12 и 13) процесс эволюции облака после воздействия протекал совершенно одинаково: быстро снижалась верхняя граница и разрушалась средняя часть облака, после чего оно распадалось на две части (верхнюю и нижнюю). В обоих случаях отмечался значительный сдвиг ветра по высоте и до воздействия вершины облаков были наклонены. После распада облака части его обычно смещались в различных направлениях и, если бы даже реагент стимулировал появление и начальный рост кристаллов в вершине, условия для образования осадков не могли возникнуть.

Небезынтересно проследить, как протекают процессы в тех опытах, где наблюдается выпадение осадков. Здесь в основном наблюдаются два варианта последующих изменений. Как и во всех остальных опытах по воздействию сернистой медью, в обоих вариантах сразу же наблюдалось немедленное прекращение развития облака и быстрое уменьшение высоты верхней границы. В дальнейшем в зависимости от площади горизонтального сечения облака происходило либо полное

а)

Облако до воздействия



б)

Облако через 4 мин. после воздействия

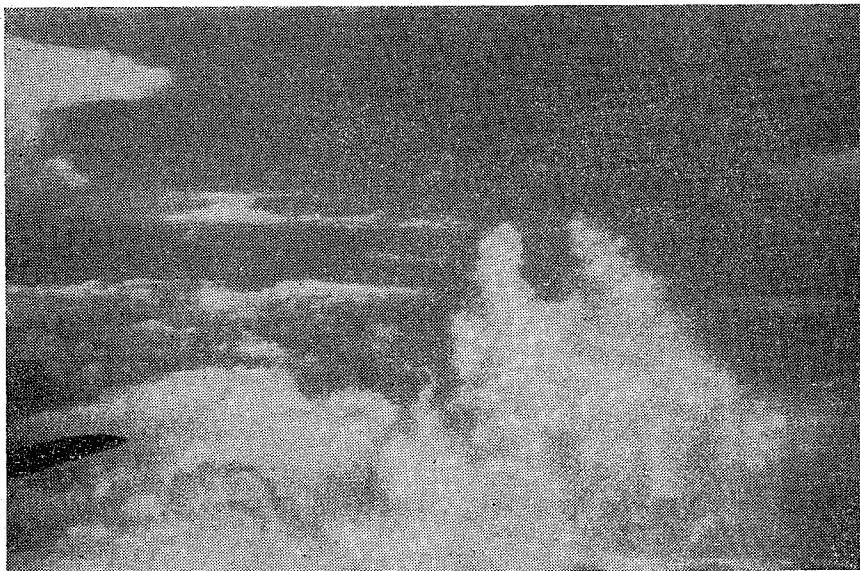


Рис. 7. Эволюция верхней

вымывание облака (при малых сечениях), либо частичное вымывание и сохранение нижней части облака (при больших сечениях).

Типичным примером первого варианта могут служить опыты № 14 и 37. В первом из них введение 100 г CuS в верхнюю часть облака (сброс четырех пакетов при проходе вдоль верхней границы) привело к прекращению ее роста и кристаллизации с последующим оседанием вершины. Через 6 мин. после воздействия под облаком была отмечена яркая радуга. Еще через 6 мин. верхняя граница оставшейся части облака была уже на 1,9 км ниже первоначального ее положения. Максимальная длина зоны искусственных осадков (через 16 мин. после воздействия) составляла 2,4 км. Их интенсивность была небольшой (как и во всех других аналогичных опытах), наблюдались осадки от слабых до умеренных. Спустя 19 мин. после сброса реагента облако полностью разрушилось.

По-иному развивались контрольные облака, расположенные к югу и северу от опытного. К моменту воздействия вершина первого из них была на 900 м, а второго на 700 м ниже, чем опытного. Через 8 мин. обе вершины располагались выше, чем вершина опытного облака в период воздействия, и прекратили свое развитие. Кристаллизации куполов не произошло, и осадков под ними не отмечалось, а к моменту окончания наблюдений медленная деградация контрольных облаков продолжалась.

В опыте № 37 после введения 100 г CuS уменьшение высоты верхней границы происходило со скоростью более 5 м/сек. и одновременно наблюдалось быстрое разрушение сначала вершины, а затем и всего облака. На рис. 7 б отчетливо виден провал в средней части вершины в районе сброса реагента. Через 6 мин. после воздействия от верхней части облака почти ничего не осталось (рис. 7 в), а нижняя часть еще сохранялась. Спустя 14 мин. после сброса реагента под основанием

в)

Облако через 6 мин. после воздействия



части Cu cong. в опыте № 37.

облака были отмечены слабые осадки, которые выпадали еще в течение 12 мин. Через 26 мин. облако было полностью вымыто осадками.

При втором варианте протекания процессов в облаке, дающем осадки после засева реагентом, наблюдается его сохранение в течение продолжительного времени и после прекращения осадков. Так, например, в опыте № 39 (рис. 8) воздействие CuS с помощью патрона СМ-2 было произведено на Cu cong. , имеющее диаметр в средней части вершины 2,4 км.

Через 4 мин. (рис. 8 б) западная часть облака (в которую был введен реагент) прекратила рост и стала волокнистой. Центральная часть вершины облака после воздействия еще росла в течение 3 мин., но менее интенсивно. Через 6 мин. появились признаки кристаллизации всей вершины облака, и она, оседая, начала разрушаться. На рис. 8 в уже отчетливо видна снизившаяся до уровня полета и закристаллизовавшаяся вершина Cu cong. . Спустя 23 мин. после выстрела под облаком была отмечена зона слабых осадков длиной 3,1 км, а еще через 8 мин. осадки большей интенсивности наблюдались на протяжении 2,7 км. Облако после воздействия сохранялось около 1 часа, повторного развития его не произошло.

В ряде случаев (например, в опыте № 35) было отмечено выпадение осадков из той части Cu cong. , в которую была введена сернистая медь, в то время как под другими частями осадков не было. В среднем осадки из облака, подвергнувшегося воздействию CuS , выпадали через 15 мин., но начало их выпадения колебалось в довольно широких пределах — от 7 до 26 мин. после введения реагента. Продолжительность осадков была также различной, но в данной серии опытов она не исследовалась.

Итак, по результатам данных опытов, за пороговое значение льдообразующего действия сернистой меди в естественных условиях следует принять температуру -6° . Сопоставление эффективности CuS как реагента для вызывания искусственных осадков из мощных кучевых облаков с действием водных растворов PbJ_2 [2, 3] показывает, что они примерно равноценны, но значительно удобнее применять порошкообразный реагент. Не вызывает сомнений, что новый препарат CuS имеет значительное преимущество перед ранее испытывавшимся

а) Облако перед воздействием

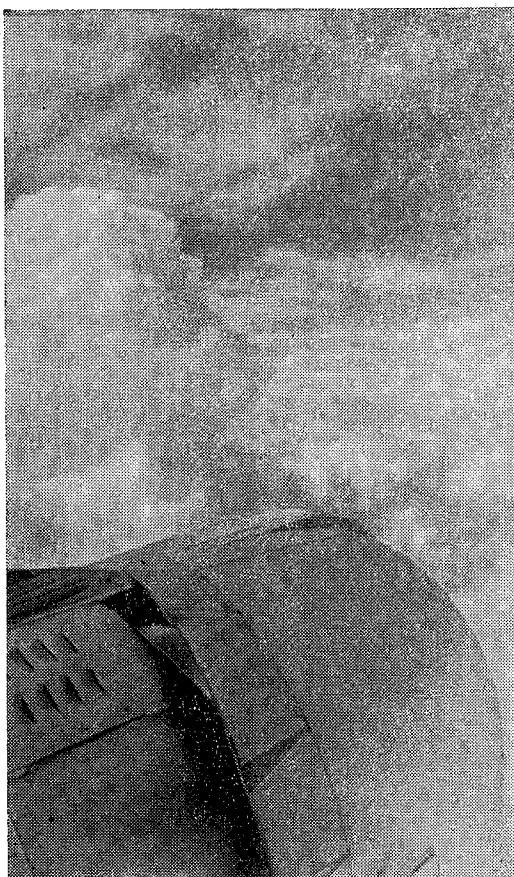
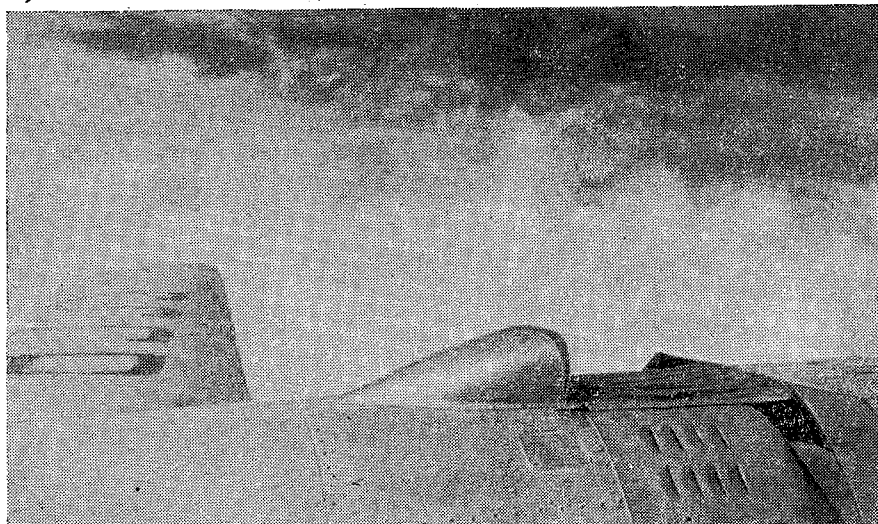


Рис. 8. Эволюция верхней части

[1] образцом $x\text{-CuS}$ как вследствие более высокого температурного порога льдообразующего действия, так и в связи с отсутствием пассивной подложки, составляющей 94% веса порошка. При снаряжении противораковых ракет последнее обстоятельство имеет существенное значение.

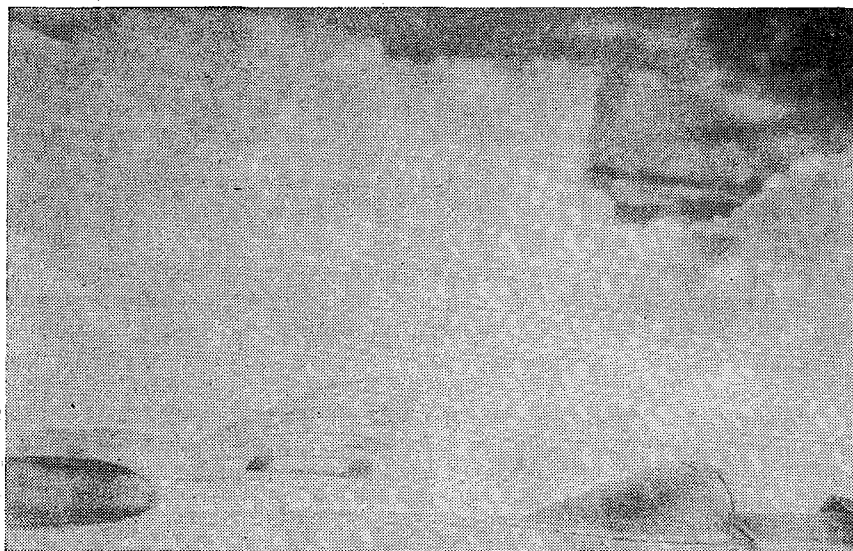
б)

Облако через 4 мин. после воздействия



в)

Облако через 8 мин. после воздействия



См. конг. в опыте № 39.

Полученные по данным наблюдений за осадками в 17 опытах результаты, приведенные на рис. 6 (опыт № 4, в котором температура на уровне верхней границы была $-1,6^{\circ}$, в данном случае не учитывается, так как он проведен в диапазоне температур выше порогового значения льдообразующего действия реагента), были сопоставлены с рассчитанными значениями оптимальных дозировок (рис. 9). Последние были получены теоретическим путем Д. Д. Сталевич и Т. С. Учеваткиной [5].

В основу расчетов была положена вычислительная схема, изложенная в [6], а также лабораторные данные о выходе эффективных льдообразующих частиц на 1 г реагента (см. рис. 1). Сопоставление условий опытов с предположениями, сделанными при решении задачи, показывает, что в основном они согласуются между собой. Исключение составляет вертикальная мощность, которая в натуральных опытах в основном была значительно больше, чем принятая в расчетах. Вероятно, этим объясняется некоторый разброс точек на рис. 9, однако в целом налицо хорошее совпадение теоретических и экспериментальных данных, поэтому при дальнейших натуральных испытаниях CuS рассчитанная кривая должна быть использована при определении оптимальных дозировок для вызывания искусственных осадков из Cu cong.

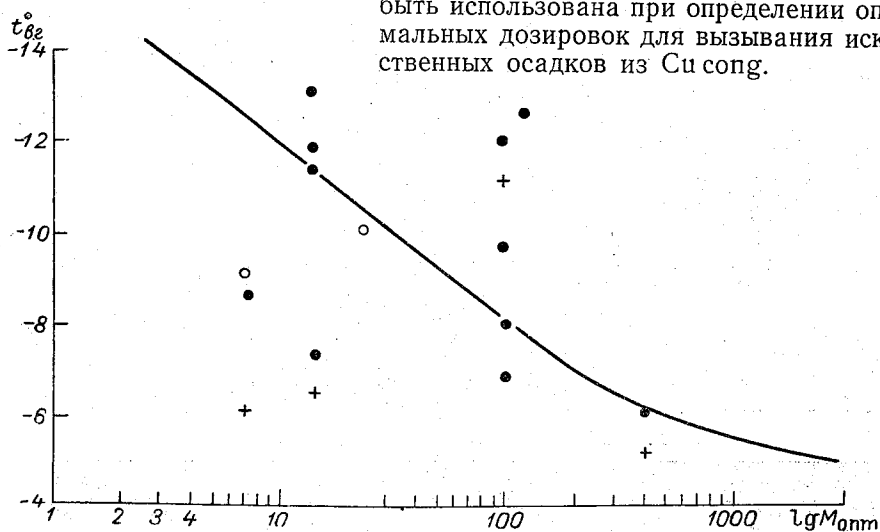


Рис. 9. Оптимальные нормы расхода сернистой меди при воздействиях на Cu cong. (мгновенный точечный источник).

Усл. обозначения см. рис. 5. Кривая соответствует теоретическим расчетам Д. Д. Стаевич и Т. С. Учеваткиной.

Существенных различий в результатах воздействия тремя способами не отмечено. Отсюда следует, что при новом способе введения порошкообразного реагента в облако с помощью пиропатрона, выстреливаемого из ракетицы, реагент хорошо распыляется и сохраняет льдообразующую активность. Удобства этого способа введения реагента в облако вполне очевидны, так как при таком способе нет необходимости заходить в облака или искать Cu cong. с близкой к высоте полета верхней границы. При этом, конечно, следует как можно точнее определять положение верхней границы облака, значение которого требуется для последующего анализа.

Необходимо дальнейшее развитие и совершенствование этого способа введения реагента при искусственных воздействиях на переохлажденные облака. В частности, количество реагента, которое содержится в патронах СМ-1 и СМ-2 (7 и 14 г) является явно недостаточным при воздействиях на облака, имеющие температуру на уровне верхней границы -10° и выше. По теоретическим расчетам в этом случае необходим расход реагента 40 г и более на облако. Вероятно, нужен набор патронов с различным количеством CuS в каждом из них, так как при полученной пороговой температуре льдообразующего действия (-6°) расчетное значение оптимальной дозировки составляет 600 г.

Выводы

1. Опытами установлено, что температурный порог льдообразующего действия исследуемого препарата сернистой меди в естественных условиях составляет -6° , что близко к лабораторным данным.

2. При сравнительно малых мощностях Cu cong. ($\Delta H \leq 3,0$ км) и небольших переохлаждениях их вершин ($t_{в.г} > -6^\circ$) преобладающим эффектом воздействия CuS является распад облака (полный или частичный).

При $\Delta H > 3,5$ км и $t_{в.г} < -9^\circ$ во всех случаях воздействия сернистой медью приводят к кристаллизации вершин и выпадению осадков, даже при незначительных дозировках реагента (14 г).

3. Сопоставление эффективности льдообразующего действия CuS на переохлажденные вершины Cu cong. с действием водных растворов PbJ_2 , показало, что сернистая медь не уступает йодистому свинцу. Наличие у CuS таких достоинств, как нетоксичность, дешевизна и недефицитность сырья, хорошая сохраняемость, позволяют надеяться, что испытываемый препарат сернистой меди найдет применение в практике активных воздействий.

4. Получено удовлетворительное согласование теоретических значений оптимальных дозировок CuS для вызывания искусственных осадков из конвективных облаков с экспериментальными данными.

5. По сравнению с ранее испытывавшимся образцом $x\text{-CuS}$ новый препарат сернистой меди оказался эффективнее и ему следует отдать предпочтение.

6. Метод доставки порошкообразного реагента в облако с помощью 26-мм патронов CM-1 и CM-2 показал хорошие результаты при достаточно низкой температуре ($t_{в.г} = -10^\circ$ и ниже).

7. В дальнейшем необходимо проводить испытания сернистой меди преимущественно в области малых переохлаждений ($t_{в.г} = -6^\circ$ и выше) и совершенствовать методы воздействий этим препаратом. В частности, необходимо разработать реактивный патрон большего калибра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бычков Н. В. [и др.]. Исследования кристаллизующих свойств сернистой меди при воздействиях на переохлажденные конвективные облака. Тр. науч. совещания по физике облаков и активным воздействиям. Гидрометеоздат, М., 1967.
2. Громова Т. Н. [и др.]. Опыты по воздействию на переохлажденные облака водными растворами йодистого свинца. Тр. ГГО, вып. 126, 1962.
3. Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Воздействия водными растворами йодистого свинца на переохлажденные конвективные облака в районе Валдайского ливнемерного куста. Тр. ГГО, вып. 202, 1967.
4. Скайрс П. Процессы перемешивания в конвективных облаках. В кн. «Динамика кучевых облаков». Пер. с англ. Под ред. Ч. Э. Андерсона. Изд-во «Мир», М., 1964.
5. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 202, 1967.
6. Учеваткина Т. С. Расчеты роста капель и сферических ледяных частиц в облаках при естественном осадкообразовании и при активных воздействиях. Тр. ГГО, вып. 176, 1965.
7. Katz U. «Zur Eiskeimbildungsfähigkeit von Kupferoxyden und Kupfersulfiden» ZAMP, 11 (3), 1960.
8. Pruppacher H. R., Sängner R. «Mechanismus der Vereisung unterkühlter wassertropfen durch disperse Keimsubstanzen». ZAMP, 6, 1956.

Е. П. БУДИЛОВА, В. Т. ЛЕНШИН, В. К. ТОЛКАЧЕВ, Н. С. ШИШКИН

ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРМИКОВ С ПОМОЩЬЮ ПЛАНЕРОВ И ЛЕГКОГО САМОЛЕТА

Введение

Данные экспериментальных исследований параметров атмосферной конвекции лежат в основе многочисленных разработок по проблеме атмосферных движений всех масштабов, имеющих преимущественно конвективный характер.

К настоящему времени во многих странах получен обширный экспериментальный материал по структуре восходящих (и нисходящих) воздушных потоков, их повторяемости, статистическим зависимостям некоторых параметров конвекции от конкретных метеорологических условий и т. д. Однако еще и сейчас можно дать лишь весьма приблизительные ответы на целый ряд вопросов, относящихся к проблеме конвекции в пограничном слое атмосферы. Отсутствует, в частности, единое мнение о форме упорядоченных конвективных потоков, равно как и о закономерностях распределения по поперечному сечению термика вертикальной скорости, температуры, влажности, турбулентности и их изменения с высотой, об уровне начала упорядоченного движения воздуха, о влиянии распределения ветра по высоте на развитие термиков; не выяснен вопрос о взаимодействии термиков подоблачного слоя с циркуляцией, развивающейся внутри облака и т. д.

Весьма детальные экспериментальные исследования конвективных движений в свободной атмосфере с самолета выполнены Н. И. Вульфсоном. Однако анализу наиболее крупных термиков в монографии Н. И. Вульфсона [1] уделено недостаточное внимание, что подчеркивает и сам автор.

Развитие планерного спорта в СССР настоятельно требует углубления научных исследований по динамике и термодинамике атмосферы, особенно ее пограничного слоя. Эти исследования велись в нашей стране почти вне связи с планеризмом. Достижения науки об атмосфере мало использовались при организации планерных полетов, а возможности применения планеров для исследования свойств атмосферы были обычно вне поля зрения научных работников.

В советской метеорологической литературе последних лет нам известны только две работы, посвященные изучению вертикальных движений воздуха с помощью планеров [2, 3]. В работе [2] описаны исследования, проводившиеся с помощью специально оборудованных планеров, один из которых маркировал термики, набирая высоту в восходящем

потоке, а второй производил пересечение термиков по линиям, проходящим через их центры (всего 114 пересечений). Возможности такого метода весьма ограничены, так как планер, не находящийся в термике, движется со снижением и не может находиться в заданном интервале высот длительное время. В работе [3], где описаны результаты исследования строения термиков (в основном на материалах обработок барограмм полетов планеров), могли быть установлены лишь средние скорости подъема планера (и, следовательно, соответствующие им скорости восходящих движений) в спиралях, а также число термиков, которые пересекал планер во время полета по маршруту.

Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова совместно с ЦК ДОСААФ в 1965 г. были проведены исследования термиков с помощью специально оборудованных планера L-13 «Бланик» и самолета ЯК-12М. Работы выполнялись в июле в районе г. Орла в период всероссийских и всесоюзных планерных соревнований. В июле 1966 г. во время проведения международных товарищеских соревнований спортсменов-планеристов эти исследования в районе г. Орла были продолжены также с использованием специально оборудованного самолета ЯК-12М.

Аппаратура и методика исследования

Выбор параметров, регистрируемых приборами, установленными на самолете ЯК-12М (в 1965 и 1966 г.), определялся поставленной физической задачей, с одной стороны, и техническими возможностями, с другой.

Используя предшествующий опыт конструирования приборов для метеорологических самолетов-лабораторий, основным методом измерения необходимых параметров мы выбрали метод неравносного моста, разбалансировка которого регистрировалась в измерительной диагонали гальванометром-вставкой самописца. Заманчивым здесь было то обстоятельство, что использование чувствительных гальванометров-вставок позволяло применить низковольтный источник питания мостов. Измерительная схема, использованная в наших приборах, была предложена В. Н. Сварчевским, принявшим непосредственное участие и в монтаже аппаратуры.

В качестве датчиков температуры использовались термисторы, которые включались в одно из плеч мостовых схем. Датчиком влажности служила животная пленка, а датчиком перегрузок являлся МП-66, установленный примерно в центре тяжести самолета и закрепленный (через резиновый амортизатор) на жесткой раме. Указанные датчики метеорологических параметров помещались в специально сконструированные защиты, которые крепились на наклонной стойке и были вынесены в невозмущенную зону под правой плоскостью самолета. Регистрация измерений осуществлялась оптическим самописцем К-10-51 (Е) со встроенными стандартными датчиками давления и воздушной скорости. Дистанционный пульт управления регистрирующей части прибора и пульт контроля работы датчиков размещались в кабине самолета на месте правого сиденья рядом с самописцем (рис. 1).

Кроме перечисленных приборов, под левой плоскостью ЯК-12М был установлен (на амортизационных растяжках) сетевой метеорограф А-10.

Методика исследований индивидуальных термиков состояла в следующем. Планеры, участвующие в соревнованиях, хорошо маркировали крупные термики при наборе высоты по спирали. При наших

исследованиях в одном термике находилось одновременно от 2 до 18 планеров. На самолете производились пересечения маркированных термиков через их центр (перпендикулярно и параллельно направлению ветра) на различных высотах. Момент вхождения в термик отмечался по началу устойчивого подъема стрелки вариометра, а конец пребывания в термике — по возвращению стрелки в нулевое положение. За время пребывания в термике пилот не вмешивался в управление самолетом, предварительно выровненным в горизонтальном полете. При этом самолет набирал высоту с восходящим потоком.

Кроме времени пересечения термика, высоты, скорости и курса полета, измерялись высота подъема самолета с восходящим потоком, максимальная скорость подъема и момент ее достижения.

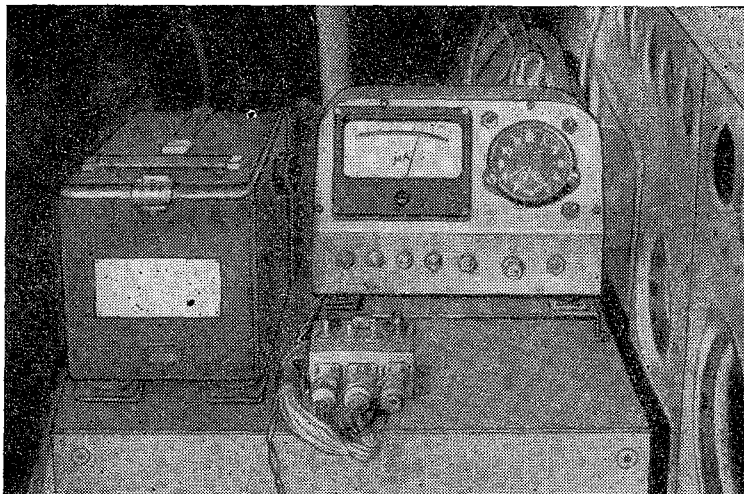


Рис. 1. Общий вид дистанционного регистратора и пульта управления прибора.

Если принять, что горизонтальный разрез маркированных термиков производился через их центральную часть, то точность измерения диаметров термиков составит ± 40 м; в действительности эти ошибки могли быть несколько больше. Поскольку планеристы используют при полетах преимущественно крупные термики диаметром от нескольких сотен метров до нескольких километров, то такая точность является вполне достаточной.

Отметим, что измерение скоростей восходящих потоков в термиках производилось при полете самолета с работающим двигателем. Поэтому действительные значения восходящих потоков устанавливались с учетом поляры самолета ЯК-12М (при убранных закрылках) для полета на полном газе, т. е. с учетом дополнительного обдува части крыла, создаваемого вращением воздушного винта.

Основные результаты исследований

За время соревнований планеристов в июле 1965 и 1966 г. научно-исследовательские полеты на самолете ЯК-12М в районе г. Орла производились в течение 15 дней. В период с 11 до 17 час. на разных высотах было исследовано свыше 200 маркированных термиков, из которых 190 термиков были подвергнуты подробному анализу. При этом 122 тер-

мика самолет пересекал перпендикулярно направлению ветра, а остальные параллельно ему. Некоторые термики самолет пересекал многократно (от 2 до 7 раз) на различных уровнях. Кроме того, для определения концентрации термиков выполнено около 300 горизонтальных разрезов термиков на заданных высотах при полете самолета по маршруту.

В табл. 1 приводится повторяемость (число случаев n и $P\%$) высот подъемов самолета ЯК-12М с восходящим потоком при пересечении термиков в неуправляемом полете. Отметим, что из обработки были исключены многоцентровые (преимущественно двухцентровые) термики.

Таблица 1

Повторяемость высот подъема ЯК-12М с восходящим потоком при пересечении термиков в неуправляемом полете

	H м										Всего
	0 —25	25,1 —50	50,1 —75	75,1 —100	100,1 —125	125,1 —150	150,1 —175	175,1 —200	200,1 —225	225,1 —250	
n	46	59	45	12	7	5	2	0	0	1	177
$P\%$	26,0	33,3	25,4	6,8	4,0	2,8	1,1	0,0	0,0	0,6	100

Максимальная повторяемость приходилась на диапазон H от 25 до 50 м.

Данные измерений основных параметров структуры отдельных термиков, используемых планеристами в полете, приведены в табл. 2, 3 и 4.

В табл. 2 приведена повторяемость диаметров (горизонтальной протяженности) термиков в пограничном слое без учета направления ветра (а) и при пересечении термика перпендикулярно направлению ветра (б).

Таблица 2

Повторяемость диаметров термиков L

	L км								Всего
	0— —0,5	0,51— —1,0	1,01— —1,5	1,51— —2,0	2,01— —2,5	2,51— —3,0	3,01— —3,5	3,51— —4,0	
а) n	7	49	72	37	16	4	3	1	189
а) $P\%$	3,6	25,9	38,2	19,6	8,5	2,2	1,5	0,5	100
б) n	6	54	43	14	3	2	0	0	122
б) $P\%$	4,9	44,3	35,2	11,5	2,5	1,6	0,0	0,0	100

Наибольшую повторяемость имеют маркированные термики, исследованные в слое от земной поверхности до нижней границы конвективных облаков с диаметрами 0,5—1,5 км. При этом диаметры термиков, пересекаемых перпендикулярно к направлению ветра, оказывались систематически меньше (в среднем на 0,5 км) диаметров термиков, измеренных вдоль направления ветра.

Известно, что если изолинии нулевых вертикальных скоростей подъемов планеров (при условии равенства значений вертикальной скорости воздушного потока и скорости падения планера при нейтральных рулях) принять за границу «планерного термика», то его размер, по данным Б. Вудурд [4], составит приблизительно $\frac{3}{4}$ действительной протяженности термика. Очевидно, что данные измерений размеров термиков,

выполненные с использованием легкого самолета, предварительно выравненные по горизонтали в неуправляемом полете, должны лучше согласовываться с их истинными размерами, чем данные планера.

Следует обратить внимание на тот факт, что в общем случае горизонтальные сечения термиков являются не круговыми, а эллиптическими. Значения отношения малой оси эллипса к большой на каждом уровне зависят от наклона оси термика (при наличии вертикального сдвига ветра) и могут быть рассчитаны по формуле

$$\frac{L_{\perp}}{L_{\parallel}} = \sin \beta, \quad (1)$$

где L_{\perp} — горизонтальная протяженность термика перпендикулярно направлению ветра; L_{\parallel} — горизонтальная протяженность термика вдоль направления ветра; β — угол наклона оси термика к горизонту.

В дни, когда скорость и направление ветра по высоте не менялись (например, 3 и 6 июля 1965 г.), горизонтальные протяженности термиков, измеренные вдоль направления ветра и перпендикулярно ему на данном уровне, оказывались практически равными.

Горизонтальная протяженность термиков, измеренная перпендикулярно направлению ветра, не зависит от наклона оси термика, поэтому данные табл. 2 (б), очевидно, являются более показательными. При исследовании спектра действительных размеров термиков учет ветра (угла β) является, таким образом, непреложным условием.

Так, из анализа данных обработок для всех пересечений следует, что максимальная повторяемость диаметров термиков в слое 100—500 м от поверхности земли остается практически постоянной, а в слое от 500 м до основания конвективных облаков систематически повышается, особенно резко в предоблачном слое. При этом до уровня 600 м диаметры термиков увеличиваются, а от 600 м до нижней границы Си остаются практически неизменными. Если рассматривать разрезы термиков только по направлениям, перпендикулярным к воздушному потоку, то можно заметить, что зависимость выражена менее отчетливо. Следовательно, отношение L_{\parallel}/L_{\perp} , характеризующее наклон оси термика (т. е. степень растекания термика по горизонтали), может быть принято в качестве одного из основных параметров, определяющих (при прочих равных условиях) общие условия парения планеров и значения вертикального потока субстанций.

В табл. 3 приведена повторяемость средней (по горизонтальному сечению термика) скорости восходящего движения в термиках при их пересечении через центральную часть.

Таблица 3

Повторяемость средней скорости восходящего потока в термиках

	\bar{w} м/сек.							
	1,0— —1,5	1,51— —2,0	2,01— —2,5	2,51— —3,0	3,01— —3,5	3,51— —4,0	4,01— —4,5	Всего
n . . .	9	23	54	50	23	12	6	177
$P\%$. .	5,1	13,0	30,4	28,2	13,0	6,9	3,4	100

В 6 случаях скорости восходящих потоков в термиках (осредненные по разрезу) превосходили 4,0 м/сек. Наибольшую повторяемость (58,6%) имеют скорости восходящих потоков в подоблачном слое от 2,0 до 3,0 м/сек.

Следует указать на одно очень важное обстоятельство, заключающееся в том, что такие данные могут быть показательными лишь при условии равного числа заходов или при равном времени пребывания самолета в каждом из выделенных подслоев пограничного слоя (например, 200-метровой вертикальной мощности) в период исследований. Результаты такого сравнения представлены на рис. 2, из которого видно, что данные табл. 3 сравнительно хорошо отражают диапазон наибольшей повторяемости скоростей восходящих движений в термиках;

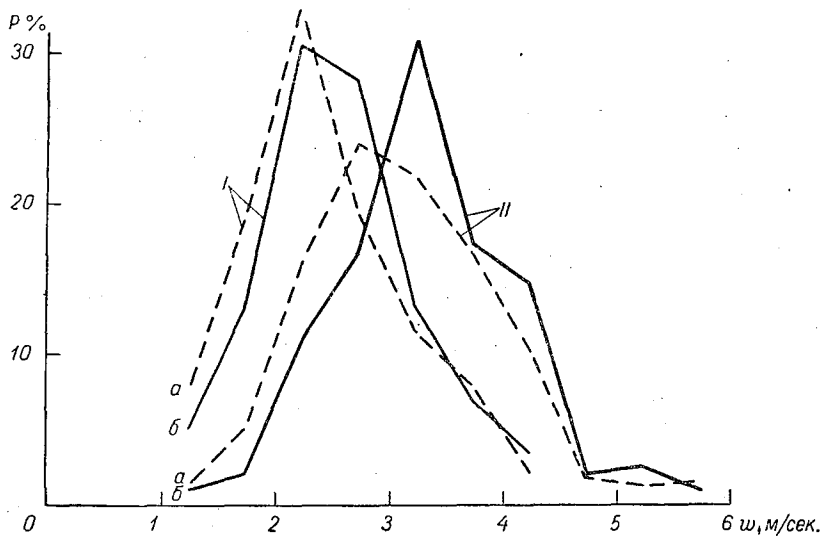


Рис. 2. Повторяемость средних (I) и максимальных (II) значений скоростей восходящих вертикальных потоков в термиках при пересечении их по горизонтали для всего подоблачного слоя.

a — неприведенные значения; б — значения скоростей, приведенные к равному числу измерений.

лишь незначительно снижен фактический максимум. При этом повторяемость малых значений w несколько завышена, повторяемость $w = 2,4—3,35$ м/сек. занижена, а повторяемость $w = 3,35—4,1$ м/сек. также завышена. Наибольшие расхождения во всех случаях, однако, не превышают 0,3 м/сек. Это означает, что число заходов самолета в термики в выделенных подслоях пограничного слоя можно считать достаточным для надежной характеристики восходящих движений.

В табл. 4 дана повторяемость максимальных вертикальных скоростей в термиках, полученная в результате отдельных пересечений термик по горизонтали.

Таблица 4

Повторяемость максимальных скоростей восходящих движений при пересечении термик через центры

	$w_{\text{макс}}$ М/сек.										Всего
	1,0— —1,5	1,51— —2,0	2,01— —2,5	2,51— —3,0	3,01— —3,5	3,51— —4,0	4,01— —4,5	4,51— —5,0	5,01— —5,5	5,51— —6,0	
n	2	4	21	32	59	33	28	4	5	2	190
$P\%$	1,1	2,1	11,0	16,8	31,1	17,4	14,7	2,1	2,6	1,1	100

Эти данные хорошо согласуются с результатами Ю. В. Чернова [2], который проанализировал материалы полетов на планерах А-11 и «Бланик» общей продолжительностью около 55 час. По его данным (для метеорологических условий, в которых рассмотренные им потоки возникали), один термик с максимальной скоростью восходящего потока 6—7 м/сек. встречался в среднем на пути 1000 км; на пути 100 км встречался один термик с максимальной скоростью потока 3 м/сек. и более, 10 термик с максимальной скоростью 2 м/сек. и более и до 60 термик с максимальной скоростью 1 м/сек. и более.

Отметим, что данные Ю. В. Чернова о концентрации термик на единицу длины (даже для сравнительно однородных метеорологических условий) можно рассматривать только как предварительные, так как неизвестно, какая часть термик на пути планера, выполнявшего исследования, маркировалась другими планерами. К тому же часть полетов была проведена в неблагоприятных метеорологических условиях, что затрудняло решение поставленной задачи.

Для того чтобы получить убедительные данные о концентрации термик в пространстве и во времени требуется, очевидно, накопить значительный экспериментальный материал. Данные о концентрации термик, полученные при совместных полетах легкого самолета и планера (наряду с данными о структурных особенностях индивидуальных термик), при условии увязки с фактическими условиями конвекции могут быть положены в основу разработки метода прогноза применительно к запросам планеризма. Последнее представляется достаточно важным не только для метеорологов, но и для авиационных конструкторов, так как проблемы, связанные с разработкой прогноза условий парящего полета, являются фактически теми же проблемами, с которыми сталкиваются метеорологи и конструкторы планеров.

Рассматривая вероятностное распределение восходящих движений в различных участках пограничного слоя (при равном числе заходов самолета в термики в слоях одинаковой вертикальной мощности), можно отметить ярусность конвекции (рис. 3). В нижней части пограничного слоя преимущественно наблюдаются скорости восходящих потоков от 2,0 до 3,5 м/сек. Это означает, что возможность выпаривания планеров, начиная с верхней части приземного слоя, нельзя рассматривать как исключение.

Значительные повторяемости вертикальных скоростей \bar{w} отмечались в слоях 400—600 и 800—1000 м над поверхностью земли. Повышенная повторяемость скоростей от 1,5 до 2,5 м/сек. наблюдалась также в предоблачном слое. При этом наряду с повышением повторяемости с высотой в предоблачном слое наблюдается систематическое увеличение значений \bar{w} при приближении к основанию S_1 .

Рис. 3 подтверждает, что формирование термик со значительными скоростями восходящих потоков может происходить уже на сравнительно небольших высотах (начиная с приземного слоя) и, очевидно, обусловлено контрастами температур в слоях воздуха, непосредственно примыкающих к поверхности земли.

Сравнительно высокая повторяемость значительных скоростей \bar{w} в предоблачном слое S_1 , по-видимому, обусловлена взаимодействием циркуляции этого слоя с внутриоблачной циркуляцией.

Максимальные значения скоростей \bar{w} в предоблачном слое конвективных облаков обычно не превышают 3,0÷3,5 м/сек., но в отдельных случаях могут быть несколько выше 4,0 м/сек.

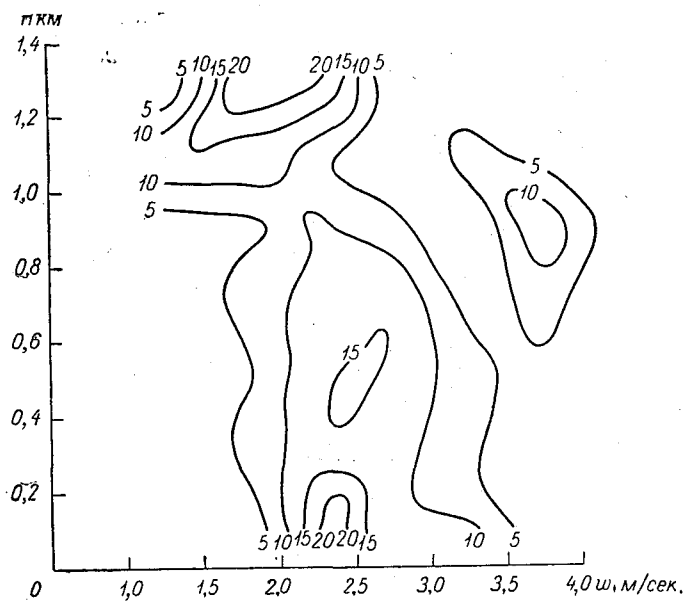


Рис. 3. Распределение скоростей восходящих вертикальных потоков в различных 200-метровых слоях пограничного слоя при равном числе заходов самолета в термики.

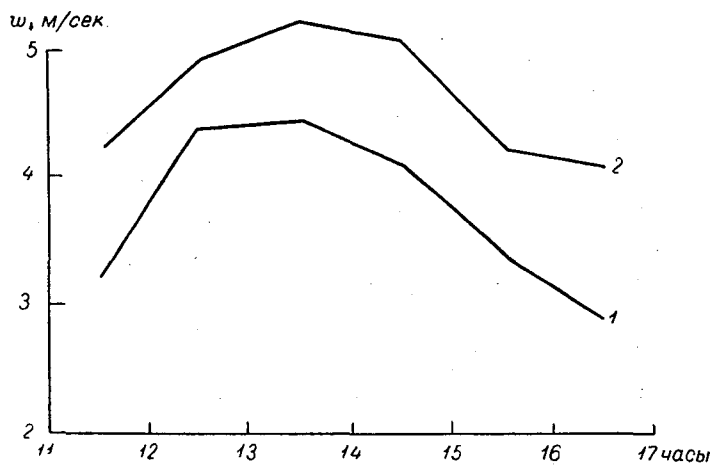


Рис. 4. Суточный ход максимальных значений восходящих потоков в термиках. Слой 200—600 м над поверхностью земли. 1 — максимальные значения w , осредненные по горизонтальным сечениям термиков; 2 — абсолютный максимум w .

В слое 700—1000 м над поверхностью земли отмечались максимальные вертикальные скорости 5,5—6,0 м/сек.

На рис. 4 представлен суточный ход максимальных скоростей восходящих потоков в термиках (в среднем за 15 дней июля) для слоя 200—600 м над поверхностью земли. Максимальные значения осредненных по горизонтальным сечениям термиком вертикальных скоростей в этом слое (более 4,0 м/сек.) наблюдались с 12 до 15 час. (кривая 1), т. е. в период наибольшего развития конвекции. С 11 час. происходит резкое возрастание максимальных скоростей, а с 15 час. начинается их замедленный спад. Суточный ход абсолютных максимумов скоростей в данном слое (кривая 2) хорошо согласуется с суточным ходом наибольших значений осредненных по горизонтальным сечениям скоростей.

В заключение авторы выражают свою глубокую благодарность старшему инженеру Центрального спортивно-планерного клуба ДОСААФ Е. В. Осипову за помощь в оборудовании самолета и пилотам Г. Н. Добровольскому и В. В. Спиридонову, обеспечившим успешное выполнение программы исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. Изд. АН СССР, М., 1961.
2. Чернов Ю. В. Исследование восходящих воздушных потоков с помощью планеров. Труды ЦАО, вып. 63, 1965.
3. Воронцов П. А. Исследование термиком с помощью планеров. Труды ГГО, вып. 189, 1966.
4. Вудфорд Б. Проникающая конвекция под облаками. В кн. «Динамика кучевых облаков». Пер. с англ. Под ред. Ч. Э. Андерсона. Изд-во «Мир», М., 1964.

Е. П. БУДИЛОВА, В. Т. ЛЕНШИН, В. К. ТОЛКАЧЕВ

К ПРОГНОЗУ УСЛОВИЙ ПАРЕНИЯ ПЛАНЕРОВ ПО МЕТОДУ СЛОЯ

Введение

В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова в 1964—1966 гг. проводились специальные исследования мезомасштабных вертикальных потоков пограничного слоя атмосферы, при которых использовались оборудованные аэрологическими приборами привязные аэростаты, планеры и легкие самолеты. При этом особое внимание уделялось изучению основных параметров индивидуальных термиков и конкретных синоптико-аэрологических условий, в которых исследуемые термики наблюдались. Основной объем эмпирического материала получен в результате обработки барограмм и бароспидограмм групповых полетов планеров, проводившихся в летние сезоны 1964—1966 гг. в центральных районах ЕТС, а также в результате инструментальных измерений, выполненных на легком самолете, пересекавшем термики, маркированные планерами. Значительная часть данных этих исследований обобщена в статьях [3, 4, 5]. Этому же вопросу посвящена статья Ю. В. Чернова [7].

За исключением небольшого числа работ, в которых даются общие рекомендации по учету влияния барического поля на условия парения планеров, ни в одной из известных нам публикаций не ставилась задача разработки количественного прогноза. Правда в статье [5] сделана попытка увязать некоторые характеристики термиков (на примере двух дней) с интенсивностью атмосферной конвекции, рассчитываемой по методу слоя [1, 2, 8]. В настоящей работе исследуются и развиваются основные воззрения, изложенные в статье [5]. При изучении мезомасштабных движений, сравнительно быстро меняющихся в пространстве и во времени, удалось получить некоторые эмпирические связи, включающие в себя и прогностические признаки.

Некоторые результаты исследования термиков и расчет интенсивности конвекции

Формирование кучевых облаков, особенно в первой фазе, тесно связано с развитием термиков в подоблачном слое, что предполагает длительный приток тепла и влаги к основанию облаков. Термик как бы питает появившееся кучевое облако в начальный период его формирования. Однако для дальнейшего развития конвективного облака по

вертикали решающее значение имеет температурная стратификация атмосферы, влажность воздуха и характер распределения ветра выше уровня конденсации. Если эти условия неблагоприятны для развития облака, то подъем термиков из нижних слоев пограничного слоя воздуха приводит лишь к появлению небольших кучевых облаков, впоследствии быстро разрушающихся. В результате этого при наличии конвекции днем может наблюдаться малооблачная погода.

Полеты планеров нередко возможны и при отсутствии облаков, но в период наших исследований таких условий не было. Поэтому в данной статье все характеристики термиков относятся лишь к условиям конвекции при наличии конвективных облаков.

Исходными материалами при анализе элементов структуры термиков явились данные обработок барограмм планерных полетов, проведенных в течение 11 дней июня — июля 1964—1965 гг. в районе г. Орла. Отметим, что обработка барограмм производилась по соответствующим тарировочным графикам барографов (и бароспидографов) с учетом поляр планеров, на которых совершались полеты.

Из таблиц обработки барограмм выбирались максимальные скорости восходящих потоков (осредненные от начала до конца подъема планера в спирали) за каждый день полетов и соответствующие этим скоростям уровни, с которых планеры начинали набор высоты. Эти данные приведены в графах 5 и 6 табл. 1.

Таблица 1

Сводные данные расчетов и наблюдений, г. Орел, 1964—1966 гг.

Дата	Маршрут M и дальность полета, км	Количество		ω_{\max} м/сек.	H м	$v_{\text{эф}}$ м/сек.	Примечание
		барограмм	спиралей				
1	2	3	4	5	6	7	8
19 VI 1964	M_T 100	4	112	6,30	740	—	Расчет $v_{\text{эф}}$ не производился
20 VI	M_T 200	4	154	4,75	710	3,8	
27 VI 1965	M_T 100	11	547	5,60	760	5,7	
28 VI	M_T 300	9	528	5,48	700	6,15	
3 VII 1966	M_{Π} 145	22	574	7,30	1020	8,4	
4 VII	M_T 300	18	413	7,26	1150	9,75	
5 VII	M_T 200	20	489	6,08	960	9,0	
6 VII	M_T 100	22	411	5,98	840	7,5	
10 VII	M_K 208	16	246	5,36	550	(8,0)	
11 VII	M_T 2×105	20	572	5,10	700	3,7	
12 VII	M_T 507	17	516	6,69	1040	7,3	

Примечание. M_T — маршрут по треугольнику с возвратом в пункт вылета; M_{Π} — прямой маршрут с возвратом в пункт вылета; M_K — маршрут по кривой с посадкой в заданном пункте.

По данным радиозондирования (за срок 3 час.) для ряда пунктов Центральных районов ЕТС (Сухиничи, Курск, Москва, Рязань, Тамбов, Воронеж и др.) производились расчеты интенсивности атмосферной конвекции (характеризуемой эффективной скоростью восходящих движений в облаках $v_{\text{эф}}$). Результаты этих расчетов приведены в графе 7.

Способ оценки интенсивности атмосферной конвекции изложен в статье [2], поэтому здесь отметим лишь основные этапы таких расчетов.

Прежде всего, данные радиозондирования за срок 3 час. наносятся на бланки аэрологических диаграмм, а по исходному значению точки росы и прогнозируемой на день максимальной температуре определяется конвективный уровень конденсации и температура T_0 К на этом уровне. Максимальную дневную температуру воздуха можно определить и по данным вертикального зондирования атмосферы [6].

Подготовка к расчету по методу слоя включает в себя также выделение слоев (выше конвективного уровня конденсации) с постоянными вертикальными градиентами температуры и проведение влажных адиабат от нижней до верхней границ каждого слоя, где отсчитываются положительные (или отрицательные) значения $T_v - T$ (T — фактическая температура на верхней границе слоя, T_v — температура воздуха, поднимающегося от нижней до верхней границы слоя по влажной адиабате).

Далее, используя выражение для скорости восходящих движений в конвективных облаках [8] при их количестве $S_0 \rightarrow 0$

$$\frac{v^2}{2} = \frac{g\Delta H}{6T_0} \sum_k [(T_v - T)_k - S_0(T_v - T_c)_k] \quad (1)$$

и учитывая ожидаемое синоптическое положение на день, можно не только выяснить возможность развития конвекции в облачном слое, но и в значительной мере оценить характер атмосферных явлений к периоду наибольшего развития конвекции [1, 2, 8].

Первоначальное формирование облака происходит в слое, где положительное значение $\sum_k (T_v - T)_k$ возрастает с высотой до максимума

(облачный слой активной конвекции); избыток энергии этого слоя реализуется в вышележащих слоях с отрицательным запасом конвективной энергии влажностеустойчивости (облачный слой проникающей конвекции), в котором восходящие движения испытывают торможение. В результате вертикальная скорость уменьшается с высотой и на верхней кромке облака становится равной нулю.

Установлено [1, 2], что одно и то же значение приращения энергии неустойчивости в облачном слое активной конвекции при внутримассовых и фронтальных условиях по-разному учитывается при расчете вертикального профиля скоростей (по данным аэрологического зондирования атмосферы за 3 час.) от утра к периоду максимального развития конвекции. Введение соответствующих поправок на ожидаемое к середине дня синоптическое положение существенно улучшает сходимость прогностических значений $v_{\text{макс}}$ с диагностическими (принимаемыми за фактические) и создает предпосылки более обстоятельного анализа процесса облакообразования и связанных с ним явлений. Корректировка рассчитанных значений максимальных вертикальных скоростей в слое активной конвекции от момента утреннего зондирования до периода максимального развития конвекции (для различных синоптических положений) производится с помощью графика (рис. 1), приведенного в статье [1].

Учет вертикальной структуры ветра в основном облачном слое (850—500 мб) производится при помощи выражения $\sqrt{\frac{\bar{v}^2}{u_{\text{cp}} + u_{\text{r}}}}$, которое может рассматриваться в качестве одного из уточненных параметров конвекции. Здесь \bar{v} — рассчитанная по методу слоя средняя скорость восходящих движений в конвективных облаках максимальной

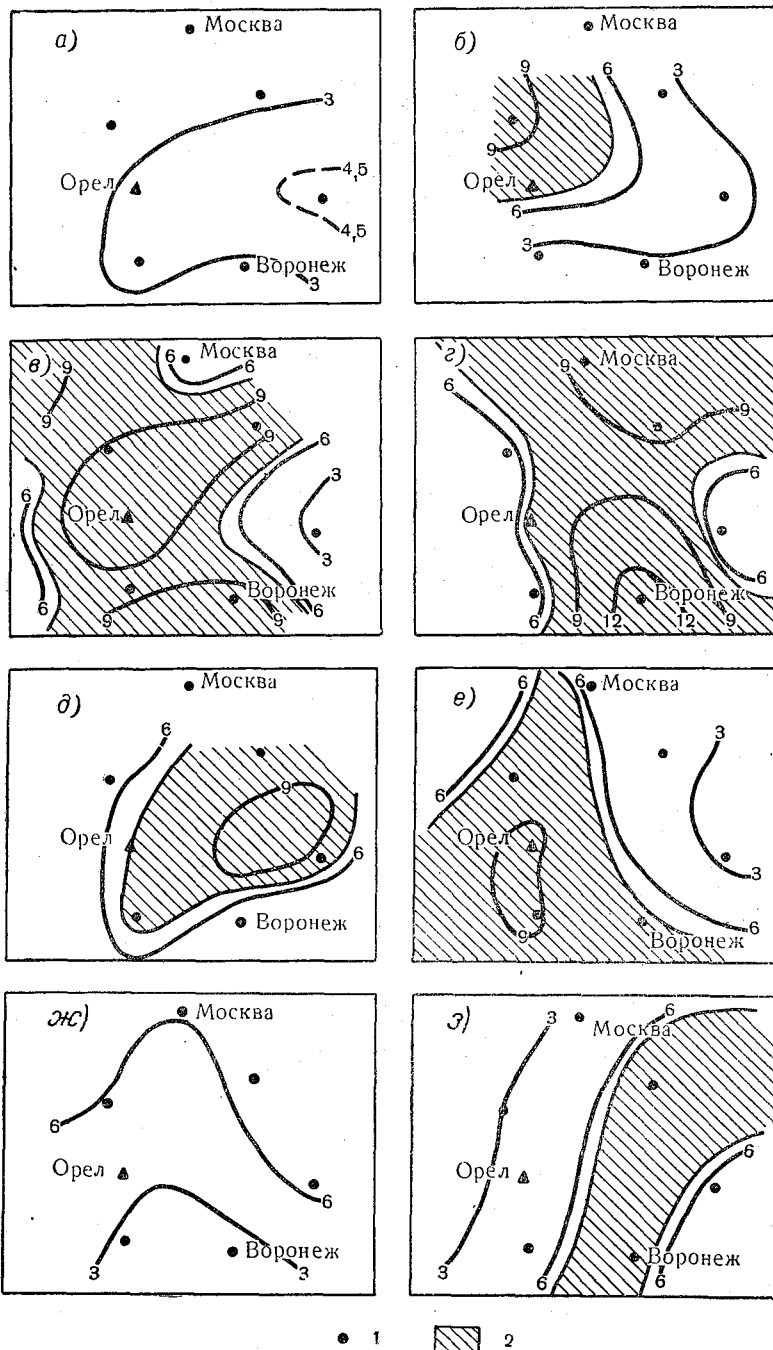


Рис. 1. Карты интенсивности атмосферной конвекции в дни с полетами планеров.

a — 20/VI 1964 г., *б* — 3/VII 1966 г., *в* — 4/VII 1966 г., *г* — 5/VII 1966 г.,
д — 6/VII 1966 г., *е* — 10/VII 1966 г., *ж* — 11/VII 1966 г., *з* — 12/VII 1966 г.;
 1 — пункта радиозондирования, 2 — $v_{эф} > v_{кр}$.

вертикальной мощности; u_{cp} и u_T — средние (вычислены векторно) взвешенные скорости переноса воздушных масс и термического ветра в слое 850—500 мб. В работе [2] показано, что модуль вектора $v_{эф}$, построенного по исправленным значениям v^* и $\sqrt{\frac{\bar{v}^3}{u_{cp} + u_T}}$, определяет максимально возможную интенсивность облакообразующего процесса на день (практически к 13—16 час.), поэтому за показатель интенсивности атмосферной конвекции принимается соотношение

$$v_{эф} = \left| \sqrt{\frac{\bar{v}^3}{u_{cp} + u_T} + v^{*2}} \right|, \quad (2)$$

где v^* — исправленное значение вычисленной максимальной скорости (в м/сек.) в облачном слое активной конвекции.

На границе перехода мощной кучевой облачности в кучево-дождевую выполняется условие $v_{эф} = v_{кр}$,

$$v_{кр} = 6,0 + 0,025 \Sigma (T - T_d)_{850, 700, 500},$$

где $\Sigma (T - T_d)_{850, 700, 500}$ — суммарный дефицит точки росы на трех уровнях. Учет этих соотношений оказывается весьма существенным также для прогноза условий парящего полета планеров.

Используя выражение (2), авторы статьи произвели расчеты и картирование интенсивности атмосферной конвекции для 10 дней (см. табл. 1), из которых данные для 8 дней представлены на рис. 1. Отметим, что картированные результаты расчетов интенсивности атмосферной конвекции за 27 и 28 июня 1965 г. помещены в ранее опубликованной статье [5].

Прогностические характеристики условий парения планеров

Вычисленные значения интенсивности атмосферной конвекции на период максимального развития облаков по вертикали сопоставлялись с фактическими значениями максимальных восходящих потоков (из осреднений по спиральям) в термиках подоблачного слоя (рис. 2). Обнаруженная взаимосвязь между качественно различными характеристиками конвекции оказалась достаточно тесной и поэтому может быть принята в качестве прогностического признака. Хотя при этом мы пока не ставим вопроса о том, какова истинная природа этой

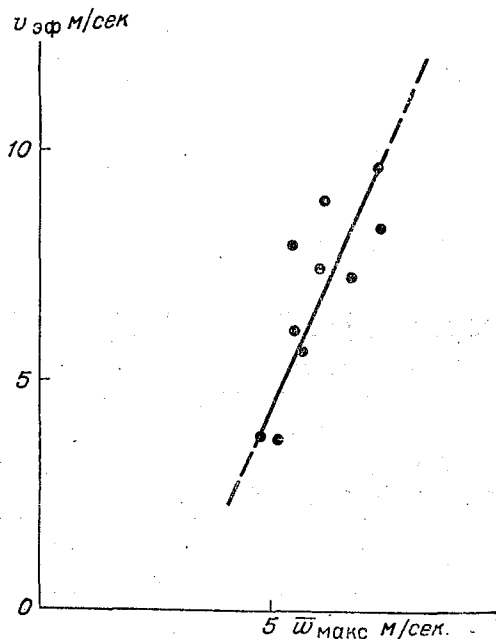


Рис. 2. График корреляционной связи рассчитанных значений интенсивности атмосферной конвекции и максимальных скоростей восходящих потоков, осредненных по спиральям, в термиках.

связи, а рассматриваем ее просто как эмпирический факт, возникает дополнительная возможность выяснения закономерностей явления конвекции. Метод построения средних весьма часто является важным подспорьем в решении задач теоретической метеорологии, позволяя широко пользоваться эмпирическим материалом, в особенности при изучении

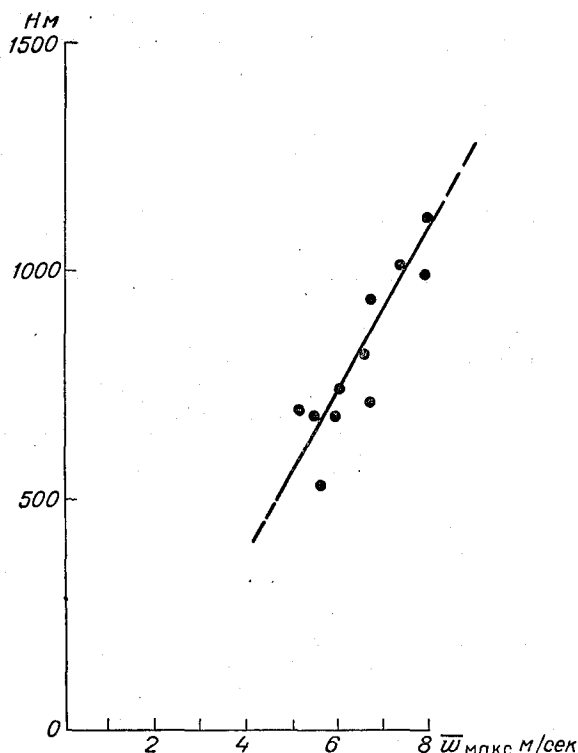


Рис. 3. График зависимости высот оснований слоев H , в которых наблюдались максимальные скорости восходящих потоков \bar{w}_{\max} , от фактических значений \bar{w}_{\max} .

в районе кучево-дождевой облачности и зон интенсивных ливневых осадков (нередко с грозой), что небезопасно для безмоторной авиации и ограничивает возможности планерных полетов.

Оказалось также возможным установить достаточно тесную связь \bar{w}_{\max} со значениями высот (от уровня земли), начиная с которых такие восходящие потоки встречаются (рис. 3). Корреляционное уравнение в этом случае имеет вид

$$H = 223\bar{w}_{\max} - 490. \quad (4)$$

Из соотношения (4) видно, что с возрастанием \bar{w}_{\max} м/сек. увеличивается и высота H , являющаяся нижним уровнем слоя (толщиной около 300 м), в котором встречаются наибольшие (из осреднений по спиралям) значения восходящих потоков в термиках.

Полученные эмпирические связи дают возможность предвидеть будущие события если не с абсолютной уверенностью, то с такой степенью вероятности, которая мало отличается от достоверности. Но предвидеть

атмосферных движений сравнительно небольших масштабов, быстро меняющихся в пространстве и во времени.

Полученное корреляционное уравнение имеет вид

$$\bar{w}_{\max} = 3,12 + 0,43v_{\text{эф}}, \quad (3)$$

где \bar{w}_{\max} и $v_{\text{эф}}$ выражены в м/сек.

Из уравнения (3) следует, что в дни с повышенными значениями интенсивности атмосферной конвекции ($v_{\text{эф}}$) на период наибольшего развития конвекции происходит возрастание и \bar{w}_{\max} .

Минимальное рассчитанное значение $v_{\text{эф}}$ при наличии кучевых облаков составляет 2,5 м/сек. Значения $v_{\text{эф}} \geq 10$ м/сек. вполне возможны, но при наших исследованиях не встречались; в период максимального развития конвекции такие условия соответствуют наличию

можно (для $\bar{\omega}_{\text{макс}}$ и уровня H) не все характеристики явления, а только средние, но именно это важно для практических приложений.

Рассмотренная нами совокупность элементов прогноза общих условий парящего полета не замыкает схему прогноза и ее, очевидно, нельзя признать исчерпывающей, по крайней мере до тех пор, пока не будет установлена возможность расчета (по параметрам исходного физического состояния тропосферы) концентрации термиков в подоблачном слое на период максимального развития конвекции.

Учитывая, что какое-либо явление в природе встречается тем чаще, чем оно вероятнее, а существующие разности интенсивности явления создают некоторые предпосылки количественной оценки изучаемого нами явления, можно надеяться на положительное решение поставленной проблемы и ее дальнейшее уточнение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будилова Е. П., Леншин В. Т. Картирование максимальных вертикальных скоростей в облаках в применении к прогнозу условий конвекции. Труды ГГО, вып. 176, 1965.
2. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя. Труды ГГО, вып. 202, 1967.
3. Будилова Е. П. [и др.]. Исследования термиков с помощью планеров и легкого самолета. См. наст. сб.
4. Воронцов П. А. Исследование термиков с помощью планеров. Труды ГГО, вып. 189, 1966.
5. Воронцов П. А., Коновалов Д. А., Леншин В. Т. Анализ аэрологических условий развития термиков. Труды ГГО, вып. 205, 1967.
6. Глазова О. П. Определение максимума дневной температуры воздуха по данным вертикального зондирования атмосферы. Труды ЦИП, вып. 61, 1957.
7. Чернов Ю. В. Исследование восходящих воздушных потоков с помощью планеров. Труды ЦАО, вып. 63, 1965.
8. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гидрометеиздат, Л., 1964.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАРЯЖЕНИЯ КАПЕЛЬ В ОБЛАКАХ И ТУМАНАХ

Введение

Явление захвата атмосферных ионов каплями облаков и туманов еще в начале XX века рассматривалось как одна из возможных причин их заряжения [1]. Некоторые количественные закономерности этого явления были установлены Я. И. Френкелем [7, 8]. Он указал, что преимущественная адсорбция ионов одного знака приводит к созданию градиента их концентрации в окружающем пространстве. Это в свою очередь обуславливает диффузию ионов к капле, которая описывается уравнениями:

$$\begin{aligned} I_+ &= 4\pi r^2 \left[D_+ \varepsilon \frac{\partial n_+}{\partial r} - E \varepsilon u_+ n_+ \right], \\ I_- &= 4\pi r^2 \left[D_- \varepsilon \frac{\partial n_-}{\partial r} + E \varepsilon u_- n_- \right], \end{aligned} \quad (1)$$

где I_+ , I_- — потоки ионов к капле радиусом r ; $D_+ = u_+ kT$ и $D_- = u_- kT$ — коэффициенты диффузии для положительных и отрицательных ионов, u_+ , u_- — их подвижности, k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура, ε — элементарный заряд, n_+ , n_- — концентрация ионов в пространстве, окружающем каплю, $E = \frac{Q}{r^2}$ — напряженность электрического поля капли, Q — заряд капли.

Как показал Я. И. Френкель, уравнения (1) приводятся к виду:

$$\begin{aligned} I_+ &= \frac{4\pi n_+ u_+ \varepsilon Q}{\frac{\varepsilon Q}{rkT}}, \\ &\quad e \quad -1 \\ I_- &= \frac{4\pi n_- u_- \varepsilon Q}{1 - e \frac{\varepsilon Q}{rkT}}. \end{aligned} \quad (2)$$

В равновесном состоянии токи должны быть равны по величине, поэтому для заряда капли получаем

$$Q_0 = \frac{rkT}{\varepsilon} \ln \frac{\lambda_+}{\lambda_-}, \quad (3)$$

где $\lambda_+ = n_+ u_+ \varepsilon$ и $\lambda_- = n_- u_- \varepsilon$ — проводимости воздуха.

Если выполняется условие $\varepsilon Q/rkT \ll 1$, то вместо формулы (3) имеем

$$Q_0 = \frac{2rkT}{\varepsilon} \frac{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} - 1}{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} + 1}. \quad (4)$$

При $\lambda_+/\lambda_- = 1$ равновесный заряд капли должен быть равен нулю. Уже в период написания работы [7] было известно, что водяные капли заряжаются преимущественно отрицательно, хотя обычно $\lambda_+/\lambda_- > 1$. Я. И. Френкель объяснил это действием двойного электрического слоя на поверхности капель. Так как в этом слое отрицательные заряды располагаются снаружи, то поле внутри двойного слоя благоприятствует адсорбции отрицательных ионов. Френкель считал, что равновесное зарядение должно иметь место в том случае, когда скачок потенциала, обусловленный двойным электрическим слоем, компенсируется кулоновским полем отрицательно заряженной капли. Однако при этом оказалось, что заряд капель на порядок превышает экспериментальные значения [3, 4, 5].

Р. Ганн [13] считал, что преимущественно отрицательное зарядение капель происходит благодаря тому, что в атмосфере отрицательные ионы имеют большую подвижность, чем положительные. Однако удовлетворительных количественных характеристик зарядения он также не получил.

В настоящей работе выполнен анализ возможного механизма зарядения капель и рассчитаны заряды при различных значениях проводимости воздуха.

Равновесный заряд капель при диффузионном процессе зарядения

Рассмотрим вопрос о том, какое влияние на зарядение капли может оказывать двойной электрический слой. Последний, согласно Т. Олти [10] и Л. Лёбу [2], образуется следующим образом. Дипольные молекулы воды располагаются в поверхностном слое не вполне хаотически. Дипольный момент таков, как если бы 3—4% молекул были ориентированы перпендикулярно поверхности отрицательными концами наружу. К положительным внутренним концам диполей примыкают ионы OH^- диссоциированных молекул воды и отрицательные ионы X^- примесей. Их связь с поверхностными диполями можно рассматривать как сильную, а ионы считать неподвижными.

Так как в 1 см^3 воды содержится около 10^{18} пар ионов OH^- и H^+ , то практически все связанные с поверхностными диполями ионы OH^- экранируются примыкающими к ним протонами H^+ . Что касается ионов X^- , то в слабых растворах с концентрацией примесей $10^7 - 10^8 \text{ см}^{-3}$ лишь часть ионов X^- экранируются положительными ионами Y^+ примесей. Нескомпенсированной части ионов X^- соответствует равное количество ионов Y^+ (мы считаем для простоты все ионы одновалентными), которые являются подвижными и могут удаляться на различные расстояния от поверхности. Согласно Л. Лёбу [2], в поверхностном слое воды различия объемных зарядов примесей наблюдаются до расстояния порядка $5 \cdot 10^{-7} \text{ см}$. В наружной части этого слоя преобладают отрицательные ионы X^- , а во внутренней части — положительные ионы Y^+ . Этот слой и называется двойным электрическим слоем.

Величина образующегося в этом слое скачка потенциала ξ составляет, согласно И. Чалмерсу и Ф. Пасквиллу [11], 0,266, что соответст-

вует плотности объемных зарядов порядка одного элементарного заряда на $10^4 - 10^5$ молекул воды в поверхностном слое.

Б. Кюрри и Т. Олти [12], исследуя образование воздушных пузырьков в воде, пришли к выводу, что равновесная ориентация диполей воды в поверхностном слое устанавливается за время порядка 0,01 сек. Присоединение к диполям ионов X^- в начальный период существования пузырька происходит с ускорением, охватывая все большую толщину поверхностного слоя. Максимальный заряд этого слоя $q_{\text{макс}} = 5,66 \cdot 10^5 \text{ э/см}^2$ достигается через 300 сек. после образования пузырька. Вследствие присоединения ионов Y^+ уменьшается количество нескомпенсированных ионов X^- . Примерно через 2000 сек. после образования пузырька устанавливается равновесное значение заряда поверхностного слоя (обусловленного ионами X^-) порядка $q_{\text{равн}} = 2,09 \cdot 10^5 \text{ э/см}^2$.

Очевидно, что процесс образования двойного электрического слоя в капле идет аналогично.

Исследуя зарядение капли за счет захвата атмосферных ионов, Я. И. Френкель предполагал, что каждый ион, достигший поверхности капли, отдает ей свой заряд. Общий заряд капли определялся как сумма зарядов всех захваченных ионов.

Однако наличие двойного электрического слоя на поверхности капли вносит в механизм захвата ионов разного знака некоторые особенности, которые не были рассмотрены Я. И. Френкелем.

На поверхности капли может происходить либо адсорбция газовых молекул (ионов), либо передача зарядов молекулам жидкости.

Очевидно, что в слабом водном растворе наибольшую вероятность в последнем случае имеет передача заряда ионов поверхностным молекулам воды. Отрицательный ион (в обоих рассмотренных случаях) движется внутрь жидкости благодаря влиянию электрического поля двойного слоя. В том же направлении действует и начальный импульс иона при соударении с поверхностью капли. Напротив, в случае превращения нейтральной молекулы воды в положительный ион (или при адсорбции положительного атмосферного иона) двойной слой препятствует его движению внутри жидкости. Если кулоновское поле заряда капли и начальный импульс не в состоянии преодолеть это противодействие, то положительный ион остается в поверхностном слое. Часть положительных ионов может закрепляться на поверхности воды благодаря сольватации, а другая часть может покинуть поверхность наряду с нейтральными молекулами в процессе испарения жидкости. (Процесс происходит так же, как при положительном зарядении пузырьков воздуха внутри жидкости, за счет испарения положительных ионов из жидкости.) Работа выхода положительного иона может при этом несколько превышать работу выхода нейтральной молекулы, если капля заряжена отрицательно.

Предположим, что из общего количества N_+ ионов, адсорбируемых на единице площади поверхностного слоя за единицу времени, вылетает некоторая доля α ионов. При малом заряде капли после разложения в ряд знаменателей уравнений (2) для результирующих потоков ионов можно записать:

$$I_+ = \frac{4\pi r k T \lambda_+}{\epsilon \left(1 + \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{r k T}\right)} - \alpha N_+ \epsilon,$$

$$I_- = \frac{4\pi r k T \lambda_-}{\epsilon \left(1 - \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{r k T}\right)}. \quad (5)$$

Величину κ можно определить для условий равновесного заряжения.

Согласно экспериментальным данным А. П. Сергеевой [4, 5], при образовании естественного или искусственного тумана в начальный период его существования обычно происходит быстрое отрицательное заряжение части водяных капель (от 10 до 30%). В последующем доля отрицательно заряженных капель меняется мало, но происходит постепенное положительное заряжение нейтральных капель, так что через 30—40 мин. после образования тумана концентрация заряженных капель достигает 40—60% их общего числа.

Лишь при $\lambda_+/\lambda_- > 2$ перед образованием тумана имеет место преимущественно положительное заряжение капель тумана в начальный период его существования. Согласно данным А. П. Сергеевой, средняя величина абсолютного значения заряда капель тумана мало меняется со временем (табл. 1).

Таблица 1
Данные о заряжении капель искусственного тумана

Время существования тумана, мин.	Общая концентрация капель, см ⁻³	Процент заряженных капель	$\frac{n_+}{n_-}$	Средний заряд (ϵ) капель радиусом r мк							
				2	3	4	5	6	7	8	9
5	5500	7,5	3,00	18	28	37	49	58	67	75	84
15	1430	32	1,34	19	29	38	48	58	67	77	87
25	1210	42	1,21	18	29	39	48	56	66	77	—

В соответствии с результатами, полученными А. П. Сергеевой, будем считать, что при $\lambda_+/\lambda_- = 2$ равновесный заряд капли равен $Q_0 = 0^1$. Приравнявая выражения (5) для результирующих потоков ионов, получим

$$\kappa N_+ \epsilon = \frac{4\pi r k T (\lambda_+ - \lambda_-)}{\epsilon} = \frac{2\pi r k T \lambda_+}{\epsilon}. \quad (6)$$

Следовательно, поток покидающих каплю положительных ионов в равновесном состоянии должен быть равен половине потока положительных ионов к капле. Это эквивалентно введению эффективного коэффициента адсорбции положительных ионов, равного 0,5.

Предположим, что полученное соотношение справедливо не только при $Q_0 = 0$, но и при малых значениях Q_0 . Тогда для результирующих потоков ионов к капле получим:

$$I_+ = \frac{2\pi r k T \lambda_+}{\epsilon \left(1 + \frac{\epsilon Q}{2r k T}\right)}, \quad I_- = \frac{4\pi r k T \lambda_-}{\epsilon \left(1 - \frac{\epsilon Q}{2r k T}\right)}. \quad (7)$$

Равновесный заряд капли будет равен

$$Q_0 = \frac{2kTr}{\epsilon} \frac{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} - 2}{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} + 2}. \quad (8)$$

¹ Вообще рассуждения могут быть проведены для любого критического значения отношения λ_+/λ_- .

При $\lambda_+/\lambda_- < 2$ равновесный заряд отрицателен, при $\lambda_+/\lambda_- > 2$ — положителен. Вычисления по формуле (8) можно производить при выполнении условия $\epsilon Q/rkT \ll 1$. Если положить $T=280^\circ\text{K}$ и выразить r в микронах, а Q в элементарных зарядах, то условие принимает вид $Q/r \ll 17$.

В табл. 2 приведены вычисленные по формуле (8) значения равновесного заряда для капель разных размеров при различных отношениях проводимостей.

Таблица 2

Равновесный заряд капель различного размера (ϵ) в зависимости от соотношения проводимостей

λ_+/λ_-	r мк									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1,0	-11	-22	-33	-44	-55	-66	-77	-88	-99	-110
1,1	-10	-19	-29	-38	-48	-58	-67	-77	-86	-96
1,2	-8	-16	-25	-33	-41	-49	-57	-66	-74	-82
1,4	-6	-12	-18	-24	-30	-36	-42	-48	-54	-60
1,6	-4	-7	-11	-14	-18	-22	-25	-29	-32	-36
1,8	-2	-3	-5	-6	-8	-10	-11	-13	-14	-16
2,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2,2	2	3	5	6	8	10	11	13	14	16
2,4	3	6	9	12	15	18	21	24	27	30
2,6	4	9	13	18	22	26	30	35	39	40
2,8	6	11	17	22	28	34	39	45	50	56
3,0	7	13	20	26	33	40	46	53	59	66
3,2	8	15	23	30	38	46	53	61	69	76
3,4	9	17	26	34	43	52	60	69	77	86
3,6	10	19	28	38	48	58	67	77	86	96
3,8	10	20	30	41	51	61	72	82	92	102
4,0	11	22	33	44	54	65	76	87	98	109

Рассчитанные величины равновесных зарядов при $\lambda_+/\lambda_- = 1,1$ хорошо согласуются с экспериментально измеренными значениями, приведенными в табл. 1.

Очевидно, что при поляризации воздуха, близкой к униполярной, пользоваться формулой (8) нельзя. Вычисления заряда капель нужно в этом случае производить по формуле (3).

При $\lambda_+/\lambda_- \rightarrow 0$ (или $\lambda_-/\lambda_+ \rightarrow 0$) заряд может принимать сколь угодно большие значения. Согласно данным А. П. Сергеевой [4, 5], в случае пропускания тумана через внешнюю область коронного разряда при напряжении 110 кв средний заряд капель радиусом 10 мк составлял $Q=2,5 \cdot 10^5 \epsilon$, а максимальный заряд $Q_{\text{макс}}=2 \cdot 10^7 \epsilon$. В отрицательной короне 97% капель заряжались отрицательно, а 3% капель — положительно. В положительной короне 92% капель заряжались положительно, а 8% капель — отрицательно. Таким образом, и в этом случае мы обнаруживаем влияние двойного электрического слоя.

Концентрации атмосферных ионов в равновесном состоянии

Изменение концентраций ионов n_+ , n_- при учете их новообразования, захвата каплями и рекомбинации ионов описывается, как известно, уравнениями:

$$\begin{aligned}
 -\frac{dn_+}{dt} &= \frac{I_+ N_0}{\epsilon} - \nu_+ + \alpha^{+-} n_+ n_-, \\
 -\frac{dn_-}{dt} &= \frac{I_- N_0}{\epsilon} - \nu_- + \alpha^{+-} n_+ n_-,
 \end{aligned}
 \tag{9}$$

где N_0 — концентрация капель (для простоты предполагаем облако монодисперсным); $\nu_+ = \nu_-$ — интенсивности ионообразования; α^{+-} — коэффициент рекомбинации ионов, который в обычных атмосферных условиях равен $1,6 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-3} \text{ сек.}^{-1}$.

Учитывая выражения (7), можно ввести коэффициенты комбинации ионов с каплями

$$\alpha^{+0} = \frac{2\pi r k T u_+}{\epsilon \left(1 + \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{r k T}\right)}, \quad \alpha^{-0} = \frac{4\pi r k T u_-}{\epsilon \left(1 - \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{r k T}\right)}. \quad (10)$$

Для равновесного состояния мы можем написать

$$\begin{aligned} -\frac{dn_+}{dt} &= \alpha^{+0} n_+ N_0 - \nu_+ + \alpha^{+-} n_+ n_- = 0, \\ -\frac{dn_-}{dt} &= \alpha^{-0} n_- N_0 - \nu_- + \alpha^{+-} n_+ n_- = 0. \end{aligned} \quad (11)$$

Отсюда при $\nu_- = \nu_+$ получим

$$\frac{n_+}{n_-} = \frac{\alpha^{-0}}{\alpha^{+0}} = 2 \frac{u_-}{u_+} \frac{1 - \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q_0}{r k T}}{1 + \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q_0}{r k T}}. \quad (12)$$

Таким образом, внутри облака или тумана отношение количеств ионов в равновесном состоянии зависит только от захвата ионов обоих знаков каплями.

Из (11) и (12) находим для равновесных концентраций ионов:

$$\begin{aligned} n_+ &= \frac{-\alpha^{-0} N_0 + \sqrt{(\alpha^{-0} N_0)^2 + 4 \frac{\alpha^{-0}}{\alpha^{+0}} \alpha^{+-} \nu_+}}{2\alpha^{+-}}, \\ n_- &= \frac{-\alpha^{+0} N_0 + \sqrt{(\alpha^{+0} N_0)^2 + 4 \frac{\alpha^{+0}}{\alpha^{-0}} \alpha^{+-} \nu_+}}{2\alpha^{+-}}. \end{aligned} \quad (13)$$

Если выполняется условие

$$N_0^2 \ll \frac{4\alpha^{+-}\nu_+}{\alpha^{-0}\alpha^{+0}},$$

то

$$n_+ n_- = \frac{\nu_+}{\alpha^{+-}} = \frac{\nu_-}{\alpha^{+-}}. \quad (14)$$

В случае равной концентрации ионов

$$n = \sqrt{\frac{\nu}{\alpha}}. \quad (15)$$

Полагая интенсивность ионообразования $\nu = 10$ пар ионов в 1 см^3 за 1 сек., находим для равновесной концентрации ионов при отсутствии облаков

$$n = 2400 \text{ см}^{-3}.$$

В случае достаточно большой концентрации капель, т. е. когда выполняется условие

$$N_0^2 \gg \frac{4\alpha^{+0}\nu_+}{\alpha^{-0}\alpha^{+0}},$$

получаем для равновесных концентраций ионов

$$n_+ = \frac{\nu_+}{\alpha^{+0}N_0}, \quad n_- = \frac{\nu_-}{\alpha^{-0}N_0}. \quad (16)$$

Если положить $r=5$ мк, $Q=50e$, $T=280^\circ$, то получим для концентрации капель

$$N_0 \gg 50 \text{ см}^{-3}.$$

Пусть, например, $N_0=400 \text{ см}^{-3}$, $\nu_-=\nu_+=10 \text{ см}^{-3} \text{ сек.}^{-1}$.

Тогда $\alpha^{+0}=8,0 \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-3} \text{ сек.}^{-1}$, $\alpha^{-0}=3,3 \cdot 10^{-4} \text{ см}^{-3} \text{ сек.}^{-1}$, т. е. коэффициенты комбинации ионов с каплями при указанной концентрации капель значительно выше, чем коэффициент рекомбинации ионов.

Равновесные концентрации ионов, согласно (16), оказываются равными $n_+=310 \text{ см}^{-3}$, $n_-=76 \text{ см}^{-3}$.

Если положить подвижности ионов в облаке, согласно [6], равными

$$u_+=1,37 \frac{\text{см/сек.}}{\text{в/см}}, \quad u_-=1,51 \frac{\text{см/сек.}}{\text{в/см}},$$

то отношение проводимостей в равновесных условиях будет

$$\frac{\lambda_+}{\lambda_-} = \frac{n_+u_+}{n_-u_-} = 3,8.$$

При этом условии величины равновесных зарядов капель (см. табл. 2), так же как и при $\lambda_+/\lambda_-=1,1$, близки по абсолютному значению к экспериментально измеренным [5].

Таким образом, указанное выше предположение о роли двойного электрического слоя приводит к хорошему согласованию рассчитанных значений равновесного заряда капель в облаках и туманах с экспериментально измеренными.

Изменение заряда капель облаков и туманов во времени

Легко убедиться, что обычно существующая в атмосфере концентрация ионов не в состоянии обеспечить зарядку всех капель облака или тумана до равновесного состояния. Приведенный в табл. 2 заряд капель при $\lambda_+/\lambda_-=1,1$ можно характеризовать потенциалом $\phi = 10^{-4} \text{ э. с. е.}$ При этом удельный заряд полидисперсного облака с распределением капель по Хргиану — Мазину определяется формулой [9]:

$$q_{уд} = \frac{5\phi}{16\pi r_m^2}, \quad (17)$$

где r_m — радиус капель, дающих максимальный вклад в водность облака.

Данные расчета заряда всех капель, содержащихся в единице объема облака, полученные при предположении, что все капли заряжены до потенциала ϕ , приведены в табл. 3.

Таблица 3

Электрические характеристики облака на разных уровнях

r_m мк	Адиабатическая водность на соответ- ствующем уровне, $\Gamma/\text{м}^3$	$q_{\text{уд}}$ э. с. е.	Заряд всех капель в 1 см^3 облака	
			10^{-5} э. с. е.	$10^4 \epsilon$
5	0,25	40	1,0	2,1
10	1,70	10	1,70	3,6
15	2,60	4,4	1,10	2,3
20	4,27	2,5	1,06	2,2
25	5,10	1,6	0,82	1,7
30	5,77	1,1	0,64	1,3

Если первоначально в воздухе имелось 2400 ионов в 1 см^3 , то это количество в состоянии обеспечить равновесное заряджение только 11% капель на уровне с $r_m=5$ мк. Таким образом, рассмотрение только равновесного заряджения капель является недостаточным. Необходимо исследовать изменение заряда капель во времени. Для изолированной капли оно определяется формулой

$$\frac{dQ}{dt} = I_+ - I_- = \frac{2\pi n_+ u_+ r k T}{1 + \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{r k T}} - \frac{4\pi n_- u_- r k T}{1 - \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{r k T}}, \quad (18)$$

если считать заряд капли малым.

Пренебрегая малой величиной $\epsilon Q/2rkT$ во второй степени, после несложных преобразований находим

$$\frac{dQ}{dt} = 2\pi r k T (n_+ u_+ + 2n_- u_-) \left[\frac{n_+ u_+ - 2n_- u_-}{n_+ u_+ + 2n_- u_-} - \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{r k T} \right]. \quad (19)$$

Введем новую переменную

$$\xi = \frac{n_+ u_+ - 2n_- u_-}{n_+ u_+ + 2n_- u_-} - \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{r k T}. \quad (20)$$

Если считать проводимости и радиус капли не изменяющимся за небольшой промежуток времени, то

$$\frac{d\xi}{dt} = - \frac{\epsilon}{2rkT} \frac{dQ}{dt},$$

и вместо (19) получим

$$\frac{d\xi}{\xi} = - \pi \epsilon (n_+ u_+ + 2n_- u_-) dt.$$

Решение этого уравнения имеет вид

$$\xi = C e^{-2\pi \lambda t},$$

где

$$\lambda = \frac{\epsilon}{2} (n_+ u_+ + 2n_- u_-) = \frac{\lambda_+}{2} + \lambda_-. \quad (21)$$

Величину λ можно назвать эффективной проводимостью. Введем обозначение

$$\Delta \lambda = \frac{\epsilon}{2} (n_+ u_+ - 2n_- u_-) = \frac{\lambda_+}{2} - \lambda_-,$$

тогда выражение (20) с учетом формулы (21) примет вид

$$\frac{\Delta\lambda}{\lambda} - \frac{1}{2} \frac{\varepsilon Q}{rkT} = Ce^{-2\pi\lambda t}.$$

Отсюда

$$Q = \frac{2rkT}{\varepsilon} \left(\frac{\Delta\lambda}{\lambda} - Ce^{-2\pi\lambda t} \right).$$

В начальный момент времени будем считать заряд капли $Q=0$, тогда

$$C = \frac{\Delta\lambda}{\lambda} = \frac{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} - 2}{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} + 2}.$$

Окончательная формула примет вид

$$Q = \frac{2rkT}{\varepsilon} \frac{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} - 2}{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} + 2} (1 - e^{-2\pi\lambda t}). \quad (22)$$

При $t \rightarrow \infty$ выражение (22) переходит в (8).

С помощью формулы (22) можно рассчитывать заряд капли радиуса r в любой момент времени, если известны значения проводимостей λ_+ и λ_- .

Выводы

1. Выведена гипотеза о влиянии двойного электрического слоя на зарядение облачных капель с целью объяснения установленного экспериментально факта перехода от отрицательного к положительному зарядению капель при отношении проводимостей $\lambda_+/\lambda_- \approx 2$.

2. При расчетах зарядов капель с использованием этой гипотезы получаются значения, хорошо согласующиеся с экспериментальными данными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воейков А. И. Метеорология. СПб, 1904.
2. Лёб Л. Статистическая электризация. Госэнергоиздат, М.—Л., 1963.
3. Петров Г. Д. О распределении зарядов облачных частиц. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1958.
4. Сергиева А. П. Об электрических зарядах облачных капель. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1959.
5. Сергиева А. П. Об электрических зарядах облачных частиц. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1959.
6. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеониздат, 1949.
7. Френкель Я. И. Теория основных явлений атмосферного электричества. Изв. АН, сер. геогр. и геофиз., т. 8, № 5, 1944.
8. Френкель Я. И. Теория явлений атмосферного электричества. ГТТИ, М.—Л., 1949.
9. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеониздат, Л., 1964.
10. Alty T. The origin of the electrical charge on small particles in water. Proc. Roy. Soc., London, A, 106, 316, 1924.
11. Chalmers J., Pasquill T. The potential difference at an air-water interface. Phil. Mag. 23, 88, 1937.
12. Currie B. W., Alty T. Adsorption at a water surface. Proc. Roy. Soc., London, A, 122, 622, 1929.
13. Gunn R. Diffusion charging of atmospheric droplets by ions, and the resulting combination coefficient. J. Meteorol., v. 11, No. 5, 1954.

О КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СВЯЗИ СТАТИСТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЭХО-СИГНАЛОВ ОТ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ СО СКОРОСТЯМИ ВОСХОДЯЩИХ ПОТОКОВ В НИХ

Применение радиолокационных станций сантиметрового диапазона длин волн оказалось весьма перспективным при изучении облаков мощной конвекции. Это относится не только к возможности инструментальной оценки распределения и перемещения облачных образований в пространстве, но и непосредственно к исследованию динамики конвективных облаков, которая в современной физике облаков может рассматриваться в качестве одной из фундаментальнейших проблем [2, 7, 9].

Радиолокационные исследования физических процессов, происходящих в кучево-дождевых облаках, с помощью обыкновенного (не доплеровского) радиолокатора основываются обычно на анализе изменений изображения радиолокационных отражений на экранах индикаторов радиолокатора или значений радиолокационной отражаемости, полученных с помощью специальной измерительной аппаратуры. Подобные работы проводились многими исследователями, и их результаты достаточно полно обобщены в монографиях [1, 8].

В последнее время с этой же целью стали применять доплеровские радиолокаторы [10]. Однако возможности обычных (не доплеровских) радиолокаторов, применяемых с этой целью, используются еще не полностью.

Так, исследование эхо-сигналов от кучево-дождевых (в том числе грозовых) облаков с использованием разработанного одним из авторов настоящей статьи устройства для оперативного статистического анализа квазистационарных эхо-сигналов [5] позволило вскрыть зависимость некоторых статистических параметров этих сигналов от стадии развития указанных атмосферных образований. В работе [6] отмечается, что между скоростями восходящих движений в конвективных облаках и некоторыми статистическими параметрами эхо-сигналов следует ожидать достаточно тесную корреляционную связь.

Ниже сопоставляются значения одного из статистических параметров эхо-сигналов, рассчитанного по экспериментальным данным радиолокационных измерений, проводившихся с помощью МРЛС на полевой базе ГГО в Воейково (под Ленинградом) весной, летом и осенью 1966 г., и значения эффективных скоростей восходящих движений в мощных кучевых и кучево-дождевых облаках, рассчитанные по методу слоя для периода максимального развития конвекции.

Значения статистического параметра χ , характеризующего степень отклонения распределения интенсивностей эхо-сигналов от релеевского, определялись, согласно [6], из соотношения

$$\chi = \frac{1-H}{H}, \quad (1)$$

где

$$H = -p \lg p - q \lg q,$$

$$q = 1 - p,$$

$$p = P(\xi) \text{ при } \xi = 0,5.$$

Здесь $P(\xi)$ — вероятность превышения эхо-сигналом χ относительного уровня $\xi = \frac{\chi}{x}$.

Эффективные значения скоростей восходящих потоков $v_{\text{эф}}$ в конвективных облаках максимальной вертикальной мощности рассчитывались по формуле

$$v_{\text{эф}} = \left| \sqrt{\frac{\bar{v}^3}{u_{\text{ср}} + u_{\text{т}}} + v^{*2}} \right|, \quad (2)$$

где \bar{v} — средняя скорость восходящих движений в облаке, рассчитанная по методу слоя для периода наибольшего развития конвекции (в м/сек.); v^* — исправленное на ожидаемое к середине дня синоптическое положение максимальное значение скорости восходящих движений в облачном слое активной конвекции (в м/сек.); $u_{\text{ср}}$ и $u_{\text{т}}$ — средние (вычислены векторно) взвешенные скорости переноса воздушных масс и термического ветра в слое 850—500 мб (в м/сек.).

Формула (2) позволяет оценивать интенсивность атмосферной конвекции по территории в радиусе около 150 км вокруг пункта аэрологического зондирования для периода наибольшего развития конвекции [3, 4].

Эмпирически установлено, что границей перехода мощной кучевой облачности в кучево-дождевую является критическое значение $v_{\text{эф}}$

$$v_{\text{эф.кр}} = 6,0 + 0,025 \sum (T - T_d)_{850, 700, 500}, \quad (3)$$

где $\sum (T - T_d)_{850, 700, 500}$ — суммарный дефицит точек росы на трех уровнях.

В зависимости от фактических условий увлажнения нижней и средней тропосферы (слой 850—500 мб) значение $v_{\text{эф.кр}}$ может изменяться от 6 до 7 м/сек., а в полупустынных и пустынных районах даже до 7,5 м/сек.

Очевидно, что отношение $v_{\text{эф}}/v_{\text{эф.кр}} = \varepsilon$ практически однозначно отражает степень отклонения фактических условий от критических в период максимального развития конвекции.

Представлялось интересным выявить наличие связи между значениями безразмерных параметров χ и ε , рассчитанными по приведенным выше формулам.

В табл. 1 сведены результаты расчетов параметров χ и ε за 13 дней мая — сентября 1966 г.

Сводные данные наблюдений и расчетов

Дата	Время наблюдения, час., мин.	Координаты		χ	ε	Синоптическая ситуация и фактическая погода по району в период максимального развития конвекции
		φ°	R км			
27 V	16 53	265	20	0,38	1,44	Фронт окклюзии, ливневой дождь, гроза
22 VI	14 00	325	50	0,72	1,78	Теплый сектор, ливневой дождь, гроза
23 VI	13 15	343	75	1,00	2,33	Холодный фронт, ливневой дождь, гроза
29 VI	14 00	340	7	1,67	2,11	Смыкание фронтов, ливневой дождь, гроза
1 VII	12 00	85	16	0,67	0,91	Внутримассовые условия
4 VII	12 30	105	16	0,88	1,47	Вторичный холодный фронт, ливневой дождь, гроза
4 VIII	13 30	140	15	1,43	1,80	Фронт окклюзии, ливневой дождь, гроза
8 VIII	11 00	0—360	20	0,04	0,93	Малоподвижный циклон. Обложной дождь
19 VIII	13 50	170	85	0,11	1,02	Размытый участок холодного фронта с волнами. Небольшие дожди
5 IX	12 00	194	74	0,04	0,90	Внутримассовые условия. Небольшие дожди
12 IX	13 00	325	25	0,04	0,75	Небольшие дожди
28 IX	13 45	180	55	0,26	0,86	Вторичные холодные фронты с северо-запада. Небольшие дожди, мокрый снег
30 IX	16 00	100	13	0,04	0,77	Приземный фронт с волнами

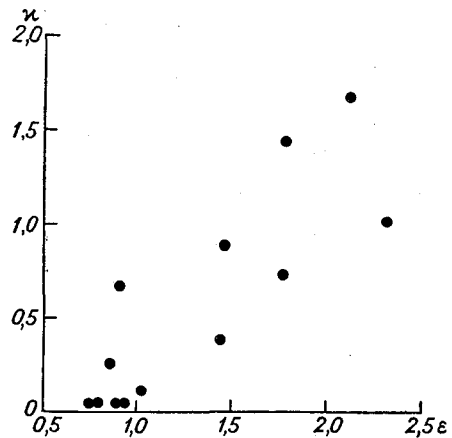
Примечание. 28 IX в пункте исследования (в районе Гатчины) наблюдалось выпадение мелкого града, напоминающего крупу.

Отметим, что выбирались лишь максимальные значения параметра χ за указанные дни, соответствующие измерениям, выполненным большей частью в период наибольшего развития конвекции и в непосредственной близости от Воейково.

Зависимость параметра χ от ε представлена на рис. 1.

Обращают на себя внимание следующие особенности этой связи: 1) существование некоторого порога взаимосвязи параметров χ и ε , который практически совпадает со значением $\varepsilon = 1$, т. е. с критерием перехода мощной кучевой облачности в кучево-дождевую; 2) наличие тесной корреляционной связи между значениями параметров χ и ε , превышающими указанный порог; коэффициент корреляции $r = 0,75$.

Некоторый разброс точек на графике (рис. 1) может быть частично объяснен наличием в районе наблюдений бризовой циркуляции (не учитываемой в схеме прогноза $u_{эф}$), а также эффектом удаления исследуемого очага от МРЛС. При картировании рассчитанных по данным радиозондирования Воейково, Пскова, Сортавалы, Петрозаводска, Бологого и Таллина значений ε эффект удаления в значительной мере был снят, а коэффициент корреляции r возрос до 0,80.

Рис. 1. График зависимости χ от ε .

Из анализа отмеченных выше особенностей связи следует, что отклонения распределения интенсивности эхо-сигналов от мощных кучевых и кучево-дождевых облаков (для сантиметровых длин волн) от релеевского имеют место лишь при сильной упорядоченной конвекции и что в период максимального развития конвекции оба параметра (χ и ϵ) равнозначны в ее характеристике.

В связи с тем, что параметр ϵ всегда вычисляется для периода максимального развития конвекции, а параметр χ может быть определен для исследуемых конвективных облаков в любой другой интервал времени, появляется возможность радиолокационной оценки проявления динамических процессов в конкретно выбранных конвективных облаках (в стадии их развития, псевдостационарирования или разрушения). Получение подобной информации со сравнительно большой территории при помощи обычных (не доплеровских) МРЛС позволит глубже изучить физику облаков мощной конвекции и в особенности динамику их развития.

Появившаяся возможность установления суточного хода оптимальных условий атмосферной конвекции (и их оперативной оценки) представляется достаточно важной при организации активных воздействий на облака, а также при анализе результатов таких воздействий. Следует признать целесообразным проведение дальнейших исследований, направленных на более полное выявление возможностей радиолокационной диагностики облаков мощной конвекции (в том числе грозовых) и последующее уточнение установленной зависимости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Пер. с англ. Гидрометеоздат, Л., 1962.
2. Боровиков А. М. [и др.]. Физика облаков. Гидрометеоздат, Л., 1961.
3. Будилова Е. П., Леншин В. Т. Картирование максимальных вертикальных скоростей в облаках в применении к прогнозу условий конвекции. Труды ГГО, вып. 176, 1965.
4. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя. Труды ГГО, вып. 202, 1967.
5. Жупахин К. С., Жупахин В. С. Простое устройство для статистического анализа квазистационарных эхо-сигналов. Труды ГГО, вып. 186, 1966.
6. Жупахин К. С. Об оперативном статистическом анализе эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз. См. наст. сб.
7. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Пер. с англ. Гидрометеоздат, Л., 1961.
8. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Гидрометеоздат, Л., 1966.
9. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гидрометеоздат, Л., 1964.
10. Atlas D., Aoyagi J. and Donaldson R. I., Jr. Doppler Analysis of the Physical Dynamics of a Convective Storm. Proceedings of the Internat. Conf. on Cloud Physics, Tokyo and Sapporo, 1965.

К. С. ЖУПАХИН, Г. А. КОПТЯЕВ, Н. Ф. КОТОВ

РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ МЕТОД СПИРАЛЬНОГО ОБЗОРА ПОСТОЯННОЙ ВЫСОТЫ

Введение

Применение в метеорологии современных достаточно мощных радиолокаторов с длиной волны 3,2 см значительно расширило возможности экспериментальных исследований физики облаков и осадков.

В связи с развитием активных воздействий на конвективные облака с целью предотвращения градобитий или борьбы с селеопасными ливнями роль и значение радиолокации еще больше возрастают, так как имеется возможность дополнительно получать данные для определения координат объекта, подлежащего воздействию, и данные для количественной оценки эффекта активного воздействия. Кроме того, радиолокационные методы наблюдения за облаками находят широкое применение в практике метеорологического обслуживания авиации и службы прогноза погоды.

Однако данные о геометрических размерах очагов радиоэхо, получаемые при визуальных наблюдениях на экране индикатора кругового обзора (ИКО), являются приближенными и недостаточно объективными. Серии фотоснимков с экрана ИКО при различных углах возвышения антенны дают наиболее полные данные о геометрических размерах очагов радиоэхо на всех высотах, но при этом затрачивается много времени на их обработку, в связи с чем они не могут быть использованы в оперативной практике.

Разрабатываемые в настоящее время методы и системы для получения, обработки, сбора и распространения радиолокационной метеорологической информации базируются либо на применении большого и сложного комплекса аппаратуры, придаваемой к метеорологическому радиолокатору, куда входят электронные преобразователи отраженных сигналов, комплекс запоминающих схем и счетно-вычислительных устройств, печатающих цифровые карты радиолокационной отражаемости облаков на определенных изобарических уровнях [5, 7, 8], либо на применении относительно простой, экономичной аппаратуры, которая, хотя и не обладает универсальностью сложного комплекса, все же во многих случаях может оказаться предпочтительнее первой [6, 9].

Разработанный и описываемый ниже радиолокационный метод для спирального обзора облаков на заданной высоте не требует громоздкой и дорогостоящей аппаратуры, дает непрерывную запись радиолокационной отражаемости облаков по всей длине спирали, расположенной на заданном уровне. Значения радиолокационной отражаемости облака

и его геометрические размеры могут быть определены непосредственно в процессе самой записи. При обзоре в радиусе до 100 км цикл наблюдений занимает около 4 мин.

Путем несложных видоизменений аппаратуры можно производить запись с различной степенью детализации, что позволяет использовать этот метод для экспериментальных исследований облаков, для оперативных наблюдений и в особенности при активных воздействиях на облака.

Описание метода и аппаратуры

Для проведения радиолокационных наблюдений за облаками и осадками предлагаемым методом необходим радиолокатор метеорологического применения, обладающий основными параметрами: длина волны 3,2 см, мощность в импульсе 100—200 квт, длительность зондирующего импульса 1—2 мксек., частота посылок импульсов 800—1000 импульсов в секунду, чувствительность приемного устройства 10^{-13} вт.

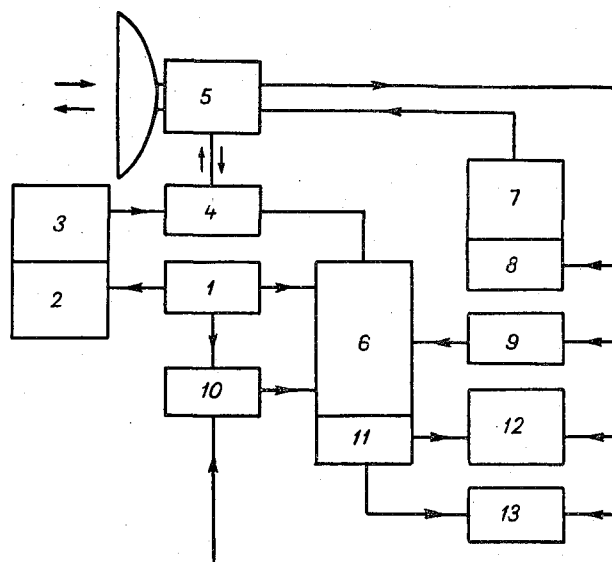


Рис. 1. Блок-схема метеорологического радиолокатора.
1 — синхронизатор; 2 — модулятор; 3 — генератор СВЧ; 4 — антенный переключатель; 5 — антенна; 6 — приемник; 7 — блок управления антенной; 8 — программирующее устройство; 9 — корректирующее устройство; 10 — стробирующая приставка; 11 — блок формирования; 12 — самописец; 13 — ИКО.

Антенна радиолокатора должна иметь диаграмму направленности излучения, симметричную как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскости. Параболическое зеркало антенны должно иметь диаметр 2—3 м.

Переходная характеристика видеоусилителя должна быть отрегулирована для приема сигналов продолжительностью не менее 200 мксек., что достаточно для неискаженного воспроизведения эхо-сигналов от метеорологических образований протяженностью в радиальном направлении до 30 км.

На рис. 1 представлена функциональная схема такого радиолокатора с импульсной модуляцией. Устройство и действие его первых семи блоков не отличается какими-либо особенностями от обычных.

Для осуществления записи амплитуды отраженных сигналов используется стробирующая приставка 10, с помощью которой производится вырезка отраженных сигналов в определенном интервале дальностей (в стробе). Стробированные сигналы интегрируются в блоке формирования 11 и преобразуются к виду, удобному для записи, самописцем 12 (в качестве самописца может быть использован, например, электронный автоматический потенциометр типа ЭПП-09-М2 со скоростью пробега каретки 300 мм/сек. или какой-либо другой самописец) или ИКО 13.

Для использования получаемой радиолокационной информации в оперативной практике необходимо осуществить рациональное сочетание процесса записи величины отраженных сигналов с упорядоченным обзором самих отражающих объектов. Для научно-исследовательских и практических целей наиболее важное значение имеет осуществление непосредственного обзора в горизонтальной плоскости на любой высоте.

Положим, что нам необходимо произвести обзор отражающих объектов в горизонтальной плоскости на уровне антенны и записать значения отраженных от них сигналов. Пусть движение строба от максимального удаления к минимальному производится с постоянной скоростью v . При горизонтальном вращении антенны с постоянной угловой скоростью ω движение строба будет проходить по спирали. Уравнение спирали Архимеда в полярных координатах $L = a\alpha$, где $a = \frac{v}{\omega}$. Длина спирали

$$l = \frac{a}{2} (\alpha \sqrt{\alpha^2 + 1} + \operatorname{Arsh} \alpha). \quad (1)$$

Территорию, над которой ведутся радиолокационные наблюдения целесообразно разделить на элементарные площадки через одинаковые по длине спирали отрезки, равные $2\pi a$. Они будут по форме близки к квадрату и по величине равны

$$S = (2\pi a)^2.$$

Для построения этих элементарных площадок S и определения их координат в уравнении (1) α необходимо представить в явном виде как функцию от l . В пределах изменения α от 8π до 40π уравнение (1) можно аппроксимировать более простым и удобным для расчета уравнением

$$\alpha = 203,218 \sqrt{m} - 4,78, \quad (2)$$

полученным по методу наименьших квадратов. Здесь $m = \frac{l}{2\pi a}$. Средняя квадратическая ошибка аппроксимации $\sigma = 0,0066$, т. е. около $0,4^\circ$.

Индекс элементарных площадок изменяется от 50-го до 1257-го. Схема расположения элементарных площадок и угловые координаты их центров остаются постоянными и не зависят от масштаба развертки. При изменении масштаба развертки должна соответственно изменяться величина площадки и скорость движения строба (при сохранении постоянства угловой скорости вращения антенны и связанной с ней развертки).

Для производства записи величины отраженных сигналов на дисковой диаграмме (рис. 2) необходима некоторая модификация электронного автоматического потенциометра ЭПП-09-М2 и изменение схемы приемного моста.

В одно из плеч моста (рис. 3) вводится сопротивление реохорда R , монотонно изменяющееся с помощью азимутального сельсин-приемника синхронно с вращением антенны. В измерительной диагонали моста будет появляться напряжение, которое после его усиления электронным усилителем приведет в действие реверсивный двигатель. Последний, вращаясь, переместит ползунок реохорда R_2 до наступления

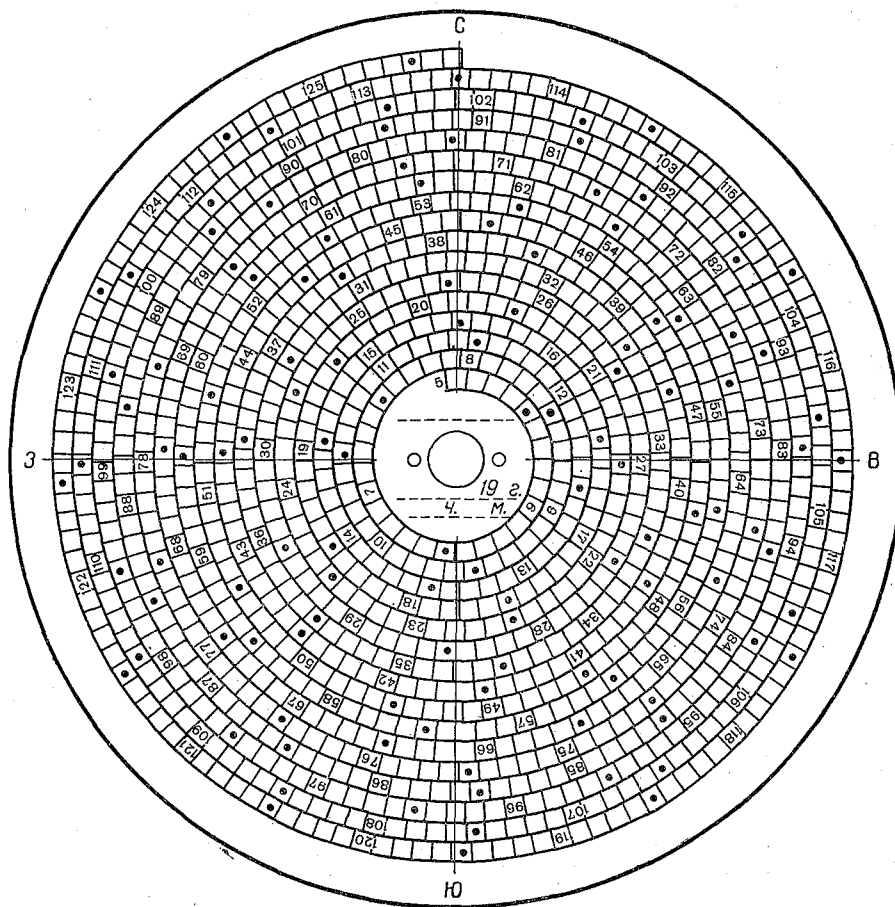


Рис. 2. Бланк дисковой диаграммы.

Исследуемая территория разделена по спирали на равновеликие площадки с индексами от 50 до 1257. Числа указывают десятки. Площадки с индексами, кратными 5, отмечены точками

равновесия. Одновременно с перемещением ползунка реохорда R_2 сместится и перо. При отсутствии отраженных сигналов перо будет вычерчивать спираль, совпадающую со спиралью на диаграмме (рис. 2), вращающейся тоже с помощью азимутального сельсин-приемника синхронно с вращением антенны.

При наличии отраженных сигналов на электронный усилитель будет подаваться соответствующее им дополнительное напряжение E_x . Тогда реверсивный двигатель выведет электронный мост из нулевого положения и перо отклонится от спирали на диаграмме (рис. 2). С момента прекращения отраженных сигналов электронный мост снова установится в нулевом положении и перо будет продолжать вычерчи-

вать спираль, совпадающую уже в другом месте со спиралью на диаграмме.

Так как движение строга происходит с постоянной скоростью в определенных пределах дальности L , то это дает возможность автоматически вводить поправку на расстояние с помощью блока 9. Применяя логарифмический усилитель, мы получим запись радиолокационной отражаемости Z (вернее $\lg Z$), представляющую собой интегральную микрофизическую характеристику облаков и осадков. Запись предполагается проводить на бланке дисковой диаграммы (рис. 2). При прохождении строга в облаках перо самописца будет смещаться в определенную сторону от спирали и амплитуда отклонения будет выражаться в децибелах. Вся операция по проведению спирального обзора и записи отраженных сигналов на заданной высоте производится за 16 оборотов антенны и занимает около 4 мин.

Аналогичная запись может быть получена и на обычном ИКО фотографированием экрана с так называемой серой шкалой.

После получения записи нетрудно составить или цифровую карту радиолокационной отражаемости Z облаков на заданной высоте, или карту изолиний $\lg Z$. При этом необходимо предварительно учесть величины сигналов от местных предметов, которые могут быть определены в момент, когда

они перестанут сливаться с отраженными сигналами от осадков. В дальнейшем для автоматического подавления мешающих отражений от местных предметов предполагается использование специальной приставки.

Проведение радиолокационного обзора и записи отраженных сигналов в горизонтальной плоскости на высоте H осуществляется с помощью блока 8, состоящего из программирующего устройства и индикатора постоянной высоты.

На рис. 4 представлена диаграмма кривых постоянной высоты, рассчитанных по формуле

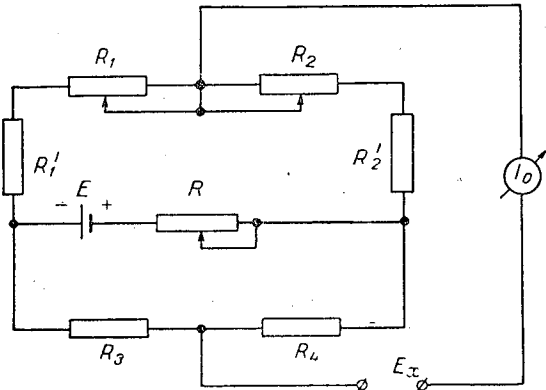


Рис. 3. Принципиальная схема электронного не-ременно-уравновешенного моста.

R_1, R_2 — сопротивления реохордов; R_1', R_2' — балластные сопротивления; R_3, R_4 — постоянные одинаковые сопротивления; R — регулируемое сопротивление; E — напряжение постоянного тока; E_x — измеряемое напряжение.

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{H}{L}, \quad (3)$$

где δ — угол возвышения антенны, H — высота объекта над уровнем антенны, а L — горизонтальная дальность объекта.

По оси ординат отложены значения δ , а по оси абсцисс — значения L , пропорциональные скорости вращения антенны по азимуту. Диаграмма накладывается на цилиндрический барабан, связанный с сельсин-приемником угла возвышения антенны δ . Вдоль образующей барабана (вдоль оси абсцисс) движется визир с помощью тросика от азимутального сельсин-приемника. Для обзора постоянной высоты H необходимо так изменять угол возвышения антенны δ , чтобы визир,

двигающийся пропорционально скорости вращения антенны по азимуту, находился всегда на кривой, соответствующей высоте H . (На рис. 4 зафиксировано положение визира, соответствующее высоте $H=7$ км и $L=65$ км.). Для учета влияния кривизны земли и нормальной рефракции сантиметровых радиоволн, а также для учета высоты антенны над уровнем моря производится начальная установка визира

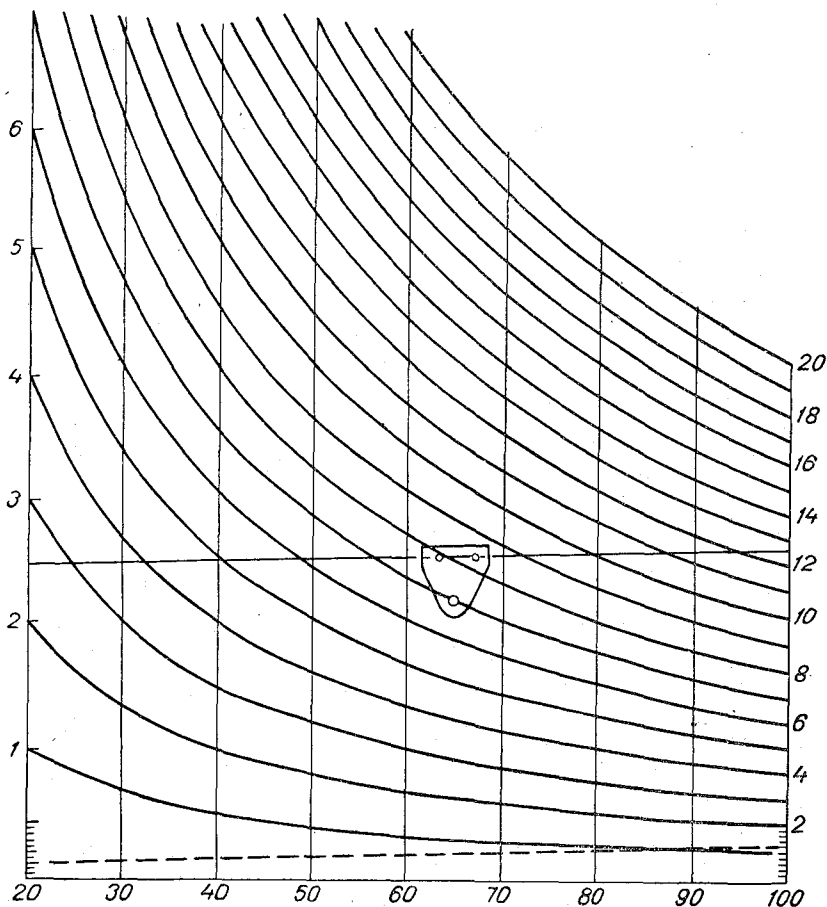


Рис. 4. Диаграмма кривых постоянной высоты, рассчитанных по формуле $H=L \operatorname{tg} \delta$.

при $\delta=0$ и наклон его по отношению к оси абсцисс в зависимости от выбора масштаба радиолокационного обзора.

Тогда

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{H_0 - h_0}{L} - \gamma L. \quad (4)$$

где H_0 — высота объекта над уровнем моря, h_0 — высота антенны над уровнем моря, $\gamma=5,9 \cdot 10^{-5}$ — комбинированная поправка на кривизну земли и нормальную рефракцию.

На рис. 4 установка визира на минимальном удалении соответствует $h_0=0,6$ км, а на максимальном — $h_0=1,2$ км при обзоре от 20 до 100 км и проведении записи в масштабе 1 : 750 000. Эта диаграмма может быть

использована и при обзоре отражающих объектов в других масштабах с различных высот над уровнем моря.

Блок 7 представляет собой полуавтоматическое устройство, с помощью которого, плавно меняя угол возвышения антенны δ , оператор может осуществлять спиральный обзор постоянной высоты. Основным достоинством такого устройства является его надежность, простота и полная синхронность изменений угла возвышения δ с изменениями антенны α при возможном неравномерном вращении последней вследствие неизбежного влияния ветровых нагрузок.

Принцип его устройства позволяет полностью его автоматизировать применением, например, светящихся кривых постоянных высот на диаграмме (рис. 4), фотоэлемента (вместо визира) и системы сервоусилителей для управления антенной по углу возвышения. Однако такое усложнение аппаратуры нецелесообразно при применении ее в полевых условиях. Она может быть использована на стационарных установках при стандартных оперативных наблюдениях облаков и осадков.

При обзоре отражающих объектов на высотах, отличных от нуля, необходимо движение строба вдоль развертки от максимальной дальности к минимальной производить по закону изменения наклонной дальности R .

Так как $R^2 = L^2 + H^2$, то $RR' = LL'$ при $H = \text{const}$ и $R' = \cos \delta L'$, т. е. изменения R будут уменьшаться с увеличением δ . Внесение необходимой поправки в движение строба можно осуществить с помощью двух последовательно включенных переменных сопротивлений, входящих в цепь RC , которая определяет положение строба на развертке. Одно сопротивление будет изменяться с помощью азимутального сельсин-приемника непосредственно, а другое — через систему эксцентриков, рассчитанных для определенных высот H . Расчеты показывают, что если задаться максимальной ошибкой в положении строба $\Delta R = 0,5$ км, то достаточно изготовить четыре эксцентрика, которые можно использовать на интервалах высот, указанных в табл. I.

Таблица 1

Номер эксцентрика	Масштаб измерения, км		
	10—50	20—100	30—150
1	3,2—5,7 км	4,5—7,9 км	5,5—9,6 км
2	5,7—7,5	7,9—10,3	—
3	7,5—9,1	—	—
4	9,1—10,5	—	—

Аналогичное устройство можно сделать и для введения поправки на расстояние по закону R^2 в блоке 9, вводя затухание с помощью аттенюатора. С другой стороны, осуществление записи отраженных сигналов на дисковой диаграмме (рис. 2) делает необязательным наличие блока 9, так как индекс площадки связан линейно с горизонтальной дальностью L , и поправочный множитель M к амплитуде записи может быть определен заранее по формуле

$$M_m = \frac{R_m^2}{R_{50}^2} = \frac{L_m^2 + H^2}{L_{50}^2 + H^2},$$

а его значение в децибелах

$$M_m = 10 \lg \left(\frac{L_m^2 + H^2}{L_{50}^2 + H^2} \right).$$

Экспериментальная часть

К настоящему времени изготовлены и отлажены почти все дополнительные блоки автоматизации метеорологического радиолокатора (за исключением самописца) для осуществления метода спирального обзора постоянной высоты и произведены первые пробные записи сигнала на индикаторе кругового обзора. На рис. 5 представлены фотографии двух основных механических узлов: программирующего устройства и блока коррекции.

На рис. 6 представлены фотографии экрана ИКО: запись спирального движения метки строба при отсутствии отражений и образец записи облачности на высоте 3 км (в зоне от 10 до 50 км), полученные осенью 1966 г.

Предварительные результаты комплексной работы всех изготовленных узлов позволяют сделать обнадеживающий вывод о возможности создания относительно дешевого и весьма простого и надежного комплекса аппаратуры автоматизации измерений и обработки радиолокационных сигналов от полей облаков и зон осадков.

Помимо указанных основных блоков автоматизации процесса записи сигнала, к электронной аппаратуре стробирующей приставки были добавлены вспомогательные устройства, предназначенные для проведения в научных целях более полного статистического анализа отраженных сигналов: для снятия вероятностных кривых распределения интенсивностей сигналов [2, 3], поимпульсной записи отраженных сигналов [4], автоматической оценки относительных скоростей движения элементарных рассеивателей по методу [1] и др. Эти вспомогательные устройства также прошли испытания в течение 1966 г. и позволили собрать значительный материал для полноценного статистического анализа различных эхо-сигналов.

Основные достоинства предлагаемого метода и аппаратуры

1. Координаты и радиолокационная отражаемость облаков и осадков определяются немедленно в процессе наблюдений и могут быть переданы по телефону или телеграфу на пункт сбора информации.

2. Радиолокационная аппаратура не требует применения сложных электронных запоминающих схем и счетно-решающих устройств, в связи с чем она становится менее громоздкой и дорогой и более удобной для использования в полевых условиях.

3. Материалы наблюдений содержат больший объем информации, чем в случае печатания цифровых карт, так как в тангенциальном направлении мы получаем непрерывную запись радиолокационной отражаемости.

4. Плавное изменение угла возвышения антенны позволяет производить приведение к постоянным высотам при минимальных ошибках, зависящих только от угла θ раствора диаграммы направленности антенны и горизонтального удаления

$$\Delta H = \frac{1}{2} \theta L.$$

5. Материалы наблюдений получают в виде дисковых диаграмм радиусом 14—15 см. Масштаб записи геометрических размеров очагов радиоэхо изменяется в соответствии с длиной развертки. Изменяя длину развертки и соответствующим образом оцифровку диаграммы (рис. 4) в программирующем устройстве, мы можем произвести обзор и запись

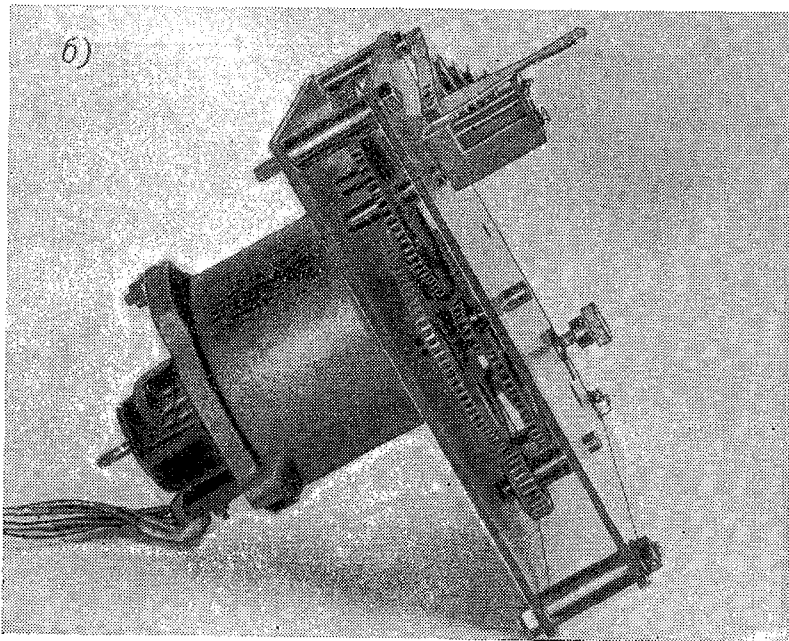
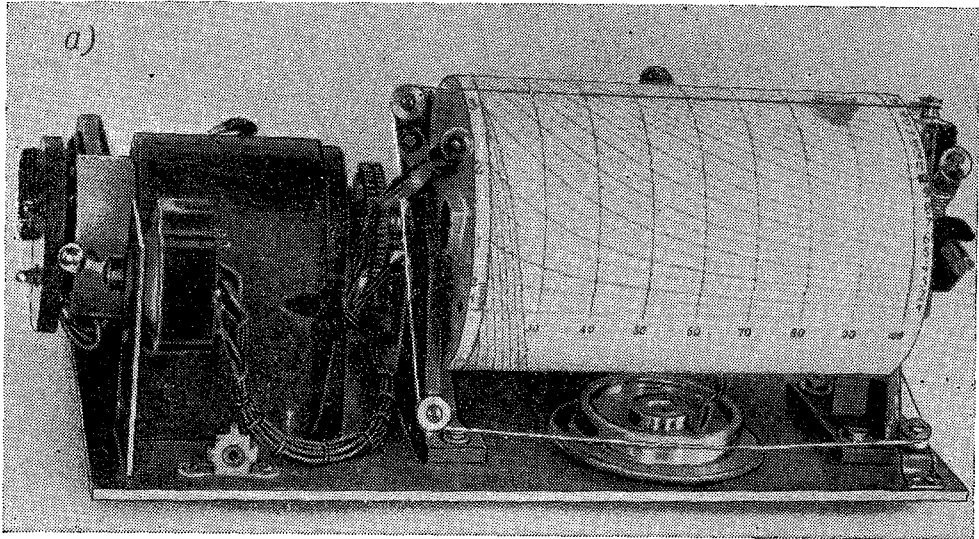


Рис. 5. Программирующее устройство (а) и блок коррекции (б).

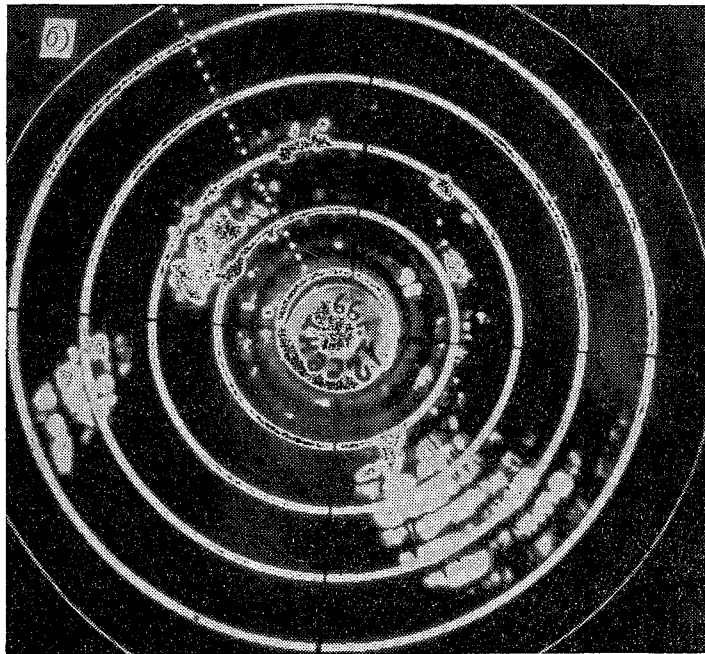
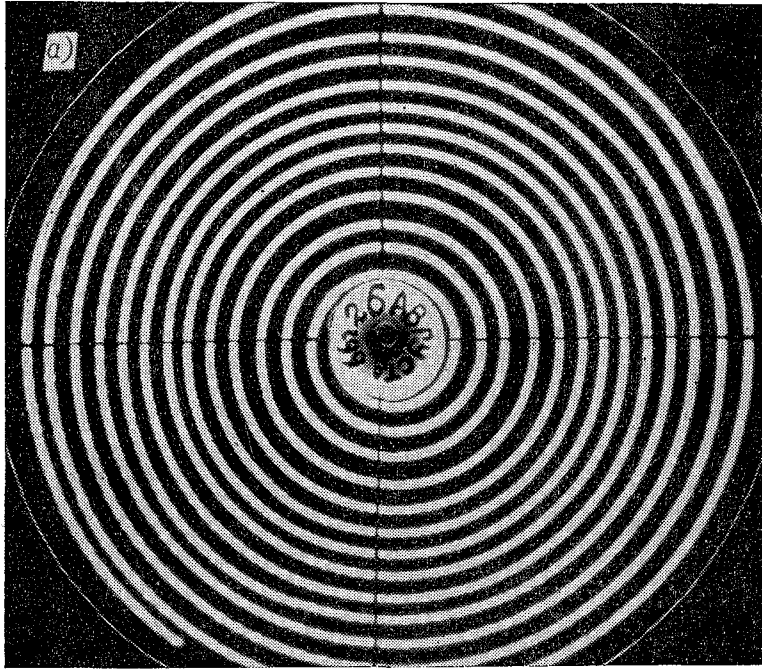


Рис. 6. Спираль метки строга (а) и образец записи облачности на высоте 3 км (б). Масштабные метки через 50 км.

радиолокационной отражаемости облаков с различной степенью детализации.

6. Путем дублирования определенных цепей и записывающих устройств можно одновременно осуществлять обзор облаков на нескольких уровнях.

7. Сравнительно простая вспомогательная аппаратура для проведения более полного статистического анализа выборок эхо-сигналов позволяет в оперативном порядке производить оценку таких основных характеристик эхо-сигналов как функции распределения их интенсивностей и корреляционные функции.

Предлагаемый метод наблюдения за облаками и осадками может быть использован не только в научно-исследовательских целях. Он может найти применение и в практике метеорологического обслуживания авиации и службы прогноза погоды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горелик А. Г., Костарев В. В., Черников А. А. Радиолокационное измерение турбулентных движений в облаках. Метеорология и гидрология, № 5, 1958.
2. Жупахин К. С., Жупахин В. С. Простое устройство для статистического анализа квазистационарных эхо-сигналов. Труды ГГО, вып. 186, 1966.
3. Жупахин К. С. Об оперативном статистическом анализе эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз. См. наст. сб.
4. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1966.
5. Bigler S. G., Hexter P. L., Wells F. S. The Radar Program of the U. S. Weather Bureau. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 43, No. 11, 1962.
6. Grinstead W. A., Tuthill A. P. An Economic Method of Recording and Transmitting Weather Radar Information. World Conf., Radio Meteorol. 11-th Weather Radar Conf. Boulder. Colo, 1964.
7. Hoose H. M. Operational Use of Weather Radar Composites in Florida. Monthly Weather Review, vol. 90, No. 9, 1962.
8. Lowenschuss A. Weather Radar Data Processing. IRS International Convention Record. 1960, 8p, 150—156.
9. Wein M. Facsimile Output for Weather Radar. 365—369, PUP, N. 15, 1966.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ЦИФРОВЫХ КАРТ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ

Введение

Одним из основных преимуществ радиолокатора является возможность быстрого обзора всей верхней полусферы над территорией в несколько десятков тысяч квадратных километров за время, в течение которого можно считать наблюдаемые явления стационарными. Производя одновременно с обзором фотографирование экрана ИКО, мы получаем серию фотоснимков, по которым можно определить пространственные характеристики очагов радиоэхо от наблюдающихся в атмосфере облаков и полос выпадения осадков. Для исследования объемов радиоэхо при естественном развитии конвективных облаков и при активных воздействиях на них необходимо проводить непрерывные радиолокационные наблюдения в течение нескольких часов. В результате этого объем данных радиолокационных наблюдений вырастает до такой степени, что затрудняет их анализ. Таким образом, возникает необходимость представления первичных данных радиолокационных наблюдений в таком виде, чтобы они отличались наибольшей полнотой содержащихся в них сведений, необходимой наглядностью пространственного представления наблюдаемых объектов и наименьшим объемом научной документации.

При наблюдениях за конвективными облаками с помощью радиолокатора мы получаем все данные о геометрических размерах очагов радиоэхо и их пространственном распространении в атмосфере в зоне обнаружения их радиолокатором. Если эту зону разбить на ряд элементарных площадок определенной величины и для каждой из них определить высоту верхней границы очагов радиоэхо, то мы можем составить цифровую карту верхних границ очагов радиоэхо. Значение цифры может выражать высоту верхней границы, а положение ее соответствует положению той элементарной площадки, к которой она относится. Аналогичным образом может быть составлена и цифровая карта нижней границы очагов радиоэхо.

Объемы очагов радиоэхо от конвективных облаков по своей конфигурации представляют в первом приближении эллипсоиды с вертикальной или наклонной осью вращения. В большинстве случаев площади горизонтальных сечений этих объемов сначала монотонно возрастают, а затем с некоторой высоты монотонно убывают. В этом случае сочетание цифровых карт верхней и нижней границ очагов радиоэхо

дает нам полное представление о размерах, конфигурации объемов радиоэхо и их пространственном распространении. В оперативной практике радиолокационных наблюдений может быть использован машинный способ составления цифровых карт радиолокационной информации. В данной статье излагается ручной способ составления таких карт, который может быть использован в практике научно-исследовательской работы.

Расчет шкал для составления цифровых карт радиолокационной информации

Основным материалом для составления этих карт являются фотоснимки с экрана ИКО, полученные при наблюдениях методом кругового обзора при различных углах ε_n возвышения антенны. Вначале по этим снимкам простым копированием, как это описано в работе [1], составляются карты контуров очагов радиоэхо в координатах азимут-горизонтальная дальность. Последнее достигается тем, что при копировании используется переменный коэффициент увеличения, пропорциональный $\cos \varepsilon_n$.

Территория, над которой производятся наблюдения, разделяется на 1885 элементарных площадок (эл. пл.). При наблюдениях в зоне от 20 до 100 км величина такой площадки будет 4×4 км. Затем определяется горизонтальное удаление L центра каждой площадки по формуле $L = \sqrt{y^2 + x^2}$, где y и x — проекции L на направления основных румбов. Расчеты горизонтальных удалений L достаточно определить для одного сектора от 0 до 45° по азимуту. Остальные семь секторов заполняются по закону симметрии. Таким образом, нам достаточно вычислить 236 значений горизонтальных дальностей и для них определить значения высот.

Принимая при наблюдениях систему углов возвышения

$$\varepsilon_n = \arctg(b^n), \quad (1)$$

где $b = 0,85$, мы получаем $n = 30$, т. е. для каждого из 236 значений горизонтальных дальностей требуется вычислить около 30 значений высот, а всего нужно определить около 7000 значений высот. Однако, как это было показано в [1], при $b = 0,85$ мы допускаем ошибку в приведении высот до 8% и для средних высот 5—7 км она будет достигать 0,5 км. Следовательно, нет смысла определять высоты границ очагов с точностью большей, чем 0,5 км. Ограничиваясь интервалом высот от 0 до 15 км, мы будем иметь только около 30 фиксированных значений высот: 0; 0,5; 1,0; 1,5 и т. д. Обозначим их соответственно индексами 0; 0+; 1; 1+ и т. д. Высоты над уровнем моря находим по формуле

$$H_0 = L \operatorname{tg} \varepsilon + \alpha L^2 + h_0 \quad (2)$$

с учетом кривизны земли и нормальной рефракции сантиметровых радиоволн. Здесь h_0 — высота антенны над уровнем моря, $\alpha = 1/(130)^2$, H_0 , L и h_0 выражаются в километрах.

Из формулы (2) находим выражения для крайних значений горизонтальной дальности при фиксированных значениях высот H_0

$$L = -A + \sqrt{A^2 + B}, \quad (3)$$

где

$$A = \frac{\operatorname{tg} \varepsilon}{2\alpha}, \quad B = \frac{H_0 - h_0}{\alpha}.$$

Таких значений будет около 900, и их будет достаточно для составления цифровой шкалы при каждом значении угла возвышения ε_n антенны. Конечно, эти шкалы, одна из которых показана на рис. 1, годятся только для определенного места наблюдения (для определенного значения h_0), выбранной системы углов возвышения и масштаба зоны наблюдения.

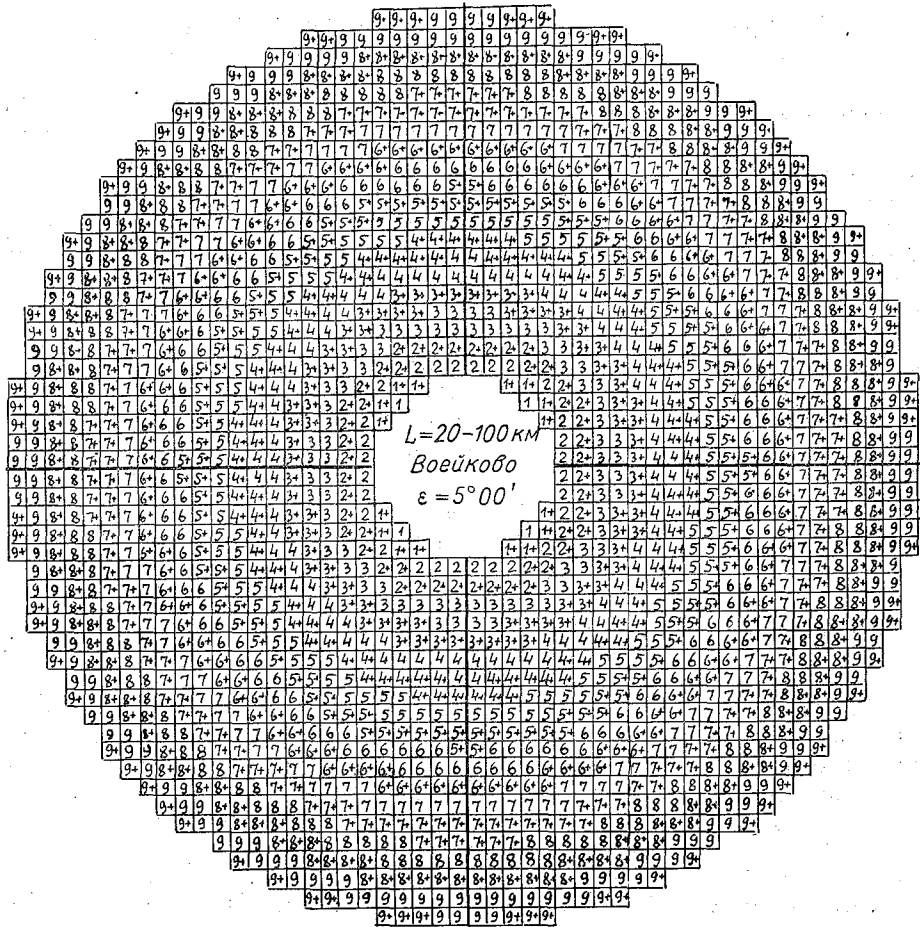


Рис. 1.

Аналогичным образом можно рассчитать шкалы и для зон радиусом от 10 до 50 км, где величина элементарной площадки будет равна 2×2 км.

Методика составления цифровых карт

Цифровые карты составляются по картам контуров очагов радиоэхо с помощью цифровых шкал. Последние удобно нанести на лист органического стекла 4—5 мм толщиной. Они служат верхней рамкой светокопировального столика и могут быть быстро заменены одна другой. Для составления цифровой карты берется чистый лист бумаги и

скрепляется с картой контуров радиоэхо. После этого на бланке будущей цифровой карты наносятся основные румбы и все это накладывается на освещенную снизу цифровую шкалу так, чтобы соответствующие румбы цифровой шкалы, карты контуров и цифровой карты совпадали. В этом положении на последней копируются цифры цифровой шкалы, но только из тех элементарных площадок, которые входят в контур очага полностью или более чем наполовину. Разумеется, цифровая шкала и карта контуров всегда должны соответствовать одна другой, т. е. относиться к одному и тому же значению угла возвышения антенны. Для составления цифровой карты верхних (нижних) границ очагов радиоэхо нанесение цифр необходимо начинать с наибольших (наименьших) значений углов возвышения антенны и копировать цифры цифровой шкалы по вышеуказанному правилу, но с необходимым дополнением, заключающимся в том, что цифры копируются только в свободных клетках цифровой карты, т. е. не занятых ранее нанесенными цифрами.

Для составления цифровой карты верхних (нижних) границ очагов радиоэхо с определенного уровня, соответствующего высоте H , нанесение цифр необходимо начинать с наибольших (наименьших) значений углов возвышения антенны и копировать цифры шкалы так, как указано выше, но со вторым дополнением, заключающимся в том, что копируются только высоты, равные или меньшие (большие) H .

При правильном составлении цифровых карт верхних и нижних границ очагов радиоэхо и достаточно точной ориентировке шкал и карт в процессе составления, мы, как правило, получаем на обеих картах площади, занятые цифрами, одинаковые по величине и по конфигурации. Это будут площади проекций объемов очагов радиоэхо на горизонтальную плоскость. Отличие имеется только в значениях цифр. На картах верхних границ значения цифр могут быть больше или в крайнем случае равны их значениям на соответствующих площадках на картах нижних границ. На рис. 2 представлены карты верхних и нижних границ очагов радиоэхо. Эти карты, как и аналогичным способом построенные другие цифровые карты, отражают специфические свойства полей облаков, наблюдающихся в данное время. Выявление этих особенностей может быть сделано после анализа материалов. Однако прежде всего необходимо выяснить, достаточно ли полно две цифровые карты отражают объем и конфигурацию наблюдающихся очагов радиоэхо. Как показано в работе [2], площади горизонтальных сечений очагов радиоэхо от кучево-дождевых облаков обычно сначала растут с высотой, а затем убывают. Однако бывают случаи вторичного увеличения с высотой площадей горизонтальных сечений очагов радиоэхо. Вертикальный разрез одного из таких очагов представлен на рис. 3а. На цифровых картах в данной плоскости мы будем наблюдать довольно редко скачки в изменении высоты: на цифровой карте верхних границ (карта 1) от H_3 до H_5 , а на цифровой карте нижних границ (карта 2) — от H_2 до H_4 . Для полного отражения наблюдаемого сложного объема необходимо составить еще две цифровые карты: карту верхних границ очагов радиоэхо (карта 3), начиная с определенного уровня, соответствующего высоте $H = 1/4(H_3 + H_5 + H_2 + H_4)$, и цифровую карту нижних границ очагов радиоэхо, начиная с того же уровня (карта 4). Площади заполненные цифрами на картах 3 и 4 будут очевидно различны по величине, конфигурации и по положению. Для плоскости, показанной на рис. 3, площадь на карте 3 будет простирается от L_1 до L_3 , а на карте 4 — от L_2 до L_4 . Тогда необходимо внести изменения на картах 1 и 2, а именно — оставить

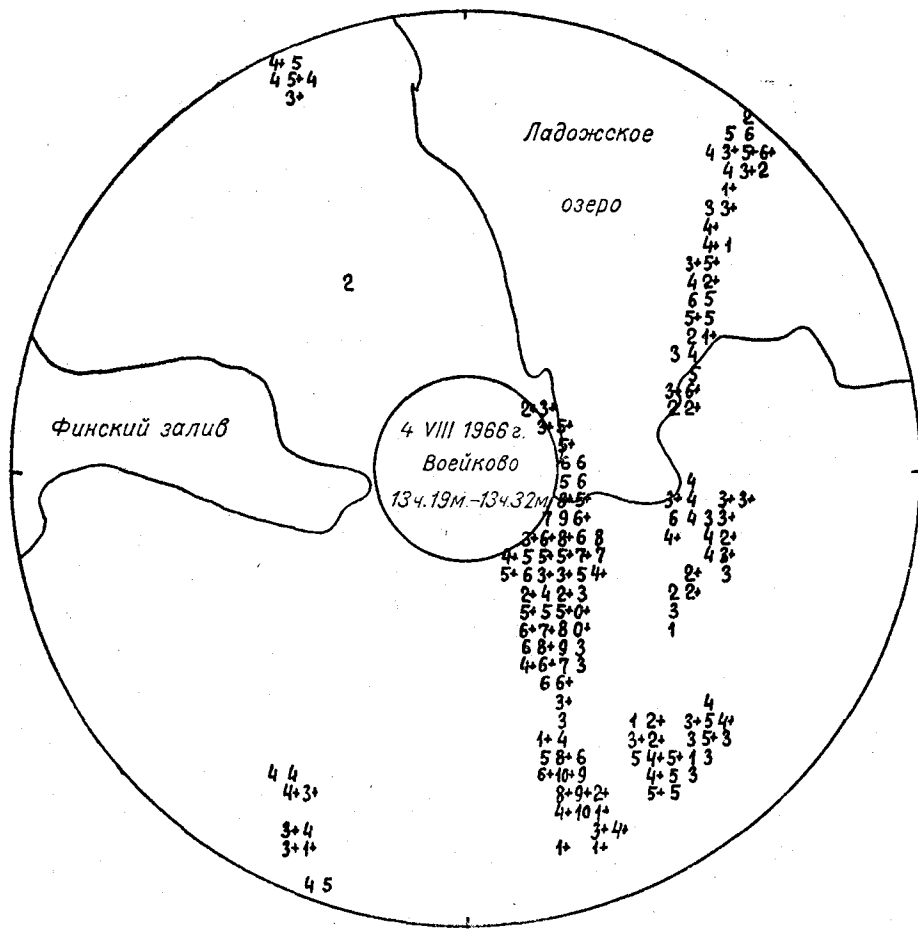


Рис. 2.

на карте 1 только те цифры, которые находятся на элементарных площадках, соответствующих карте 4, а на карте 2 оставить только те площадки, которые оцифрованы на карте 3. Но прежде, чем это сделать, необходимо убедиться, что карты 1 и 2 полностью отражают наблюдаемый объем. Это можно сделать в самом начале составления карты 3 или 4, когда выявится, что площадь горизонтального сечения счага на высоте H меньше, чем площадь очага на карте 1 для той же высоты H . Если же эти площади равны, то карты 1 и 2 полностью отражают наблюдаемый объем и необходимость в составлении карт 3 и 4 отпадает.

По рис. 3б нетрудно себе представить, что если проекция верхнего объема на горизонтальную плоскость будет меньше соответствующей проекции нижнего объема и будет полностью перекрыта им, то на карте 2 резких скачков по высоте мы не обнаружим, но зато можем обнаружить эти скачки на карте 1 в передней и тыловой части объема. Обратная картина будет наблюдаться в случае, когда проекция верхнего объема полностью перекроет проекцию нижнего. Но и в этом случае, анализируя ход изменения высоты на картах 1 и 2, мы можем

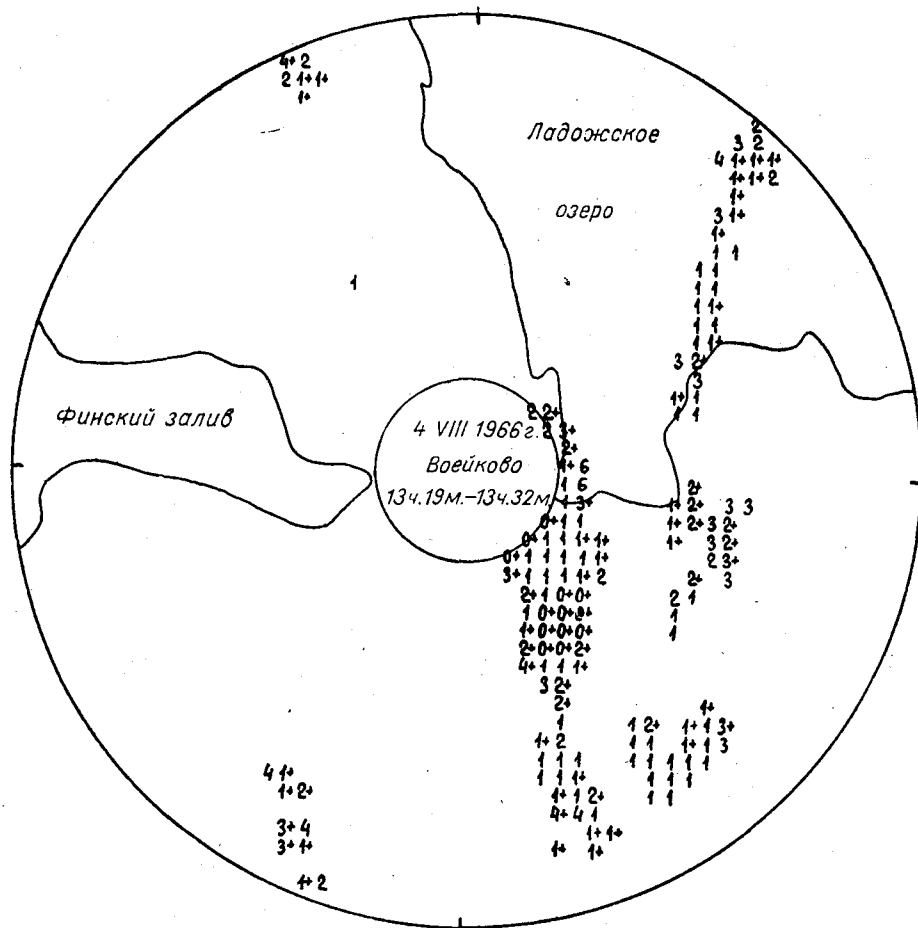


Рис. 2

вышеуказанным способом определить достаточность карт 1 и 2 или необходимость составления дополнительных карт 3 и 4.

Схема вычислений количественных характеристик по цифровым картам

Процесс составления цифровых карт — это накопительный процесс. Если мы на одной карте наносим не один уровень, а несколько, то для выявления их надо руководствоваться определенным правилом, исходя из которого мы можем быстро перейти к любому уровню. Так, например, для того чтобы определить величину площади горизонтального сечения радиоэхо и ее конфигурацию на высоте H , нужно выбирать те клеточки цифровых карт, для которых будет соблюдаться правило

$$a \geq H \geq b,$$

где a и b — цифры соответственно на карте верхних и нижних границ, относящихся к одной и той же элементарной площадке. Полный

расчет радиолокационных данных по цифровым картам целесообразно проводить по нижеследующей схеме.

S_i	n	H	n	S_i
$S_{10} = a_{10}$	a_{10}	10	b_{10}	
$S_{9+} = a_{9+} + S_{10} - b_{10}$	a_{9+}	9+	b_{9+}	
$S_9 = a_9 + S_{9+} - b_{9+}$	a_9	9	b_9	
.....	
$S_i = a_i + S_i - b_{i+}$	$S_{i+1} = b_{i+} + S_i - a_i$
.....
	a_1	1	b_1	$S_1 = b_1 + S_{0+} - a_{0+}$
	a_{0+}	0+	b_{0+}	$S_{0+} = b_0 + S_0 - a_0$
	a_0	0	b_0	$S_0 = b_0$
ΣS_i	$\Sigma a_i = \Sigma b_i$			ΣS_i

Здесь в графе H стоят в определенном порядке значения цифр, из которых составлены цифровые карты верхних и нижних границ радиоэхо. В соседних с ней графах n приведены числа случаев повторения

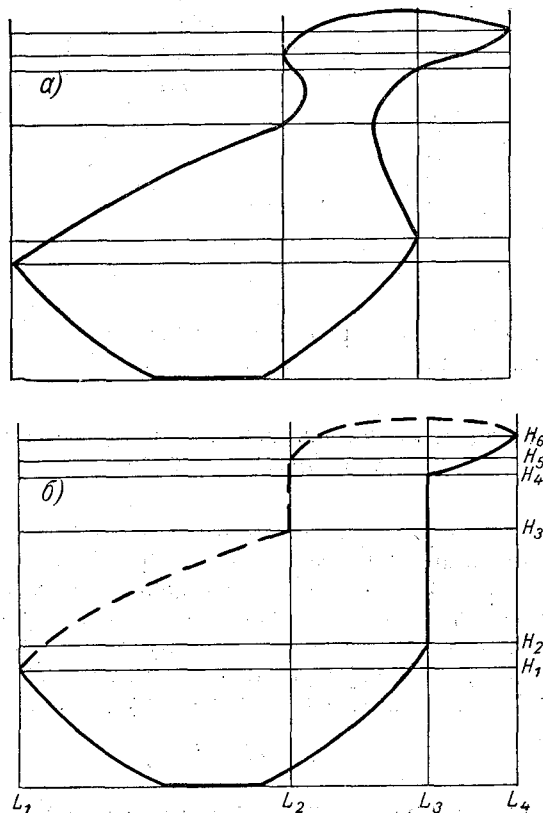


Рис. 3.

соответствующих цифр на той или иной цифровой карте. В крайних графах S_i стоят числа элементарных площадок на соответствующих высотах. Если расчеты проведены правильно, то обе графы имеют одни и те же числа, стоящие в одном и том же порядке, что важно для контроля вычислений. Таким же контролем является и равенство сумм чисел, стоящих в графах n . Применительно к цифровым картам, приведенным на рис. 2, составлена табл. 1.

Таблица 1

4 VIII 1966 г.
13 час. 19 мин.—13 час. 32 мин.

S км ²	Верхняя граница		H км	Нижняя граница	
	S эл. пл.	n		n	S эл. пл.
16	1	1	10,5	—	1
32	2	1	10,0	—	2
64	4	2	9,5	—	4
112	7	3	9,0	—	7
176	11	4	8,5	—	11
208	13	2	8,0	—	13
240	15	2	7,5	—	15
288	18	3	7,0	—	18
416	26	8	6,5	—	26
592	37	11	6,0	2	37
800	50	15	5,5	—	50
1056	66	16	5,0	—	66
1264	79	13	4,5	3	79
1504	94	18	4,0	4	94
1808	113	23	3,5	7	113
1904	119	13	3,0	11	119
1904	110	11	2,5	17	119
1712	107	5	2,0	12	107
1632	102	7	1,5	37	102
1104	69	4	1,0	58	69
208	13	2	0,5	13	13
Σ	1065	164		164	1065

$$S = 164 \times 16 = 2624 \text{ км}^2,$$

$$V = 1065 \times 16 \times 0,5 = 8520 \text{ км}^3,$$

$$h_{\text{ср}} = \frac{8520}{2624} = 3,25 \text{ км}, \quad S = \frac{164}{1885} 100 = 8,7\%.$$

Здесь суммарная площадь S проекций всех объемов на горизонтальную плоскость определялась по формуле

$$S = 16 \sum a_i = 16 \sum b_i,$$

или то же в процентах

$$S = \frac{100 \sum a_i}{1885} = \frac{100 \sum b_i}{1885}.$$

Суммарный объем определялся по формуле

$$V = 0,5 \times 16 \sum S_i = 8 \sum S_i,$$

а средняя мощность h_{cp} — по формуле

$$h_{cp} = \frac{V}{S}.$$

Заключение

Цифровые карты верхней и нижней границ очагов радиоэхо содержат большой объем радиолокационной информации в наиболее сконцентрированном виде, удобном для анализа и дальнейших статистических обобщений. Путем простого сопоставления карт и несложных расчетов по ним могут быть получены следующие характеристики полей облаков.

1. Пространственное распределение очагов радиоэхо и по нему тип мезоструктуры полей облаков.

2. Конфигурация объемов очагов радиоэхо и положения их в пространстве с ориентировкой их наклона и направления движения.

3. Конфигурация проекций очагов радиоэхо на горизонтальную плоскость на различных высотах.

4. Вертикальные разрезы очагов радиоэхо по 8 главным румбам.

5. Площади проекций отдельных очагов в км² и в процентах исследуемой территории, а также суммарная площадь проекций очагов радиоэхо на горизонтальную плоскость.

6. Суммарная площадь очагов радиоэхо на различных высотах.

7. Объемы отдельных очагов, а также суммарный объем очагов радиоэхо.

8. Средняя вертикальная мощность очагов радиоэхо для каждой элементарной площадки.

9. Средняя вертикальная мощность очагов радиоэхо во всей зоне наблюдения.

10. Изменения вышеперечисленных характеристик во времени, поскольку получение данного объема радиолокационной информации занимает от 5 до 15 мин.

Кроме того, цифровые карты радиолокационной информации представляют собой материал, удобный для различных статистических обобщений, например, для составления карт ливневой активности, определения характеристик пространственной и временной изменчивости полей облаков и осадков и других радиолокационных характеристик различных атмосферных образований. Удобны цифровые карты и для сопоставления их с данными, получаемыми с метеорологических спутников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Котов Н. Ф. Радиолокационный метод получения горизонтального разреза очагов радиоэхо на заданной высоте при активных воздействиях на облака. Труды ГГО, вып. 202, 1967.
2. Анчугова Р. А. К вопросу о динамике развития радиоэхо от кучево-дождевых облаков. См. наст. сб.

К ВОПРОСУ О ДИНАМИКЕ РАЗВИТИЯ РАДИОЭХО ОТ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ

Введение

На экспериментальной базе ГГО в Воейково летом 1965 г. проводились наблюдения за развитием радиоэхо от кучево-дождевых облаков в радиусе 100 км с помощью радиолокатора повышенной чувствительности. Наблюдения производились с применением предложенной Н. Ф. Котовым рациональной системы углов возвышения антенны, в основу которой положен принцип постоянства относительной величины отклонений от высоты, к которой приводится радиоэхо [2].

В результате наблюдений были получены наклонные разрезы очагов радиоэхо. Дальнейшая обработка материалов позволила получить карты горизонтальных разрезов очагов радиоэхо через каждые 0,5 км, начиная от уровня 1,5 км. Методика наблюдений и обработки полученных материалов изложена в работе Н. Ф. Котова [2].

Имея серии карт горизонтальных разрезов очагов радиоэхо на различных уровнях через 0,5 км по высоте с временным интервалом между сериями в 5—7 мин., мы попытались выделить отдельные конвективные ячейки или группы ячеек с тем, чтобы проследить за динамикой их развития за время существования — от момента появления отражения от данного облака на ИКО радиолокатора до полного его исчезновения.

С этой целью были проанализированы карты горизонтальных разрезов очагов радиоэхо за 26, 27, 28 и 29 июля 1965 г. Всего удалось исследовать 88 радиоэхо от кучево-дождевых облаков, рассмотрев 430 серий наблюдений.

В указанные дни проводились непрерывные наблюдения за динамикой полей облаков. Параллельно с радиолокационными наблюдениями, производились визуальные наблюдения за полями облаков с самолета. Предварительный анализ самолетных и радиолокационных данных показал, что радиолокатор отмечал в основном радиоэхо от кучево-дождевых облаков и лишь на расстоянии 30—35 км от некоторых мощных кучевых облаков, находившихся в стадии кристаллизации. Сопоставление данных о высоте верхней границы радиоэхо с самолетными наблюдениями за верхней границей кучево-дождевых облаков позволило установить, что при совпадении моментов замеров высоты верхней границы облаков и радиоэхо либо совпадали, либо отличались не более чем на 0,5 км. Это не противоречит данным, полученным в исследованиях других авторов [4].

Основные черты развития радиоэхо в дни исследований

За рассматриваемый период с 26 по 29 июля 1965 г. погода определялась в основном прохождением вторичных холодных фронтов и холодных фронтов с волнами, в зоне которых наблюдалось интенсивное развитие конвективной облачности.

Возникавшие на фронте конвективные ячейки находились в постоянном взаимодействии друг с другом и, если не сливались, то уже через 7—10 мин. их трудно было различить среди многих радиоэхо, появившихся рядом. В тех случаях, когда удавалось проследить за изолированной конвективной ячейкой от момента появления отражения на ИКО до полного распада, время ее существования составляло от 10 до 50 мин.

В большинстве случаев рядом с возникшим радиоэхо вскоре появлялось несколько новых, которые оказывали заметное влияние на первое.

Мощность ранее существовавшего облака при возникновении на расстоянии 3—4 км от него новых конвективных ячеек часто заметно увеличивалась и иногда возобновлялось выпадение уже прекратившихся осадков. Продолжительность жизни такой ячейки достигала 2 час.

Интересны случаи продолжительного существования в определенном районе исследуемой территории изолированной группы из нескольких ячеек. В такой группе конвективные ячейки быстро изменяются, они делятся или сливаются друг с другом; одни ячейки исчезают, а на их месте вскоре появляются другие. Вся группа движется в одном направлении с одинаковой скоростью. Такая, можно сказать, многоячейковая система может существовать более 3 час. Например, 27 июля возникшая на расстоянии 50 км от пункта наблюдения и двигавшаяся с юго-запада на северо-восток группа просуществовала около 3,5 час.

Имея серии карт горизонтальных разрезов полей облаков через каждые 0,5 км по высоте, мы попытались уловить момент возникновения радиоэхо от кучево-дождевых облаков.

Программой наблюдения специально не предусматривалось определение высоты зарождения радиоэхо. Условились, что момент зарождения радиоэхо отмечен, если вертикальная мощность его в момент обнаружения не превышала 1 км. Высота нижней границы радиоэхо в момент его появления на ИКО рассматривалась как уровень его зарождения. Из 88 исследованных радиоэхо уровень зарождения удалось зафиксировать только в 17 случаях. При этом оказалось, что в условиях данной синоптической ситуации появление радиоэхо от кучево-дождевых облаков происходило в слое от 1,5 до 3,5 км. Чем большей вертикальной мощности достигало облако в своем развитии, тем при более низких температурах происходило появление радиоэхо.

Ниже показана зависимость максимальной высоты верхней границы радиоэхо H от среднего значения температуры t_{cp} на уровне зарождения:

H км	3	4	5	6	7	8
t_{cp} °	1,8	1,6	-1,7	-3,2	-5,0	-8,5

Таким образом, появление радиоэхо от кучево-дождевых облаков при данной синоптической ситуации происходило в слое толщиной 2 км как при положительных, так и при отрицательных температурах. Са-

мая высокая температура на уровне зарождения радиоэхо была +5°, а самая низкая —10°.

По характеру развития радиоэхо во времени представилось возможным разделить облака на три группы. К первой группе были отнесены облака, достигающие наибольшей мощности в течение короткого промежутка времени (10—15 мин.), а затем медленно разрушающиеся. В табл. 1 эта группа представлена на примере наблюдения 29 июля. В таблице показано изменение общего объема радиоэхо во времени. При его вычислении предполагалось, что для каждого слоя (через 0,5 км) радиоэхо имеет цилиндрическую форму.

Ко второй группе были отнесены облака, достигающие максимальной мощности в течение более длительного времени, чем период распада (табл. 1, 26 июля).

Таблица 1

Изменение объемов радиоэхо от кучево-дождевых облаков во времени

Продолжительность серии	V км ³	Продолжительность серии	V км ³	Продолжительность серии	V км ³
29 VII		26 VII		27 VII	
11 ч 26 м—11 ч 35 м	—	12 ч 05 м—12 ч 12 м	—	11 ч 48 м—11 ч 55 м	—
11 ч 44 м—11 ч 52 м	176	12 ч 14 м—12 ч 21 м	1	12 ч 00 м—12 ч 06 м	13
11 ч 58 м—12 ч 06 м	140	12 ч 24 м—12 ч 31 м	4	12 ч 10 м—12 ч 16 м	34
12 ч 11 м—12 ч 19 м	62	12 ч 34 м—12 ч 42 м	17	12 ч 21 м—12 ч 28 м	17
12 ч 26 м—12 ч 34 м	29	12 ч 48 м—12 ч 55 м	49	12 ч 32 м—12 ч 39 м	13
12 ч 39 м—12 ч 47 м	—	13 ч 00 м—13 ч 08 м	52	12 ч 43 м—12 ч 51 м	—
		13 ч 14 м—13 ч 21 м	—		

Третью группу составляют облака, у которых период развития и распада примерно одинаков (27 июля).

Прочерк в графе объемов означает отсутствие в соответствующей серии радиоэхо от данного облака.

В условиях наблюдений 70% рассматриваемых облаков были отнесены к первой и второй группам. Облака, отнесенные к третьей группе, в большинстве случаев были менее развитыми по вертикали, и период их существования был более коротким.

Изменение площадей радиоэхо с высотой

Для 88 исследуемых радиоэхо по картам горизонтальных разрезов были вычислены площади на различных уровнях через 0,5 км за все время их существования. Всего было подсчитано 3000 площадей радиоэхо. Величины площадей отдельных радиоэхо в зависимости от стадии развития облака изменялись от 1 до 300 км².

В зависимости от максимальной высоты, которой достигало радиоэхо, мы условно разделили облака на три группы.

К первой группе были отнесены облака, вершины которых не превышали 6,5 км. Таких облаков оказалось 71. Во вторую группу, состоящую из 15 облаков, вошли те облака, вершины которых достигали нижней границы тропопаузы, не пробивая ее. С учетом температурных критериев разделения ливней и гроз, предложенных некоторыми исследователями [3, 7], и мощности вертикального развития [1, 6], облака этой группы можно отнести к грозовым.

Два облака, вершины которых проникли в нижнюю стратосферу, составили третью группу. Средняя высота нижней границы тропопазузы за изучаемый период по данным аэрологического зондирования была около 9 км.

Для каждой из групп облаков были вычислены средние площади радиоэхо на разных уровнях (1,5, 2,0, 2,5 км и т. д.). По полученным данным были построены графики изменения средних площадей радиоэхо с высотой (рис. 1).

Сравнительный анализ графиков показал, что независимо от вертикальной мощности максимальное значение площади радиоэхо было в слое от 2 до 3 км. В среднем максимум оказался на уровне 2,5 км.

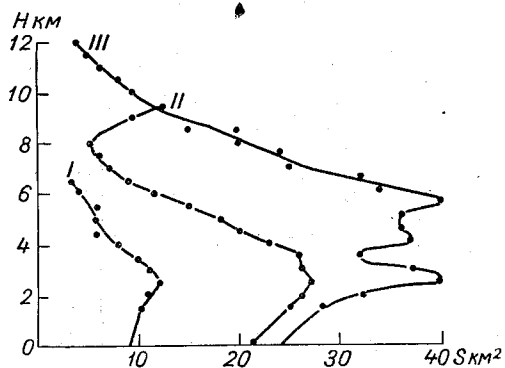


Рис. 1. Изменение с высотой средней площади радиоэхо.

I — радиоэхо с верхней границей до 6,5 км;
II — радиоэхо с верхней границей до 9,0 км;
III — радиоэхо с верхней границей до 12 км.

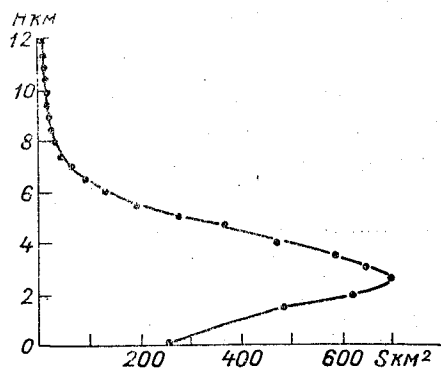


Рис. 2. Изменение с высотой суммарной площади радиоэхо при максимальной конвекции.

Средняя максимальная площадь для радиоэхо первой группы облаков составила 12 км², для второй 27 км² и для третьей 40 км². Отметим, что максимальные значения площадей радиоэхо в нашем случае наблюдались вблизи нулевой изотермы, средняя высота которой составляла 2,3 км.

В облаках первой и второй групп сразу после достижения максимума площадь радиоэхо начинала постепенно убывать с высотой. В облаках третьей группы над максимумом образуется слой толщиной около 3 км с маломеняющейся площадью радиоэхо. Выше этого слоя площадь радиоэхо начинает быстро убывать с высотой. В некоторых случаях в облаках второй группы наблюдалось увеличение площадей радиоэхо непосредственно под тропопазузой, что указывает на возможность обнаруживать с помощью радиолокатора наковальни кучево-дождевых облаков.

За периоды максимального развития конвекции были подсчитаны суммарные площади радиоэхо и для каждого уровня определены средние суммарные площади, занятые радиоэхо, для зоны радиусом 100 км. На рис. 2 представлен график изменения с высотой суммарной площади радиоэхо. Максимальной величины суммарные площади также достигали на уровне 2,5 км.

Заметим, что изменение с высотой средних значений площадей радиоэхо согласуется с изменением по высоте отражаемости в различных формах конвективных облаков. Осредненные вертикальные про-

фили отражаемости получены, например, С. Б. Гашиной и Е. М. Сальманом [1].

Площади радиоэхо за периоды максимально развитой конвекции были подсчитаны на всех уровнях за каждый изучаемый день. Полученные суммарные значения площадей мы сравнивали с оптимальным количеством облаков, рассчитанным для тех же уровней по методу слоя [5]. Оптимальное количество облаков (S_0) рассчитывалось по формуле

$$S_0 = 1 - \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^n (T - T_c)_k}{\sum_{k=1}^n (T_B - T_c)_k}},$$

где T — фактическая температура на верхней границе слоя, T_B и T_c — температура воздуха, поднявшегося от нижней до верхней границы слоя соответственно по влажной и сухой адиабате.

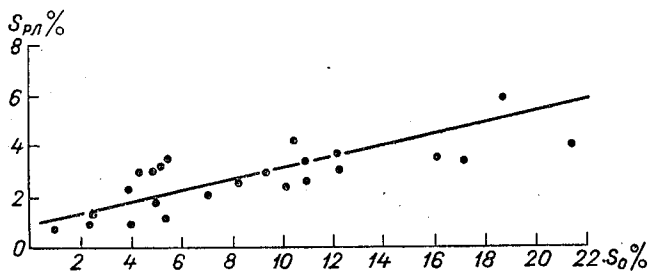


Рис. 3. График связи между S_0 и $S_{рл}$.

Расчет S_0 проводился по данным аэрологического зондирования в Воейково за срок 3 часа с помощью вспомогательного построения на аэрологической диаграмме.

При расчете кривая стратификации разбивалась на участки по 0,5 км, начиная с уровня 1,5 км, с учетом изменения вертикального градиента температуры.

Полученные значения суммарных площадей радиоэхо по данным карт горизонтальных разрезов и рассчитанные по методу слоя оптимальные количества облаков для одних и тех же уровней были выражены в процентах исследуемой территории (радиусом 100 км) и нанесены на график (рис. 3).

Полученная кривая показала наличие почти линейной связи между рассчитанными значениями S_0 и величинами площадей радиоэхо $S_{рл}$, полученных при наблюдении с помощью радиолокатора за кучево-дождевыми облаками.

Для получения окончательного вывода о характере связи, очевидно, недостаточно данных четырех дней наблюдений, а потребуются более детальные исследования.

Подсчет суммарных значений площадей радиоэхо на высоте 2,5 км через каждый час позволил выявить изменение площадей в течение дня.

Данные расчета приведены в табл. 2, из которой видно, что максимальные величины площадей радиоэхо от кучево-дождевых облаков в условиях холодного фронта отмечались около 16 час.

Изменение суммарных площадей радиоэхо во времени на уровне 2,5 км

Дата	Часы								
	12	13	14	15	16	17	18	19	20
26 VII	65	169	271	406	809	708	1027	520	115
27 VII	277	256	291	385	614	681	321	—	—
28 VII	877	790	933	421	1081	—	—	—	—
29 VII	483	640	703	562	853	274	173	—	—
Среднее	425	486	549	444	839	554	507	—	—

Выводы

Подводя итог проведенным исследованиям, можно сделать некоторые выводы, относящиеся к динамике развития радиоэхо от кучево-дождевых облаков в условиях холодного фронта.

1. Возникновение радиоэхо от кучево-дождевых облаков происходило в слое от 1,5 до 3,5 км как при положительных, так и при отрицательных температурах воздуха в этом слое.

2. Радиоэхо, появившиеся при более низких температурах, достигали большей вертикальной мощности.

3. Площади отдельных радиоэхо достигали наибольших значений преимущественно в слое от 2 до 3 км.

4. Суммарные площади радиоэхо на уровне 2,5 км достигали наибольших значений к 16 час.

5. Отмечено наличие почти линейной связи между суммарными значениями площадей радиоэхо на разных уровнях и оптимальным количеством облаков, рассчитанным для тех же уровней по методу слоя.

Полученные выводы предполагается в дальнейшем проверить на большем материале.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Особенности радиолокационных характеристик грозных облаков. Труды ГГО, вып. 173, 1965.
2. Котов Н. Ф. Радиолокационный метод получения горизонтального разреза очагов радиоэхо на заданной высоте при активных воздействиях на облака. Труды ГГО, вып. 202, 1966.
3. Котов Н. Ф. Радиолокационные характеристики ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 102, 1960.
4. Куликова Г. И., Никандрова Г. Т., Петрушевский В. А. Точность измерения границ облаков радиолокационным методом. Труды ГГО, вып. 173, 1965. г
5. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гидрометеиздат, Л., 1964.
6. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Гидрометеиздат, Л., 1962.
7. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеиздат, Л., 1961.

О МЕТОДИКЕ ОПЕРАТИВНОЙ ОЦЕНКИ ТУРБУЛЕНТНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ОБЛАКАХ

Разработанный в ЦАО метод радиолокационной оценки турбулентных движений в облаках [1] с помощью обычного импульсного радиолокатора основывается на том, что величина частотной девиации от несущей частоты передатчика ω_0 определяется слагающей относительной скорости движения v_s , направленной вдоль оси зондирующего луча,

$$\Omega = (\omega_s - \omega_0) = \omega_0 \frac{2v_s}{c}, \quad (1)$$

где c — скорость света.

Относительная скорость движения v_s связана с частотой изменения огибающей импульсов F_s соотношением

$$v_s = F_s \frac{\lambda}{2}. \quad (2)$$

Согласно методу, описанному в [1] и [4], частота F_s определяется подсчетом числа максимумов огибающей последовательности выстроированных импульсов в секунду.

Число максимумов n , зарегистрированных в течение времени T , равно

$$n = F_s \Delta T. \quad (3)$$

Следовательно,

$$v_s = \frac{n}{\Delta T} \frac{\lambda}{2}. \quad (4)$$

Таким образом, ориентировочная оценка скорости v_s сводится в [1] к подсчету числа резко выраженных максимумов n за время наблюдения ΔT по записям поимпульсно регистрируемых эхо-сигналов и умножению отношения $n/\Delta T$ на постоянный коэффициент, равный $\lambda/2$.

В [4] указывается, что при опытной обработке полученных записей, проведенной этим и точным способами, разница значений скорости не превышала $\pm 30\%$.

Однако подобная обработка записей отдельных реализаций случайного процесса не оперативна.

Для достижения оперативности в получении данных о турбулентных движениях в облаках целесообразно измерять величину $F_s = n/\Delta T$, представляющую собой среднюю частоту наиболее ярко выраженных колебаний огибающей последовательности выстроированных

импульсов, непосредственно с помощью устройства типа частотомера, шкала которого для получения искоемых значений v_s должна умножаться на $\lambda/2$.

Блок-схема устройства для оперативной оценки скоростей турбулентных движений в облаках представлена на рис. 1.

Работа схемы состоит в следующем. С приемного устройства 1, усилитель промежуточной частоты которого целесообразно (см. ниже) использовать с логарифмической амплитудной характеристикой, эхосигналы поступают на ключевую схему 2, управляемую последовательностью стробирующих импульсов b , которая обеспечивает выборку сигнала из подлежащего исследованию объема облака. С выхода ключевой схемы выстробированная последовательность импульсов поступает на импульсный детектор 3, служащий для выделения огибающей

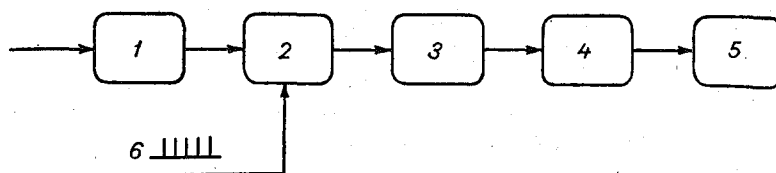


Рис. 1. Блок-схема устройства.

1 — приемное устройство радиолокатора; 2 — ключевая схема; 3 — импульсный детектор; 4 — усилитель с фильтром низкой частоты; 5 — стрелочный частотомер; b — стробирующие импульсы.

этой последовательности импульсов. С выхода импульсного детектора огибающая выстробированной последовательности импульсов напряжения поступает на вход усилителя с фильтром низких частот 4, которые предназначены для усиления огибающей и подавления составляющей частоты стробирования. Усиленная и очищенная от помех огибающая выстробированной последовательности импульсов поступает на стрелочный частотомер 5, который измеряет искоемую частоту F_s (скорость v_s).

Применение усилителя промежуточной частоты с логарифмической характеристикой целесообразно по двум причинам: 1) отсутствует перегрузка сильными эхосигналами от близких очагов осадков и облаков; 2) автоматически обеспечивается относительное постоянство уровня флуктуирующего напряжения, подаваемого на вход частотомера.

Оба эти факта существенны как для достижения оперативности (т. е. автоматизации) оценки турбулентных движений в облаках, так и для повышения точности самой оценки. Действительно, отсутствие перегрузки означает, что отпадает необходимость в ручных регулировках для обеспечения работы приемника в линейном режиме. Постоянный уровень флуктуирующего напряжения на входе частотомера, естественно, обеспечит более высокую точность оценки частоты.

Покажем, что амплитуда огибающей флуктуаций эхосигналов от облаков и осадков на выходе усилителя промежуточной частоты с логарифмической амплитудной характеристикой приводится к определенному постоянному уровню.

Распределение амплитуд эхосигналов в сантиметровом диапазоне волн от частиц облаков и осадков, подверженных турбулентному перемешиванию, подчиняется закону Релея

$$W_1(x) dx = \frac{2x}{\sigma^2} e^{-\frac{x^2}{\sigma^2}} dx, \quad x > 0. \quad (5)$$

Введем новую переменную

$$\alpha = \frac{x^2}{\sigma^2}, \quad \alpha > 0. \quad (6)$$

Тогда выражение (5) запишется в виде

$$W_1(\alpha) d\alpha = e^{-\alpha} d\alpha, \quad \alpha > 0. \quad (7)$$

Для реального усилителя с линейно-логарифмической амплитудной характеристикой связь выходного напряжения y с входным описывается уравнением

$$y = k_0 x_0 + a \ln bx, \quad (8)$$

где: k_0 — коэффициент усиления на линейном участке; x_0 — порог логарифмирования; a , b — постоянные коэффициенты.

Перепишывая (8) несколько иначе и учитывая (6), получаем

$$y = c + \frac{a}{2} (\ln b^2 \sigma^2 + \ln \alpha). \quad (9)$$

Дисперсия выходного сигнала характеризует уровень флуктуационного напряжения на входе частотомера и определяется соотношением

$$M(y) = m(y^2) - [m(y)]^2, \quad (10)$$

где

$$\begin{aligned} m(y) &= \int_0^{\infty} y W_1(\alpha) d\alpha = c + \frac{a}{2} \ln b^2 \sigma^2 + \frac{a}{2} \int_0^{\infty} \ln \alpha W_1(\alpha) d\alpha, \\ m(y^2) &= \int_0^{\infty} y^2 W_1(\alpha) d\alpha = \left(c + \frac{a}{2} \ln b^2 \sigma^2 \right)^2 + \\ &+ 2 \left(c + \frac{a}{2} \ln b^2 \sigma^2 \right) \int_0^{\infty} \ln \alpha W_1(\alpha) d\alpha + \frac{a^2}{4} \int_0^{\infty} (\ln \alpha)^2 W_1(\alpha) d\alpha. \end{aligned}$$

Отсюда с учетом (7) получаем

$$M(y) = \frac{a^2}{4} \left\{ \int_0^{\infty} (\ln \alpha)^2 e^{-\alpha} d\alpha - \left[\int_0^{\infty} \ln \alpha e^{-\alpha} d\alpha \right]^2 \right\}. \quad (11)$$

Входящие в выражение (11) интегралы находятся по таблицам лапласовых преобразований и их подстановка дает

$$M(y) = \frac{(a\pi)^2}{24}. \quad (12)$$

Таким образом, уровень флуктуирующего напряжения на входе частотомера будет величиной постоянной и не зависящей от уровня эхосигналов от облаков и осадков на входе усилителя промежуточной частоты с логарифмической амплитудной характеристикой.

Описанное устройство, включенное в комплекс аппаратуры для автоматизации радиолокационных измерений [2], испытывалось в течение летнего сезона 1966 г. В качестве регистратора использовался стрелочный частотомер типа ИЧ-5.

Результаты этих испытаний, которые частично приводятся в [3], в количественном отношении были аналогичны результатам, полученным в [1]. Грубость оценки турбулентных движений в облаках с помощью описанного устройства окупается оперативностью в получении необходимых данных и, видимо, может быть уменьшена усовершенствованием самой аппаратуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горелик А. К., Костарев В. В., Черников А. А. Радиолокационные измерения турбулентных движений в облаках. Метеорология и гидрология, № 5, 1958.
2. Жупахин К. С., Коптяев Г. А., Котов Н. Ф. Радиолокационный метод спирального обзора постоянной высоты. См. наст. сб.
3. Жупахин К. С. Об оперативном статистическом анализе эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз. См. наст. сб.
4. Калиновский А. Б., Пинус Н. З. Аэрология, ч. I. Методы аэрологических измерений. Гидрометеониздат, Л., 1961.

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕПЛОГО МЕТОДА ВОЗГОНКИ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИИ НА САМОЛЕТЕ

Введение

За последние годы при изыскании новых льдообразующих реагентов большое внимание уделяется органическим соединениям. Такие вещества, как метальдегид и флороглюцин интересны прежде всего тем, что они обладают высоким порогом льдообразующей активности. Согласно работе Фукуты [5], при температуре выше -10° льдообразующая активность метальдегида значительно превышает выход активных частиц от AgJ. В качестве верхнего порога действия этого реагента Фукута указывает температуру $t = -0,4^{\circ}$.

С 1962 г. в ГГО совместно с ИРЕА проводятся исследования метода генерации и льдообразующей способности метальдегида и флороглюцина [2, 3]. Для перевода в аэрозольное состояние этих реагентов используется метод тепловой возгонки. Сложность этого метода заключается в том, что для получения максимальной льдообразующей активности реагентов необходим подбор строго определенных условий возгонки.

Переход вещества в аэрозольное состояние определенной дисперсности зависит от скорости потока, разбавления вещества струей воздуха, температуры нагрева и времени нахождения реагента в потоке предварительно нагретого воздуха. Опыты по испытанию метальдегида и флороглюципа, проведенные в малой холодильной камере ГГО, подтвердили их высокую льдообразующую активность [2, 4].

Описание установки

В данной статье описывается метод тепловой возгонки и конструкция самолетного варианта установки, предложенная В. Н. Сварчевским и Н. П. Тверским, а также предварительные результаты опытов по воздействию метальдегидом и флороглюцином на слоистую облачность [1, 6]. В отличие от лабораторной установки, предложенной Н. В. Бычковым и описанной в статье [2], установка для воздействия на облака с самолета должна удовлетворять следующим требованиям.

1. Расход реагента при возгонке должен быть на один-два порядка больше, чем в лабораторных установках.
2. Реагент должен вводиться в облако непосредственно в виде аэрозоля.

3. Необходимо интенсивное смешение реагента с воздухом при его больших поступлениях в установку.
4. Необходимы регулирование бортового напряжения сети и контроль за рабочим режимом каждой возгоночной камеры.
5. Необходимо наличие амортизирующего крепления всей установки и закрытой подводки питания к ней.

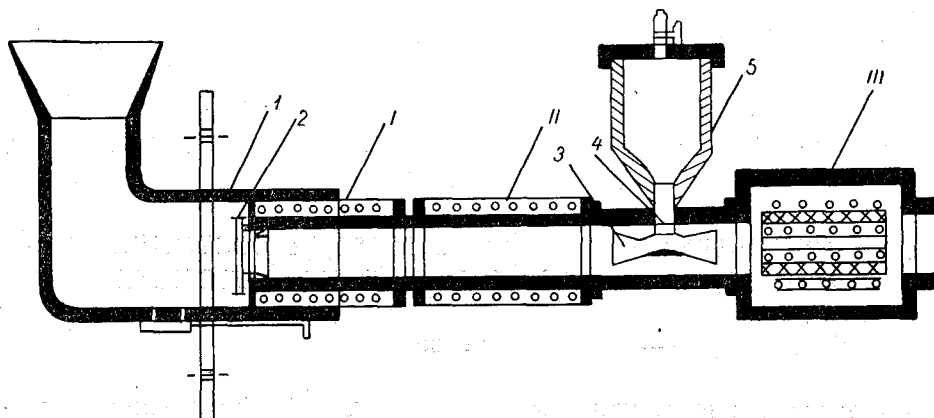


Рис. 1. Схема возгоночной установки.

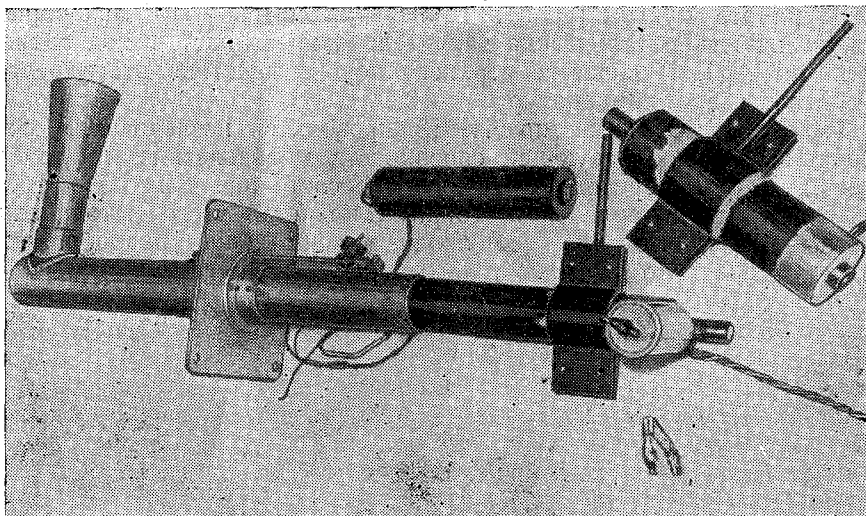


Рис. 2. Возгоночные камеры.

На рис. 1 и 2 представлена схема установки и фотография возгоночных камер; на рис. 3 — общее расположение установки и пульта управления на самолете. В Г-образную внутреннюю часть вытяжной трубы I вставлена возгоночная камера I, которая соединяется с камерой II. На выходе из камеры I имеется сетка 2, ограничивающая скорость продува воздуха, и термопара для контроля теплового режима агрегата. На входе камеры II помещается разделительный диффузор 3 с форсункой 4, на которую навинчивается бункер 5 для реагента. Возгоночная камера II соединяется с нагревательной воздушной

камерой *III*. Воздух, проходя через воздушную камеру и обтекая нагретый керамический элемент с накаленной проволокой, поступает в разделительный диффузор. Здесь, распределяясь на два потока, он засасывает реагент и смешивается с ним. Возгоночные камеры представляют собой керамические трубки с намотанной по всей их длине поперечно нихромовой проволокой. За счет накаливания этой проволоки происходит нагрев керамических камер и прогрев воздуха с находящимися в нем частицами. Общая температура на выходе установки может достигать до 120—220°. Воздух в камере *III* предварительно подогревается до 40—80°. Естественно, что температурный режим зависит как от скорости воздушного потока, так и от нагрева

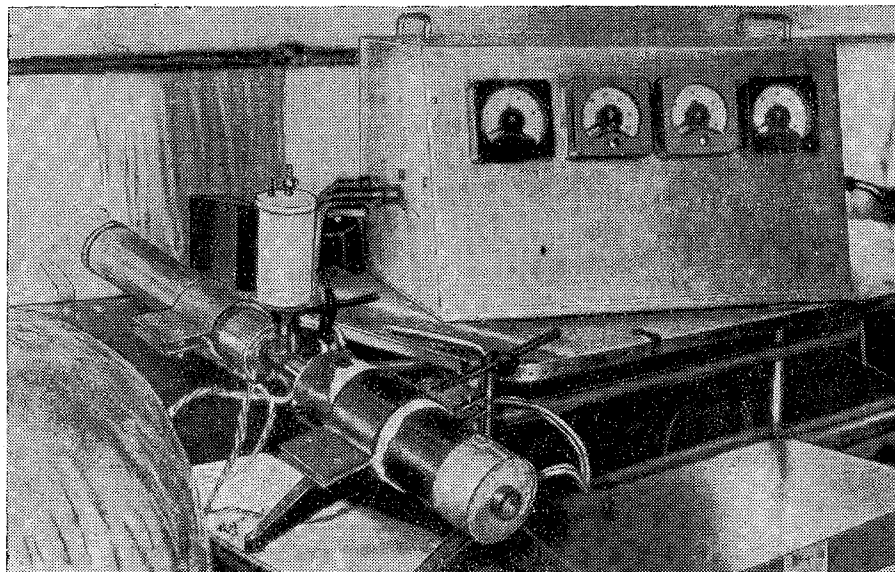


Рис. 3. Расположение установки и пульта управления на самолете.

керамических труб. Все камеры хорошо пригнаны друг к другу и сверху закрыты стальными трубками. Общая длина возгоночного агрегата 650 мм при диаметре труб 80 мм.

Для контроля за тепловым режимом возгонки реагента создан специальный пульт управления, включающий ступенчатые переключения секций намоток спиралей на возгоночных камерах, реостаты для регулировки их нагрева и приборы контроля за работой каждой камеры. Все соединения пульта управления с возгоночными камерами штепсельные. Питание к установке подводится от полуавтоматической дозирующей установки. На входе стоит автоматический выключатель тока. Имеется инструкция по работе с тепловой установкой, в которой описываются порядок включения установки, рабочие режимы и меры безопасности при работе с ней на самолете.

Для контроля температуры на выходе возгоночного агрегата установка предварительно градуировалась с помощью термопары, подключенной к милливольтметру. График зависимости температуры на выходе установки от суммарных значений тока накала в возгоночных агрегатах представлен на рис. 4 (при температуре в салоне самолета $t=0^\circ$ и токе в камере *III* $I=10$ а, для двух значений объемной скорости

воздуха $V=1000$ л/мин. и $V=680$ л/мин.). По имеющимся таким же графикам зависимости температуры от тока, нагревающего каждую камеру, в дальнейшем мы при установке рабочего режима агрегата руководствовались только показаниями вольт-амперных нагрузок на пульте управления. Обычно установка включалась за 20—30 мин. до начала работы. Для создания интенсивного потока воздуха через установку использовался перепад давлений за бортом самолета и в кабине, получаемый за счет движения самолета и наличия раstra в вытяжной трубе. Перекрывающиеся отверстия и сетки на выходе позволяли осуществлять регулировку общей скорости потока воздуха через установку в диапазоне от 1 до 3,2 м/сек., что соответствовало изменению

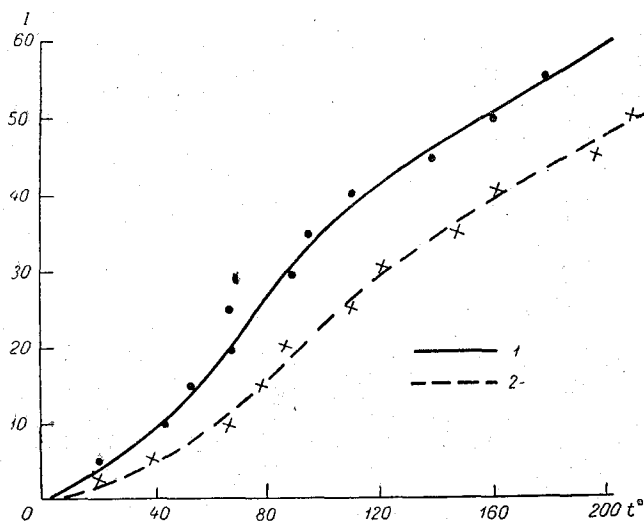


Рис. 4. Зависимость температуры на выходе установки от суммарных значений тока в возгоночных камерах.
1) $V=1000$ л/мин; 2) $V=680$ л/мин.

объемной скорости от 390 до 1250 л/мин. Скорость потока измерялась анемометрическим методом. Анемометры помещались в специально изготовленные конусообразные воронки, которые плотно одевались на входные отверстия установки. Градуировка произведена при 6 значениях скорости потока.

При тепловом методе возгонки реагента во избежание слипания частиц необходимо обеспечить интенсивное их смешение с потоком воздуха [2]. Поэтому в лабораторных установках применялись форсунки с принудительным выбрасыванием реагента в поток под давлением до 4 атм. На самолете в тепловой установке вместо форсунки применялся специальный разделительный диффузор, позволяющий одновременно обеспечить хорошее смешение реагента с потоком воздуха и увеличить производительность установки более чем в 10 раз.

Подача реагента осуществлялась за счет перепада давлений между бункером и внутренней частью диффузора. Бункер представляет собой плексигласовый стакан (объемом 0,4 л), плотно закрывающийся крышкой с краном. Нижняя его часть, сужаясь, заканчивается в диффузоре. Расход реагента зависит от: 1) сужения бункера; 2) диаметра форсунки; 3) перепада давлений в диффузоре и бункере; 4) общей скорости потока в возгоночном агрегате.

Для выведения реагента за борт самолета ИЛ-14М использовалось окно, расположенное около двери. В проеме окна крепилась Г-образная вытяжная труба, конец которой находился над закрылками правой плоскости на расстоянии 40 см от фюзеляжа самолета.

Описанная установка опробована и испытана на самолете ИЛ-14. С ее помощью получены первые результаты по воздействию органическими соединениями, вводимыми в слоистую облачность в виде паровоздушной смеси.

Описание опытов

С данным макетом проведено 11 опытов. Первая серия опытов состояла в отработке условий работы установки, времени и способа введения реагента, подбора наилучших условий разбавления и скорости продува. В результате этих опытов была показана необходимость захода самолета при возгонке реагента в верхнюю кромку облаков (на 30—50 м ниже верхней границы), а также необходимость предварительной просушки реагента и соблюдения определенного температурного режима работы установки. Кроме того, установлено, что максимальная производительность установки не может быть больше 20—25 г/км.

Во второй серии опытов выявлялась эффективность воздействия метальдегидом и флороглюцином на слоистую облачность. Работы проводились на северо-западе ЕТС в январе 1967 г. Руководил полетами Ю. П. Сумин. В наблюдениях принимали участие Т. Н. Громова, Н. Э. Алдобаева, Г. П. Зернов и автор.

8 января южнее Полоцка проведены опыты по сравнению результатов воздействия флороглюцином, возгоняемым с помощью тепловой установки и непосредственно выбрасываемым за борт самолета в виде порошка.

Погода определялась малоградиентным полем давления. До высоты 5 км преобладал северо-восточный поток со скоростью 20—40 км/час. Облака слоистые, высота нижней границы 0,6 км ($t = -10,2^\circ$), высота верхней границы 0,94 км ($t = -14,6^\circ$). Поверхность облаков ровная. После обработки облака твердой углекислотой и образования зоны кристаллизации проведено воздействие флороглюцином с помощью тепловой установки. Реагент вводился в верхнюю часть облака (на 30—50 м ниже верхней границы) на вираже диаметром 1,9 км. Расход составлял 4,2 г/км. Температура на уровне воздействия $t = -11,3^\circ$. Через 1 мин. в зоне воздействия обнаружена кристаллизация облаков. При повторном наблюдении через 4 мин. протяженность участка кристаллизации составляла 1,8 км, а еще через 3 мин. — 2,4 км. Зона кристаллизации состояла из двух отдельных участков кристаллизации протяженностью 0,9—1,5 км. Это объясняется тем, что реагент подавался в установку с перерывами. В дальнейшем из-за неравномерности подачи реагента по трассе воздействия неоднократно наблюдалась прерывающаяся зона кристаллизации. Через 14 мин. зона кристаллизации имела протяженность 1,6 км (три отдельных участка кристаллизации протяженностью 0,6; 0,4 и 0,6 км. При подходе к месту воздействия отмечены разрывы в облачности, через которые просматривалась земля. Тепловая установка работала при скорости потока $v = 1,6$ м/сек. и температуре на выходе $t = 180^\circ$.

В 14 час. 12 мин. произведено повторное воздействие, но уже порошкообразным флороглюцином. Реагент вводился в верхнюю часть слоя облаков (высасывался из самолета) и на уровне 0,9 км при тем-

пературе $-12,9^{\circ}$. Расход его составлял 55 г/км. Несмотря на то, что расход реагента был увеличен в 10 раз, а погодные условия оставались те же, никакого результата воздействия обнаружено не было. Это указывает на то, что число активных ядер существенно увеличивается при тепловом методе возгонки.

В следующих 3 опытах проведено воздействие метальдегидом, возгоняемым в тепловой установке.

В первом опыте 9 января погода в районе воздействия (близ г. Свирь) определялась северо-восточной периферией разрушавшегося циклона, медленно смещавшегося в восточном направлении. Приземный центр его с давлением $p=1020$ мб в 9 час. находился в 100 км юго-западнее Вильнюса. Облака, слоистые, располагались на высоте 630—710 м. Выше находились слой инверсии и слой плотной дымки. Верхняя граница слегка всхолмленная.

После проведения маркировки твердой углекислотой в 11 час. 37 мин. на высоте $H=660$ м при температуре $t=-14,2^{\circ}$ было произведено воздействие метальдегидом (по прямой на пути 4,4 км). Расход реагента составлял 2,7 г/км. Через 5 мин. отмечена зона кристаллизации протяженностью 5,5 км, состоящая из чередующихся участков с капельной и кристаллической структурой. Через 7 мин. протяженность зоны уменьшилась до 2,3 км и спустя 14 мин. составила всего 0,4 км. В зоне воздействия наблюдались провалы в облачности.

При проведении второго опыта с метальдегидом (15 января) погода определялась тылом циклона, приземный центр которого в 6 час. находился над Гомелем ($p=1600$ мб). Циклон, углубляясь, медленно смещался в северо-восточном направлении. Облака слоисто-кучевые, высота нижней границы 1,62 км ($t=-16,4^{\circ}$), высота верхней границы 1,95 км ($t=18,6^{\circ}$).

Опыт проводился в 50 км западнее Витебска. В 12 час. 15 мин. после маркировки района работ углекислотой проведено воздействие на слоистую облачность 7 г метальдегида. Высота уровня воздействия $H=1,78$ км, температура $t=-18,2^{\circ}$. Реагент вводился по прямой на пути 5 км. Расход реагента составлял 1,4 г/км. Кристаллизация в зоне воздействия метальдегидом обнаружена в 12 час. 23 мин. Протяженность зоны составляла 3,3 км, а спустя еще 6 мин. 1,7 км. Далее наблюдения не производились.

При проведении третьего опыта с метальдегидом (17 января) погода определялась северо-западной периферией гребня разрушающегося антициклона. Воздействия производились в районе Паланги на слоисто-кучевые облака, нижняя граница которых располагалась на высоте 0,94 км ($t=-2,8^{\circ}$), а верхняя — на высоте 1,50 км ($t=-2,1^{\circ}$). Верхняя граница очень неровная.

В 14 час. 08 мин. в верхнюю кромку облаков на высоте $H=1,5$ км при температуре $t=-2,1^{\circ}$ с помощью тепловой установки начали вводить метальдегид. Всего было введено 33 г метальдегида. Воздействие производилось на вираже диаметром 1,74 км. За время воздействия сделано 2,5 виража. Расход реагента составлял 2 г/км. В этом опыте кристаллизация в зоне воздействия не обнаружена.

Вероятно, отрицательный результат был получен ввиду малого выхода ядер кристаллизации при указанных температурах [2, 6], поэтому следующие два опыта были проведены при повышенном расходе реагента.

В последних трех опытах тепловая установка работала при скоростях воздушного потока $v=1,6$ и $v=1,9$ м/сек., температура воздуха в камере соответственно составляла 120 и 140° .

21 января при проведении опыта с метальдегидом установка работала при скорости потока $v=2,0$ м/сек., температура воздуха в камере 145° и давала выход реагента $6,1$ г/км. Воздействие было произведено на высоко-кучевые облака, верхняя граница которых располагалась на высоте $2,6$ км (температура $t=-11,9^\circ$). Сразу после воздействия была отмечена быстро распространявшаяся зона кристаллизации.

29 января проведен опыт с флороглюцином. Выход реагента при тепловой возгонке составлял $17,5$ г/км (скорость потока $v=2,2$ м/сек., температура воздуха на выходе из камеры 200°).

Погода в районе исследований определялась теплым сектором углублявшегося циклона, приземный центр которого в 6 час. находился в 200 км юго-восточнее Ленинграда. Циклон смещался в юго-восточном направлении, а его теплый фронт проходил с севера на юг в 100 км восточнее Минска. Облака слоисто-кучевые. Высота нижней границы слоя $1,96$ км ($t=-9,9^\circ$), верхней $2,19$ км ($t=-11,7^\circ$). Выше наблюдалось еще несколько слоев слоисто-кучевых и высоко-кучевых облаков.

Опыт проводился в 120 км севернее Вильнюса. В качестве реперных зон взяты две зоны кристаллизации (зоны I и зона II), образовавшиеся в результате воздействия твердой углекислотой. В 13 час. 14 мин. при полете в верхней части облака на высоте $H=2,1$ км (на $50-60$ м ниже верхней границы) при температуре $t=-12^\circ$ произвели возгонку флороглюцина. Расход реагента в опыте составил $17,5$ г/км. Воздействие производилось по прямой на пути $7,1$ км по направлению от зоны I к зоне II. Сразу же после подъема самолета вблизи зоны II в 13 час. 18 мин. в слое облаков образовался провал вдоль линии воздействия. Отчетливо наблюдался незакристаллизовавшийся участок протяженностью 1 км от зоны I до места начала работы установки. Измерения зон протяженности велись до 14 час. 02 мин. Эти данные приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Время измерения, час., мин.	Курс полета, град.	Скорость полета, км/час	Время наблюдения зоны кристаллизации, сек.	Протяженность зоны кристаллизации, км	Примечание
13 23	20	260	30	2,2	
13 26	120	260	21	1,5	Длина просвета 0,7 км
13 29	300	246	21	1,4	Длина просвета 0,1 км
13 41	300	270	25	1,9	—
13 45	160	270	38	2,9	—
13 58	215	290	190	15,4	Три слившиеся зоны: зона I от CO_2 —6,5 км, зона от флороглюцина — 3,2 км; зона II от CO_2 —5,7 км
14 00	215	290	70	5,6	Зона II CO_2
14 02	120	250	35	2,4	Ширина зоны кристаллизации сопоставима с длиной

Таким образом, через 50 мин. после первого воздействия углекислотой общая площадь зоны кристаллизации (двух зон от воздействия CO_2 и одной от воздействия флороглюцином) составляла более 60 км^2 . Просвет, образовавшийся в результате воздействия 125 г флороглюцина, занимал площадь около 8 км^2 .

При указанных выше нормах расхода реагентов следует учитывать то, что при возгонке органических соединений в установке некоторое количество вещества нагорает на стенках камер, а также оседает как на выходной сетке, так и в Г-образной вытяжной трубе. Кроме того, ввиду сложности подбора оптимальных условий работы установки не весь реагент переводится в аэрозоль; и часть его выбрасывается в малоактивном крупнодисперсном состоянии. Поэтому количество вещества, действительно вводимого в облако в виде аэрозоля, составляет не более 50% от указанных норм расходов. Однако, как следует из опытов, такие незначительные количества вещества, переводимого с помощью тепловой установки в аэрозольное состояние, обладали достаточно хорошей льдообразующей активностью и вызывали (при указанных температурах) кристаллизацию облаков.

Таким образом, применяемый тепловой метод возгонки органических соединений на самолете является перспективным для воздействий на слоистые облака.

Для проведения опытов при более высоких температурах, а также для воздействия на летние кучевые облака необходимо увеличить выход реагента.

Увеличение производительности установки возможно осуществить за счет применения ряда возгоночных камер, расположенных параллельно друг другу и производящих одновременное диспергирование вещества. Рабочие режимы каждой из них могут быть подобраны и установлены на основании проведенных исследований.

Кроме того, необходимо изменить способ подачи реагента для обеспечения более равномерного его поступления в возгоночные камеры.

Выводы

1. Показана возможность применения теплового метода возгонки органических соединений на самолете.

2. Создан макет установки, позволяющей в широких пределах изменять как расход реагента (до 25 г/км), так и концентрацию паровоздушной смеси. Составлена инструкция по ее эксплуатации.

3. Подобраны оптимальные условия возгонки реагентов. Для метальдегида при скоростях потока $v=1,6 \text{ м/сек.}$, $v=1,9 \text{ м/сек.}$, $v=2,0 \text{ м/сек.}$ температура воздуха в камере соответственно составляет $120, 140, 145^\circ$. Для флороглюцина при $v=1,6 \text{ м/сек.}$ и $v=2,2 \text{ м/сек.}$ температура соответственно равна 180 и 200° .

4. Проведено 4 опыта по воздействию на слоистые облака метальдегидом и 3 опыта по воздействию флороглюцином. После всех воздействий, проведенных при температурах t ниже -10° , наблюдалась кристаллизация облаков с образованием в них просветов. Воздействие метальдегидом при температуре $t=-2,1^\circ$ не вызвало кристаллизацию, по-видимому, из-за малого числа введенных активных ядер.

5. Остается открытым вопрос о температурном пороге действия метальдегида и флороглюцина и необходимых нормах его расхода. Решение этого вопроса требует постановки специальных опытов с несколько измененной установкой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пиотрович В. В. Флороглюцин — кристаллизатор капель воды переохлажденного тумана и облачности. Труды ГГО, вып. 186, 1966.
2. Бычков Н. В., Ярцева Н. Н., Бромберг А. В. Исследования льдообразующей активности аэрозолей метальдегида и флороглюцина. Труды ГГО, вып. 186, 1966.
3. Громова Т. Н., Тверской Н. П. К вопросу о возможности исследования льдообразующих веществ с помощью электронного микроскопа. Труды ГГО, вып. 202, 1967.
4. Громова Т. Н., Преображенская Е. В. Исследование льдообразующих свойств растворов органических веществ. Труды ГГО, вып. 202, 1967.
5. Fukuta N. Ice nucleation by metaldehyde. Nature, 199, 475, 1963.
6. Graham R. R. Phloroglucinum seeding of undercooled clouds. J. Atmosph. Sci. 20, 563, 1963.

УСТАНОВКА ДЛЯ ОБРАБОТКИ МИКРОФОТОГРАФИИ КАПЕЛЬ ОБЛАКОВ И ТУМАНОВ

Одним из важнейших свойств капель облаков и туманов является их полидисперсность. Это обстоятельство в значительной мере усложняет определение их размеров. Если частицы монодисперсны, т. е. все имеют одинаковый размер, то достаточно измерить размеры нескольких из них, чтобы убедиться в том, что дальнейшие измерения не дают новой информации.

Для определения размеров полидисперсной совокупности частиц необходимо измерить большое их число с соблюдением определенных правил математической статистики [1].

Второй особенностью облачных капель и капель туманов являются их небольшие размеры. Мода распределений капель облаков и туманов (наивероятнейший размер) имеет значение от 2 до 12 мк (по радиусу). Это значительно меньше диаметра человеческого волоса (40—60 мк).

В связи с тем что размеры капель малы, возникает необходимость их фотографирования через микроскоп. А это в свою очередь предъявляет особые требования к снимаемому объекту.

Обработка микрофотографий капель является завершающим этапом определения их размеров. Начальным этапом этой работы являются забор пробы капель на предметное стекло, покрытое маслом, и их фотографирование через микроскоп.

Заметим, что на одном из кадров киноплёнки обязательно должна быть заснята шкала (объект-микрометр). Необходимость фотографирования шкалы определяется тем, что в излагаемом методе общее увеличение определяется отношением длины изображения фиксированного отрезка на экране к его истинной длине.

Статистические исследования совокупности частиц позволяют построить опытные распределения капель по размерам и найти аналитическое выражение или кривые, наилучшим образом их выравнивающие. Эти распределения являются важнейшими характеристиками микрофизического состояния естественных облаков и туманов и любых других дисперсных систем. Без них не может быть точно решен ни один вопрос, связанный с микрофизическим состоянием исследуемой полидисперсной системы. К числу таких вопросов можно отнести возникновение и рассеивание облаков и туманов, обледенение самолетов, радиолокационное отражение от облаков и туманов, прозрачность атмосферы и др.

В 1951 г. автором было предложено счетное устройство [2], кото-

рое в различных модификациях использовалось в ряде институтов (ГГО, ВГИ, ИПГ).

Ниже приводится описание установки, в которой было применено предложенное ранее счетное устройство. Оно усовершенствовано и дополнено узлами, разработанными в 1966 г., позволяющими использовать его наиболее полно.

Схематический разрез установки показан на рис. 1.

Установка состоит из проектора с дистанционно управляемой перемоткой киноплёнки, «феррорезонансного» стабилизатора напряжения (на схеме не показан), светового ствола, счетного устройства.

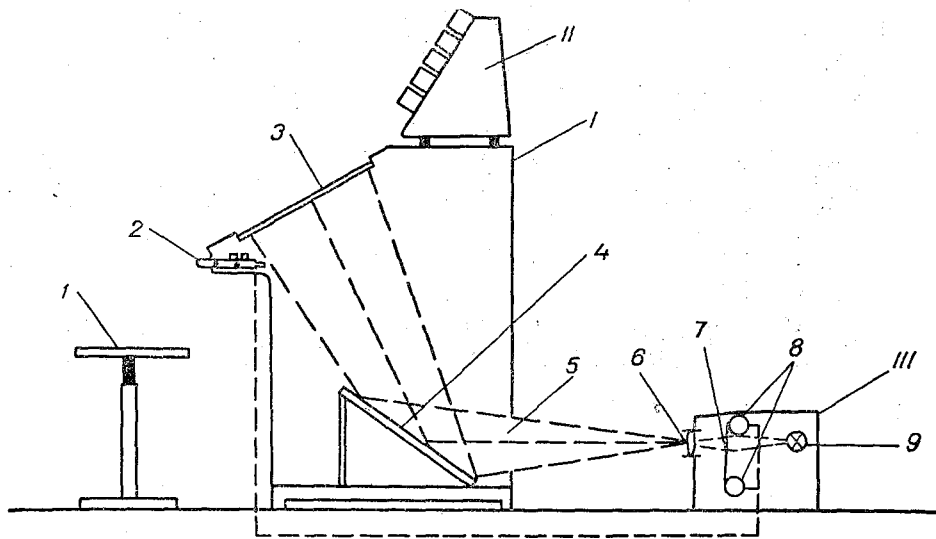


Рис. 1. Схематический разрез установки.

1 — световой стол; 2 — стул; 3 — устройство для управления перемоткой ленты; 4 — мерный экран; 5 — зеркало; 6 — отверстие для светового пучка; 7 — счетное устройство со счетной гребенкой и контактной спицей; 8 — проектор с дистанционно управляемой перемоткой пленки; 9 — объектив; 10 — киноплёнка; 11 — моторы перемотки пленки; 12 — лампа

Общий вид установки в рабочем состоянии дан на рис. 2.

В качестве проектора использован диапроектор ЛЭТИ-55, в котором осуществлена переделка, позволившая использовать проекционную лампу 12 в, 90 вт вместо лампы 30 в, 400 вт, вызывающей перегрев пленки и ее порчу при длительной экспозиции.

Благодаря стабилизатору (мощностью менее 200 вт), питающему проектор, нить лампы, несмотря на уменьшение мощности в 4,5 раза, излучает достаточно света и в то же время застрахована от перенапряжений, губительных для нее.

Световой стол предназначен для проектирования на его мерном экране, наклоненном для удобства работы, изображений капель с заданным увеличением. Световой стол и наклон его зеркала рассчитаны так, чтобы вертикальный и горизонтальный масштабы увеличения не искажались на мерном экране.

На правой стенке светового стола находится простое устройство для включения — выключения проектора (вращающаяся головка) и дистанционного управления перемоткой пленки (две кнопки).

Расстояние проектора от светового стола выбирается таким, чтобы общее увеличение (включая и увеличение съемки) соответствовало шагу счетной гребенки счетного устройства II, установленного на световом столе.

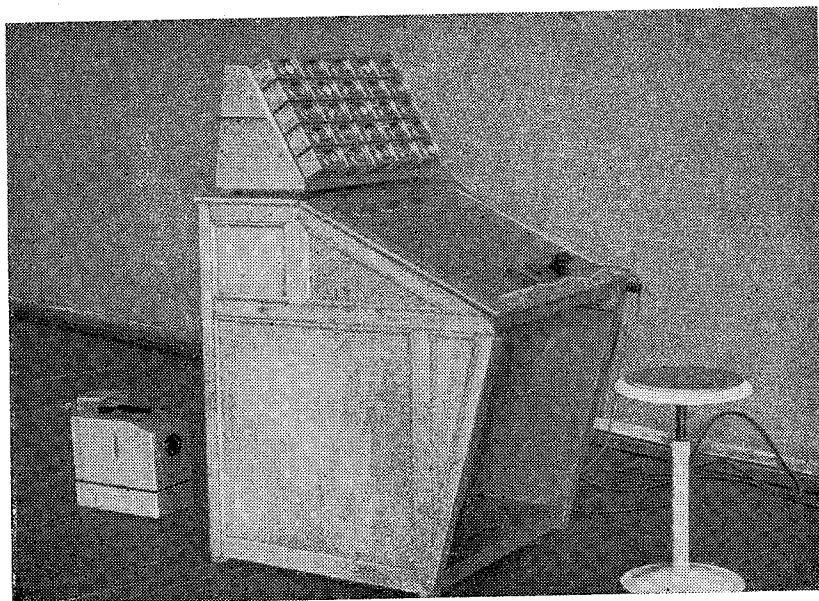


Рис. 2. Общий вид установки в рабочем состоянии.

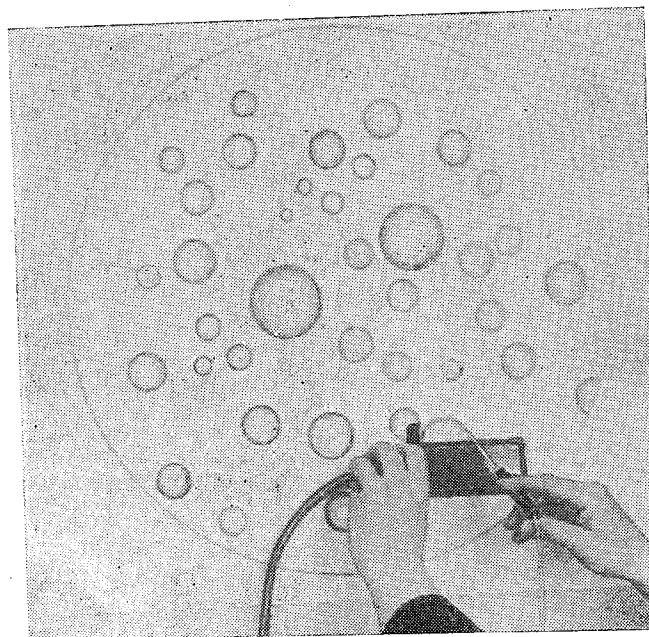


Рис. 3. Измерение размера капли.

Счетное устройство оформлено в виде отдельного блока из 25 счетчиков электрических импульсов (24 разрядных и один суммирующий). Показания счетчиков (СБ-1М/50) легко приводятся к нулю. Контактные окончания от 24 разрядных счетчиков подведены к 24 углублениям счетной гребенки, имеющей фиксированный шаг (2 мм). При измерении диаметра капли счетная гребенка подводится к изображению капли на мерном экране, как показано на рис. 3, и концом

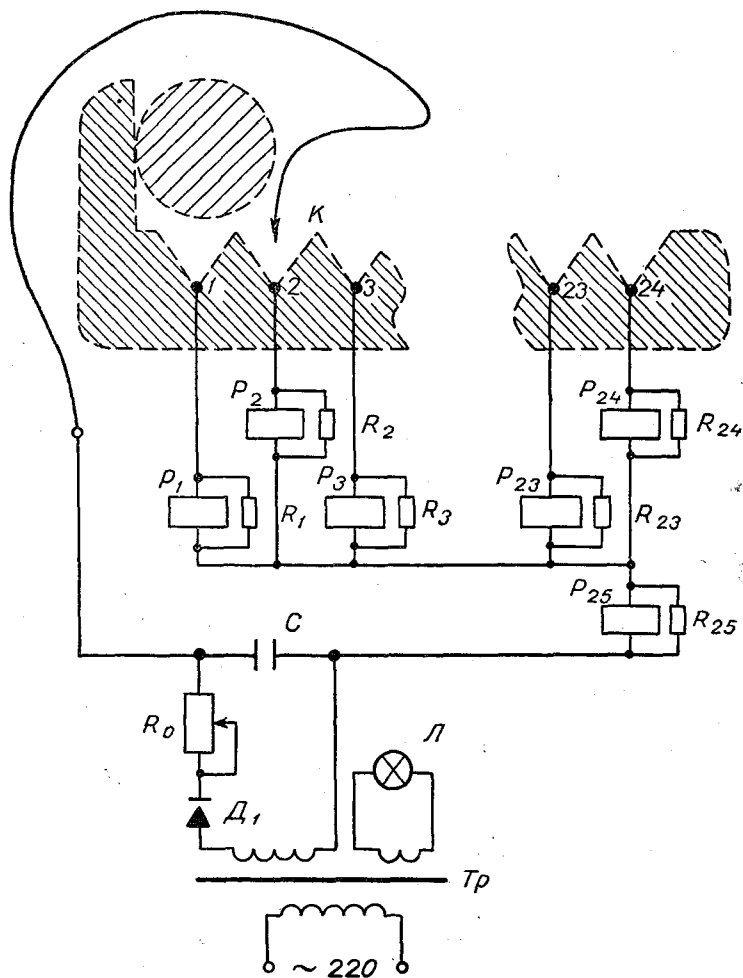


Рис. 4. Принципиальная схема счетного устройства.

контактной спицы замыкается тот контакт счетной гребенки, который соответствует размеру измеряемой капли. При этом срабатывает соответствующий разрядный счетчик и соединенный с ним последовательно суммирующий счетчик.

Принципиальная схема счетного устройства дана на рис. 4. В конце работы оператор снимает показания разрядных счетчиков и отдельно показания суммирующего. Они и являются частотами опытного распределения капель по размерам, полученными без какой-либо обработки.

Схемой счетного устройства предусмотрено следующее.

1. Устранение ложных многократных срабатываний счетчиков

при прерывистом контакте между контактной спицей и контактами счетной гребенки. Это достигается комбинацией R_0 и C . Постоянная времени комбинаций выбрана так, чтобы очередное срабатывание счетчиков (после предшествующего) было возможным не ранее чем через 0,3 сек. Этот интервал времени устанавливается при помощи переменного сопротивления R_0 (рукоятка расположена внутри счетного устройства) и измеряется при помощи секундомера.

2. Подгонка чувствительности разрядных счетчиков к чувствительности суммирующего счетчика. Этим обеспечивается надежность работы счетного устройства. У счетчиков с хорошо подогнанной чувствительностью сумма показаний разрядных счетчиков равна показанию суммирующего счетчика.

Упомянутые выше особенности схемы обеспечивают правильность и надежность работы счетного устройства. Впервые они были реализованы в 1966 г.

В установке, изготовленной по указаниям автора экспериментально-производственными мастерскими ГГО (ЭПМ ГГО), имеются две взаимозаменяемые счетные гребенки. Одна имеет расстояние между зубцами (или шаг) 2 мм и предназначена для обработки мелкокапельных распределений с шириной разряда по диаметру 1 мк. В этом случае общее увеличение равно 10^3 . При этом каждое давление в 0,01 мм на шкале, снятой через микроскоп, должно при проектировании на мерном экране перекрывать 5 зубцов счетной гребенки.

Если ограничиться общим увеличением 500, то при помощи этой счетной гребенки можно обрабатывать крупнокапельные распределения с шириной разряда по диаметру 2 мк.

В некоторых случаях при исследовании грубодисперсных систем может оказаться полезной вторая счетная гребенка с шагом 4 мм.

Изображения капель и делений шкалы, используемых при настройке установки, на киноплёнке должны быть четкими и резкими.

Работа на установке проста и неумолима. Она не требует от оператора высокой квалификации. Проводя контактной спицей по правому краю изображения каждой капли, левый край которого касается вертикального среза счетной гребенки, оператор измеряет и сортирует их по размерам. Сортировка, счет капель по разрядам и общий их счет происходят автоматически.

Перед работой на установке необходимо убедиться в ее работоспособности и привести показания всех счетчиков к нулю.

Практика использования установки показала, что для нормально экспонированных киноплёнок затемнения помещения не требуется. Оно необходимо лишь при обработке очень темных плёнок.

Установка питается от осветительной сети переменного тока и потребляет мощность около 200 вт.

В разработке, изготовлении и испытании установки принимали участие Д. Г. Пинегин, Б. М. Клюев, Р. И. Андреева, Б. А. Сергиенко, Т. А. Першина и др., которым автор выражает благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дьяченко П. В. Опыт применения методов математической статистики к изучению микроструктуры туманов и облаков. Труды ГГО, вып. 101, 1959.
2. Дьяченко П. В. Устройство для полуавтоматического подсчета и классификации капельно-жидких элементов облаков и туманов. Авт. свид. № 93486. Бюлл. изобретений, № 4, 1952.

А. В. БРОМБЕРГ, Н. В. БЫЧКОВ, Г. С. ВОРОНОВ,
И. И. ГАЙВОРОНСКИЙ, Т. Н. ГРОМОВА, В. Я. НИКАНДРОВ,
Ю. А. СЕРЕГИН, Н. Н. ЯРЦЕВА

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ СЕРНИСТОЙ МЕДИ В РАКЕТАХ ДЛЯ ВЫЗЫВАНИЯ ОСАДКОВ

Введение

Разработке надежных средств введения реагентов в облака для вызывания осадков и борьбы с градом в последние годы уделяется особое внимание.

Следует отметить, что применять для этой цели самолеты дорого, небезопасно и не всегда возможно в условиях развития мощных конвективных облаков *Cu cong.* и *Cb*.

Наиболее перспективным средством для доставки реагентов в облака являются ракеты, обладающие большой досягаемостью. Как известно, метеорологические ракеты изготавливаются и успешно применяются для воздействия на облака конвективных форм в целях предотвращения выпадения града [2—5, 7].

Головные части отечественных противогорадовых ракет снаряжаются пиротехническими составами на основе йодистого серебра и йодистого свинца. Однако применение реагентов существенно ограничено вследствие дефицита AgI и токсичности PbI_2 .

Учитывая сказанное, становится очевидным, что поиск новых эффективных реагентов до сих пор является весьма актуальной задачей.

В результате этих поисков было установлено, что высокой льдообразующей активностью обладает сернистая медь [1, 6], которая имеет ряд преимуществ перед иодидами: доступность сырья, простота технологии получения, отсутствие заметной токсичности и т. д. По данным лабораторных испытаний, пороговая температура льдообразующей активности сернистой меди -3° . При введении порошка сернистой меди в переохлажденный туман в камере число образующихся ледяных кристаллов на 1 г реагента составляет $2 \cdot 10^{11}$ при -10° , $1,5 \cdot 10^{11}$ при -8° и $3 \cdot 10^{10}$ при -5° .

Результаты лабораторных исследований послужили основанием для организации полевых испытаний льдообразующих свойств сернистой меди. Задачами полевых опытов являлись разработка методики введения сернистой меди в конвективные облака с помощью ракет и получение фактических данных об эффективности применения сернистой меди в ракетах с целью воздействия на облака при различных их физических характеристиках.

Опыты выполнялись в летние периоды 1965—1966 гг. в районе Молдавской противогорадовой экспедиции (пос. Корнешты).

Ниже описывается методика воздействия на конвективные облака сернистой медью, вводимой с земли с помощью ракет, и обсуждаются полученные при этом результаты опытов.

Методика проведения опытов по воздействию на конвективные облака

Для проведения опытов выбиралось отдельное проходящее через район расположения ракетных установок мощное кучевое облако капельного строения с вертикальной мощностью 2 км и более, не имеющее признаков кристаллизации и не дающее естественных осадков.

Для воздействия на облако с земли были использованы противораковые ракеты ПГИ-М и «Облако» [3]. В головную часть ракеты ПГИ-М помещалось 120 г порошка сернистой меди, в ракету «Облако» — 2,5 кг. Заполнение головных частей ракеты реагентом производилось в районе запуска ракет в период проведения опытов по воздействию.

Ракета ПГИ-М может подниматься до 4,0 км, «Облако» — до 8 км. При достижении заданной высоты производится взрыв головной части ракеты, в результате которого осуществляется распыление реагента.

В 1965 г. было показано, что при замене в головной части ракеты ПГИ-М пиротехнического состава на порошок ракета сохраняет свои баллистические свойства. За два года работы ни в одном из 50 проведенных запусков ракет не было отказов. Опыты по воздействию на мощные кучевые облака с помощью ракеты «Облако», содержащей сернистую медь, в 1966 г. проводились впервые.

Наблюдения за результатом воздействия проводились с земли из пункта, расположенного на расстоянии 800 м от ракетной установки, и в ряде опытов с вертолета.

Методика наблюдений за результатом воздействий

Визуальные наблюдения. После воздействия на облако проводились наблюдения за изменением его внешнего вида и фазового состояния, за высотой верхней и нижней границ, за осадками.

С вертолета при пролете под основанием опытного облака отмечались первые капли дождя, визуально фиксировался момент появления видимой зоны осадков и велось наблюдение за дальнейшей эволюцией зоны. Определялись размеры зоны осадков в двух направлениях: вдоль максимальной длины зоны осадков и перпендикулярно ей. При проходе зоны осадков отмечалась интенсивность их выпадения и проводилось наблюдение за изменением уровня нижней границы облака, появлением в нем просветов.

Если после воздействия на мощное кучевое облако осадки не отмечались, то наблюдения выполнялись за другими видимыми эффектами, в частности за распадом облака. Длительность наблюдений за результатами воздействий была различной, но, как правило, наблюдения продолжались до момента начала отчетливого распада облака или выпадения из него осадков.

Радиолокационные наблюдения. Радиолокационные наблюдения за облаком осуществлялись с помощью метеорологического радиолокатора АРС-3 с длиной волны 3,2 см.

Методика проведения радиолокационных наблюдений за отдельными мощными кучевыми облаками состояла в следующем.

Осуществлялся поиск зон отражения радиоэхо на 20-километровой развертке ИКО под углом моста 8—10°. В случае обнаружения зоны отражения находился наиболее выгодный угол наклона антенны, чтобы

на отметке грузового обзора получить зону, наибольшую по площади и наиболее яркую. После этого проводились наклонные разрезы с постепенным увеличением затухания ступенями по 6 дБ, пока на ИКО не пропадала зона с наиболее интенсивным сигналом. Затем в азимуте этой зоны проводились такие же вертикальные разрезы. При большой скорости смещения зоны отражения через каждые 5 мин. выполняли один наклонный, один-два вертикальных разреза в азимуте наибольшего сигнала. При малой скорости смещения зоны отражения горизонтальные разрезы делали в два раза реже (один разрез за 10 мин.). В промежутке между наклонными разрезами выполнялись вертикальные. Воздействие производилось при приближении облака к станции на расстояние 3—4 км.

Для характеристики обнаруженной зоны отражения определялись следующие радиолокационные параметры:

а) максимальная высота вершины радиоэхо над уровнем моря $H_{в.г}$;
 б) вертикальная мощность радиоэхо ΔH , т. е. разность высот высшей и низшей точек радиоэхо;

в) величина отношения мощности радиоэхо от переохлажденной части облака к теплой $\frac{h_-}{h_+}$;

г) величина максимальной радиолокационной отражаемости в зоне радиоэхо;

д) мощность зоны повышенной отражаемости $\Delta H_{\Delta z}$ (т. е. вертикальная протяженность радиоэхо), внутри которой величина радиолокационной отражаемости отличается от z_m не более чем на один порядок.

Кроме того, по данным радиозондирования определялись температура воздуха на уровне верхней границы радиоэхо $T_{в.г}$, температура на уровне максимальной отражаемости T' и на верхней границе зоны повышенной отражаемости T'' .

Результаты полевых опытов

За летние периоды 1965—1966 гг. было проведено 17 опытов по воздействию на конвективные облака сернистой медью с помощью ракет ПГИ-М и один опыт с помощью ракеты «Облако».

В 13 опытах использовались ракеты ПГИ-М, имевшие 40-секундный ликвидатор. При этом введение порошка сернистой меди в облако производилось только на нисходящей траектории полета ракеты, т. е. на высоте от 2,4 до 3,6 км. Для обеспечения введения реагента на высоте до 4,3 км с 3 июля 1966 г. были использованы в четырех опытах ракеты, имевшие 25-секундный ликвидатор. 16 августа 1966 г. реагент с помощью ракеты «Облако» был введен в облако на высоте около 6,0 км.

Воздействия ракетами ПГИ-М проводились на мощные кучевые облака мощностью от 2,5 до 6,0 км при температурах на уровне введения реагента от $+3$ до $-6,0^\circ$ и на верхней границе облака от $-6,4$ до -21° . С помощью ракеты «Облако» был проведен опыт при температуре на уровне воздействия $-12,5^\circ$, при этом температура на верхней границе облака была $-25,5^\circ$. Расход реагента составлял 120—480 г на одно облако при воздействии с помощью ракет ПГИ-М и 2,5 кг при воздействии с помощью ракеты «Облако». В 18 опытах израсходовано 54 ракеты ПГИ-М и одна ракета «Облако». Для сопоставления действия различных реагентов был проведен один опыт с применением ракет ПГИ-М, содержащих йодистый свинец.

Полученные результаты приведены в табл. 1. Как видно из таблицы, результаты опытов сводятся к следующему.

Таблица 1

№ опыта	Дата	Время начала воздействия, час. мин.	Высота границы, км		Уровень воздействия, км	Температура		Мощность		Расход реагента, т	Результаты наблюдений	
			нижней	верхней		на верхней границе	на уровне воздействия	облака, км	перехлестки, км		радиолокационных	визуальных
1	18 VI 1965	13 29	1,4	4,4	2,4—2,7	-10	+(2,8—1,8)	3,0	360	360	Наблюдения не проводились	Воздействие не привело к видимым изменениям. В течение 24 мин. облако продолжало развиваться
2	16 VI	16 50	1,5	5	2,4	-16	+0,3	3,5	120	120	Незначительное ослабление зоны отражения после воздействия	Усиление развития облака
3	10 VI	16 52	1,5	5	2,4	-16	+0,3	3,5	120	120	Наблюдения не проводились	Через 3 мин. отмечено появление просвета в месте введения реагента. Рассеяние облака через 10 мин.
4	18 VI	13 42	1,5	4,5	3,1	-10	+0,2	3,0	360	360	То же	Через 3 мин. отмечены отдельные капли. Через 10 мин. — дождь. Продолжительность осадков 26 мин. Через 55 мин. облако рассеялось

5	23 VI 1966	11 30	1,5	5,0—5,5	3,2	-10,4—13,4	-0,9	4,0	1,9	360	Результата воздействия не обнаружено	Через 10 мин. наблюдательное выпадение отдельных капель дождя. Нижняя часть облака стала рыхлой
6	23 VI	15 54	1,5	5,0	3,2	-10,4	-0,0	4,0	1,9	480	Заметного влияния воздействия на зону обнаружения не обнаружено	В течение 5—6 мин. облако развалилось до 6 км. Через 10 мин. замечено растекание вершины
7	25 VII	14 22	1,1	7,0	3,9	-21,0	-1,0	6,0		480	Заметно ослабление всех параметров после воздействия	Через 8 мин. отмечены отдельные капли дождя. Нижняя часть облака расслоилась, появились полосы падения дождя. Общая продолжительность осадков около 1 часа
8	9 VI	12 31	1,2	5,0	3,5	-13,5	-1,4	3,8	1,8	360	Наблюдения не проводились	В 12 час. 37 мин. в основании облака появились неоднородности, через 1 мин. — полосы падения слабых осадков. В 12 час. 39 мин. отмечено усиление осадков. В 12 час. 45 мин. наблюдения прекращены, так как опытное облако было закрыто другими облаками

№ опыта	Дата	Время начала воздействия, час. мин.	Высота границы, км		Уровень воздействия, км	Температура		Мощность		Расход реагента, г	Результаты наблюдений		
			нижней	верхней		на верхней границе	на уровне воздействия	облака, км	переохлаждения, км		радиолокационных	визуальных	
9	6 VI	16 18	0,43	5,0—5,5	3,2	-11,5—13,5	-2,3	4,5	1,9	360	Через 11 мин. на ИКО замечено уменьшение зоны отражения по площади и мощности отраженного радиоэхо. Контрольная зона при этом увеличилась по площади	Через 12 мин. отмечены полосы падения под облаком, через 15 мин. осадки; продолжительность их 38 мин. Максимальная ширина зоны осадков 3 км. Контрольное облако осадков не дало	визуальных
10	18 VIII 1965	15 16	1,0	6,6	3,6—4,0	-21	-2,7—-5,0	5,6	360	В 15 час. 19 мин. вблизи места разрыва ракеты отмечено уменьшение характеристик (кроме z), а на расстоянии 3 км увеличение их значений, в 15 час. 29 мин. объемные опытной и контрольной зон отражения; усиление мощности отраженного сигнала, увеличение интенсивности и площади зон осадков	Через 4 мин. наблюдался дождь от умеренного до сильного; длительность осадков 26 мин. Через 55 мин. облако рассеялось	визуальных	

11	23 VI 1966	13 05	1,5	5-5,5	3,6	-10,4-13,4	-2,7	4,0	1,9	480	Заметное ослабление мощности отраженного радиозоно и последующий разрыв зоны на две части в районе введения реагента. В остальных местах распад зоны происходил гораздо медленнее	В 13 час. 09 мин. под облаком отмечены полосы падения дождя. Через 3 мин. наблюдение на КП выпадение отдельных капель, в 13 час. 20 мин. основание облака заметно посветлело и расслоилось. В просветах видна вершина облака
12	23 VI	14 30	1,5	6,0	3,6	-17,0	-2,7	5,0	2,9	480	Через 8 мин. отмечено уменьшение площади зоны и других параметров	Через 10 мин. появились полосы иждения дождя. В 14 час. 52 мин. (наблюдения с вертолета) отмечался дождь от слабого до умеренного, длина зоны осадков 6,1 км. В 14 час. 57 мин. обе зоны осадков (от воздействия CuS и $Pb J_2$) слились, общая протяженность составила 15 км. Продолжительность наблюдения осадков 48 мин. (Контрольное облако осадков не дало)
13	25 VII	15 16	1,1	5,5	4,2	-12,3	-2,8	4,5		480	Наблюдения не проводились	Через 7 мин. нижняя часть облака стала расслаиваться и рыхлеть. В 15 час. 27 мин. зафиксированы полосы падения, которые прослеживались до 15 час. 45 мин. Осадки до земли не доходили

№ опыта	Дата	Время начала воздействия, час. мин.	Высота границы, км		Уровень воздействия, км	Температура		Мощность		Расход реактива, г	Результаты наблюдений		
			нижней	верхней		на верхней границе	на уровне воздействия	облака, км	перехлестной зоны, км		радиолокационных	визуальных	
14	7 VI	15 45	0,9	5—5,5	3,5	-13,2—17,5	-4,3	4,1	2,2	360	Увеличение скорости распада зоны ограждения и уменьшение параметров сразу после воздействия на опытное облако по сравнению с контрольным	Растекание облака и кристаллизация его вершины. Через 10 мин отмечены отдельные капли дождя, в 15 час. 57 мин. наблюдался слабый дождь, который через 3 мин. усилился до умеренного. Общая продолжительность осадков 45 мин. Через 7 мин. зафиксированы полосы наделения осадков. В 12 час. 40 мин. наблюдения прекращены, так как опытное облако было закрыто другими облаками.	визуальных
15	10 VI	12 29	1,5	5,0	3,4	-19,4	-4,5	4,5	1,8	360	Наблюдения не проводились	На момент введения реагента отмечались отдельные капли дождя, через 5 мин. — усиленные осадки; интенсивный дождь продолжался 2 мин. Общая продолжительность выпадения дождя 20 мин. В 15 час. 43 мин. осадки прекратились	
16	8 VII	15 24	1,5	4,5—5,0	4,2	-5,4—8,0	-5,2	3		480	Усиление зоны ограждения, увеличение параметров, затем стабилизация процесса, и с 15 час. 52 мин. резкое уменьшение всех характеристик и распад зоны		

17	3 VI	13 28	1,4	4,0	3,6	-6,4	-6,0	2,6	480	Увеличение скорости распада зоны и ее ослабление с 13 час. 30 мин. К 13 час. 39 мин. площадь зоны уменьшилась в три раза	В 13 час. 25 мин. появились признаки разрушения облака. Вершина облака в 13 час. 48 мин. была плоской без признаков кристаллов. В 13 час. 52 мин. опытное и два контрольных облака слились с полем Ас. Осадков не отмечено
18	16 VIII	21 32	1,6	8,0	6,0	-25,5	-12,5	6,5	2600	Через 3 мин. после введения реагента в районе разрыва головной части ракеты произошло изменение некоторых параметров. Через 10 мин. после начала воздействия и позднее изменений в структуре зоны отражения не наблюдалось.	Наблюдений не производилось

В семи опытах (№ 7—10, 12, 14, 16) воздействие сернистой медью на конвективные облака мощностью от 3 до 6 км с помощью ракет ПГИ-М привело к выпадению осадков от слабых до сильных продолжительностью от 20 до 60 мин., при этом ширина зон осадков колебалась в пределах 3—6 км.

В трех опытах (№ 11, 13 и 15) после воздействия под облаком наблюдались полосы падения и в одном опыте (№ 5) — отдельные капли дождя.

В опытах № 3 и 17, проведенных 16 июня и 3 июля, когда воздействие привело не к выпадению осадков, а только к разрушению облаков мощностью 2,6 и 3,5 км, температура на уровне воздействия была $+0,3$ и $-6,0^\circ$, а на верхней границе облака -16 и $-6,4^\circ$.

В трех опытах (№ 1, 2, и 6), проведенных 16, 18 и 23 июня, воздействие не привело ни к каким видимым изменениям в облаке. В этих опытах температура на уровне введения реагента колебалась от $+2,8$ до $-0,9^\circ$, а на верхней границе облака — от $-10,0$ до $-16,0^\circ$, мощность облаков равнялась 3—4 км.

В работах [2 и 7] было показано, что при введении реагента в нижнюю часть облака, которая располагается на высоте примерно 2—3 км, достаточно малые размеры частиц сернистой меди (10^{-4} — 10^{-5} см) и йодистого свинца обеспечивают возможность переноса их восходящими потоками внутри развивающегося облака в более высокие слои и в стороны.

Для примера рассмотрим более подробно условия и результаты опыта № 12, проведенного 23 июня 1966 г.

По данным кольцевых синоптических карт за 6 и 12 час., в этот день на погоду Молдавии оказывал влияние вторичный холодный фронт, который перемещался в тылу циклона. В районе Молдавского экспериментального полигона отмечалось интенсивное развитие облаков кучевых форм.

Облако, на которое производилось воздействие, находилось в гряде мощных кучевых облаков, смещавшихся в юго-восточном направлении. Верхняя граница этого облака достигала высоты около 6,0 км, температура -17° . Вершины всех облаков в этой гряде были плотными без признаков кристаллизации; осадков не наблюдалось. Нижняя граница облаков у всей гряды была четкой и ровной.

Радиолокационные наблюдения были начаты в 14 час. 0,5 мин. До 14 час. 17 мин. на индикаторе кругового обзора наблюдались две зоны отражения, в северной и северо-восточной четвертях. В 14 час. 21 мин. они приблизились к станции. Одна зона была вытянута с юга на север на 11 км и занимала площадь около 60 км². Вся зона имела компактный вид, структура ее была плотной. При ослаблении сигнала на 36 дБ в передней части зоны наблюдался очаг площадью около 0,24 км². По данным вертикального разреза очаг имел следующие параметры: $H_{в.г.} = 4,4$ км, $T = -7,5^\circ$, $\frac{h_-}{h_+} = 0,5$, $z_m = 2,9 \cdot 10^{-11}$ см³, $H_{z_m} = 2,4$ км, $T' = 3,5^\circ$, $\Delta H_{\Delta z} = 2,84$ км, $T'' = 0,5^\circ$ (табл. 2).

Вторая зона, контрольная, располагалась на удалении 3 км от станции, была вытянута с запада на восток на 8 км и занимала площадь около 40 км². При ослаблении сигнала на 36 дБ в передней части зоны наблюдался крупнокапельный очаг площадью около 1 км². Эта зона до 14 час. 17 мин. продолжала сохранять плотную структуру и четкие края. Параметры очага были следующие: $H_{в.г.} = 3,7$ км, $T = -3,5^\circ$, $z_m = 2,0 \cdot 10^{-13}$ см³, $H_{z_m} = 0,8$ км; $T' = 16^\circ$, $\Delta H_{\Delta z} = 2,7$ км, $T'' = 1^\circ$.

Таблица 2

Время наблюдений, час., мин.	$H_{в.г}$ км	$T_{в.г}$ км	ΔH км	$\frac{h-}{h+}$	z_m см ³	H_{z_m} км	T'	$\Delta H_{\Delta z}$ км	T''
------------------------------	--------------	--------------	---------------	-----------------	-----------------------	--------------	------	--------------------------	-------

Опытная зона отражения

14 16	4,4	-7,5	2,9	0,5	$2,9 \cdot 10^{-11}$	2,4	3,5	2,84	0,5
14 27	3,2	0	1,7	0	$8,5 \cdot 10^{-13}$	0,7	17	2,8	0

Контрольная зона отражения

14 22	3,7	-3,5	2,2	0	$2,0 \cdot 10^{-13}$	0,8	16	2,7	1
14 32	5,6	-14	4,1	0,9	$8,2 \cdot 10^{-9}$	0,85	15,5	2,5	4
14 56	4,45	-8	3,0	0,5	10^{-9}	1,8	7,5	1,8	4
15 08	3,65	-2,5	2,1	0,2	$4 \cdot 10^{-9}$	0,8	16	2,2	5

Воздействие было начато в 14 час. 30 мин. С помощью четырех ракет ПГИ-М в облако на высоте 3,6 км было введено 480 г сернистой меди. Температура воздуха на этом уровне была равна $-2,7^\circ$. Для сравнения в соседнее облако гряды, имевшее ту же мощность, но несколько меньший объем и расположенное западнее первого, в 14 час. 40 мин. было введено с помощью ПГИ-М 75 г йодистого свинца. Йодистый свинец вводился в облако между высотами 3,3 и 4,0 км и на нисходящей ветви траектории до 3,0 км, где температура воздуха соответственно была $-1,2$, $-3,6$ и 0° . В восточной части облачного поля было выбрано контрольное облако, находящееся в той же стадии развития.

Все дальнейшие наблюдения за этими облаками проводились одновременно как с земли, так и с вертолета.

В момент воздействия в 14 час. 30 мин. на ИКО оказалось, что зоны отражения (опытная и контрольная) объединились, однако они четко различались по своему строению и пространственному расположению (рис. 1 а).

Через 10 мин. после воздействия с земли были отмечены полосы падения под облаком, в которое вводилась сернистая медь. Нижняя граница облака не имела уже таких четких очертаний, как до воздействия. В 14 час. 45 мин. под облаком, на которое воздействовали йодистым свинцом, отмечены полосы падения и расслоение нижней границы. Вершины облаков стали кристаллизоваться.

В это же время контрольное облако имело четкую ровную нижнюю границу, полос падения дождя под ним не наблюдалось.

На ИКО в 14 час. 38 мин. заметны существенные изменения первой зоны. Отмечается интенсивное ослабление мощности отраженного сигнала (до 12 дБ) и уменьшение ее по площади до 29 км^2 (рис. 1 б). Структура зоны стала неплотной, появились просветы. Дальнейшее ослабление и распад этой зоны вплоть до ее исчезновения прослеживаются на ИКО с 14 час. 46 мин. до 15 час. 10 мин. (рис. 1 в и г).

В то же время зона отражения от контрольного облака постепенно разбивалась и давала усиление мощности отраженного сигнала до 42 дБ в 14 час. 46 мин. Затем постепенно уменьшалась до 30 дБ к 15 час. 10 мин. При этом отмечалось уменьшение зоны по площади до 37 км^2 . Структура зоны за все время наблюдений была плотной с незначительной изрезанностью краев. Скорость смещения зоны в юго-восточном направлении не превышала 5 м/сек.

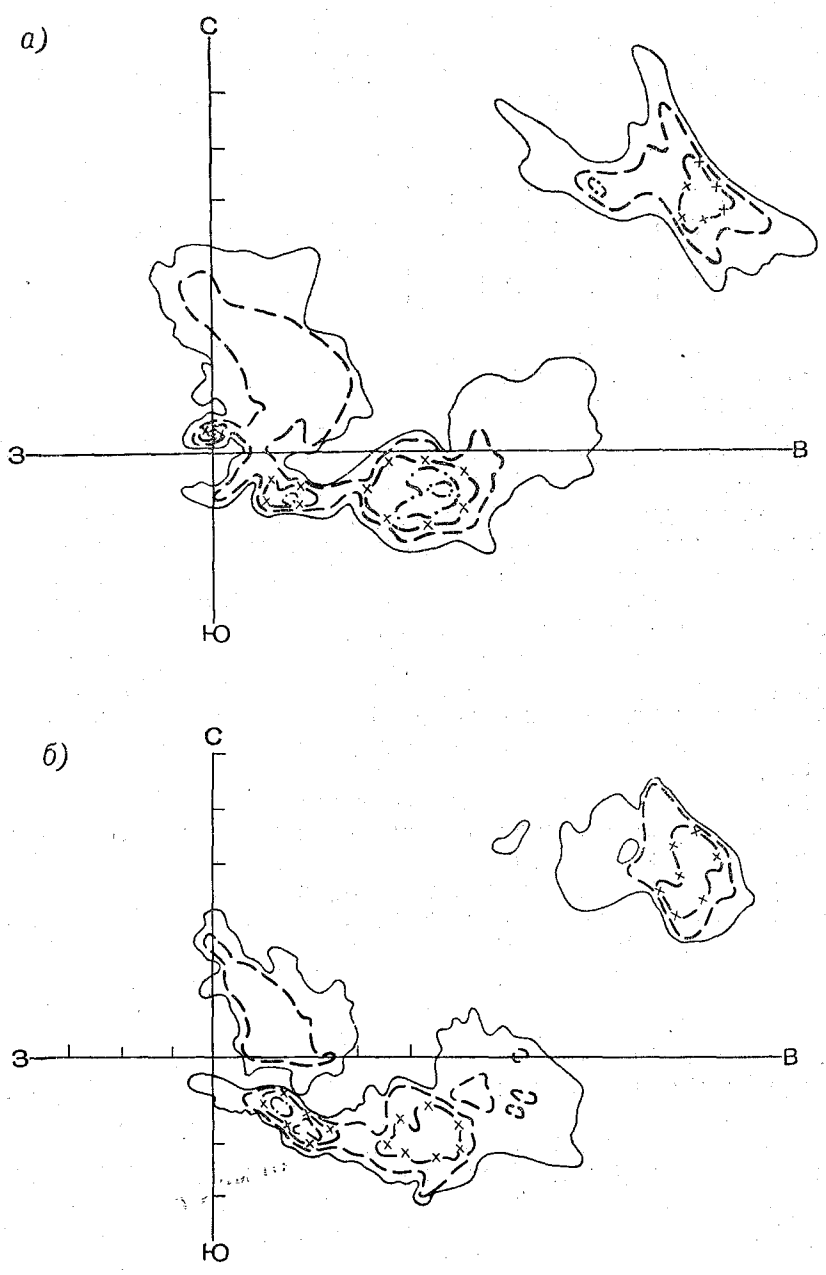
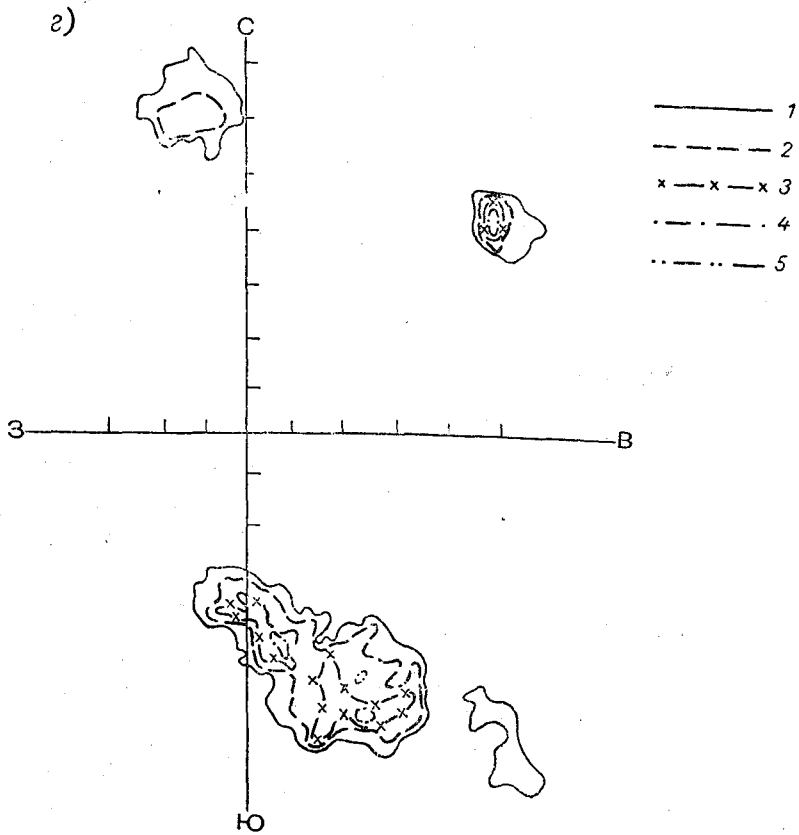
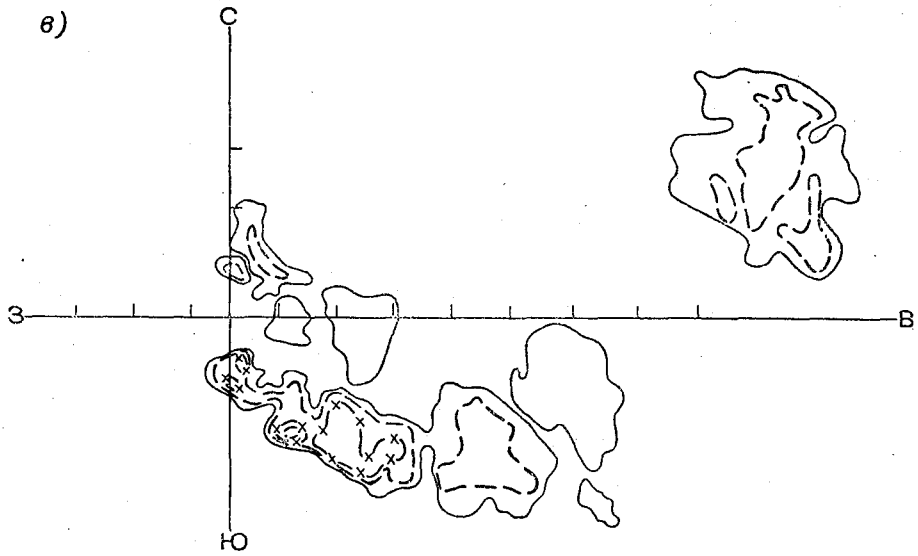


Рис. 1. Фотографии зон
 а — 14 час. 30 мин.; б — 14 час. 38 мин.; в — 14 час. 46 мин.; (1—5 — соответственно
 Масштаб развертки 20 км.



отражения с экрана ИКО.
 0, 12, 24, 36, 42 дб), а — 15 час. 10 мин. (1—4 — соответственно 0, 12, 24, 30 дб).
 Метки через 2 км.

Таким образом, опыт № 12 оказался результативным по всем радиолокационным критериям.

Наблюдения с вертолета проводились с 14 час. 45 мин. до 15 час. 10 мин.

В 14 час. 50 мин. под нижней границей второго облака (опыт с воздействием йодистым свинцом) вошли в зону осадков. По мере приближения к ее центру дождь усилился до очень сильного. Длина зоны осадков при этом составила около 2,5 км.

В 14 час. 52 мин. вошли в зону осадков из первого облака (на которое производилось воздействие сернистой медью). Дождь неравномерный, от слабого до сильного. Отмечены три зоны очень сильного дождя. Основание облака с разрывами, сквозь просветы хорошо видно голубое небо и солнце. Длина зоны осадков составила 6,1 км.

В 14 час. 57 мин. вторичный проход под зоной осадков подтвердил неравномерное выпадение дождя (от очень слабого до очень сильного). Основание облака стало неровным, с большими просветами, особенно в местах ослабления дождя. Обе зоны осадков слились; общая протяженность зоны составила 15 км.

В 15 час. 07 мин. — соседнее контрольное облако с такими же параметрами, как и опытное (и с таким же темным основанием), осадков не давало, что было зафиксировано при пролете под нижней границей облака на высоте около 350 м.

Таким образом, опыт № 12, проведенный 23 июня по воздействию на мощные кучевые облака ($\Delta H=5$ км, $T_{ур.в}=-2,7^\circ$, $T_{в.г}=-17^\circ$) сернистой медью (480 г) и йодистым свинцом (75 г), показал, что в обоих случаях под облаком наблюдалось выпадение осадков. Однако в результате воздействия йодистым свинцом дождь из облака начался раньше (через 5 мин. после воздействия), чем при воздействии сернистой медью (через 10 мин.), и был несколько интенсивнее, но ширина зоны осадков под облаком была в 1,5 раза меньше. Возможно, что облака, на которые производилось воздействие, имели в этот день неодинаковые объемы и другие параметры; визуально оценить это оказалось трудно. Однако этот опыт показал, что действие нового реагента — сернистой меди — в одних и тех же условиях примерно такое же, как широко проверенного на практике йодистого свинца.

Из сказанного выше следует, что осадки из облаков выпадали во всех случаях, когда мощность облаков была 4 км и больше. Через 7—12 мин. обычно наблюдалось выпадение из облаков отдельных капель, через 9—15 мин. дождь усиливался, в последующие 10—12 мин. дождь менялся от слабого до умеренного и временами до сильного. Максимальная продолжительность выпадения осадков была 40—60 мин. При этом ширина зоны осадков составляла 3—6 км.

Опыты № 7, 9, 12 и 14 показали, что чем ниже температура, при которой происходит введение реагента, и чем больше мощность облака, тем интенсивнее и продолжительнее осадки, выпадающие из облака при искусственном воздействии на него сернистой медью.

По данным радиолокационных наблюдений, в первые 5—7 мин. после воздействия сернистой медью наблюдается интенсивное развитие зоны отражения и рост всех радиолокационных параметров, в течение последующих 5—10 мин. процесс развития зоны отражения стабилизируется и через 17 мин. после воздействия отмечается резкое уменьшение всех радиолокационных параметров и рассеяние зоны.

В одном опыте воздействия на мощное кучевое облако ($\Delta H=6$ км, $T_{ур.в}=-12,5^\circ$) сернистой медью с помощью ракеты «Облако» в вечернее время (21 час. 32 мин.) возможность проведения визуальных на-

блюдений была исключена. В течение первых трех минут радиолокационные наблюдения показали изменение некоторых параметров в районе взрыва ракеты. Так, величина радиолокационной отражаемости возросла в восемь раз, а максимальный уровень z_m понизился на 1,1 км, при этом высота верхней границы радиоэхо поднялась на 0,5 км. Однако на расстоянии 7 км от места введения реагента никаких изменений радиолокационных параметров и структуры зоны отражения по вертикали в это же время отмечено не было. С течением времени дальнейших изменений в опытной зоне отражения не наблюдалось. По-видимому, при воздействии на фронтальные облака площадью свыше 300 км² и объемом более 2000 км³ (опыт № 18) необходимо вносить большее количество реагента в различных точках зоны.

Выводы

1. На основании полевых опытов установлена эффективность воздействия на конвективные облака сернистой медью с помощью противорадиолокационных ракет ПГИ-М.

2. При взрыве ракеты происходит рассеяние порошка сернистой меди, находящегося в ее головной части.

При мощности облака приблизительно 4 км и больше введение сернистой меди в облака в количестве 400—500 г обуславливает выпадение из них осадков. При мощности облаков от 4,0 до 2,5 км заметных изменений в них при воздействии не происходит. Разрушение облаков наблюдается при малых значениях их мощности (около 2,5 км), при этом процесс рассеяния идентичен процессу, который происходит при введении мелкодисперсных смачиваемых порошкообразных реагентов.

3. Для разработки методики воздействия на конвективные облака с целью выявления осадков с помощью больших противорадиолокационных ракет «Облако», снаряженных сернистой медью, требуется проведение дополнительных опытов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бычков Н. В. [и др.]. Исследование кристаллизующих свойств сернистой меди при воздействиях на переохлажденные конвективные облака. Труды научного совещания по физике облаков и активным воздействиям. Гидрометеиздат, М., 1967.
2. Воронов Г. С., Гайворонский И. И., Лесков Б. Н. Исследование градовых процессов в Молдавии. Труды научного совещания по физике облаков и активным воздействиям. Гидрометеиздат, М., 1967.
3. Гайворонский И. И. [и др.]. Противорадиолокационный комплекс «Облако». Труды научного совещания по физике облаков и активным воздействиям. Гидрометеиздат, М., 1967.
4. Гайворонский И. И., Серегин Ю. А. Искусственные воздействия на облака с целью предотвращения градобитий. Труды ЦАО, вып. 44, 1962.
5. Гайворонский И. И., Серегин Ю. А. О введении реагентов в облака при воздействии на градовые процессы. Труды ЦАО, вып. 65, 1965.
6. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействий на переохлажденные конвективные облака. См. наст. сб.
7. Преображенская Е. В. Определение следов меди в осадках при воздействиях сернистой медью на конвективные облака. См. наст. сб.
8. Сулаквелидзе Г. К., Бибилашвили Н. Ш., Лапчева В. Ф. Образование осадков и воздействие на градовые процессы. Гидрометеиздат, Л., 1965.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РЕЗУЛЬТАТОВ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА МОЩНЫЕ КУЧЕВЫЕ ОБЛАКА ЛЬДООБРАЗУЮЩИМИ РЕАГЕНТАМИ

Введение

Многочисленные опыты по исследованию льдообразующей эффективности различных реагентов в лабораторных и полевых условиях, проведенные за последнее десятилетие, позволяют подметить ряд особенностей их действия на процессы кристаллизации облаков (туманов) и искусственного осадкообразования. Такие особенности проявляются, в частности, в условиях различной относительной влажности воздуха в искусственном тумане [1, 2, 8—10] и при введении реагентов в переохлажденные конвективные облака, находящиеся на разных стадиях развития [3, 4, 6, 7]. Изучение этих особенностей может иметь значение не только для понимания механизма действия льдообразующих реагентов, но и для правильной интерпретации результатов воздействия на мощные кучевые облака при различных погодных условиях.

До настоящего времени на особенности действия того или иного льдообразующего реагента обращалось недостаточное внимание, хотя именно они часто оказываются существенными при разработке соответствующих методик введения реагентов в облака, находящиеся на разных стадиях развития, и для достижения оптимальных результатов искусственных воздействий.

Настоящая работа посвящена выяснению некоторых особенностей действия льдообразующих реагентов (AgJ , PbJ_2 , CuS и $\text{C}_6\text{H}_3(\text{OH})_3$) при различных методах их введения в мощные кучевые облака с целью вызывания искусственных осадков.

Результаты лабораторных опытов

Лабораторные исследования растворов йодистого серебра, йодистого свинца и флороглуцина проводились в малой камере туманов ГГО в 1960—1962 гг. по методике, изложенной в [2, 5].

Туман в камере объемом 300 л создавали в результате распыления дистиллированной воды с помощью пульверизатора; при этом начальная водность искусственного тумана составляла 1,5—3,0 г/м³, а максимальную повторяемость имели капли радиусом 6,0 мк. Туман с относительной влажностью менее 100% получали путем распыления 5—20%-ных водных растворов NaCl .

Результаты лабораторных опытов по определению числа ледяных кристаллов, образующихся при введении 1 г йодистого серебра, в зависимости от температуры и относительной влажности в тумане приведены в табл. 1. Аналогичные данные для флороглюцина (при температуре тумана -15°) представлены на рис. 1.

Таблица 1

Реагент	Концентрация раствора, %	Концентрация NaCl, %	Относительная влажность, %	Температура, град.	
				-10	-20
Коллоидный раствор йодистого серебра	0,01	0	100	$3 \cdot 10^{13}$	$2 \cdot 10^{14}$
	0,01	5	96	10^{12}	$2 \cdot 10^{13}$

Из табл. 1 видно, что с понижением относительной влажности тумана от 100 до 96% выход ледяных кристаллов при распылении водного коллоидного раствора йодистого серебра уменьшается в 10 раз при температуре -20° и в 30 раз при температуре -10° .

Полученные нами результаты по характеру зависимости достаточно хорошо согласуются с данными Каца [10], исследовавшего выход ледяных кристаллов от влажности тумана при введении в него частиц дыма йодистого серебра размерами $0,2 \leq r \leq 3,5$ мк. Показано, что при влажности воздуха в тумане 94%, образованном путем распыления 10%-ного раствора NaCl, выход ледяных кристаллов при температуре $-15, -20^\circ$ был на один порядок меньше, чем при влажности 100%, при повышении температуры до -10° выход ледяных кристаллов уменьшался значительно больше.

Аналогичные результаты получены в работе Исака и Сулжа [8], экспериментально исследовавших льдообразующую способность частиц AgJ размером 0,03—0,18 мк при влажности воздуха от 100 до 95%. Туман с влажностью между значениями влажности при насыщении над водой и льдом получали в результате распыления водных растворов глицерина различной концентрации. Результаты исследований показали, что при изменении влажности от 100 до 97,5% число активных ядер AgJ уменьшалось (при температуре $-21, -24^\circ$) на два порядка, а при изменении влажности от 97,5 до 95% (при температуре $-24, -26^\circ$) — только в четыре раза.

Представленная на рис. 1 зависимость выхода ледяных кристаллов (при распылении 1%-ного водного раствора флороглюцина) от относительной влажности в тумане показывает, что с понижением влажности от 100 до 96% число ледяных кристаллов N на 1 г реагента уменьшается в два раза, а при дальнейшем понижении влажности до 94% уменьшается еще на порядок. При влажности 90% N составляет $5 \cdot 10^8$.

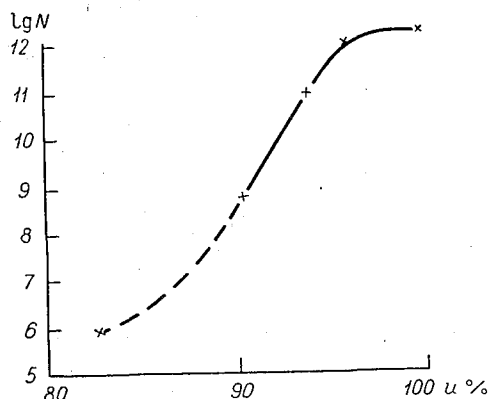


Рис. 1. Зависимость выхода ледяных кристаллов, образующихся при распылении 1%-ного водного раствора флороглюцина, от относительной влажности в тумане u при температуре -15° .

Как видно из данных, число ледяных кристаллов N , полученных при распылении растворов йодистого серебра, в значительно большей степени зависит от влажности в тумане, чем при распылении растворов флороглюцина.

Следует ожидать, что характер зависимости N от влажности для растворов флороглюцина и для водных растворов йодистого свинца аналогичен.

Действительно, при исследовании замерзания индивидуальных капель водных растворов флороглюцина и йодистого свинца в микрокамере Института кристаллографии АН СССР [2] оказалось, что чем выше относительная влажность воздуха, тем при более высоких температурах ($\Delta t = 1 \div 2$) замерзают капли растворов PbJ_2 и $C_6H_5(OH)_3$. В тех же условиях при замерзании капель коллоидного раствора AgJ сдвига пороговой температуры кристаллизации с изменением относительной влажности не происходит.

Результаты анализа представленных материалов указывают на различие механизма действия частиц йодистого серебра и флороглюцина (йодистого свинца). Это, по-видимому, можно объяснить различной способностью веществ к растворению (растворимость флороглюцина и йодистого свинца в воде в $10^6 - 10^7$ раз больше, чем йодистого серебра). При этом из сравнения полученных нами и в работах [8, 10] результатов влияния уменьшения относительной влажности на эффективности коллоидных растворов йодистого серебра сказывается меньше, чем на частицах аэрозоля AgJ .

Аналогичные качественные результаты были получены Исоно [9]. Он изучал действие нерастворимых (AgJ) и растворимых ($AgNO_3$ и CdJ_2) льдообразующих частиц дымов при давлении паров в камере между насыщением над водой и льдом. Для получения тумана с пониженными значениями относительной влажности воздуха использовался водный раствор глицерина заданной концентрации. Показано, что при температуре -15° и относительной влажности 95% при введении в камеру частиц AgJ образование ледяных кристаллов не наблюдалось, тогда как при введении частиц $AgNO_3$ (или CdJ_2) происходило образование большого числа ледяных кристаллов. Если влажность воздуха в камере (при той же температуре) составляла 90%, то введение частиц AgJ также не приводило к появлению ледяных кристаллов, а при введении частиц $AgNO_3$ (или CdJ_2) их оказывалось значительно меньше, чем при влажности 95%. Автор объясняет это явление тем, что частицы AgJ являются негигроскопичными и нерастворимыми в воде; последнее исключает образование на них капель и при относительной влажности при насыщении над водой препятствует образованию кристаллов льда на частицах AgJ . Частицы $AgNO_3$ (и CdJ_2) гигроскопичны, хорошо растворимы в воде и могут действовать в качестве эффективных ядер конденсации; образовавшиеся при этом капли могут расти и после замерзания действовать как ядра сублимации. В опытах Исоно наблюдалась более высокая эффективность частиц $AgNO_3$ по сравнению с CdJ_2 , которую автор объясняет большей гигроскопичностью азотнокислого серебра.

Результаты полевых опытов

В свете изложенного представляет интерес рассмотреть особенности действия отмеченных двух групп реагентов (растворимых и нерастворимых) в естественных условиях при воздействии на конвективные облака для вызывания искусственных осадков.

С этой целью нами более детально были проанализированы результаты ранее выполненных натуральных опытов воздействия на мощные кучевые облака растворимыми (табл. 2) и нерастворимыми (табл. 3) льдообразующими веществами. Полевые испытания этих реагентов (вводимых в облака в виде растворов и дымов), а также порошкообразной сернистой меди при воздействии на мощные кучевые облака были выполнены в западной половине Европейской территории СССР в период 1960—1966 гг. с использованием самолета-лаборатории [3, 4, 6, 7].

Из табл. 2 видно, что воздействия 0,1%-ными водными растворами PbJ_2 на конвективные облака в зависимости от времени проведения опыта приводят к существенно различным результатам. В развивающихся мощных кучевых облаках, засеянных этим реагентом при затухании дневной конвекции, процесс искусственного осадкообразования более выражен. Это характерно также для облаков, воздействия на которые производились пиросоствами (содержащими йодистый свинец) или эфирными растворами флороглюцина. Если при этом облака находились в стадии стационарирования, то воздействия на них с целью осадкообразования были более эффективными. Анализ опытов по воздействиям показывает, что наиболее эффективным реагентом для вызывания искусственных осадков в рассматриваемой нами группе растворимых веществ (при воздействии на облака, находящиеся в одинаковой стадии развития) оказывается йодистый свинец, особенно при введении его в виде водных растворов.

Особенностью реагентов группы нерастворимых веществ (табл. 3) является усиление эффекта искусственного осадкообразования при воздействиях на развивающиеся мощные кучевые облака и его ослабление при воздействиях на стационарирующие или разрушающиеся конвективные облака. Большой эффект осадкообразования получен при воздействии йодистым серебром (особенно при введении дымов AgJ), по сравнению с сернистой медью.

Следует отметить, что если воздействия на мощные кучевые облака, находящиеся в стадии стационарирования или разрушения, растворимыми реагентами приводят к выпадению длительных и интенсивных осадков, то при воздействии нерастворимыми реагентами (особенно сернистой медью) можно отметить тенденцию к разрушению облаков, из которых лишь в редких случаях выпадали кратковременные слабые осадки [6], как это имело место, например, в опыте 12 VIII 1966 г.

В тех случаях, когда воздействия (реагентами обеих групп) производились на конвективные облака, основания которых располагались выше уровня нулевой изотермы, распад облаков (при отсутствии перезасева) оказывался менее выраженным, а процесс осадкообразования проходил более интенсивно.

Таким образом, результаты опытов по воздействиям на мощные кучевые облака йодистым серебром, сернистой медью, йодистым свинцом и флороглюцином подтверждают установленные ранее лабораторными исследованиями особенности действия этих реагентов, проявляющиеся при воздействии.

Для получения оптимального эффекта искусственного осадкообразования (или рассеяния облаков) следует учитывать отмеченные выше особенности действия реагентов при воздействиях на мощные кучевые облака, находящиеся на разных стадиях развития. В частности, необходимо учитывать наличие областей с пониженными значениями относительной влажности (и водности) в конвективных облаках [11].

Таблица 2

Дата	Время начала действия час. мин.	Реагент	Расход реагента	Вертикальная мощность облака, км	Мощность переослажденной части, км	Температура на верхней границе, град.	Стадия развития облака к началу воздействия	Результаты воздействия
30 VI 1961	11 47 11 49	0,1%-ный раствор PbJ_2	40 л 20	3,5 3,4	1,3 1,15	-7,4 -6,8	Развивающееся облако	Кристаллизация вершин с последующим распадом облака; осадки не обнаружены 13 час. 12 мин. — кристаллизация вершины; 13 час. 18 мин. — 16 час. 28 мин. дождь от слабого до сильного 18 час. 05 мин. — начало осадков; в период с 18 час. 30 мин. до 18 час. 45 мин. отмечены три зоны осадков протяженностью 4,5; 9,2 и 2,6 км С 12 час. 02 мин. до 12 час. 15 мин. — слабый дождь; протяженность зоны осадков 1 км С 13 час. 38 мин. до 14 час. 00 мин. — дождь от слабого до умеренного С 13 час. 08 мин. — начало дождя; с 13 час. 19 мин. до 15 час. 00 мин. — дождь от слабого до умеренного (наблюдения за осадками не проведены до конца их выпадания) С 16 час. 23 мин. до 17 час. 25 мин. — дождь от слабого до умеренного С 18 час. 30 мин. до 21 час. 58 мин. — дождь от слабого до сильного; две зоны осадков (максимальные площади зон осадков 40 и 70 км ²)
24 VI 1960	13 06	То же	30	1,6	1,6	-7,0	То же	
20 VI 1961	17 51 17 54 17 55	" " "	20 20 20	2,6 2,1 2,1	1,7 1,1 1,1	-12,0 -7,8 -7,1	Медленно развивающееся облако	
16 VII 1962	11 36	1%-ный раствор $C_6H_5(OH)_3$	0,8	2,85	1,1	-5,8	Развивающееся облако	
9 VIII 1961	13 20 13 24	То же	0,5 0,3	3,4 3,2	1,6 1,3	-6,5 -7,0	То же	
16 VII 1962	12 50	Дым PbJ_2	15,4 г.	3,1	1,2	-7,0	"	
31 VII 1962	16 14	То же	15,4	2,1	1,1	-6,8	Стационарирование облака	
18 VII	18 14 18 20	"	30,8	3,4	1,4	-7,9	То же	

Таблица 3

Дата	Время начала воздействия час. мин.	Реагент	Расход реагента	Вертикальная мощность облака, км	Мощность переослажденной части, км	Температура на верхней границе, град.	Стадия развития облака к началу воздействия	Результаты воздействия
13 VI 1960	13 09 13 14	0,04%-ный раствор AgJ	40 л 30	2,6 2,6	2,1 2,05	-12,3 -12,3	Развивающееся облако	13 час. 15 мин. — кристаллизация вершины; 13 час. 20 мин. — начало распада облака
18 VI	14 00	1%-ный раствор AgJ	55	2,5	2,3	-11,8	То же	С 14 час. 16 мин. до 15 час. 58 мин. — осадки от слабых до умеренных. Максимальная площадь зоны осадков до 130 км ²
18 VI	14 21 14 25	Дым AgJ	24 г.	2,9 3,3	2,3 2,7	-7,5	Вершина облака выросла на 0,4 км	С 14 час. 45 мин. — слабый дождь в течение 1 часа. Максимальная площадь зоны осадков до 20 км ² (в 15 час. 12 мин.)
13 VII 1962	19 09 19 16	То же "	24 12	2,4 2,75	0,65 1,05	-6,0 -6,7	Развивающееся облако	19 час. 19 мин. — кристаллизация. В 19 час. 30 мин. отмечена радуга; две зоны осадков. До 20 час. 47 мин. — дождь. С 19 час. 50 мин. до 20 час. 15 мин. максимальная площадь осадков 60 км ²
23 VII	19 37	"	12	3,2	1,0	-5,4	Разрушающееся облако	С 20 час. 01 мин. до 20 час. 14 мин. — очень слабый дождь
23 VII 1966	14 25	Порошок CuS	100	4,3	1,6	-9,1	Интенсивный рост облака	Оседание вершины и частичный распад. С 14 час. 39 мин. — осадки; максимальная площадь зоны осадков 6 км ² (в 14 час. 59 мин.)
20 VII	17 16	То же	100	3,4	2,3	-11,2	Облако имеет тенденцию к разрушению	Быстрое оседание вершины облака; Через 10 мин. полный распад облака
12 VIII	17 31	"	100	3,1	1,3	-6,9	Очень медленное развитие облака	Кристаллизация вершины; С 17 час. 37 мин. — осадки. Максимальная площадь зоны осадков около 5 км ² (в 17 час. 47 мин.)

Выводы

Результаты лабораторных и полевых опытов показали:

1) наличие отчетливой зависимости выхода ледяных кристаллов от значения относительной влажности в тумане. Эта зависимость различна для разных льдообразующих веществ и ослабевает с понижением температуры;

2) необходимость подразделения льдообразующих веществ на две группы,—растворимые (PbJ_2 и $C_6H_3(OH)_3$) и нерастворимые (AgJ и CuS), эффективность действия которых в диапазоне влажностей от 100 до 90% (практически наиболее интересном) весьма различна; при этом выход ледяных частиц может отличаться на один-два порядка, что связано с различием как свойств, так и размеров частиц, участвующих в льдообразовании.

3) результат воздействия на переохлажденные мощные кучевые облака зависит не только от свойств самого реагента и способа его введения (раствор, дым, порошок), но и в значительной мере от стадии развития конвективного облака. В стадии развития облака, когда влажность облачного воздуха близка к насыщающей, наилучшие результаты (при прочих равных условиях) могут дать нерастворимые льдообразующие вещества в то время как в стадии стационарирования и особенно в начальной стадии разрушения облака, наиболее перспективным являются растворимые льдообразующие вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башкирова Г. М., Першина Т. А. О кристаллизации переохлажденных туманов при распылении в них насыщенного раствора йодистого свинца. Труды ГГО, вып. 176, 1965.
2. Громова Т. Н., Глики Н. В., Красиков П. Н. Влияние примесей поверхностно-активных веществ на льдообразующую эффективность растворов флороглюцина, йодистого серебра и йодистого свинца. Труды ГГО, вып. 186, 1966.
3. Громова Т. Н. [и др.]. Опыты по воздействию на переохлажденные облака водными растворами йодистого свинца. Труды ГГО, вып. 126, 1962.
4. Громова Т. Н. [и др.]. Опыты по воздействию на переохлажденные облака коллоидным раствором йодистого серебра. Труды ГГО, вып. 156, 1964.
5. Громова Т. Н., Красиков П. Н. Исследование льдообразующих свойств растворов йодистого серебра и йодистого свинца. Труды ГГО, вып. 176, 1965.
6. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействий на переохлажденные конвективные облака. См. наст. сб.
7. Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Воздействие водными растворами йодистого свинца на переохлажденные конвективные облака в районе Валдайского ливнемерного куста. Труды ГГО, вып. 202, 1967.
8. Isaka H., Soullage G. Etude expérimentale de l'action glaçogène de l'iodure d'argent à la sous-saturation par rapport à l'eau. «C.R. Acad. Sci», 1966, AB 262, N. 21, B. 1405—1408.
9. Isono K. Note on ice-forming nuclei. Geophysical Institute, Tokyo Univ. J. Met. Soc. Japan, v. 35, No 1, 1957.
10. Katz U. On the temperature and humidity dependence of the ice-forming Activity of silver iodide. ZAMP, 12 (1), p. 76—79, 1961.
11. Скуайерс П. Процессы перемещивания в конвективных облаках. В кн. «Динамика кучевых облаков». Пер. с англ. под ред. Ч. Э. Андерсона. Изд. «Мир», М., 1964.

О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ МЕЛКОДИСПЕРСНЫХ ПОРОШКОВ ИОНООБМЕННЫХ СМОЛ С ВОДНЫМ АЭРОЗОЛЕМ И ВОДЯНЫМ ПАРОМ

Введение

Действие различных веществ на водный аэрозоль в лабораторных условиях изучалось многими авторами [1—3]. Нами проведено экспериментальное исследование влияния ионообменных высокомолекулярных соединений (ионитов) на устойчивость водного аэрозоля в условиях камеры.

Известно, что большинство ионообменных высокомолекулярных соединений обладает значительной способностью к набуханию, т. е. к поглощению влаги [4—8]. Мы исходили из предположения, что на этом свойстве ионитов может быть основана возможность применения их для воздействия на облака.

Иониты — это органические и неорганические вещества, практически нерастворимые в воде и обычных растворителях, содержащие активные группы с подвижными ионами и способные обменивать эти ионы на ионы электролитов. Иониты, содержащие активные кислотные группы, и способные к обмену подвижные катионы называют по общепринятой терминологии катионитами, а иониты, содержащие активные группы основного характера и подвижные анионы — анионитами. Катиониты, у которых все подвижные ионы представляют собой ионы водорода, обозначаются как Н-катиониты, или Н-форма катионита. Путем соответствующей обработки можно приготовить катионит в Na-форме, Са-форме и т. д. Аналогично этому к анионитам, насыщенным теми или иными подвижными анионами, применяют соответствующие определения: ОН-форма, Cl-форма и т. д.

По своему внутреннему строению синтетические иониты являются гетерокапиллярными системами, т. е. размеры их пор и щелей изменяются в довольно широких пределах. Искусственные ионообменные смолы представляют собой более или менее неравномерно связанные пространственные сетки. Плотность переплетения, или степень шивки, определяется количеством использованного при получении смолы мости-кообразователя.

Избирательное поглощение жидкости сухим образцом полимера сопровождается увеличением его объема — набуханием. Под набухаемостью ионита подразумевают изменение удельного объема ионита при контакте с водой или растворами. Абсолютная набухаемость

представляет собой разницу удельных объемов набухшего и сухого ионитов и выражается в мл/г.

Процесс набухания можно представить себе как проникновение молекул низкомолекулярной жидкости в пространство между молекулами высокомолекулярного соединения. При этом молекулы низкомолекулярной жидкости начинают раздвигать звенья гибких цепей полимера, образуя свободные пространства, которые снова заполняются низкомолекулярной жидкостью. Ограниченное набухание объясняется тем, что молекулы полимера образуют между собой мостичные связи, затрудняющие переход молекул в раствор. При большом числе мостичных связей сетка полимера делается жесткой, цепи утрачивают свою гибкость и полимер теряет способность к набуханию.

С набуханием нельзя смешивать процесс капиллярного впитывания, при котором жидкость заполняет микроскопические пустоты, имеющиеся в твердом теле. Размеры твердого тела при этом обычно не увеличиваются. Этот процесс характерен, например, для силикагеля (SiO_2), который также использовался в наших опытах.

Порядок проведения опытов

Для испытания в камере туманов были отобраны и подготовлены следующие вещества: катиониты нескольких типов с различными функциональными группами (табл. 1), анионит АН-1, а также силикагель ПСК, обладающий высокой поглотительной способностью по отношению к водяным парам. Образцы, испытанные нами, как видно из табл. 1, включали в себя катиониты карбоксильного (КБ-4, СГ-1), сульфокислотного (КУ-1, КУ-2, СДВ, КАВ-47) и фосфорнокислотного (КФ-1) типов. Некоторые иониты, имеющие особенно высокий коэффи-

Таблица 1

Краткая характеристика исследованных ионитов

Марка ионита	Активная группа	Внешний вид	Насыпной вес, г/мл	Удельный объем набухшего ионита, мл/г
КУ-1	$-\text{SO}_3\text{H}$, $-\text{OH}$	Черные зерна неправильной формы	0,74	2,75—3
КУ-2	$-\text{SO}_3\text{H}$	Прозрачные желтоватые шарики	0,8	2,5
КУ-23	$-\text{SO}_3\text{H}$	Черные зерна неправильной формы	0,88 *	2,0 *
СДВ	$-\text{SO}_3\text{H}$	Светлые желто-коричневые зерна	0,6	3,2
КАВ-47 (сульфоуголь)	$-\text{SO}_3\text{H}$, $-\text{OH}$, $-\text{COOH}$	Черные зерна неправильной формы	0,65—0,70	2,3—2,6
КФ-1	$-\text{PO}_3\text{H}_2$	Коричневые шарики	0,7	2,7
КБ-4	$-\text{COOH}$	Прозрачные белые шарики	0,75 *	2,4 *
ДК-3	—	Белые зерна неправильной формы	0,68 *	2,2 *
СГ-1	$-\text{COOH}$	Белые или желтоватые гранулы	0,45—0,65	3,9 *
АН-1	$=\text{NH}$, $\equiv\text{N}$	Непрозрачные белые зерна	0,8—1,0	2,2—2,8
Дауэкс	$-\text{SO}_3\text{H}$	Прозрачные желтоватые шарики	0,78 *	2,4—2,5 *

Примечание. Данные, отмеченные звездочкой (*), получены автором.

циент набухания (СДВ-3-Т, СДВ-10-Т-1, КФ-1, КУ-23, КУ-2-2), и силикагель ШСК были получены по специальным запросам из ряда научно-исследовательских институтов¹. Иониты СДВ-3-Т, СДВ-10-Т-1 и КУ-2-2 отличаются от указанных в таблице ионитов марок СДВ и КУ-2 процентным содержанием «сшивки» — мостикообразующего вещества.

Поскольку степень набухаемости ионитов зависит от их ионной формы, часть имеющихся образцов была подвергнута соответствующей химической обработке. Для перевода катионитов в Н-форму, они обрабатывались 3%-ным раствором соляной кислоты, а затем промывались водой до нейтральной реакции. Для перевода анионита АН-1 в ОН-форму его обрабатывали 6%-ным раствором Na_2CO_3 , после чего также промывали водой до исчезновения щелочной реакции. Силикагель ШСК подвергался химической обработке 10%-ной соляной кислотой до исчезновения ионов Fe^{3+} . В результате такой обработки увеличивается интенсивность поглощения силикагелем водяных паров.

Одной из наших задач было изучение влияния дисперсности порошков на их эффективность. Поэтому, помимо химической обработки, все образцы подвергались механической обработке: размельчению в шаровой яшмовой мельнице или ступке с последующим разделением на фракции. При разделении порошков на фракции применялись металлические сетки с диаметрами ячеек 80 и 260—270 мк.

В опытах, описываемых ниже, использовались две фракции. Для них в таблицах приняты следующие обозначения: фракция 1 с диаметром частиц $d < 80$ мк и фракция 2 с диаметром частиц в пределах $80 < d < 260$ мк.

При дополнительном микроскопическом исследовании оказалось, что фракция 1 состоит в основном из частиц со средним диаметром 5—10 мк, а фракция 2 — из частиц со средним диаметром 40—60 мк в зависимости от образца. Спектры частиц некоторых образцов приведены на рис. 1.

Большинство названных веществ имело начальную влажность около 15% по весу, а ионит КУ-2-2 — 76%. Для удаления влаги образцы просушивались при температуре около 90° в сушильном шкафу. Силикагель прокаливался в муфельной печи при температуре 400°.

Опыты по воздействию на туманы проводились в большой камере туманов ГГО объемом 110 м³ (рис. 2). Высота камеры 8,5 м, диаметр около 4 м. Туман создавался через равные промежутки времени путем пуска пара в камеру под давлением 1 атм в течение 2 мин. При таком режиме образования тумана его начальная водность² составляла обычно 2,8—3 г/м³. В процессе естественного рассеяния, продолжавшегося 25—27 мин., происходит оседание капель на дно и стенки камеры и испарение самых мелких капель. При стабильной работе установки, т. е. при одинаковом ходе кривых изменения оптической плотности тумана в двух или трех циклах естественного рассеяния, производилось воздействие через 1 мин. после окончания образования очередного тумана. Порошки распылялись с высоты 6 м специальными распылителями с помощью компрессора под давлением 2 атм. Все опыты ставились при температуре 18—20°.

Эффект воздействия определялся сравнением изменения оптической плотности тумана при его естественном рассеянии с изменением плотности в результате воздействия. Определение изменения плотности тумана

¹ Химико-технологический институт им. Д. И. Менделеева, НИИ пластмасс (Москва), Технологический институт им. Ленсовета, Институт высокомолекулярных соединений АН СССР (Ленинград) и др.

² Водность тумана определялась прибором Зайцева.

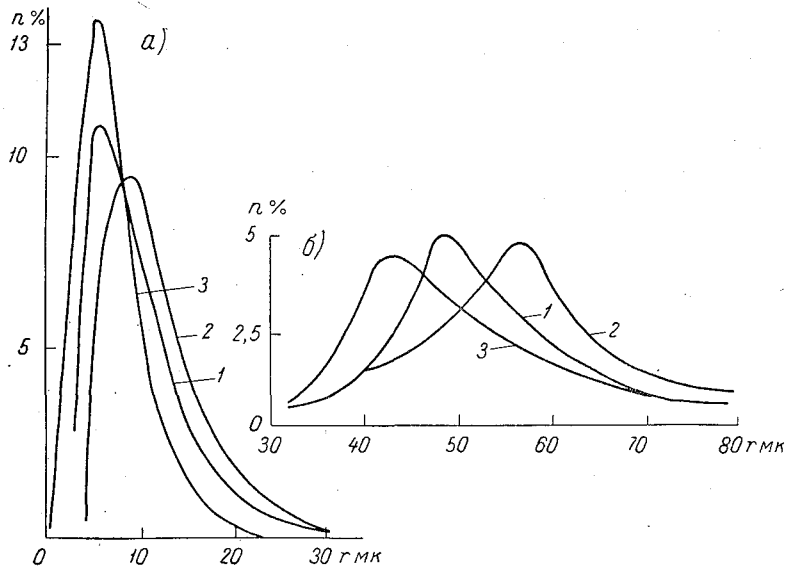


Рис. 1. Распределение частиц по размерам для фракции 1 (а) и для фракции 2 (б).

1 — нонит КФ-1; 2 — силикагель; 3 — NaCl.

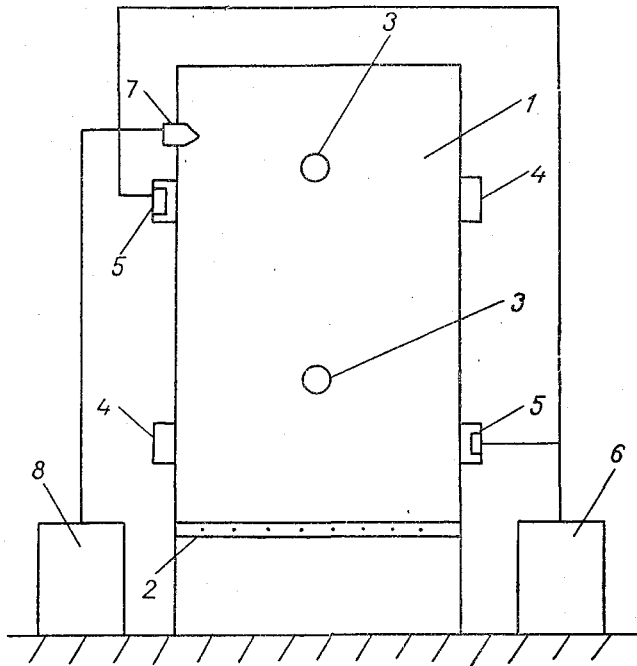


Рис. 2. Схема установки.

1 — камера; 2 — труба с отверстиями для подачи пара; 3 — вентиляторы; 4 — осветители; 5 — фотоэлементы; 6 — самописец; 7 — пульверизатор для распыления реагентов; 8 — компрессор.

со временем производилось путем измерения интенсивности проходящего света в тумане. Для этой цели применялись сернисто-серебряные фотоэлементы, расположенные на двух уровнях: 1,5 м и 6 м. С противоположной стороны камеры помещались мощные источники света. Для автоматической регистрации изменений оптической плотности тумана использовался самописец.

Для оценки устойчивости туманов вычислялись величины плотности в определенные моменты времени

$$R = \left(1 - \frac{I}{I_0}\right),$$

где I_0 и I — интенсивности света, попадающего на фотоэлемент, после прохождения в чистом воздухе и в тумане соответственно. Сравнение изменения во времени величины R для туманов с введенными реагентами и без реагентов позволяло судить о влиянии данных веществ на устойчивость тумана.

Результаты лабораторных опытов

Как показала обработка результатов опытов, все исследованные вещества в той или иной степени ускоряли рассеяние тумана в камере, однако эффект был довольно слабым. Следует отметить, что в целом ряде случаев эффект воздействия проявлялся во время повторных пусков тумана — промывочных циклов (см. рис. 4).

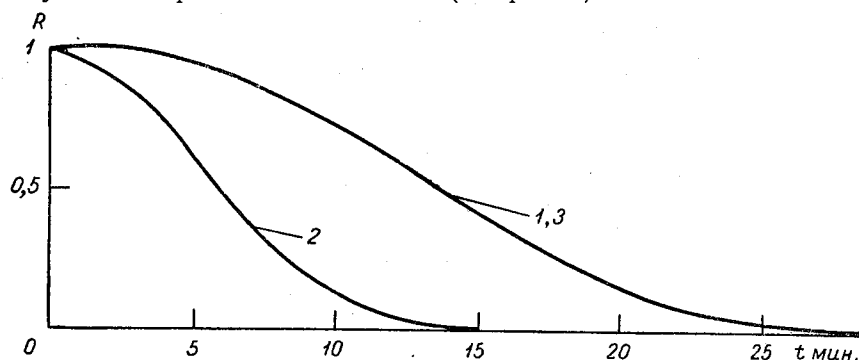


Рис. 3. Изменение мутности тумана при распылении порошка NaCl.
1 — естественное рассеяние тумана; 2 — распыление 10 г NaCl, фракция 1; 3 — промывочный цикл

Это происходит, по-видимому, потому, что процесс набухания указанных веществ в среде парового тумана весьма замедлен, хотя, как показали микроскопические наблюдения, набухание их в воде происходит довольно интенсивно и достигает предела через 0,5—1 мин. (см. рис. 7).

Результаты проведенных опытов сведены в табл. 2.

Для оценки степени эффективности реагента сравнивались кривые рассеяния тумана в определенный момент времени. Мы условно брали это время равным 10 мин. с момента окончания пуска пара в камеру и исходили из того, что при действии хлористым натрием — активным гигроскопическим веществом — процесс рассеяния практически заканчивается через 10—15 мин. (рис. 3). Поэтому сравнение кривых изменения мутности тумана в более поздние моменты времени (при продолжительности цикла 25—27 мин.) не может дать представления об эффекте ускорения рассеяния тумана данным веществом. Под ускорением

Таблица 2

Результаты опытов в камере

Вещество	Ионная форма	Дисперсность, мк	Количество, г	Ускорение рас- сеяния тумана, %	
				при воз- действии	при про- мывоч- ном цикле
СДВ-10-Т-1	Необрабо- танный	$d < 80$	7	8	Нет
		$d < 80$	10	11	Нет
		$d < 80$	15	19	14
		$80 < d < 260$	15	Нет	Нет
		$80 < d < 260$	17	10	8
СДВ-3-Т (коэффи- циент набуха- ния 9)	Необрабо- танный	$d < 80$	11	22	25
		$80 < d < 260$	10	Нет	Нет
СДВ-3-Т (к. н. 11)	"	$d < 80$	10	27	21
КУ-1	Н-форма	$d < 80$	10	8	Нет
		$80 < d < 260$	10	10	10
КУ-2	Необрабо- танный	$d < 80$	15	6	8
		$80 < d < 260$	15	Нет	Нет
		$d < 80$	11	11	6
		$d < 80$	10	11	9
		$80 < d < 260$	20	12	Нет
КУ-2-2	Необрабо- танный	$d < 80$	13	21	13
		$80 < d < 260$	20	6	6
КУ-23	Н-форма	$d < 80$	10	13	7
		$80 < d < 260$	15	7	6
КФ-1	На-форма	$d < 80$	10	13	7
ДК-3	Необрабо- танный	$d < 80$	16	15	15
		$80 < d < 260$	13	18	18
СГ-1	"	$d < 80$	10	16	16
		$80 < d < 260$	10	10	8
АН-1	ОН-форма	$d < 80$	11	Нет	Нет
		$80 < d < 260$	15	Нет	Нет
КБ-4	Необрабо- танный	$d < 80$	8	Нет	Нет
		$d < 80$	13	Нет	Нет
		$80 < d < 260$	15	14	6
		$d < 80$	8	6	6
		$80 < d < 260$	12	Нет	Нет
Дауэкс	Необрабо- танный	$d < 80$	10	Нет	8
		$80 < d < 260$	8	Нет	Нет
		$d < 80$	10	19	12
		$80 < d < 260$	15	Нет	Нет
КАВ-47	Необрабо- танный	$d < 80$	13	7	Нет
		$80 < d < 260$	17	9	11
		$d < 80$	10	10	7
		$80 < d < 260$	12	Нет	Нет

Вещество	Ионная форма	Дисперсность, мк	Количество, г	Ускорение рассеяния тумана %	
				при воздействии	при промывочном цикле
Силикагель ШСК	Необработанный	$d < 80$	8	9	Нет
		$d < 80$	10	12	Нет
	Обработанный	$80 < d < 260$	12	13	Нет
		$d < 80$	15	9	Нет
		$80 < d < 260$	17	9	6
NaCl	—	$d < 80$	8	65	Нет
		$d < 80$	15	80	21
		$80 < d < 260$	10	Нет	Нет
		$80 < d < 260$	15	15	Нет

рассеяния тумана понимается разность между оптической плотностью тумана при естественном рассеянии, принимаемой за 100%, и оптической плотностью тумана при воздействии в один и тот же момент времени.

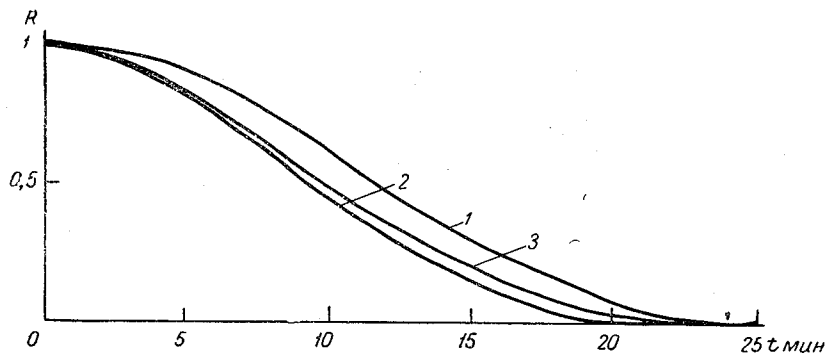


Рис. 4. Изменение мутности тумана при распылении ионита СДВ-3-Т.
1 — естественное рассеяние тумана; 2 — распыление 10 г порошка СДВ-3-Т, фракция 1;
3 — промывочный цикл.

Из табл. 2 видно, что ускорение рассеяния тумана за счет воздействия по сравнению с естественным рассеянием тумана в камере составляло, как правило, 10—15% и лишь в некоторых случаях достигало 20—30%. Наиболее эффективными из испытанных веществ оказались силикагель, катиониты КАВ-47, СДВ-3-Т, СДВ-10-Т, ДК-3, КУ-2-2.

На рис. 4 и 5 представлены кривые рассеяния тумана в камере при воздействии соответственно ионитом СДВ-3-Т и силикагелем фракции 1 в количестве 10 г. Рис. 6 дает ход кривой рассеяния тумана в результате воздействия силикагелем фракции 2 в количестве 12 г. Из рисунков видно, что эффект рассеяния, вызываемый силикагелем обеих фракций и ионитом СДВ-3-Т невелик. Такой ход кривых характерен для всех испытанных веществ, которые ускоряли рассеяние тумана.

При использовании реагента NaCl фракции 1 во всех случаях наблюдался более значительный эффект (см. рис. 3) как при самом воздей-

вии (до 80%), так и при промывочном цикле, в то время как фракция 2 оказалась практически неактивной. Это можно объяснить, по-видимому, тем, что крупные частицы успевают осесть на дно камеры прежде, чем проявляется их действие. Время оседания частиц диаметром 40—50 мк составляет по приблизительным подсчетам около 30 сек. То же самое относится и к высокомолекулярным соединениям: как правило, для большинства образцов наиболее активной оказывалась фракция 1.

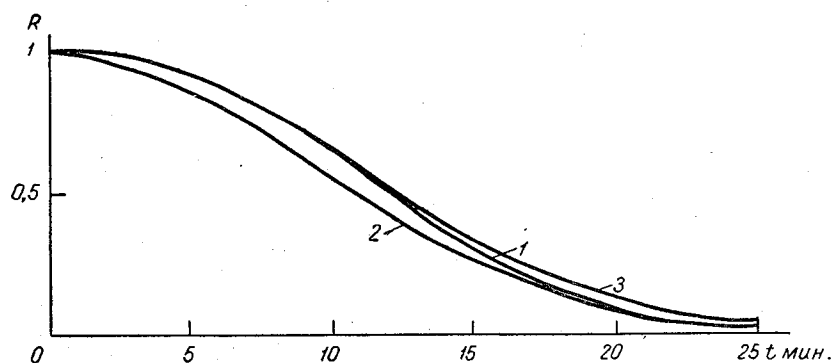


Рис. 5. Изменение мутности тумана при распылении силикагеля ШСК. 1 — естественное рассеяние тумана; 2 — распыление 10 г силикагеля, фракция 1; 3 — промывочный цикл

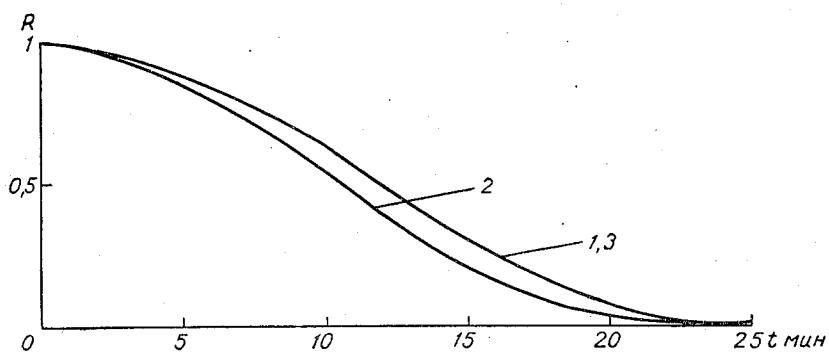


Рис. 6. Изменение мутности тумана при распылении силикагеля ШСК (необработанного). 1 — естественное рассеяние тумана; 2 — распыление 12 г силикагеля, фракция 2; 3 — промывочный цикл.

На основании выполненных опытов можно заключить, что оптимальным количеством реагента при работе в камере туманов ГГО следует считать 10—15 г для фракции 1. При увеличении расхода реагента происходит повышение оптической плотности тумана за счет большого числа частиц порошка в камере.

Из табл. 2 также видно, что значительной зависимости эффективности препаратов от их химической обработки не наблюдалось. Все препараты как обработанные, так и необработанные давали незначительный рассеивающий эффект, поэтому если небольшая зависимость и существует, она не выходит за пределы ошибки эксперимента, которая достигает 5%.

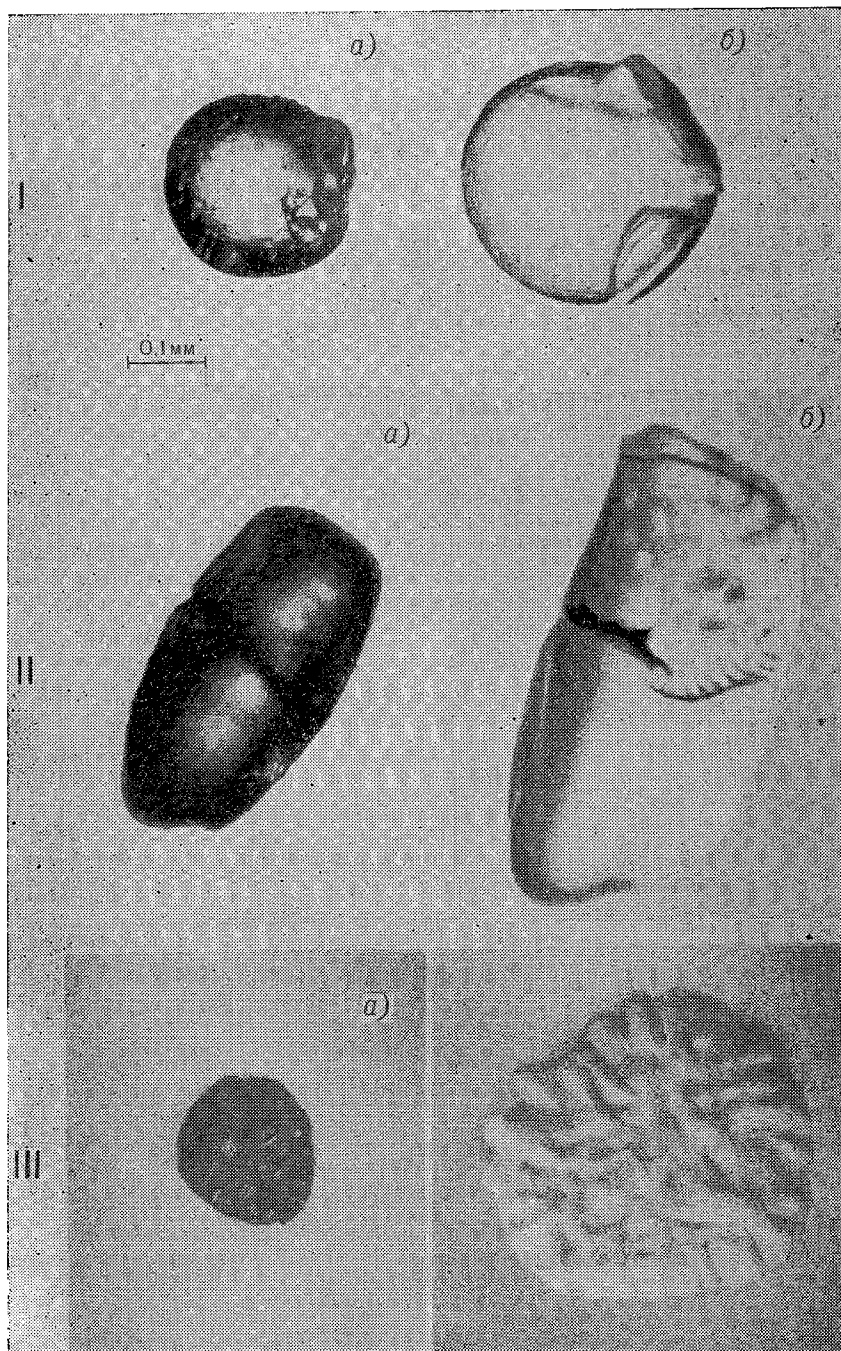


Рис. 7. Набухание ионитов КУ-2 (I), Дауэкс (II), СДВ-3-Т (III) в воде. а — сухие частицы; б — те же частицы после набухания в воде в течение 1 мин.

Исследование кинетики адсорбции водяного пара ионитами

При действии различными веществами на водный аэрозоль немаловажную роль играет скорость поглощения паров воды частицами реагента. В связи с этим большой интерес представляет изучение кинетики адсорбции водяного пара на веществах, предназначенных для воздействий. Г. А. Чикировой [9] были выполнены микроисследования с целью изучения начальной стадии роста частиц ионитов. Показано, что частицы ионитов, помещенные в поток насыщенного водяными парами воздуха и тумана, незначительно увеличиваются в объеме. Этот вывод имеет большое значение для понимания процессов, происходящих при распылении в тумане ионообменных высокомолекулярных соединений.

Помимо объемного роста частиц реагентов, представляется интересным изучение их весового роста. Это особенно важно для ионитов, так как они представляют собой, как указывалось выше, сетчатые структуры с большим количеством пор. Адсорбция водяных паров, происходящая в порах, не приводит к значительному увеличению объема частицы ионита, и поглощенная влага может быть учтена лишь весовым методом. Автором были проведены опыты по измерению величины адсорбции водяных паров рядом веществ методом непрерывного взвешивания с помощью микровесовой установки [10], предоставленной ВНИИ химических реактивов и особо чистых химических веществ (Москва).

В качестве микровесов использовался чувствительный стеклянный шпиг с крючком на конце для подвешивания (в наших опытах) капроновой чашечки диаметром не более 3 мм с нанесенным на нее исследуемым веществом. Для устранения внешних влияний шпиг заключен в широкую стеклянную трубу, закрываемую с обоих концов крышками специальной конструкции. Чашечка с препаратом вносилась в шахту глубиной 15 см и диаметром около 5 см, на дно которой наливалась дистиллированная вода. Шахта также закрывалась специальной крышкой с небольшим отверстием для нити. Опыты проводились при температуре 17—18°. В шахте над поверхностью воды относительная влажность была близка к 100%. В течение опыта велась систематическая запись (через каждую минуту) смещения l края крючка в поле зрения длиннофокусного катетометра КМ-6. По этим смещениям судили о привесе чашечки за счет адсорбции водяных паров данным веществом (1 мм смещения соответствует привесу 0,1149 мг). Весы улавливают изменения в нагрузке до 0,001 мг, или 10^{-6} г.

Если нанести на график величины l в функции от времени t , отсчитываемому с момента введения препарированной чашечки в шахту, то получим кинетическую характеристику процесса адсорбции водяных паров на частицах препарата. С целью исключения из общего эффекта адсорбции привеса собственно чашечек, перед каждым опытом проводились так называемые контрольные опыты. Для этого брались чистые капроновые чашечки (без вещества), а порядок работы оставался прежним. Затем при обработке полученных данных этот эффект поминутно вычитался из величины адсорбции водяного пара на препарированной чашечке.

В качестве адсорбентов использовались силикагель, иониты КФ-1, КУ-23, СДВ-10-Т-1 и для сравнения хлористый натрий аналогично опытам в камере туманов. Навески составляли от $1,45 \cdot 10^{-4}$ до $4,17 \cdot 10^{-4}$ г. Дисперсность порошков была такая же, как и в опытах по рассеянию туманов (см. рис. 1). Исследовались фракции 1 и 2. Некоторые из полученных результатов представлены на рис. 8. По оси абсцисс отложено время в минутах, по оси ординат — отношение прираще-

ния веса за счет адсорбции к весу сухого образца. Кривые 1, 2 и 3 показывают соответственно адсорбцию на ионитах КУ-23, СДВ-10-Т-1 и силикагеле фракции 1, а кривая 4 — адсорбцию на частицах NaCl фракции 2. Из рисунка видно, что процесс поглощения влаги происходит довольно интенсивно в течение первых 5 мин. Через 10—15 мин. он практически заканчивается, и через 20—30 мин. наступает состояние

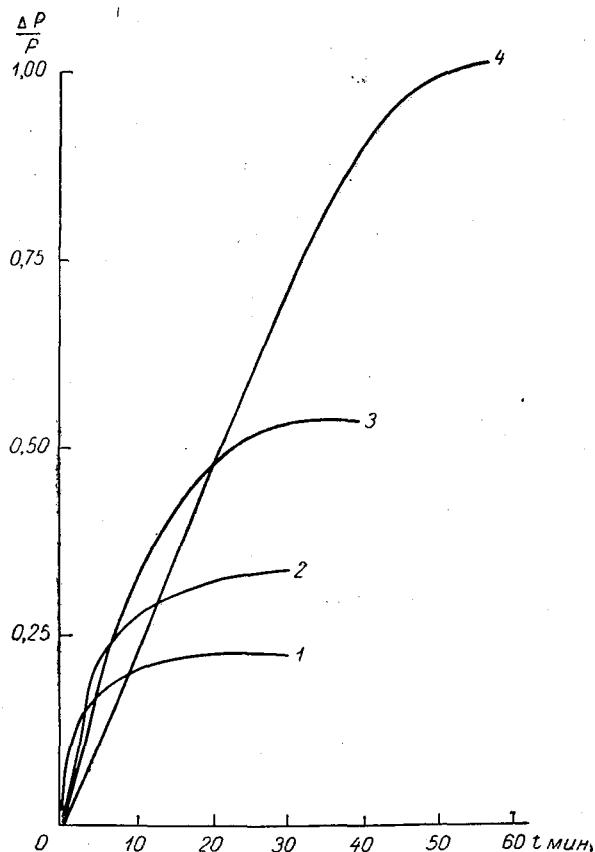


Рис. 8. Адсорбция водяного пара на ионитах КУ-23 (1), СДВ-10-Т-1 (2), силикагеле (3) и NaCl (4).

равновесия. Однако следует заметить, что суммарное количество поглощенной влаги мало и не зависит от дисперсности порошков. Для ионитов оно не превышало 34%, а для силикагеля составляло немногим более 50% веса сухого образца. В то же время процесс поглощения парообразной влаги частицами хлористого натрия (кривая 4) отличается несколько более замедленной кинетикой по сравнению с кинетикой адсорбции на ионитах и силикагеле. Суммарное же количество поглощенной влаги в случае NaCl (118%) значительно превышало величину максимальной адсорбции как для ионитов, так и для силикагеля, причем за весь период наблюдения (60 мин.) состояние равновесия не было достигнуто. Сравнивая кривые 1, 2, 3 с кривой 4 (рис. 8) можно сказать, что гигроскопические вещества являются более активными в отношении поглощения парообразной влаги, чем иониты и силикагель. Этот вывод находится в соответствии с результатами

опытов, проводившихся в камере туманов. В последнем случае, помимо адсорбционного механизма поглощения влаги, имеет место коагуляционное взаимодействие частиц порошка с капельками воды. Однако влияние коагуляционных процессов на ускорение рассеяния тумана в камере, по-видимому, невелико.

Проведенные опыты позволяют сделать вывод, что все исследованные нами иониты и силикагель ШСК уступают гигроскопическим веществам по своей эффективности.

В работе принимала участие И. А. Скороденок.

В заключение приношу благодарность Н. В. Бычкову за помощь в проведении опытов на микровесовой установке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соловьев А. Д. Поглощение влаги гигроскопическими частицами в облаке. Труды ВНМС, т. 5. Гидрометеиздат, Л., 1963.
2. Федосеев В. А. [и др.]. Воздействие распыленных растворов хлористого кальция на водный туман. Ж. коллоидной химии, вып. 14 (4), 1952.
3. Бодунова Л. И., Зацепина Л. П., Соловьев А. Д. Сравнение эффективности диспергированных растворов в камере туманов. Труды ЦАО, вып. 51, 1963.
4. Гриссбах Р. Теория и практика ионного обмена. Изд. иностр. лит., М., 1963.
5. Салдадзе К. М. Ионообменные высокомолекулярные соединения. Госхимиздат, М., 1960.
6. Гельферих Ф. Иониты. Изд. иностр. лит., М., 1962.
7. Ионный обмен и его применение. Сб. статей под ред. К. В. Чмутова. Изд. АН СССР, М., 1959.
8. Краткий справочник по химии. Изд. АН УССР, Киев, 1962.
9. Чикирова Г. А. Исследование кинетики поглощения влаги частицами ионообменных смол в среде, насыщенной водяным паром, и в тумане. Труды ГГО, вып. 202, 1967.
10. Бычков Н. В., Бромберг А. В., Ярцева Н. Н. Определение пороговой температуры и кинетики льдообразования на активных веществах. Труды ГГО, вып. 156, 1964.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СЛЕДОВ МЕДИ В ОСАДКАХ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИЯХ СЕРНИСТОЙ МЕДЬЮ НА КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА

Введение

Главной геофизической обсерваторией им. Воейкова совместно со Всесоюзным научно-исследовательским институтом химических реактивов (ИРЕА) выполнена работа — для испытанию нового порошкообразного реагента — сернистой меди — для воздействия на переохлажденные облака. Лабораторные и полевые опыты показали высокую льдообразующую активность этого реагента [1, 2]. Пороговая температура льдообразования сернистой меди в естественных условиях оказалась равной -6° , а кристаллизация значительных облачных масс в случае введения достаточного количества реагента обеспечивается при температуре $-9,5^{\circ}$ и ниже. Реагент CuS рекомендован в качестве одного из возможных заменителей иодистого серебра для рассеивания переохлажденных облаков и вызывания искусственных осадков.

В настоящей статье излагаются результаты работ по обнаружению меди в естественных и искусственных осадках. Определение CuS и других льдообразующих реагентов в осадках может дать некоторые сведения о применяемых методах воздействия, а также о возможности стимулирования процессов осадкообразования при различных метеорологических условиях. Химический анализ искусственных осадков мог бы сыграть большую роль в решении вопроса о допустимых концентрациях вредных веществ (например, PbJ_2), вносимых в атмосферу и почву при искусственных воздействиях на облака. До настоящего времени этим вопросам в литературе уделялось мало внимания. В 1962 и 1963 г. Ворбертоном и Магером [4, 5] были проведены измерения концентраций серебра в пробах осадков, собранных в ряде районов Австралии, где производился засев облаков йодидом серебра. Серебро было обнаружено в 41 из 63 проб в условиях засева и в 3 из 23 проб при отсутствии засевов. Концентрации серебра колебались от 3×10^{-3} до $4,8 \times 10^{-2}$ $\mu/\text{л}$. Авторы установили, что наибольшие концентрации серебра в пробах дождя обнаружены в тех случаях, когда воздействие производилось на облака с более низкими температурами.

Методика проведения экспериментов

Работы по сбору проб осадков были организованы на территории экспериментальной базы Центральной аэрологической обсерватории

в Молдавии летом 1966 г. В этих работах принимала участие инженер отдела атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы ГГО Р. Ф. Лавриненко.

На рис. 1 показано расположение 14 пунктов по сбору осадков, на которых имелось 24 установки для забора проб дождевой воды. На 10 пунктах было по 2 таких установки и на 4 — по одной. Площадь всего полигона составляла примерно 1500 км². Цифры на рисунке обозначают номера пунктов и их высоту в метрах над уровнем моря. Маленький круг с центром в пункте 14 (пос. Корнешты) показывает радиус действия ракеты ПГИ-М, большой круг — радиус действия ракеты

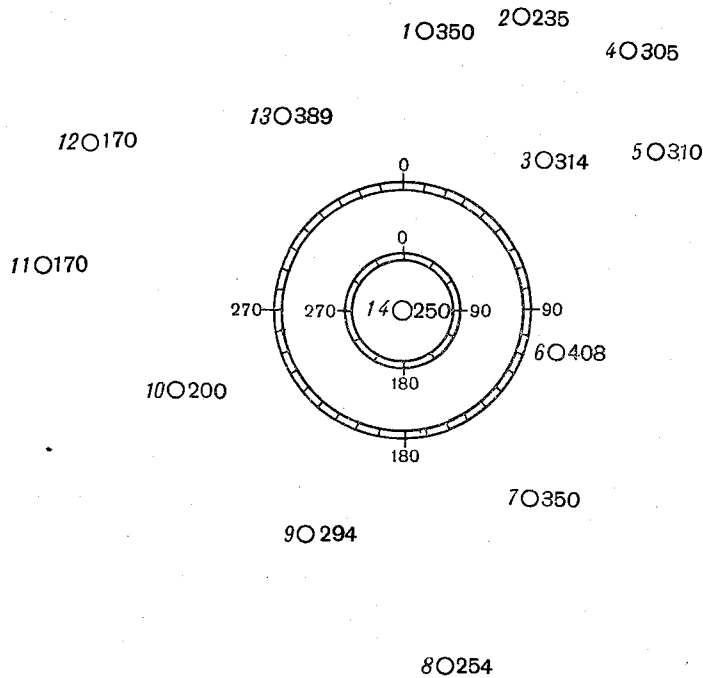


Рис. 1. Схема расположения пунктов по сбору проб осадков.

«Облако». В центре полигона, в пос. Корнешты, находился пункт ракетного воздействия с двумя установками для сбора осадков, остальные 13 пунктов были расположены на расстояниях от 15 до 24 км от него. Они находились вдали от дорог, промышленных предприятий и жилья. На каждом пункте, помимо установки для забора проб дождя, имелись: полиэтиленовые колбы для слива осадков, воронки, дистиллированная вода, таблицы наблюдений. Вся посуда, предназначенная для сбора осадков, подвергалась тщательной обработке. Заборником осадков служило полиэтиленовое ведро с площадью сбора около 350 см². Оно закреплялось на легкой деревянной подставке на высоте 120—130 см от земли. Ведра могли свободно устанавливаться перед началом дождя и сниматься после его окончания. Сохранялись они в полиэтиленовых чехлах, снимаемых только на время дождя. После каждого сбора осадков ведра и воронки промывались дистиллированной водой.

Описание полевых опытов

Для доставки реагента в облако использовались противораковые ракеты ПГИ-М и «Облако» [2, 3]. Головная часть ракеты ПГИ-М содержала около 120 г порошка CuS , а головная часть ракеты «Облако» — 2,6 кг. Ракета ПГИ-М может подниматься до высоты 4 км, а ракета «Облако» — до 8 км. При достижении необходимой высоты производился взрыв головной части ракеты и происходило распыление реагента. Оценка результатов воздействия проводилась визуально и с помощью радиолокатора [2]. Направление смещения обработанной зоны было известно, и наблюдатели на соответствующих пунктах извещались по радио о необходимости сбора осадков.

Было проведено четыре опыта по воздействию CuS : 8 июля, 25 июля (два опыта) и 16 августа 1966 г., во время которых производился сбор осадков, выпавших после воздействия. Во всех случаях воздействие осуществлялось на мощные кучевые облака капельного строения, развитие которых было связано с прохождением холодных фронтов. Обязательным условием считалось отсутствие естественной кристаллизации и осадков перед началом воздействия.

В 15 час. 24 мин. 8 июля было проведено воздействие сернистой медью с помощью четырех ракет типа ПГИ-М (табл. 1). В момент воздействия облако находилось над пунктом 14. До воздействия радиолокационные наблюдения показали наличие радиоэхо, смещавшегося в юго-восточном направлении со скоростью 48 км/час. Площадь радиоэхо составляла 24 км². Через 5 мин. после воздействия произошло значительное уменьшение скорости перемещения радиоэхо (до 25 км/час), а к 15 час. 34 мин. скорость уменьшилась до 12 км/час, а площадь радиоэхо увеличилась до 35 км². Сбор осадков производился на пункте 14. Дождь был очень сильный и продолжался с 15 час. 30 мин. до 15 час. 45 мин., пока обработанное облако не ушло за пределы этого пункта.

Таблица 1

Дата	Время воздействия, час., мин.	Азимут стрельбы, град.	Количество ракет	Горизонтальное удаление места разрыва ракет от пункта стрельбы, км	Высота нижней границы облака, км	Высота верхней границы облака, км	Мощность облака, км	Высота введения реагента, км	Температура на верхней границе облака, град.	Температура на уровне введения реагента, град.	Ветер	
											направление	скорость, км/час.
8 VII	15 24	210	2	0,8	1,5	4,5—5,0	3,0	4,2	—8	—5,2	СЗ	15
		180	2									
25 VII	14 22	20	2	2,0	1,5	7,0	6,0	3,9	—21	—1,0	Ю и ЮВ	13
		340	1									
		10	1									
	15 16	30	4	1,4	1,1	5,5	4,5	4,2	—12	—2,8	Ю, ЮВ	—
16 VIII	21 32	320	1 ¹	3,5	1,6	8	6,5	6,0	—25,5	—12,5	В	40

¹ В этом опыте использовалась ракета «Облако».

Следует отметить, что, как правило, в результате воздействия происходили заметные изменения скорости движения обработанной зоны и даже направления ее движения. Обычно, когда эффект воздействия был положительным, наблюдалось уменьшение скорости перемещения

опытной зоны [2]. Это явление необходимо учитывать при наблюдении за движением облака.

25 июля было проведено два опыта по воздействию CuS : в 14 час. 22 мин. и в 15 час. 16 мин. В 14 час. 15 мин. на юго-востоке от пос. Корнешты наблюдалось развитие мощного кучевого облака, смещавшегося в направлении пункта 14. В 14 час. 20 мин. его основание было над пос. Корнешты. В 14 час. 22 мин. произведено воздействие с помощью четырех ракет ПГИ-М. Облако медленно смещалось на северо-запад. По радиолокационным данным зона отражения имела площадь 225 км^2 и была вытянута с юго-востока на северо-запад на 23 км. В 14 час. 37 мин. на севере и северо-востоке отмечались полосы падения дождя. Скорость смещения зоны была 13 км/час. Сбор осадков в этом опыте производился в пункте 13.

Второй опыт 25 июля был проведен в 15 час. 16 мин. По данным радиолокатора, в 15 час. 30 мин. опытная зона была весьма обширной и занимала площадь более 350 км^2 , располагаясь над пунктами 3,6 и 14. Радиолокационные наблюдения в этом опыте не производились. По визуальным наблюдениям в 15 час. 23 мин. нижняя часть облака начала расслаиваться и рыхлеть, были зафиксированы полосы падения дождя. Осадки собирались в пунктах 2, 5, 6, 14.

В опыте 16 августа визуальные наблюдения за результатами воздействия были невозможны, поскольку воздействие производилось в темное время суток (21 час. 32 мин.). Реагент был введен на периферию крупнокапельного очага с помощью ракеты «Облако» на расстоянии 3,5 км по горизонтали от места воздействия. В этот день с востока смещался холодный фронт. Опытная зона была вытянута с юго-запада на северо-восток на 24 км и занимала площадь 275 км^2 . Крупнокапельный очаг был удален от станции на 3 км и имел площадь 14 км^2 . В 21 час. 33 мин. скорость смещения зоны составляла 40 км/час, а в 21 час. 39 мин. 36 км/час. К этому времени ее протяженность была 27 км, а площадь 370 км^2 и она смещалась в западном направлении. В соответствии с этим пункты 10 и 11 приступили к сбору осадков в момент начала дождя. Однако осадки, собранные на пункте 10, проанализировать не удалось.

Количество дождевой воды в пробах колебалось для различных опытов от 70—80 до 500 мл. В среднем же оно было равно 200—250 мл.

Методика проведения анализов и обсуждение результатов

Метод анализа¹ заключается в колориметрическом определении меди с диэтилдитиокарбаматом натрия в растворе остатка после выпаривания исследуемой пробы.

Анализируемая проба, объем которой измерен с точностью до 1 мл, помещается в платиновую чашку и выпаривается на водяной бане досуха. При выпаривании над баней укрепляется стеклянная воронка раструбом вниз во избежание возможного загрязнения пробы. Сухой остаток в чашке растворяется в 0,1 мл соляной кислоты (1:1), 1,5 мл воды, и раствор полностью переливается в пробирку из бесцветного стекла с полистиленовой пробкой. Чашка еще раз тщательно обмывается 1,5 мл воды, которые сливаются в ту же пробирку. К раствору добавляется 0,2 мл 5%-ного раствора пиррофосфата натрия, 0,2 мл 5%-ного раствора трилона Б, и содержимое пробирки перемешивается. Затем добавляется 0,4 мл изоамилового спирта и 0,2 мл 1%-ного раст-

¹ Разработан в ИРЕА.

вора диэтилдитиокарбамата натрия, пробирка закрывается пробкой и энергично встряхивается в течение 1—2 мин. После расслоения добавляют еще 0,1 мл раствора диэтилдитиокарбамата натрия, вновь энергично встряхивают пробирку и выдерживают до полного расслоения. Интенсивность желтой окраски спиртового слоя сравнивается с интенсивностью окраски спиртовых слоев эталонных растворов, приготовленных одновременно с испытываемым и содержащих в такой же пробирке в том же объеме те же количества растворов HCl, натрия пиродифосфорнокислого, трилона Б, изоамилового спирта, диэтилдитиокарбамата натрия и определенные количества Си, прибавляемых в том же порядке.

Применяемые нами эталоны содержали от 0,5γ Си в пробе до 10γ с интервалом 0,5γ Си. Шкала получалась очень четкая.

При проведении этого анализа требуется исключительная чистота как посуды, так и реактивов. Вода, которой мы пользовались, была бидистиллированная, вторично перегнанная в кварцевом приборе. Все реактивы готовились на этой воде. Соляная кислота (химически чистая) также была подвергнута перегонке. Перед проведением основных анализов были сделаны контрольные анализы для проверки чистоты реактивов и воды, которые показали, что все реактивы вполне пригодны для определения следов меди. Стандартные растворы для шкалы готовились следующим образом. Навеска металлической меди (200 мг) особой чистоты растворялась в 3 мл концентрированной азотной кислоты (химически чистой). Растворение проводилось в мерной колбе объемом 1000 мл, затем в колбу наливалась бидистиллированная вода до метки. Концентрация полученного раствора $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$ составляла 200 мг/л. Этот раствор был исходным для приготовления стандартных растворов.

Чувствительность описанной методики анализа достаточно высока: 0,2—0,3γ Си в пробе или до 10^{-8} г/л ($1\gamma = 10^{-6}$ г).

В табл. 2 приведены результаты анализов дождевой воды. Анализировались как естественные осадки, так и осадки, собранные в дни с воздействиями. Естественные осадки представляли собой суммарную пробу, т. е. слитые вместе пробы дождя за 8, 18 и 26 июля и за 7, 8, 9, 10 и 28 августа 1966 г. по всем пунктам (всего 21 проба). Таким образом, полученное нами значение концентрации (6—7γ/л) является

Таблица 2

Дата	Номер пункта	Начало сбора осадков, час., мин.	Конец сбора осадков, час., мин.	Время воздействия, час., мин.	Количество введенного реагента, г	Содержание меди, γ/л
Осадки в дни воздействий						
8 VII	14	15 30	15 45	15 24	480	35
25 VII	2	16 18	17 03	14 22;	480	17—18
	5	15 20	16 45	15 16	480	11
	6	15 35	16 10			19—20
	13	14 20	15 10			16
	14	15 00	16 40			8—10
16 VIII	11	21 40	22 55	21 31	2600	19

Естественные осадки

10 VIII	3	04 40	15 20			5
Суммарные естественные осадки (июль — август)						6—7

средней фоновой концентрацией меди для района пос. Корнешты (в радиусе 15—20 км). Отдельные многократные анализы суммарной пробы очень хорошо совпадали между собой. Кроме того, анализировалась одна индивидуальная проба — естественные осадки, собранные 10 августа 1966 г. на пункте 3. Концентрация меди в этой пробе оказалась равной 5 μ /л, что вполне согласуется с концентрацией меди в суммарных осадках.

Как видно из табл. 2, в результате воздействия концентрация меди в дождевой воде увеличивается в среднем в 2—3 раза по сравнению с естественными осадками. Такое увеличение наблюдалось во всех проведенных опытах. Несмотря на то что 8 июля и 16 августа сбор осадков производился только на одном пункте, анализы этих проб были очень четкие и не вызывают сомнений.

В опыте 8 июля получена наибольшая концентрация меди в осадках — 35 μ /л (пункт 14). Осадки собирались в течение 15 мин., пока опытное облако находилось в пределах пункта 14. Полученную нами высокую концентрацию меди в дождевой воде в этом опыте можно объяснить, по-видимому, сравнительно небольшим объемом облака (около 70 км³) и локальным характером осадков. Во втором опыте 25 июля (в 15 час. 16 мин.) мы, наоборот, имели дело с весьма обширной опытной зоной, которая располагалась почти над всей западной частью полигона. Несмотря на то что реагент был введен практически в одну точку облака, увеличение концентрации меди было обнаружено в пробах, собранных на пунктах 2,5 и 6, удаленных друг от друга на значительные расстояния. Для пункта 14 концентрация меди в осадках почти не увеличилась по сравнению с фоновым содержанием меди. Сравнительно небольшое увеличение концентрации меди получено и для проб дождя, собранных в пункте 5. В опыте 16 августа, когда одновременно было введено большое количество реагента (2600 г CuS), отмечалось значительное увеличение содержания меди в дождевой воде.

Цель данных анализов состояла в том, чтобы показать, возможно ли обнаружить в осадках следы меди и увеличение ее концентрации после воздействия на облака сернистой медью с помощью ракет. Однако это были лишь предварительные опыты, и они не могут дать ответ на многие интересующие нас вопросы. Прежде всего необходимы более точные сведения о тех облаках, на которые производится воздействие. Чтобы определить влияние параметров облаков на возможность обнаружения и концентрацию меди в осадках, требуется дальнейшее совершенствование методики проведения опытов по воздействиям на облака и методики анализов проб дождевой воды. Данные по ряду проб не были включены в табл. 2 из-за недостаточной надежности анализов.

Выводы

1. Фоновая концентрация меди в дождевой воде в районе пос. Корнешты Молдавской ССР составляет 5—7 μ /л.
2. После введения в облако сернистой меди концентрация меди в осадках повышается в среднем в 2—3 раза.
3. Во время проведения экспериментов выпадения меди колебались от 290 до 1000 μ /м² при одновременном введении в облако от 480 до 2600 г CuS.

В заключение выражаю благодарность Е. С. Селезневой за предоставленную возможность проведения химических анализов проб осадков в руководимой ею лаборатории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействий на переохлажденные конвективные облака. См. наст. сб.
2. Бромберг А. В. [и др.]. О возможности применения сернистой меди в ракетах для вызывания осадков. См. наст. сб.
3. Гайворонский И. И., Серегин Ю. А. О введении реагентов в облака при воздействии на градовые процессы. Труды ЦАО, вып. 65, 1965.
4. Warburton J. A., Maher C. T. The detection of silver in rainwater: analysis of precipitation collected from cloud-seeding experiments. J. of app. Meteorology, October, v. 4, No. 5, 560—564, 1965.
5. Warburton J. A. The detection of silver in rainwater: further developments of technique. J of app. Meteorology, October, v. 4, No. 5, 565—568, 1965.

ОБ ОПЕРАТИВНОМ СТАТИСТИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ ЭХО-СИГНАЛОВ ОТ ОБЛАКОВ, ЛИВНЕЙ И ГРОЗ

Введение

Конвективные движения играют важную роль во многих физических процессах, протекающих в атмосфере в условиях как ясной, так и облачной погоды, и изучение этих движений имеет большое научное и практическое значение.

Особое значение имеют эти движения в образовании и развитии облаков кучевых форм [1], [13], [21].

С целью исследования термической турбулентности и упорядоченной конвекции проводятся самолетные, вертолетные, планерные, шаропилотные и другие наблюдения и измерения [2], [3], [15].

С помощью радиолокационных наблюдений и измерений исследовались: турбулентные движения в облаках (в том числе искусственных) [4], [17], конвективные движения в облаках (слежение за искусственной целью), термики в условиях ясной погоды [19].

В последнее время для исследования движений в облаках применяют доплеровские радиолокаторы [22], которые, однако, мало оперативны, так как их работа, в основном, осуществляется в режиме вертикального зондирования.

Если учесть, что радиолокационные наблюдения за искусственной целью практически трудно реализуемы и малооперативны, то можно сделать вывод о том, что в настоящее время еще нет достаточно оперативного радиолокационного способа наблюдения и исследования упорядоченной конвекции в облаках и очагах осадков.

Между тем, такой оперативный и достаточно простой способ обнаружения и исследования конвективных движений в облаках, видимо, может быть осуществлен с помощью обычного импульсного радиолокатора и дополнительной к нему аппаратуры для проведения оперативного статистического анализа эхо-сигналов.

Эхо-сигналы от облаков и осадков являются случайными функциями, структура которых наиболее полно характеризуется функциями корреляции и функциями распределения их интенсивностей, получаемыми в результате статистического анализа.

Статистический анализ эхо-сигналов от облаков и осадков проводился многими исследователями (см. например, [18], стр. 293).

Применявшийся в этих исследованиях метод поимпульсной регистрации эхо-сигналов позволил получить ценные сведения об их структуре. Однако основное внимание в этих исследованиях уделялось

функциям корреляции отраженных сигналов и способам извлечения из них полезной информации о микроструктуре облаков и осадков и скоростях движения их частиц. Интересные работы в этой области выполнены Г. С. Гореликом, А. Г. Гореликом и другими.

Исследования же функций распределения интенсивностей эхо-сигналов проводились лишь эпизодически и не получили нужного развития. Не получили развития и способы извлечения полезной информации, заключенной в функциях распределения интенсивностей эхо-сигналов. Такое положение можно объяснить как малой оперативностью самого метода поимпульсной регистрации, так и тем, что амплитуды эхо-сигналов от облаков и осадков в большинстве случаев подчиняются обычному релеевскому закону распределения. Это, видимо, и привело к недооценке возможности извлечения полезной информации из одномерных функций распределения интенсивностей эхо-сигналов.

В отдельных публикациях все же появлялись сведения о случаях отклонения функций распределения эхо-сигналов от облаков от релеевского закона [25]. И хотя позже, в работе [5], и было показано, что это отклонение могло быть связано с несовершенством аппаратуры, все же указывалось, что подобные отклонения могут иметь место при наличии в облаках и осадках отдельных термик, обычно маскируемых диффузными эхо-сигналами от частиц, движущихся с этими атмосферными образованиями. Однако эти сведения так и остались неиспользованными.

Между тем следовало ожидать, что даже в мощных кучево-дождевых облаках, несмотря на интенсивное диффузное эхо, интенсивные восходящие и нисходящие потоки должны приводить к существенному отклонению одномерных функций распределения амплитуд эхо-сигналов от релеевского закона.

Возможность выявления этих отклонений с помощью статистического анализа эхо-сигналов позволяет создать оперативный радиолокационный метод обнаружения и исследования конвективных движений в облаках и осадках на большой территории. Ранее существовавший метод статистического анализа эхо-сигналов в силу указанных недостатков не позволял реализовать эту возможность.

В настоящей работе делается попытка обосновать целесообразность расширения метода статистического анализа эхо-сигналов от облаков и осадков за счет определения одномерных функций распределения интенсивностей эхо-сигналов. В ней описываются оперативные методы и аппаратура для этого анализа, приводятся некоторые результаты статистических исследований эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз и обсуждаются возможности, могущие иметь как научное, так и практическое значение.

О функциях распределения эхо-сигналов и критериях их различия

Конечное поле эхо-сигналов формируется в результате суперпозиции целого ряда элементарных волн

$$E \cdot e^{j\theta} = \sum_{i=1}^n E_i e^{j\varphi_i}, \quad (1)$$

где E_i , φ_i и n могут быть случайными величинами, а распределения отдельных членов суммы могут не быть тождественными.

Задача определения функции распределения E (а иногда θ), если распределения E_i , φ_i и n известны, решалась многими исследователями — Релеем, Райсом, Накагами и другими.

Задачу можно решить, разлагая выражение (1) по прямоугольным компонентам x и y и выделяя действительную и мнимую части:

$$\left. \begin{aligned} x &= E \cos \theta = \sum_{i=1}^n E_i \cos \varphi_i = \sum_{i=1}^n x_i \\ y &= E \sin \theta = \sum_{i=1}^n E_i \sin \varphi_i = \sum_{i=1}^n y_i \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

При этом находят общую плотность вероятности $\omega(x, y)$ и переходят к полярной системе координат с помощью соотношений:

$$\left. \begin{aligned} P(E) &= E \int_0^{2\pi} \omega(E \cos \theta, E \sin \theta) d\theta \\ P_\theta(\theta) &= \int_0^\infty E \omega(E \cos \theta, E \sin \theta) dE \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Для случая отражения только от частиц облаков и осадков выполняются условия равномерно распределенных фаз, т. е.

$$\sum_{k=-\infty}^{\infty} \omega_\varphi(\varphi + 2k\pi) = \frac{1}{2\pi} + \varepsilon(\varphi), \quad |\varepsilon(\varphi)| \ll \frac{1}{2\pi}, \quad (4)$$

а n велико и ни один из членов x_i суммы (2) не является преобладающим, т. е. выполняется условие

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \frac{D(x_i)}{D(x)} = 0 \quad \text{для всех } i. \quad (5)$$

Интегрирование (3) приводит к релеевскому распределению

$$P(E) = \frac{2E}{S} e^{-E^2/S}, \quad (6)$$

где

$$S = \sum_{i=1}^n \langle E_i^2 \rangle.$$

В частном случае, когда все E_i одинаковы (задача, решенная Релеем в 1896 г.),

$$S = n \langle E_i^2 \rangle.$$

Релеевское распределение будет иметь место при отсутствии существенных неоднородностей в облаках и осадках в тех случаях, когда длина волны первичного излучения будет сравнима и меньше расстояния между частицами.

Коэффициент когерентности (соотношение между когерентной и некогерентной частями отраженной интенсивности) для случая чисто релеевского распределения будет равен нулю. При этом эхосигналы на выходе линейного приемника просматриваются как сильно флуктуирующие, «шумовые» напряжения. Эти флуктуации, как известно, связаны с хаотическим, турбулентным перемещением частиц в пространстве, т. е. с неравенством нулю их относительных скоростей.

При увлечении частиц сильными потоками, по сравнению со скоростями которых относительные скорости частиц малы, функция корреляции поля рассеяния вырождается в постоянную величину

$$\overline{EE_c} \simeq \text{const.} \quad (7)$$

Эхо-сигналы должны становиться устойчивыми, их функции распределения должны отличаться от релеевского закона распределения, а коэффициент когерентности — увеличиваться. Этот эффект будет выражен тем ярче, чем больше будет скорость потока и чем меньше будет отличаться угол между вектором этой скорости и направлением луча локатора от $\pi/2$, т. е. для случая восходящего потока, при горизонтальном луче локатора. Интенсивность эхо-сигналов при этом также должна увеличиваться.

Для случая рассеяния от поверхностей с малой шероховатостью (например, от границ отдельных и ассоциированных термиком, различных воздушных потоков в облаках и осадках, слоев и в атмосфере и т. п.) условие равномерного распределения фаз (4) не выполняется и они флуктуируют около некоторого значения.

Если к выражению (2) можно применить главную предельную теорему (т. е. считать x и y нормально распределенными), тогда для наиболее общего случая, соответствующего ассиметричным фазовым распределениям, будем иметь четыре параметра:

$$\langle x \rangle = \alpha, \quad \langle y \rangle = \beta, \quad D(x) = S_1, \quad D(y) = S_2,$$

и интегрирование (3) приведет к m -распределению (распределение Накагами [28])

$$P(E) = \frac{r e^{-z}}{\sqrt{S_1 S_2}} \sum_{m=0}^{\infty} (-)^m \varepsilon_m I_m(P) I_{2m}(\sqrt{Q^2 + P^2}) \cos \left[2m \left(\arctg \frac{R}{Q} \right) \right], \quad (8)$$

где

$$z = \frac{S_1 + S_2}{4S_1 S_2} r^2 + \frac{\alpha^2}{2S_1} + \frac{\beta^2}{2S_2}, \quad P = \frac{S_2 - S_1}{4S_1 S_2} r^2,$$

$$Q = \frac{r\alpha}{S_1}, \quad R = \frac{r\beta}{S_2},$$

I_m — модифицированная функция Бесселя порядка m , $\varepsilon_0 = 1$, $\varepsilon_m = 2$ для $m \neq 0$.

Если фазовые распределения симметричны относительно нуля, то

$$\langle y \rangle = 0$$

и интегрирование (3) дает (см. [24])

$$P(E) = \frac{E}{\sqrt{S_1 S_2}} \exp \left[-\frac{\alpha^2}{2S_1} - \frac{S_1 + S_2}{4S_1 S_2} E^2 \right] \times$$

$$\times \sum_{m=0}^{\infty} (-)^m \varepsilon_m I_m \left(\frac{S_2 - S_1}{4S_1 S_2} r^2 \right) I_{2m} \left(\frac{\alpha}{S_1} r \right). \quad (9)$$

Выражение (9) также является достаточно общим и упрощается в частных случаях.

Так, если $\alpha = 0$, а $S_1 \neq S_2$, то имеем

$$P(E) = \frac{E}{\sqrt{S_1 S_2}} \exp \left[-\frac{S_1 + S_2}{4S_1 S_2} E^2 \right] I_0 \left(\frac{S_2 - S_1}{4S_1 S_2} r^2 \right) \quad (10)$$

аналогично выражению, полученному в [26].

В другом частном случае, если $S_1 = S_2 = 1/2 S$, а $\alpha \neq 0$, имеем распределение, известное под названием обобщенного релеевского распределения [29], [30]

$$P(E) = \frac{2E}{S} \exp \left[-\frac{\alpha^2 + E^2}{S} \right] I_0 \left(\frac{2\alpha E}{S} \right). \quad (11)$$

Релеевское распределение является предельным случаем распределения (8) и его частных случаев (9), (10) и (11) при

$$\alpha = \beta = 0 \quad \text{и} \quad S_1 = S_2 = \frac{S}{2}.$$

В дальнейшем с достаточной для поставленных здесь целей точностью будем полагать, что обобщенный релеевский закон распределения эхо-сигналов от облаков и осадков применим к исследуемым объемам с сильно развитыми конвективными движениями (например, с достаточно мощными восходящими потоками), тогда как обычный релеевский закон распределения эхо-сигналов справедлив для объемов со слабо выраженными упорядоченными конвективными движениями или для объемов с турбулентными движениями частиц указанных атмосферных образований.

Можно предположить, что отличие от обычного релеевского закона распределения для зон с сильными восходящими потоками будет тем больше, чем больше будут скорости восходящих движений в них. Это связано как с малой изменчивостью сигнала от увлекаемых с одинаковой скоростью частиц облаков и осадков, так и с зависимостью диэлектрических неоднородностей от этих скоростей.

В самом деле, когерентная часть сигнала будет зависеть от величины «скачка» в восходящем потоке коэффициента преломления ΔN , который, в общем виде, может быть определен соотношением

$$\begin{aligned} \Delta N &= \frac{\partial N}{\partial t} \Delta T + \frac{\partial N}{\partial q} \Delta q + \frac{\partial N}{\partial P} \Delta P = \\ &= - \left(\frac{78}{T^2} P + \frac{1,2 \cdot 10^3}{T^3} pq \right) \Delta T + \frac{6 \cdot 10^2}{T^2} \Delta q + \left(\frac{78}{T} + \frac{6 \cdot 10^2 q}{T^2} \right) \Delta P. \quad (12) \end{aligned}$$

Перепады температуры, влажности и давления (Δp на основании уравнения Бернулли) должны зависеть от интенсивности термического потока, т. е. скоростей восходящих движений.

Интенсивность потока определяет и величину его отражающей поверхности, зависящей от количества ассоциируемых в потоке отдельных термиком.

Все сказанное позволяет предположить, что осуществление оперативного статистического анализа эхо-сигналов позволит не только выявить зоны восходящих потоков в конвективных облаках, но и получить зависимость критериев отличия в законах распределения от скоростей восходящих потоков, т. е. найти способ радиолокационной оценки скоростей этих потоков.

В качестве численных критериев отличия экспериментальных кривых распределения от кривой релеевского распределения могут служить, например, такие относительные величины, как коэффициенты асимметрии и эксцесса, отношения моментов распределения $\frac{m_2}{m_1^2}$, $\frac{M_2}{m_1^2}$; коэффициент когерентности ϕ , энтропия распределения и любые другие, характеризующие различие законов распределения.

Следуя принятому предположению, что в общем случае распределение близко к обобщенному релеевскому распределению (11), нетрудно показать наличие следующей связи между некоторыми из упомянутых критериев:

$$\frac{m_2}{m_1^2} = \frac{M_2}{m_1^2} + 1 = \frac{4}{\pi} \cdot \frac{(1 + \varphi) e^{-\varphi}}{\left[(1 + \varphi) I_0\left(\frac{\varphi}{2}\right) + \varphi I_1\left(\frac{\varphi}{2}\right) \right]^2}. \quad (13)$$

Выражение (13) является наиболее общим. В частных случаях связь (13) несколько упрощается:

1) для случая $\varphi=0$ (строго релеевское распределение):

$$\frac{m_2}{m_1^2} = \frac{M_2}{m_1^2} + 1 \approx 4/\pi;$$

2) для случая $\varphi \leq 1$

$$\frac{m_2}{m_1^2} = \frac{M_2}{m_1^2} + 1 \approx \frac{8}{\pi(2 + \varphi)};$$

3) для случая $\varphi > 1$

$$\varphi \approx \frac{m_1^2}{2M_2} = \frac{1}{2\left(\frac{m_2}{m_1^2} - 1\right)}.$$

Эти соотношения позволяют определять по моментам полученного экспериментальным путем распределения нужный численный критерий отличия, в том числе наиболее употребительный — коэффициент когерентности φ .

По известному значению φ могут быть получены все упомянутые критерии различия: коэффициенты асимметрии γ_1 и эксцесса γ_2 , энтропия распределения и другие.

Полезным может оказаться критерий разности энтропий

$$\Delta H = H_p - H_э, \quad (14)$$

где H_p — энтропия релеевского распределения;

$$H_p = \left(\frac{c}{2} + 1\right) \lg e;$$

$c=0,5772$ — число Эйлера; $H_э$ — энтропия экспериментального распределения.

Можно использовать также энтропийные критерии:

$$\lambda = (1 - H)^{-1} \quad \text{и} \quad k = (\lambda - 1)^{-1} = \frac{1 - H}{H}, \quad (15)$$

где

$$H = -P \lg P - Q \lg Q; \quad Q = 1 - P;$$

$$Q = Q(\xi) \quad \text{при} \quad \xi = x/\bar{x} = 0,5,$$

$Q(\xi)$ — вероятность превышения эхо-сигналом x на выходе приемного устройства условного уровня $\xi=0,5$.

Перечисленные критерии по-разному характеризуют отличие распределений от релеевского и изменяются в зависимости от этого отличия.

Так, критерии φ , ΔH , k уменьшаются и стремятся к нулю по мере приближения распределения к релейскому. Критерии же $\frac{m_2}{m_1}$; $\frac{M_2}{m_1}$; γ_1 ; γ_2 ; H_3 ; λ — в этом случае растут, стремясь к некоторым предельным значениям.

С ростом отличия распределения от релейского закона критерии φ , ΔH , k растут, стремясь к некоторым предельным значениям; критерии $\frac{m_2}{m_1}$ и λ уменьшаются, стремясь к единице; критерии $\frac{M_2}{m_1}$, γ_1 , γ_2 , H_3 — уменьшаются, стремясь к нулю.

Выбор того или иного критерия, а также, возможно, какой-либо функциональной зависимости от него обуславливается их назначением.

Аппаратура, метод исследования и обработка данных

Рассмотрим радиолокационную аппаратуру, метод исследования и обработки данных, с помощью которых была проведена проверка предположений о возможности радиолокационных обнаружений и исследования зон интенсивных восходящих потоков и зон турбулентных движений в облаках и осадках.

Использовался метеорологический радиолокатор, установленный на экспериментально-полевой базе ГГО в поселке Воейково.

Длина волны радиолокатора ($\lambda \approx 3,2$ см), по-видимому, может считаться близкой к оптимальной для обнаружения конвективных движений в облаках и осадках, так как, обеспечивая достаточно низкий коэффициент когерентности эхо-сигналов от хаотически движущихся частиц этих образований [6], [16], [20], она в то же время близка к оптимальной длине волны для обнаружения диэлектрических неоднородностей в чистой атмосфере [23].

Длительность зондирующего импульса ($\tau \approx 0,3$ мксек.) и ширина диаграммы направленности антенны ($\theta \approx 0,7^\circ$) обеспечивали пространственную разрешающую способность, достаточную для выявления интенсивных восходящих потоков, горизонтальные размеры которых составляют десятки или сотни метров [2], [3], [15].

Малая длительность зондирующих и стробирующих импульсов обеспечивала неискаженность информации при поимпульсной регистрации эхо-сигналов [5], [18].

Для статистического анализа эхо-сигналов использовался комплекс аппаратуры, позволявшей производить поимпульсную регистрацию сигналов, определять функцию распределения их интенсивностей, а также оценивать величины относительных скоростей турбулентных движений элементарных рассеивателей в любом из исследуемых объемов атмосферного образования.

Блок-схема измерительной аппаратуры представлена на рис. 1.

Совокупность узлов 1—9 представляет собой устройство для поимпульсной регистрации и оценки относительных скоростей турбулентных движений частиц облаков и осадков [7].

Узлы 1—4, 10—12 составляют устройство для снятия кривых распределений интенсивностей эхо-сигналов [8]. Порог чувствительности этого устройства изменялся с помощью аттенюатора, включенного на входе усилителя промежуточной частоты.

Хотя поимпульсная регистрация эхо-сигналов позволяла получать как функции корреляции, так и функции распределения интенсивности этих сигналов, однако с целью обеспечения большей оперативности

и получения полезной информации в темпе поступления данных использовались преимущественно устройства, подробно описанные в [7], [8].

Во всех случаях исследовались только достаточно сильные эхосигналы, т. е. сигналы с интенсивностью, намного большей интенсивности собственных шумов приемника, уровень которых контролировался самим устройством [8], что позволяло одновременно со снятием кривых распределений осуществлять точные измерения мощности отраженных сигналов, относительный уровень которой отсчитывался по аттенюатору, а абсолютный — определялся по известному уровню собственных шумов приемника [9].

Длительность строба специальной стробирующей приставки при снятии кривых распределений выбиралась равной 0,45 мксек.

Время снятия кривых распределений в зависимости от количества точек (3—10) колебалось от 6 до 30 сек.

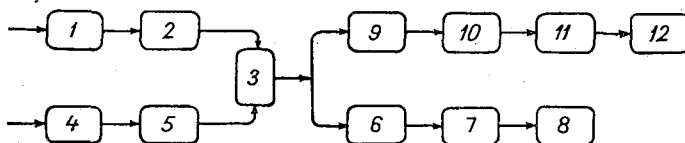


Рис. 1. Блок-схема измерительной аппаратуры.

1 — аттенюатор; 2 — усилительный тракт приемника; 3 — ключевая схема; 4 — блок задержки стробирующих импульсов; 5 — блок формирования стробирующих импульсов; 6 — спусковая схема; 7 — диодно-емкостной преобразователь; 8 — стрелочный регистратор; 9 — импульсный детектор; 10 — усилитель; 11 — фильтр низкой частоты; 12 — регистрирующее устройство (осциллограф, частотомер, коррелометр, спектрограф).

Обработка этих данных заключалась в выборе и определении критерия отличия полученных экспериментальных распределений от релеевого закона (см. п. 4), в выявлении временной и пространственной изменчивости этого критерия, а также его связи с известными физическими характеристиками исследованных облаков, ливней и гроз.

Значения относительных скоростей турбулентных движений частиц облаков и осадков измерялись одновременно со снятием кривых распределений интенсивности эхосигналов, выборки которых могли производиться из любого элементарного объема облака или очага осадков.

Совокупность таких локальных измерений позволяла исследовать эхосигналы во всем объеме указанных атмосферных образований. Наряду с пространственной изменчивостью основных характеристик эхосигналов внутри объемов отдельных облаков и очагов осадков исследовалось также их изменение во времени.

Некоторые результаты исследований

В процессе исследования эхосигналов от облаков, ливней и гроз, выполненных в разные сезоны 1965—1967 гг., получено в общей сложности около 350 распределений и выполнено свыше 2000 отдельных замеров их интенсивностей, свыше 300 замеров значений относительных скоростей элементарных рассеивателей, произведено свыше 150 записей отдельных реализаций огибающей выстробированных импульсных последовательностей, сделано большое количество снимков с экранов индикаторов типа А и кругового обзора.

Эти данные позволяют получить весьма полную информацию о структуре эхо-сигналов и увязать ее со структурой самих атмосферных образований и с физическими процессами в них.

На рис. 2 представлены радиолокационные изображения наиболее характерных структур эхо-сигналов на экране индикатора типа А.

Так, на рис. 2б представлена реализация наиболее часто встречающейся структуры некогерентных эхо-сигналов, характерной сильными пространственными и временными флуктуациями интенсивности сигнала. Эта реализация получена от летнего ливня (8 августа 1966 г.),

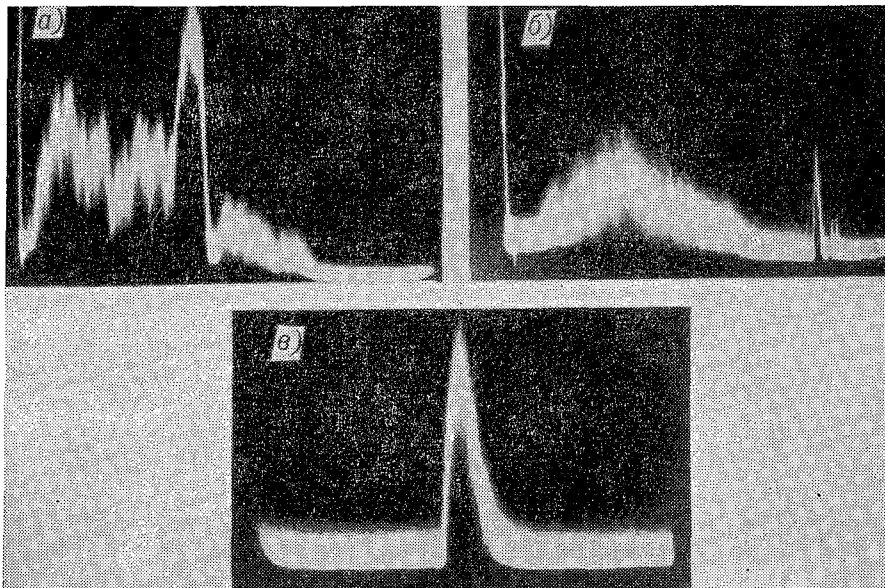


Рис. 2. Характерные структуры эхо-сигналов.

находящегося в стадии распада (незадолго до исчезновения радио-эхо). На этом же снимке на несколько большем расстоянии от лока-тора отчетливо виден узкий и устойчивый сигнал от местного предмета. Значения коэффициентов когерентности в различных элементарных объемах этого распадающегося ливня равнялись нулю.

Подобные «шумовые» эхо-сигналы характерны также для обложных осадков, ливней в холодное время года, снега, отдельных частей фронтальных осадков и т. п. Изображение этих сигналов на ИКО имеет вид вуали.

На рис. 2в представлено отражение эхо-сигналов от сильного лет-него ливня при интенсивных восходящих потоках 22 июня 1966 г. в 14 час. 20 мин. ($\varphi=30^\circ$, $R=45$ км, $\epsilon=0,5^\circ$).

Характерными особенностями этого вида отражений являются сравнительно высокая устойчивость сигнала, относительно небольшие пространственные размеры и резкие границы. Значения коэффициента когерентности для центра ливня были близки к четырем.

На экране ИКО подобные эхо-сигналы отображаются в виде ярких светлых пятен сравнительно небольших размеров.

На рис. 2а представлена более сложная структура эхо-сигналов от летней грозы 4 июля 1966 г. в 13 час. 00 мин. ($\varphi=105^\circ$, $R=10$ км, $\epsilon=3^\circ$).

Характерными особенностями эхо-сигналов от гроз являются большая временная и пространственная изменчивость их интенсивности, сложность структуры, которая представлена двумя видами сигналов: большой области некогерентного сигнала и сравнительно небольшой области более сильных когерентных сигналов.

На экране ИКО эхо-сигналы от гроз также имеют более сложную структуру и представляют собой сравнительно большие и светлые засветки с характерными особенностями указанных ранее видов сигналов. Области наиболее интенсивных засветок (которые соответствуют когерентным сигналам) обычно называют ядрами гроз.

Для ядра грозы, эхо-сигналы от которой представлены на рис. 2а, значение коэффициента когерентности равнялось 15.

Обычно в грозе бывает несколько таких ядер, число их, по-видимому, зависит от числа конвективных ячеек.

Отмечено, что для зоны ядра частота и интенсивность флуктуаций огибающей выстробированной последовательности импульсов при почти горизонтальном направлении антенного луча обычно меньше, чем для зон вне ядра. Соответственно этому горизонтальная составляющая относительной скорости движения облачных частиц внутри зоны ядра получается меньшей (порядка одного или десятка см/сек.), чем для зон вне ядра (несколько десятков см/сек.).

Исследование эхо-сигналов от большого количества облаков, ливней и гроз позволило получить характерные интегральные кривые распределения их интенсивностей.

Предельные кривые этого семейства представлены на рис. 3а. Здесь кривая 1 — кривая экспоненциального закона распределения мощности эхо-сигналов, соответствующего релеевскому закону распределения их амплитуд (большинство исследованных эхо-сигналов подчинялось этому закону); кривая 2 — экспериментальная кривая распределения, типичная для шумоподобных сигналов (обложные осадки, снег, ливни и т. д.); кривая 3 — распределение мощности эхо-сигнала от ядра одной из наиболее сильных исследованных гроз 29 июня 1966 г. в 14 час. 00 мин. ($\varphi=340^\circ$, $\varepsilon=3^\circ$; $R=7$ км).

Отличие от обычного релеевского закона распределения здесь получается существенным.

Для сравнения представлено экспериментальное распределение мощности от местного предмета ($\varphi=224^\circ$, $R=37$ км) с устойчивым эхо-сигналом, снятое при ясной погоде (кривая 4).

Семейство кривых распределений всех исследованных эхо-сигналов от указанных атмосферных образований располагается между предельными кривыми 1 и 3.

Для каждого снятого распределения интенсивностей эхо-сигналов рассчитывались критерии отличия от релеевского закона.

На рис. 3б представлены гистограммы распределений значений коэффициента когерентности φ для дней с интенсивными грозами (грозорегистратор типа ПРГ-100 отмечал интенсивность грозовых разрядов в несколько десятков или сотен разрядов в час) и для дней, когда грозы отсутствовали или были весьма слабыми (ПРГ-100 отмечал всего несколько разрядов).

Согласно рис. 3б, в дни без гроз и со слабыми грозами, т. е. преимущественно в дни со слабо развитыми восходящими потоками в облаках, в подавляющем большинстве случаев (около 80%) значения φ были близки к нулю и редко превышали значения в несколько единиц.

Для дней с интенсивными тепловыми грозами, когда были сильно развиты восходящие токи конвекции в кучево-дождевых и грозовых облаках, распределение значений φ существенно изменялось: число случаев

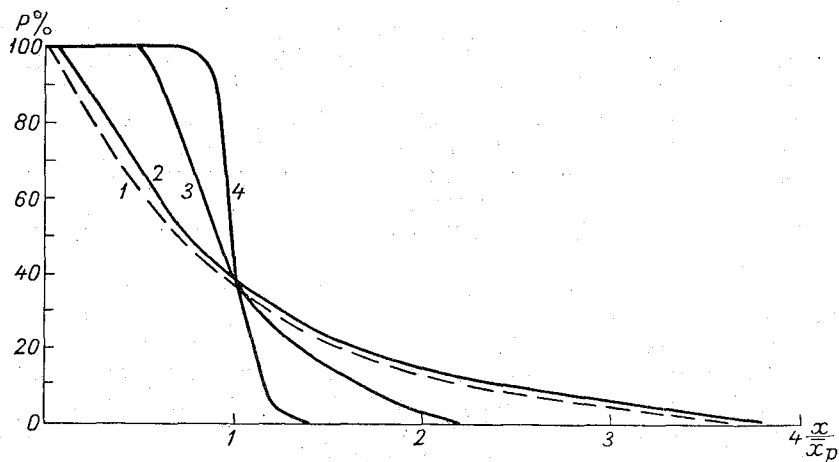


Рис. 3а. Распределение интенсивностей эхо-сигналов.

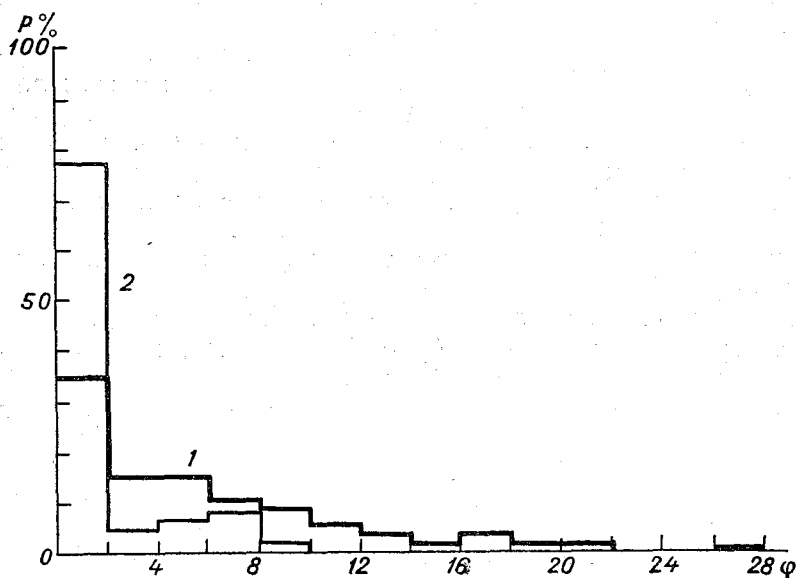


Рис. 3б. Повторяемость значений φ в дни с грозами (1) и без гроз (2).

с малыми значениями φ снижалось до 35% (приблизительно в 35% всех случаев значения φ превышали 6, а в 20% случаев — 10).

Ход временной зависимости рассчитанных значений коэффициента φ в дневные часы для дней без местных гроз и для дней с интенсивными тепловыми грозами представлен соответственно на рис. 4.

Следует отметить, что отдельные сравнительно большие значения φ на рис. 4а могли быть отнесены за счет явлений бризовой циркуляции на побережье Ладожского озера, а также нескольких случаев града, сопровождавшегося лишь единичными грозовыми разрядами.

Наибольшее количество максимальных значений φ приходится на период максимальной интенсивности термической конвекции от 12 до 15 час.

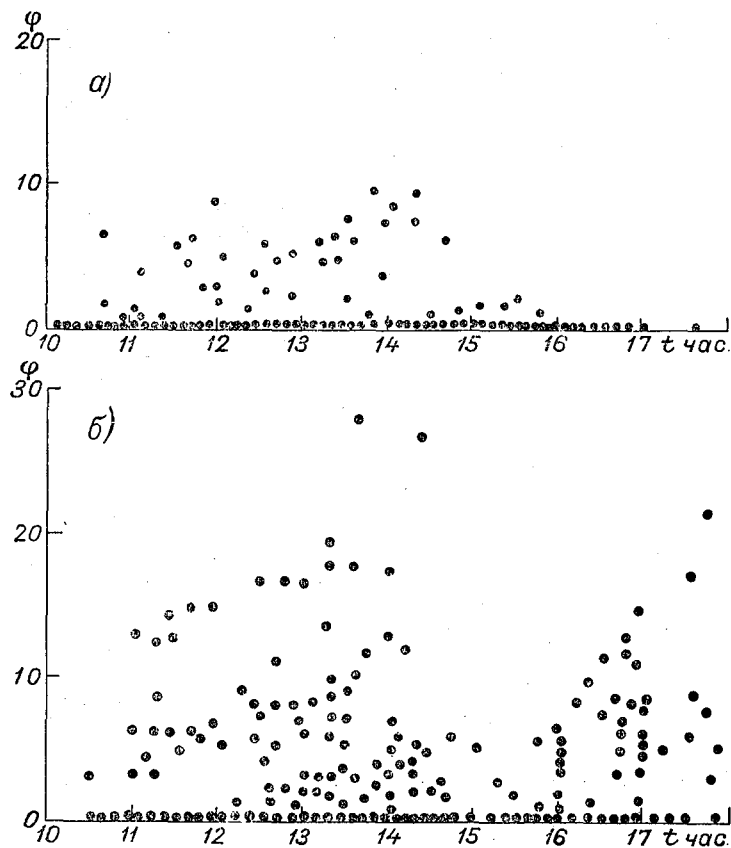


Рис. 4. Изменения значений φ в дневные часы.
а — для дней без гроз и слабыми грозами; б — для дней с интенсивными грозами.

Как следует из рис. 4 б, для дней с грозами максимальные значения φ наблюдаются также и в период от 16 до 18 час., что, по-видимому, связано с характерной особенностью грозовой активности. Следует отметить существование некоторого минимума в ходе значений φ в 15 час.

На рис. 5а представлены примеры высотных профилей коэффициента φ для различных интенсивных ливней, в том числе грозовых (6 случаев). Для этих профилей характерно резкое возрастание φ на высотах от 0 до 300—600 м, а затем относительно медленное уменьшение значений коэффициента φ с высотой.

Согласно гипотезе, высказанной в п. 4, а также экспериментальному ее подтверждению в [10], величина φ коррелирует со скоростями восходящих потоков в облаках и, таким образом, ее высотный

профиль в известной мере должен отражать высотный профиль скоростей потоков. Так, на основании [10], в нашем случае для грубой оценки этих скоростей можно положить, что значению $\varphi=20$ соответствует скорость потоков около 12 м/сек., а значению $\varphi \approx 0$ — скорость 6 м/сек. По-видимому, наряду с восходящими отмечались и нисходящие потоки.

На рис. 5б представлена временная зависимость для ядра распадающегося грозового ливня 4 июля 1966 г. около 13 час. 30 мин. ($\varphi=75^\circ$, $R=12$ км, $\varepsilon=3^\circ 04'$), из которой можно заключить, что скорость потока в данном случае за время в 2,5 мин. уменьшилась приблизительно от 9 до 6 м/сек. Интересно отметить, что за это же время горизонтальная составляющая относительной скорости хаотических движений облачных частиц в этом потоке, измеренная согласно методике [7], увеличилась от нескольких единиц до нескольких десятков см/сек.

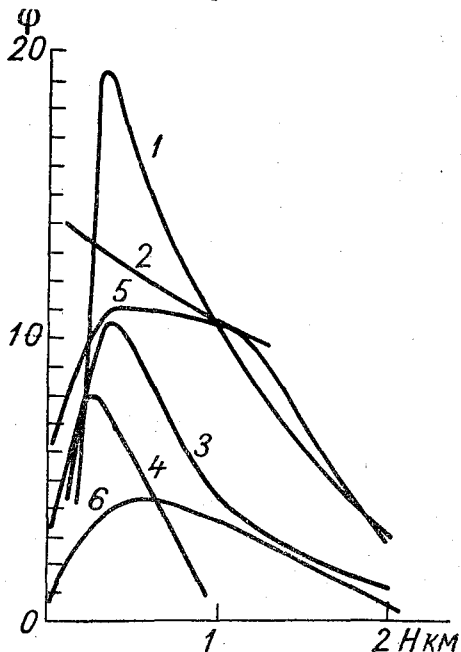


Рис. 5а. Высотные профили φ в ливнях.

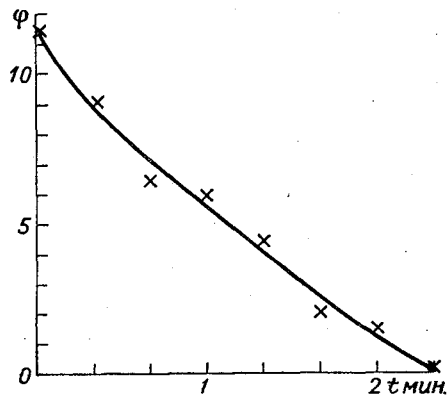


Рис. 5б. Временная изменчивость φ в распадающемся грозовом ливне 4 июля 1966 г.

На рис. 6 представлена зависимость некоторых физических характеристик исследованных облаков от замеренных в них максимальных значений коэффициента когерентности φ .

Здесь D — максимальный горизонтальный размер радиоэхо в километрах; ΔH — максимальная вертикальная мощность радиоэхо в километрах; n — максимальная интенсивность грозовых разрядов в период исследования, измеренная с помощью ПРГ-100 в разрядах за час; ε' — относительная скорость восходящих потоков в облаках, прогнозируемая на период максимальной конвекции [10] в относительных единицах.

На основании рис. 6 можно сделать следующие выводы.

Величины D и φ коррелируют лишь при значениях φ , отличных от нуля, т. е. в случае достаточно развитых кучево-дождевых и грозовых облаков.

Более тесная прямая связь существует между параметрами ε' , ΔH , n и φ для кучево-дождевых и грозовых облаков. Здесь большим значениям φ соответствуют большие значения всех этих параметров.

Интересно отметить, что в исследованных грозах максимальное значение ϕ всегда превышало некоторое пороговое значение (в нашем случае $\phi \approx 13$), а значение прогнозируемого параметра ϵ' для дней с грозами — величину 1,5, что соответствует скорости восходящих потоков, равной 9—10 м/сек.

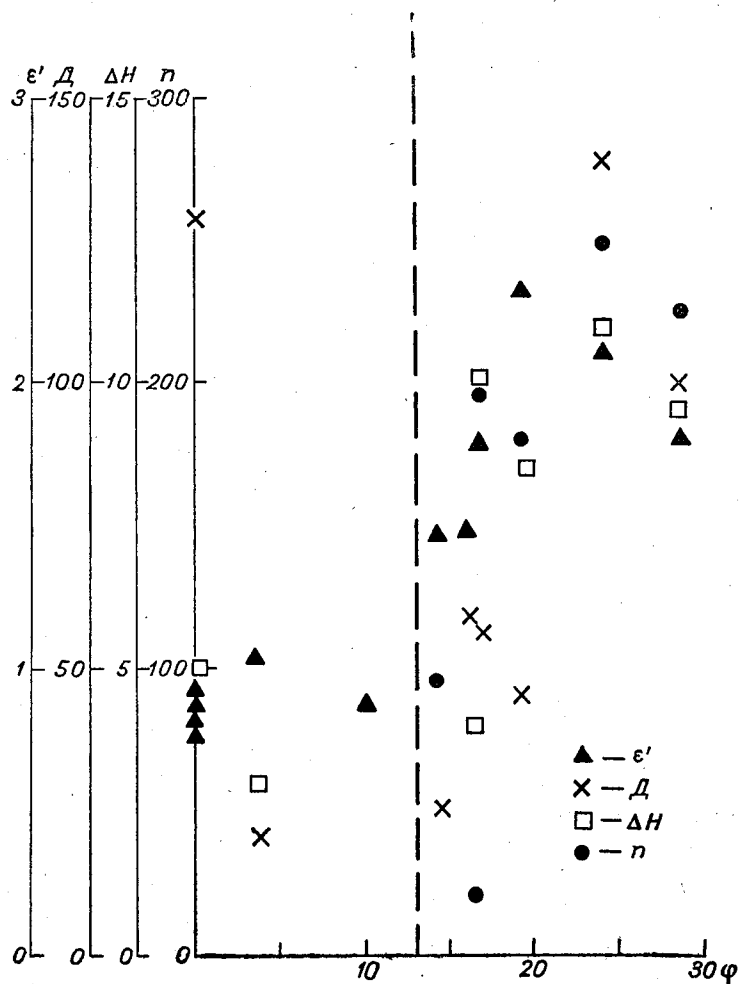


Рис. 6. Зависимости максимальных значений относительных скоростей восходящих потоков ϵ' , максимальных горизонтальных D км и вертикальных ΔH км размеров радиоэхо и максимальной интенсивности грозных разрядов $n \frac{1}{\text{час}}$ от максимальных значений коэффициента когерентности ϕ в облаках.

Обсуждение результатов и выводы

Проведенные исследования радиолокационных отражений в трехсантиметровом диапазоне подтвердили известное положение о том, что в большинстве случаев сигналы от облаков являются некогерентными, а одномерная функция распределения их амплитуд подчиняется обычному релейскому закону.

Однако эти же исследования показали, что в дни с развитой термической конвекцией часты случаи, когда когерентный компонент отраженной интенсивности сигналов от облаков кучевых форм бывает значительным и имеет место отклонение от обычного релейского закона распределения амплитуд.

Полученные результаты не противоречат оценкам когерентного компонента эхо-сигналов от облаков, приведенным в [6], [16], [20], так как в этих работах рассматривалось отражение лишь от равномерно и равновероятно расположенных в пространстве или хаотически движущихся рассеивателей.

Учет упорядоченности в движении рассеивателей, неравномерности их распределения, а также наличия в облаках диэлектрических неоднородностей должен привести к увеличению когерентного компонента. Хотя в общем виде задача не решалась, однако имеющиеся отдельные теоретические оценки подтверждают это положение [12], [27].

Результаты проведенных исследований показывают, что в отдельных случаях основная формула радиолокации атмосферных образований без поправки на когерентность сигнала становится неверной и ее применение может привести к ошибкам, например, при радиолокационных измерениях ливневых осадков, водности в кучевых облаках и т. п.

Интересным и важным результатом исследования является установление зависимости статистических характеристик (в частности, коэффициента когерентности) эхо-сигналов от конвективных движений в облаках и особенно зависимости значений коэффициента когерентности как от стадии развития облаков, так и от интенсивности упорядоченной конвекции в них. Так, наибольшие значения коэффициента когерентности получены при интенсивных грозах, а наименьшие — в распадающихся облаках и ливнях, незадолго до исчезновения радиоэха.

Эхо-сигналы от ливней в холодное время года, от снега, обложных осадков, слабого морозящего дождя и других атмосферных образований, в которых отсутствовали термические струи и потоки, были некогерентными.

Специальное исследование, результаты которого приводятся в [10], обнаружило прямую корреляционную связь между максимальными значениями статистического параметра k и величинами скоростей восходящих потоков в облаках, прогнозируемых по методу слоя на период максимального развития конвекции.

Отмечались также случаи связи значений коэффициента когерентности с градовыми явлениями в облаках и бризовой циркуляцией.

Полученные малые значения относительных скоростей рассеивателей внутри ядра вполне согласуются со сведениями об отсутствии значительной турбулентности и об относительно спокойном характере полетов планеров в интенсивных восходящих потоках [15]. Малые значения относительных скоростей капель в условиях ламинарного потока указывают на монодисперсность их распределения по размерам и малую вероятность слияния в этой зоне потока.

Значительную отражающую способность внутренней области потока следует, по-видимому, объяснить как повышенной когерентностью эхо-сигналов, связанной с упорядоченным движением капель и наличием диэлектрических неоднородностей, так и большими размерами капель.

Представляют интерес резкие скачки отражаемости на границе восходящего потока. Они не могут быть объяснены влиянием только

больших скоростей упорядоченных движений, которые в этой зоне потока становятся малыми [15], и, по-видимому, могут быть объяснены наличием областей значительных концентраций капель за счет эффекта модуляции скорости, возникающего благодаря взаимодействию в этой зоне упорядоченных и хаотических движений. Возможно, что в этой пограничной зоне потока происходит интенсивное укрупнение облачных капель.

Особенно интересна обнаруженная связь коэффициента когерентности с электрическими явлениями в кучевых облаках. Наличие такой связи вполне закономерно и объясняется тем, что на интенсивность электрических явлений в кучевых облаках, независимо от самого механизма электризации, исключительно сильное влияние оказывают теплые восходящие потоки [11], [14], [21]. По этой причине на радиолокационные исследования ядер в грозе и уточнение их связи с электрическими явлениями должно быть обращено соответствующее внимание.

Описанные методика и аппаратура исследований позволяют получать информацию о поле упорядоченных и хаотических движений в объеме облака или очага осадков. Можно надеяться, что дальнейшее совершенствование методики и аппаратуры для оперативного статистического анализа эхо-сигналов, а также накопление данных радиолокационных исследований турбулентных и упорядоченных конвективных движений в облаках окажутся полезными как для выявления особенностей самих движений и связанных с ними основных физических процессов в облаках (процесс укрупнения капель, возникновение и развитие градовых и электрических явлений), так и для прогноза и диагноза форм облаков, организации активных воздействий на облака, повышения точности измерений осадков, влажности облаков и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровиков А. М. и др. Физика облаков. Гидрометеониздат, Л., 1961.
2. Воронцов П. А. Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы. Гидрометеониздат, Л., 1966.
3. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. Изд. АН СССР, 1961.
4. Горелик А. Г., Черников А. А. Некоторые результаты радиолокационного исследования структуры поля ветра на высоте 50—700 м. Тр. ЦАО, вып. 57, 1964.
5. Горелик А. Г., Черников А. А. Изучение турбулентности в облаках радиолокационным методом. Тр. ЦАО, вып. 31, 1959.
6. Горелик А. Г., Черников А. А. Некоторые вопросы радиолокации множественной цели. Тр. ЦАО, вып. 57, 1964.
7. Жупахин К. С. О методике оперативной оценки турбулентных движений в облаках. См. наст. сб.
8. Жупахин К. С., Жупахин В. С. Простое устройство для статистического анализа квазистационарных эхо-сигналов. Тр. ГГО, вып. 186, 1966.
9. Жупахин К. С. О двух методах и точности измерения мощности радиоэха, основанных на сравнении с шумами радиоприемного устройства. Тр. ГГО, вып. 159, 1964.
10. Жупахин К. С., Леншин В. Т. О корреляционной связи статистических параметров эхо-сигналов от кучево-дождевых облаков со скоростями восходящих потоков в них. См. наст. сб.
11. Имянитов И. М. Электрическая структура мощных конвективных облаков (Cu Cong) и ее связь с движениями воздуха в облаках. ИПГАН СССР, Исследования облаков, осадков и грозового электричества, докл. на VI международной конференции. Изд. АН СССР, М., 1961.
12. Кр а с ю к Н. П. Отражение микроволн областью с неоднородным распределением гидрометеоров. Радиотехника, т. 22, № 3, 1967.
13. Мейсон Б. Физика облаков. Гидрометеониздат, Л., 1961.
14. Никандров В. Я. К вопросу о заряде частиц облаков и туманов. Тр. ГГО, вып. 57 (119), 1956.

15. Парчевский В. Исследование термических вертикальных потоков. *Метеорология и гидрология*, № 5, 1958.
16. Распространение ультракоротких радиоволн. Под ред. Шиллерова Б. А. Изд-во «Советское радио», 1954.
17. Смирнова Г. А. Опыты радиолокационного измерения турбулентности ясного неба с помощью пассивных отражателей. *Тр. ЦАО*, вып. 57, 1964.
18. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1966.
19. Черников А. А. Радиолокационные исследования отражений от ясного неба. *Тр. ЦАО*, вып. 48, 1963.
20. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. ГТИ, 1954.
21. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гидрометеиздат, Л., 1964.
22. Atlas D., Iiro Aoyagi and Donaldson R. I. Jr. Doppler analysis of the physical dynamics of a convective storm. *Proc. Intern. Conf. Cloud Physics. Tokyo and Sapporo*, 1965.
23. Atlas D. Optimizing the radar detection of clear air turbulence. *J. Appl. Met.*, v. 5, 1966.
24. Beckmann P. Statistical distribution of the amplitude and phase of a multiply scattered field. *J. Res. No. BS, 66D. (Radio Prop.) No. 3*, 1962.
25. Brown I., Evans I., Hargeaves I., Murray W. *Proc. Phys. Soc.*, 69, B, part 9, No. 441B.
26. Hoyt R. S. Probability function for the modulus and angle of the normal complex variate. *Bell System. Tech. J.*, 26, 1947.
27. Lee Chi-Chen. Radar equation by taking into consideration the coherent scattering of radar waves from cloud and raindrops. *Scientia Sinica*, vol. XII, No. 5, 1963.
28. Nakagami, M. The m-distribution and general formula of intensity distribution of rapid fading, statistical methods in radio wave propagation, ed. W. C. Hoffman. Pergamon Press, Oxford, 1960.
29. Norton K. A. The probability distribution of the amplitude of a constant vector plus a Rayleigh distributed vector. *Proc. I.R.E.*, 53, 1955.
30. Rice S. O. Mathematical analysis of random noise. *Bell. System Tech. J.*, 23, 1944, 24, 1945.

РАДИАЦИОННЫЕ ПРИТОКИ ТЕПЛА К ВОДНОМУ АЭРОЗОЛЮ В БЛИЖНЕЙ ИНФРАКРАСНОЙ ОБЛАСТИ СПЕКТРА

Введение

В инфракрасной (ИК) области спектра излучения водяной пар и вода в жидком состоянии обладают интенсивными и широкими полосами поглощения, обусловленными в ближней инфракрасной области (0,54—9,00 мк) колебательными и вращательно-колебательными переходами [1]. Поэтому, если нагревать воздух, содержащий водяные капли и пар, парциальная упругость которого близка к насыщению, с помощью источников теплового излучения (ИК горелок) можно добиться, по-видимому, наиболее эффективного испарения капель и нагрева влажной среды.

Расчет притоков тепловой радиации к туману

Для определения величины радиационного притока нужно решить уравнение переноса лучистой энергии в рассеивающей и поглощающей среде, т. е. найти величины восходящего F_1 и нисходящего F_2 потоков радиации. Величина притока радиации σ выражается через F_1 и F_2 следующим образом:

$$\sigma = \frac{d}{dz} (F_1 + F_2).$$

В рассматриваемой задаче в качестве исходных данных были приняты следующие:

- 1) мощность тумана $H=100$ м;
- 2) водность тумана $w=0,1$ г/м³ (постоянна по высоте);
- 3) содержание водяного пара $a=6$ г/м³ (что соответствует количеству водяного пара в насыщенной среде с $t^{\circ}=0^{\circ}$ С);
- 4) средний радиус капелек тумана $r=6,256$ мк;
- 5) предполагалось, что тепловые источники расположены на подстилающей поверхности, а их мощность равномерно распределена по всей излучаемой полосе. При этом удельная мощность излучения F_0 определялась из условия: если на всей полосе имеется n тепловых источников мощностью R_0 , а площадь полосы равна S , то $F_0 = \frac{nR_0}{S}$;

6) спектральный состав излучения в наших расчетах был эквивалентен спектральному составу излучения черного тела при трех значениях температуры T : а) $T=333^{\circ}$ К, б) $T=700^{\circ}$ К, в) $T=1000^{\circ}$ К.

Исходная система дифференциальных уравнений имеет следующий вид:

$$\frac{dF_1}{dz} = -m [k + \sigma\Gamma] F_1 + m\sigma\Gamma F_2,$$

$$\frac{dF_2}{dz} = -m\sigma\Gamma F_1 + m [k + \sigma\Gamma] F_2,$$

граничные условия:

$$F_{1(0)} = F_0,$$

$$F_{2(H)} = 0.$$

Физический смысл коэффициентов, входящих в систему:

m — секанс угла между нормалью и направлением распространения «центра тяжести» радиации (в нашей задаче $m \approx 2$), k — суммарный объемный коэффициент поглощения пара и капель, σ — объемный коэффициент рассеяния, Γ — доля радиации, рассеянной назад при единичном акте рассеяния, z — высота.

Решение исходной системы дифференциальных уравнений при указанных граничных условиях дает следующее выражение для величины радиационного притока:

$$\delta_{(\Delta\lambda)} = F_{0(\Delta\lambda, T)} \frac{4k [(1 + \beta) e^{\alpha t} - (1 - \beta) e^{-\alpha t}]}{(1 + \beta)^2 e^{\alpha t^*} - (1 - \beta)^2 e^{-\alpha t^*}},$$

где $F_0(\Delta\lambda, T)$ — количество энергии, испускаемое излучателем в достаточно узком спектральном интервале $\Delta\lambda$,

$$\beta = \sqrt{\frac{1-g}{1+g}}, \quad g = \frac{\sigma\Gamma}{\sigma\Gamma + k}, \quad \alpha = 2\sqrt{1-g^2},$$

$$t^* = \int_0^H (\sigma\Gamma + k) dz, \quad t = \int_0^z (\sigma\Gamma + k) dz.$$

Так как коэффициенты k , σ , Γ существенным образом зависят от длины волны излучения, то весь тепловой спектр разбивался на 28 интервалов так, чтобы внутри каждого интервала величины k , σ и Γ можно было считать постоянными.

Таким образом, суммарный радиационный приток находился как сумма

$$\delta_{(T)} = \sum_i F_{0(\Delta\lambda_i, T)} \frac{4k_i [(1 + \beta_i) e^{\alpha_i t_i} - (1 - \beta_i) e^{-\alpha_i t_i}]}{(1 + \beta_i)^2 e^{\alpha_i t_i^*} - (1 - \beta_i)^2 e^{-\alpha_i t_i^*}}.$$

Рассчитанные нами величины радиационных притоков при разных температурах источников представлены в табл. 1. Рассмотрим одно из возможных значений удельной мощности источников.

Пусть на каждые 10 м² приходится один излучатель мощностью 1 кВт, тогда $F_0' = \frac{1 \text{ кВт}}{10 \text{ м}^2} = 0,1 \text{ кВт/м}^2 = 0,01 \text{ Вт/см}^2$.

Таблица 1

Приток тепла (вт/см³) на уровнях 0, 50, 100 м
при различных температурах излучателя

z м	T K°		
	333	700	1000
0	4,7·10 ⁻⁶	4,1·10 ⁻⁶	4,02·10 ⁻⁶
50	0,9·10 ⁻⁶	0,95·10 ⁻⁶	1,07·10 ⁻⁶
100	0,05·10 ⁻⁶	0,1·10 ⁻⁶	0,22·10 ⁻⁶

Опыты по изучению влияния инфракрасного излучения на водный аэрозоль

Опыты по изучению влияния ИК излучения на туман производились в большой камере туманов ГГО [2]. Начальная водность искусственно создаваемого тумана составляла в среднем 3 г/м³. Пробы водности тумана брались с помощью измерителя водности Зайцева через каждые 5 мин. по мере рассеяния тумана. Процесс рассеяния тумана (изменение его интегральной оптической плотности) регистрировался сернисто-серебряным фотоэлементом и записывался на электронном потенциометре. Плотность тумана D в камере в каждый момент времени определялась как $\frac{I_0 - I}{I}$, где I — интенсивность светового пучка, прошедшего через туман, а I_0 — интенсивность светового пучка, прошедшего через чистый воздух.

Было проведено 25 опытов с естественным рассеянием тумана и 66 опытов при искусственном его рассеянии. Воздействие на туман ИК излучением осуществлялось с помощью газовой горелки мощностью 4000 ккал/час с максимальным излучением около 3 мк.

При горизонтальном потоке ИК излучения выполнен 21 опыт, при вертикальном потоке, направленном вверх, — 17 опытов, при вертикальном потоке, направленном вниз, — 28 опытов.

Результаты вычисления плотности тумана D , характеризующей степень рассеяния тумана со временем, представленные на рис. 1 и в табл. 2, показывают, что естественным образом туман рассеивается в среднем в течение 30 мин., а при воздействии ИК излучением — в 1,5—2 раза быстрее.

Таблица 2

Изменение прозрачности тумана со временем

	Время, мин.												
	0	2,5	5	7,5	10	12,5	15	17,5	20	22,5	25	27,5	30
Естественное рассеяние	1	0,98	0,91	0,74	0,58	0,42	0,30	0,19	0,12	0,06	0,03	0,01	0,002
Вертикальный поток ИК излучения, направленный													
вниз	1	0,94	0,74	0,48	0,25	0,10	0,04	0,01					
вверх	1	0,96	0,64	0,19	0,03								
Горизонтальный поток ИК излучения	1	0,98	0,68	0,26	0,03	0,0							

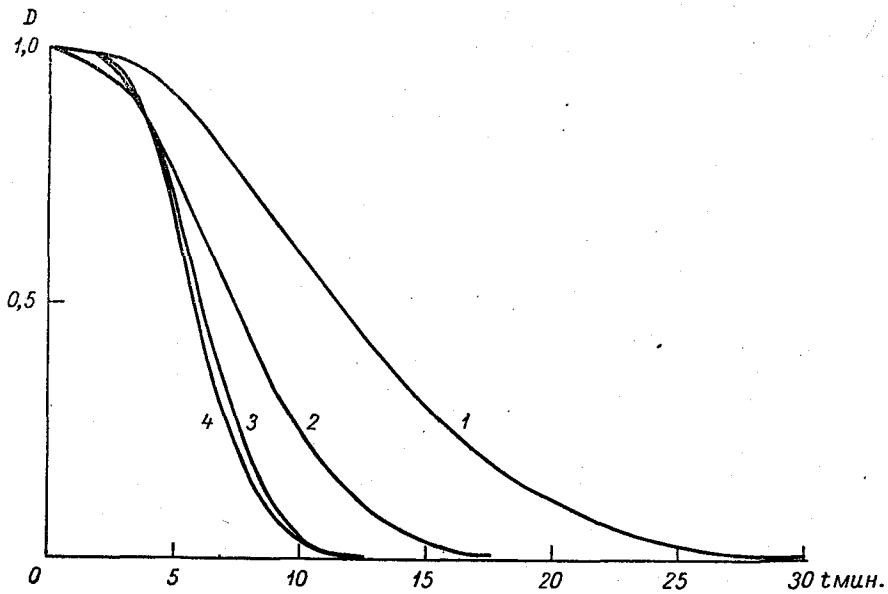


Рис. 1. Изменение плотности тумана со временем при естественном рассеянии и при воздействии ИК излучением:
 1 — естественное рассеяние; 2 — поток ИКИ направлен вертикально вниз; 3 — поток ИКИ горизонтален; 4 — поток ИКИ направлен вертикально вверх.

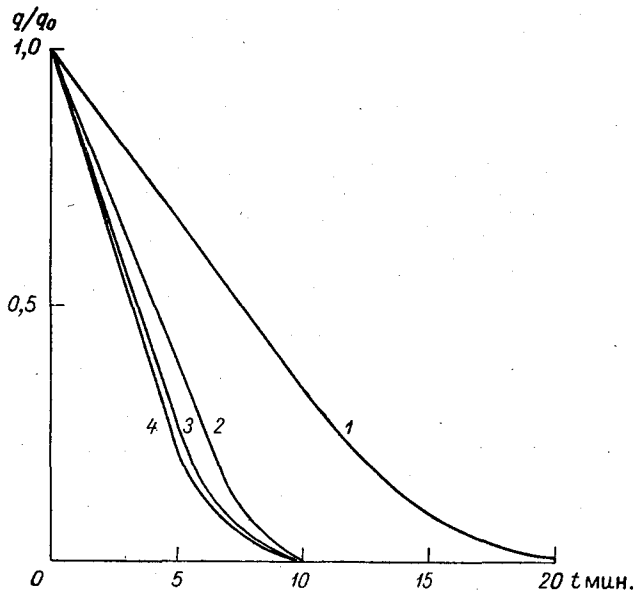


Рис. 2. Изменение относительной влажности тумана со временем при естественном рассеянии и при воздействии ИКИ:
 1 — естественное рассеяние; 2 — поток ИКИ направлен вертикально вниз; 3 — поток ИКИ горизонтален; 4 — поток ИКИ направлен вертикально вверх.

Этот вывод подтверждается результатами обработки измерений влажности тумана в процессе его рассеяния, представленных на рис. 2 и в табл. 3.

Таблица 3

Изменение относительной влажности тумана со временем

	Время, мин.				
	0	5	10	15	20
Естественное рассеяние	1	0,67	0,34	0,09	0,01
Вертикальный поток ИК излучения, направленный вниз	1	0,37	0		
вверх	1	0,23	0		
Горизонтальный поток ИК излучения	1	0,26	0		

Описанные опыты проводились при температурах 22—28°С. Кроме того, было выполнено 23 опыта при более низких температурах, 1—5°С. Результаты этих опытов подтверждают полученные выводы о соотношении скоростей естественного рассеяния тумана и рассеяния тумана при воздействии на него ИК излучением.

Одной из задач исследований являлось изучение поля температуры вокруг горелки. Для этого в горизонтальном потоке ИК излучения на различных расстояниях от горелки (от 50 см до 1 м) через каждые 10 см измерялась температура обычным термометром и термометром с зачерненным резервуаром.

Измерения производились в тумане (7 серий измерений) и при отсутствии тумана (5 серий измерений). В каждой точке измерений вычислялась разность показаний указанных термометров, причем показания термометра с зачерненным резервуаром, поглощающим лучистую энергию, были, естественно, выше показаний обычного термометра. Как показали измерения, в тумане эта разность получалась меньше, чем при его отсутствии. Это может быть объяснено тем, что при отсутствии тумана лучистую энергию поглощает только зачерненный резервуар термометра, в тумане же ИК излучение поглощает и водный аэрозоль, вследствие чего указанная разность показаний термометров уменьшается. Результаты описанных опытов приведены в табл. 4 и на рис. 3.

Таблица 4

Зависимость разности показаний обычного и зачерненного термометров $\Delta t^{\circ}\text{C}$ от расстояния до горелки

	Расстояние, см					
	50	60	70	80	90	100
Тумана нет	2,30	1,80	1,44	0,98	0,62	0,20
В тумане	2,00	0,96	0,54	0,17	0,10	0,03

Другой задачей проводимых исследований было изучение ослабления лучистой энергии в тумане и при отсутствии тумана. С этой целью на различных расстояниях от горелки (от 60 см до 2 м) в горизонтальном потоке ИК излучения актинометром измерялся поток лучистой

энергии. Измерения проводились в тумане (14 серий измерений) и при отсутствии тумана (11 серий). Всего в камере был произведен 151 опыт.

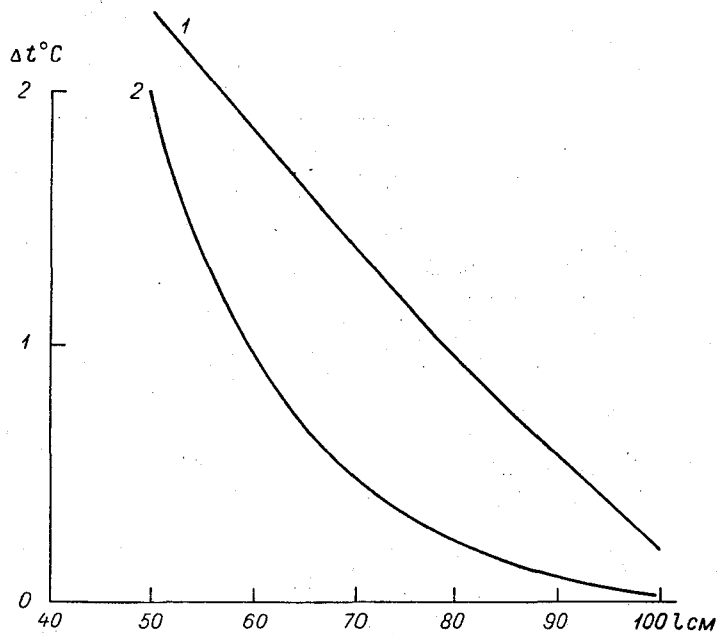


Рис. 3. Зависимость разности показаний обычного и зачерненного термометров от расстояния до горелки при отсутствии тумана (1) и в тумане (2).

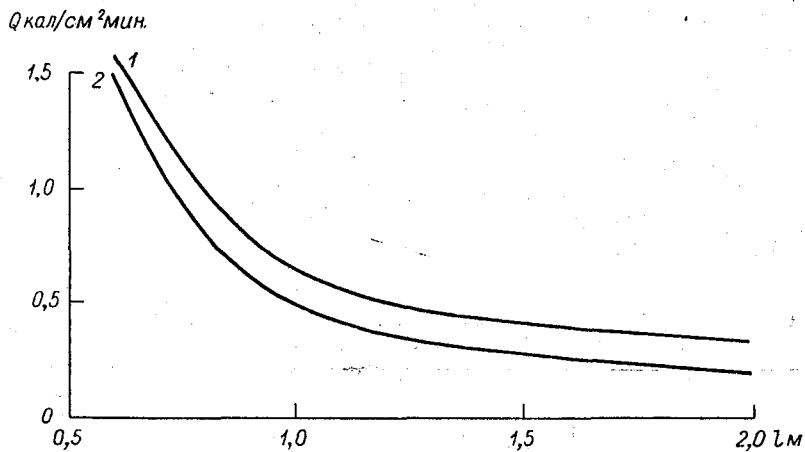


Рис. 4. Ослабление потока лучистой энергии в горизонтальном направлении при отсутствии тумана (1) и в тумане (2). Опыты в камере.

Как показали измерения (рис. 4, табл. 5), поток лучистой энергии в тумане всегда меньше, чем при отсутствии тумана (на одинаковых расстояниях от горелки), что свидетельствует о поглощении некоторой доли радиации дисперсной средой.

Таблица 5

Ослабление лучистой энергии Q кал/см² мин. в горизонтальном направлении.
Опыты в камере

	Расстояние, см					
	60	70	80	90	100	200
Тумана нет	1,6	1,2	1,0	0,8	0,6	0,3
В тумане	1,5	1,1	0,8	0,6	0,5	0,2

Эксперименты были продолжены в естественных условиях на экспериментальной базе ГГО в Воейково. Задачей их было изучение характера ослабления ИК радиации в естественном тумане и при отсутствии тумана. Опыты производились при температуре воздуха от 2 до 10°С. В качестве источника ИК излучения использовалась газовая горелка мощностью около 10 000 ккал/час (λ_{max} излучения около 3 мк). При горизонтальном потоке ИК излучения актинометром измерялся поток лучистой энергии на различных расстояниях от горелки (от 1 м до 8 м). Аналогичные измерения производились и при потоке, направленном вертикально вверх.

Результаты измерений представлены на рис. 5 и 6 и в табл. 6 и 7.

Таблица 6

Ослабление лучистой энергии Q кал/см² мин. в горизонтальном направлении.
Опыты в естественных условиях

	Расстояние, м							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Тумана нет	0,410	0,244	0,149	0,098	0,069	0,047	0,034	0,026
В тумане	0,387	0,227	0,125	0,085	0,060	0,039	0,030	0,023

Таблица 7

Ослабление лучистой энергии Q кал/см² мин. в вертикальном направлении.
Опыты в естественных условиях

	Расстояние, м				
	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0
Тумана нет	0,433	0,361	0,322	0,277	0,167
В тумане	0,430	0,335	0,245	0,160	0,040

При сравнении результатов опытов в камере с результатами измерений в естественных условиях видно, что в качественном отношении различий между ними нет.

Задачей дальнейших исследований является сравнение (теоретическое и экспериментальное) притоков тепла к туману за счет турбулентной диффузии (конвекции) и за счет радиационных факторов, имеющих место в аэродисперсной системе при их нагреве.

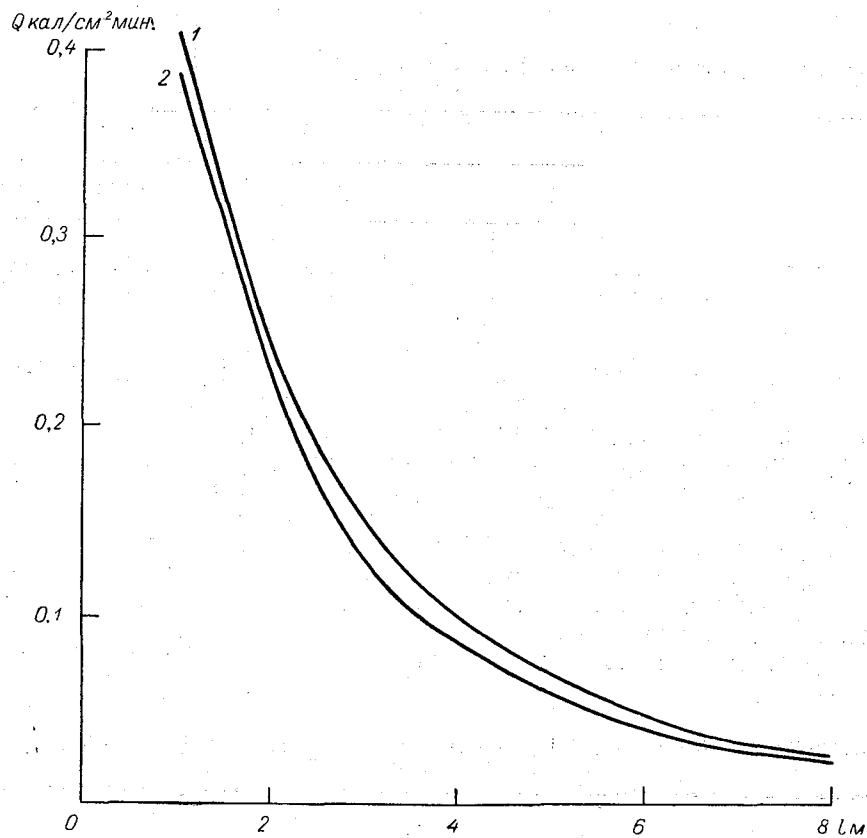


Рис. 5. Ослабление потока лучистой энергии в горизонтальном направлении при отсутствии тумана (1) и в тумане (2). Опыты в естественных условиях.

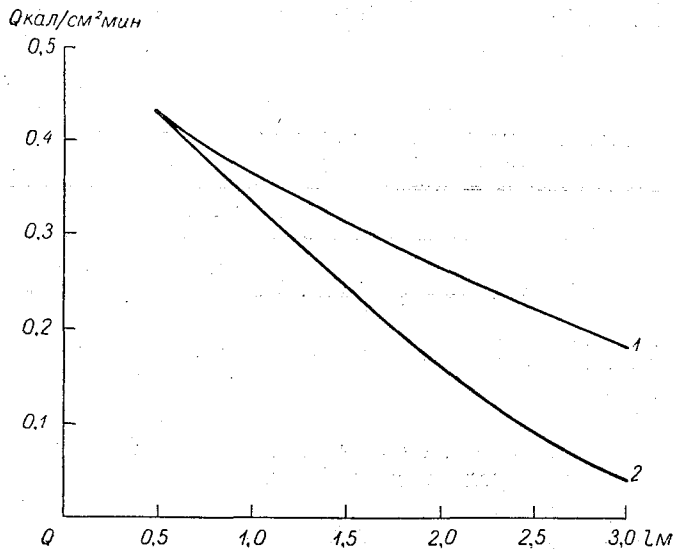


Рис. 6. Ослабление потока лучистой энергии в вертикальном направлении при отсутствии тумана (1) и в тумане (2). Опыты в естественных условиях.

Выводы

1. Теоретически оцененная величина радиационного притока тепла к водному аэрозолю в ближней ИК области и аэродисперсной системе с заданными параметрами получилась равной $0,05 \cdot 10^{-6}$ — $4,1 \cdot 10^{-6}$ вт/см³. Кроме того, найдена зависимость радиационного притока от мощности слоя тумана.

2. Величины притока ИК радиации к водному аэрозолю, полученные в опытах с естественными и моделированными туманами, имеют одинаковый порядок с величинами, полученными теоретически.

3. Указан метод учета радиационного тепла в расчетах искусственного рассеяния туманов тепловыми методами при положительных температурах воздуха.

Авторы выражают признательность проф. Н. С. Шишкину за ценные советы и И. А. Скороденок за участие в опытах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеиздат, Л., 1965.
2. Преображенская Е. В. О взаимодействии мелкодисперсных порошков ионообменных смол с водным аэрозолем и водяным паром. См. наст. сб.

СОДЕРЖАНИЕ

Б. Ш. Бериташвили, Ю. А. Довгалюк. К теории влажноадиабатического подъема воздуха в конвективных облаках	3
Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. К вопросу об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков	10
В. И. Беляев. Об учете фазовых переходов воды в задачах физики атмосферы	18
Е. П. Будилова, Е. Е. Корниенко, В. Т. Леншин, Д. Д. Сталевич. Натурные испытания смеси NaCl с цементом в качестве реагента для воздействия на мощные кучевые облака	23
Ю. П. Сумин. Методика рассеяния переохлажденных туманов пиротехническими составами с иодидами серебра и свинца	37
Т. Н. Громова, Ю. П. Сумин. О применении сернистой меди для воздействия на переохлажденные конвективные облака	43
Е. П. Будилова, В. Т. Леншин, В. К. Толкачев, Н. С. Шишкин. Исследования термиком с помощью планера и легкого самолета	62
Е. П. Будилова, В. Т. Леншин, В. К. Толкачев. К прогнозу условий парения планеров по методу слоя	71
Н. С. Шишкин. Исследование заряжения капель в облаках и туманах	78
К. С. Жупахин, В. Т. Леншин. О корреляционной связи статистических параметров эхо-сигналов от кучево-дождевых облаков со скоростями восходящих потоков в них	87
К. С. Жупахин, Г. А. Коптяев, Н. Ф. Котов. Радиолокационный метод спирального обзора постоянной высоты	91
Н. Ф. Котов, Т. И. Морозова. Метод составления цифровых карт радиолокационной информации	102
Р. А. Анчугова. К вопросу о динамике развития радиоэхо от кучево-дождевых облаков	111
К. С. Жупахин. О методике оперативной оценки турбулентных движений в облаках	117
Н. П. Тверской. Применение теплового метода возгонки органических соединений на самолете	121
П. В. Дьяченко. Установка для обработки микрофотографий капель облаков и туманов	130
А. В. Бромберг, Н. В. Бычков, Г. С. Воронов, И. И. Гайворонский, Т. Н. Громова, В. Я. Никандров, Ю. А. Серегин, Н. Н. Ярцева. О возможности применения сернистой меди в ракетах для вызывания осадков	135
Т. Н. Громова, В. Т. Леншин. О некоторых особенностях результатов воздействия на мощные кучевые облака льдообразующими реагентами	150
Е. В. Преображенская. О взаимодействии мелкодисперсных порошков ионообменных смол с водным аэрозолем и водяным паром	157
Е. В. Преображенская. Определение следов меди в осадках при воздействиях сернистой медью на конвективные облака	169
К. С. Жупахин. Об оперативном статистическом анализе эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз	176
В. Г. Морачевский, Е. П. Новосельцев, Н. В. Пастух. Радиационные притоки тепла к водному аэрозолю в ближней инфракрасной области спектра	193

Труды ГГО, вып. 224

ФИЗИКА ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Редактор Л. К. Сурьгина

Технич. редактор Г. С. Николаева

Корректоры: В. Д. Малофеева, П. В. Стебливец

Сдано в набор 18/1 1967 г.	Подписано к печати 3/VI 1968 г.	Бумага тип. № 1 70×108 ^{1/16}
Бум. л. 6,625.	Усл. печ. л. 18,55.	Уч.-изд. л. 17,20.
	Тираж 660 экз.	Цена 1 руб. 20 коп.
		Заказ 264

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, 23

Ленинградская типография № 12 им. М. И. Лоханкова Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР. Ленинград, ул. Правды, 15.